Índice de materias

	INTRODUCCIÓN	1
Parte I	**EL GLOBO TERRÁQUEO**	
1	Forma de la tierra; la red geográfica	5
2	Sistemas de proyección	21
3	Localización y dirección sobre el globo	47
4	Iluminación del globo	69
5	La hora	89
6	La luna y las mareas	105
Parte II	**LA ATMÓSFERA Y LOS OCÉANOS**	
7	La atmósfera terrestre	121
8	Calentamiento y enfriamiento de la superficie terrestre	133
9	Los vientos y su circulación en el globo	161
10	La superficie de los océanos	181
11	Humedad, nubes y precipitación	195
12	Borrascas, masas de aire y frentes	215
Parte III	**CLIMA, SUELOS Y VEGETACIÓN**	
13	Clasificación de los climas y regímenes climáticos	235
14	El agua del suelo y el balance hídrico	255
15	Climas ecuatoriales y tropicales	271
16	Climas de las latitudes medias	289
17	Climas polares, árticos y de las grandes alturas	303
18	El suelo	319
19	Los grandes grupos de suelos	333
20	Estructura y medio ambiente de la vegetación	351
21	Distribución de la vegetación natural	369

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Parte IV FORMA DE MODELADO

22	Formas topográficas y materiales terrestres	393
23	La corteza terrestre y sus formas topográficas	411
24	La destrucción de vertientes	429
25	Las aguas de escorrentía y de saturación	449
26	Morfología fluvial	477
27	El ciclo de denudación continental	503
28	Análisis cuantitativo de las formas de erosión	521
29	Morfología glacial	543
30	Morfología debida a olas y a corrientes marinas	569
31	Morfología eólica	593
32	Llanuras costeras, estratos horizontales y domos	609
33	Pliegues, fallas y bloques fallados	635
34	Masas cristalinas y formas volcánicas	651

Apéndices

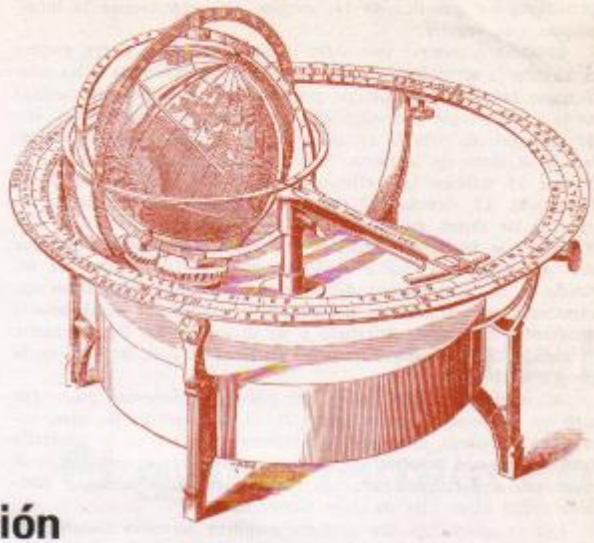
I	Lectura de mapas	671
II	Datos climáticos del mundo	693
III	Órdenes de suelos en los Estados Unidos	711
IV	Análisis cuantitativo de variables geográficas	715

BIBLIOGRAFÍA 723

ÍNDICE ALFABÉTICO 757

MAPAS 769

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



Introducción

¿QUÉ ES LA GEOGRAFÍA FÍSICA? Como primer paso para la comprensión de este término, ampliémoslo y leamos "la base física de la geografía", ya que la geografía física es simplemente el estudio y unificación de un cierto número de ciencias de la tierra que nos permiten penetrar de una manera general en la naturaleza del medio que rodea al hombre. La geografía física, aunque no constituye por sí misma una rama diferenciada de la ciencia, es un conjunto de principios básicos de las ciencias naturales, seleccionados de forma que incluyan primordialmente las influencias ambientales, que varían de un lugar a otro en la superficie terrestre.

¿Cuáles son, entonces, las distintas ciencias de que consta la geografía física y por qué se han seleccionado éstas y no otras? Las primeras y más fundamentales son las que estudian la forma de la tierra, ciencia que se denomina *geodesia*, y la relación entre la tierra y el sol, una parte de la *astronomía*. Gran parte de la astronomía no concierne al geógrafo ya que sólo dos cuerpos, el sol y la luna, afectan de un modo apreciable a la vida sobre la tierra. Puesto que toda la energía necesaria para el mantenimiento de la vida, toda la fuerza motriz de los cursos de agua, vientos y corrientes oceánicas, proviene de la radiación solar y, puesto que la intensidad de esta energía experimenta cambios diarios y anuales, es esencial un conocimiento de los movimientos que realiza la tierra en su órbita alrededor del sol. La luna, en su calidad de cuerpo que controla las mareas, entra en la geografía física sólo de un modo marginal.

Como los datos obtenidos en el estudio de la tierra se representan generalmente mucho mejor por medio de mapas —y quizá sea imposible describir muchos de ellos sin un mapa—, la ciencia de los mapas, o *cartografía* es un ingrediente esencial de la geografía física. En realidad, la cartografía es una técnica más que una ciencia básica, pero su estudio debe ser abordado de

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

inmediato, ya que nos da los medios para representar la información que seguirá.

El hombre, aunque vive *sobre* la superficie de la tierra, respira el aire *en* la atmósfera y debe su propia supervivencia a las condiciones favorables de tiempo y clima. Por lo tanto, las ciencias de la *meteorología* y *climatología*, que tratan de estos temas, son de gran interés para la geografía física. Situada entre la atmósfera y la masa de la tierra, hay una delgada capa, el suelo, en el que se reflejan las influencias tanto del clima como de la topografía. La ciencia del suelo, o *pedología* es, por lo tanto, otra de las ramas de la geografía física. La estructura y la distribución de los tipos naturales de vegetación, aunque concierne más a la botánica que a cualquier ciencia física, debe ser incluida en la consideración del geógrafo, dado que las plantas son características importantes del paisaje e indicadores notablemente constantes del clima, del suelo y de la topografía. Por lo tanto, la ciencia de la *geografía botánica* ha sido también incluida en la geografía física.

Al referirnos a las tierras del globo, no debemos pasar por alto los océanos. La *oceanografía física*, que estudia las olas, corrientes y mareas, tiene inevitablemente un lugar en la geografía física, ya que el hombre utiliza los océanos para la comunicación entre los continentes, para operaciones navales y aéreas y también como fuente de recursos alimenticios.

Las características topográficas o relieve terrestre tienen gran importancia para el hombre, porque influyen en la disposición de sus tierras de cultivo, sus ciudades y sus líneas de comunicación. La ciencia de la *geomorfología* trata del origen y desarrollo sistemático de todos los tipos de relieve y es una de las partes más importantes de la geografía física. Muy frecuentemente, la topografía es una expresión de las diversas variedades y estructuras que tienen las rocas debajo de la superficie, por lo que se ha incluido también un conocimiento mínimo de los principios de la *geología*. La comprensión de los principios geológicos tendrá el valor suplementario de explicar el origen y la distribución de los tipos principales de depósitos minerales —carbón, petróleo, gas natural, minerales metalíferos, rocas para la construcción y muchos otros. En estrecha relación con la geomorfología está la ciencia de la *hidrología*, que estudia las aguas subterráneas y las que corren por la superficie terrestre, como son los ríos, lagos, manantiales y pantanos. El agua dulce, esencial para la supervivencia del hombre, se revela por lo tanto como un elemento importante de la base física de la geografía.

El geógrafo físico profesional estará normalmente especializado en uno solo de los diversos campos abarcados, como pueden ser la climatología, la geomorfología o el estudio del suelo. Además de investigar en la especialidad que ha elegido, a la que puede hacer importantes contribuciones científicas, el geógrafo físico trata de mantenerse informado sobre los descubrimientos importantes a medida que se producen en los otros campos de especialización. De esta manera se ve en situación de reunir e integrar fragmentos de conocimiento en un cuadro unificado del medio ambiente natural del hombre en cualquier lugar del globo y en cualquier estación del año.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Parte I

El globo terráqueo

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Capítulo 1
Forma de la tierra; la red geográfica

La forma esférica de la tierra es uno de los hechos del mundo físico que los niños aprenden desde su más temprana edad, pero probablemente muy pocas personas se han detenido a pensar en alguna de las pruebas sencillas de la esfericidad de la tierra. Por ejemplo, se supone tácitamente que el hecho de haber navegado o volado repetidas veces alrededor de la tierra prueba ya su esfericidad, mientras que ello significa solamente que la tierra es un cuerpo sólido: la circunnavegación podría llevarse a cabo en una tierra cilíndrica o cúbica. Sin embargo, podría demostrarse la esfericidad de la tierra si se pudiese probar que, en gran número de vuelos planos realizados alrededor de la circunferencia máxima de la tierra, empezando cada uno en distinta dirección, la distancia resultase igual para todos.

Puede obtenerse una segunda prueba de la esferidad de la tierra a partir de las observaciones realizadas en el mar. La mayor parte de las personas que han estado a bordo de un barco se han dado cuenta, en uno u otro momento, de que a medida que un barco que pasa se pierde más y más en la distancia, parece como si se hundiese lentamente bajo el nivel del agua (fig. 1.1). Si se observa a través de unos prismáticos, el nivel del mar parece elevarse hasta que las cubiertas quedan hundidas; después se sumergen gradualmente la chimenea y los mástiles, quedando finalmente sólo humo visible sobre el horizonte. Es evidente que la explicación de este hecho está en la curvatura de la superficie del mar Para demostrar que esta curvatura es esférica, sería necesario realizar numerosas observaciones, en las que se midiese el hundimiento aparente de un navío por unidad de distancia, en muchas direcciones distintas desde un mismo punto de observación. Esta prueba no sería satisfactoria, a menos que se repitiese el experimento en muchas zonas oceánicas distintas del globo y se hallara que la curvatura permanece constante.

Puede obtenerse una tercera prueba observando que en todos los eclipses de luna, en los que la sombra de la tierra se proyecta

Globo terráqueo del siglo XVI. (Cosmographia Petri Apiani, 1551.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 1.1. Visto a través de un telescopio, un barco distante parece estar parcialmente sumergido.

sobre nuestro satélite, el límite de la sombra tiene la forma de un arco de círculo. Puede demostrarse geométricamente que la esfera es el único cuerpo que proyecta siempre una sombra circular sobre otra esfera. Vista desde la tierra, la luna nos presenta un disco plano aparente. Teniendo en cuenta que exactamente cuando se producen los eclipses, la tierra está girada rara vez en la misma posición, podemos deducir que, independientemente de cuál sea el perfil terrestre proyectado, las sombras circulares son siempre iguales y la tierra debe ser esférica.

El examen de las fotografías tomadas a alturas muy grandes desde cohetes y satélites artificiales (como los satélites meteorológicos de la serie *Tiros*) muestran el horizonte como una línea curva (fig. 1.2). Si la curvatura resultase ser la misma en muchas partes de la tierra muy separadas entre sí, una serie de dichas fotografías constituiría una cuarta prueba de su forma esférica.

Puede obtenerse una quinta prueba observando la posición de la Estrella Polar (o de cualquier otra estrella). Para un observador situado en el ecuador, la Estrella Polar se encuentra sobre el horizonte, pero a medida que

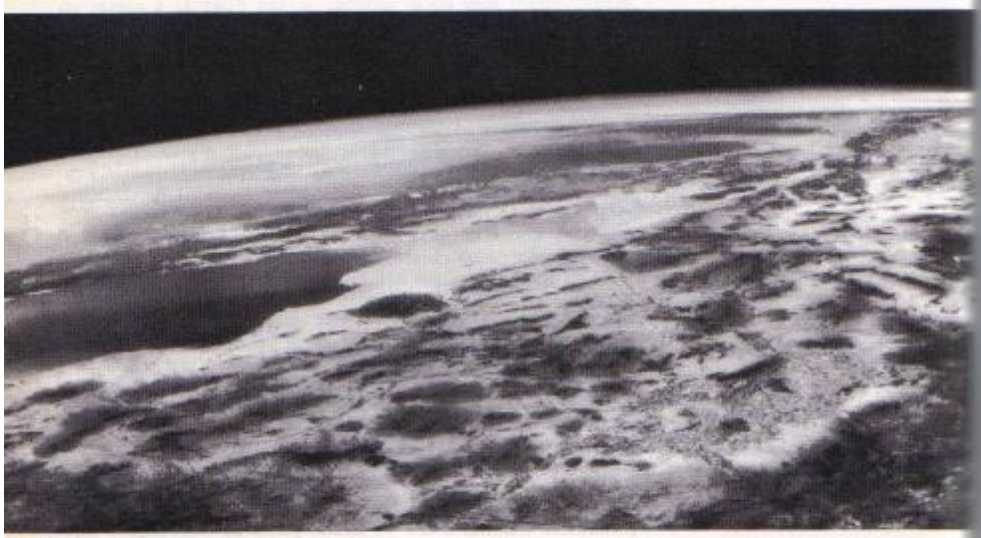


Figura 1.2. La curvatura del horizonte de la tierra aparece claramente en esta fotografía del sudoeste de los Estados Unidos y del norte de México, tomada desde un cohete Viking-12, de la Marina, a una altura de 230 km. A la izquierda se hallan Baja California y el golfo de California. A la derecha la vista se extiende hasta el área de los Angeles. (Fotografía oficial de la U. S. Navy.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

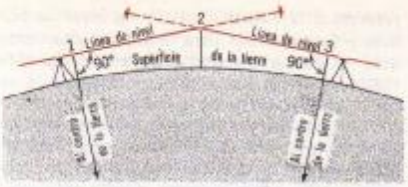


Figura 1.3. A causa de la curvatura de la superficie de la tierra, las líneas de visión de los telémetros no conservan una elevación constante.

se desplaza hacia el polo norte, la estrella parece estar situada directamente sobre la cabeza del observador. Se encontraría que la Estrella Polar se eleva 1° en el cielo por cada 111 km que el observador recorre hacia el Norte. Lo mismo ocurriría si el observador se desplazase desde el ecuador hacia el polo sur y observase una estrella situada casi en línea recta con el eje de la tierra. Esto puede demostrar que todos los arcos trazados de polo a polo son arcos de circunferencia (es decir, los meridianos) y que la tierra tiene forma esférica.

La sexta prueba se encuentra al revisar las operaciones realizadas con instrumentos telescópicos precisos. Supongamos que un ingeniero planta dos postes en el suelo separados entre sí 1 km y a profundidad tal que, cuando mira desde el extremo superior de uno al extremo superior del otro, su línea de mira es perfectamente horizontal, de acuerdo con el nivel de burbuja que se encuentra en el telescopio (figura 1.3). Supongamos ahora que planta un tercer poste, en línea recta con los otros dos, pero situado 1 km más allá del segundo y que ajusta la altura del tercer poste de manera que una línea de mira telescópica desde el tercer poste al segundo sea perfectamente horizontal, de acuerdo con el nivel de burbuja. Si no conociera la curvatura de la tierra, el ingeniero podría sorprenderse al encontrar que, si mira con su telescopio desde el extremo superior del primer poste al extremo superior del tercero, el extremo superior del segundo se proyecta por encima de su nueva línea de mira. Esto se explica por el hecho de que una línea de mira telescópica no sigue la curvatura de la tierra, sino que es una línea recta tangente a su superficie. Los agrimensores, por lo tanto, tienen que hacer correcciones debidas a la curvatura de la tierra y, puesto que la corrección es aproximadamente constante en todos los lugares de la tierra, podemos llegar a la conclusión de que la tierra es esférica.

La séptima prueba de la esfericidad de la tierra resulta de la observación de que el peso de un objeto será casi exactamente el mismo,

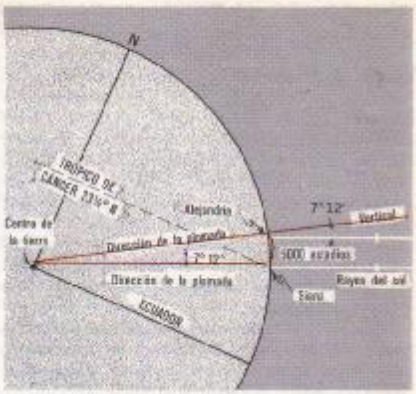


Figura 1.4. Método utilizado por Eratóstenes para medir el radio terrestre.

medido con un dinamómetro, en cualquier lugar del globo. Sabiendo que el peso depende de la gravedad, llegamos a la conclusión de que el objeto pesa lo mismo en todas partes porque todos los puntos de la superficie terrestre equidistan de su centro; por lo tanto, la tierra es esférica.

Ahora bien, un reloj de péndulo sirve también para medir la fuerza de la gravedad. Si el péndulo se mantiene con una longitud constante, el reloj mantendrá un tiempo constante mientras sea influido por una gravedad constante. Así, si se halla que un reloj de este tipo tiene buena hora en todos los puntos de la tierra al nivel del mar, se comprueba la forma esférica. Sin embargo, cálculos extremadamente precisos basados en este principio, muestran pequeñas variaciones en el valor de la gravedad, hecho que, tal como será explicado más adelante, llevó al descubrimiento de que la verdadera forma de la tierra no es una esfera perfecta.

Como octava y última prueba puede hacerse notar que los métodos modernos de navegación se basan en la suposición de que la tierra es una esfera. Si consideramos que durante más de un siglo se han determinado innumerables veces y de un modo correcto posiciones de los navíos utilizando estos métodos, se hace evidente que la suposición es cierta.

La medición de la tierra de Eratóstenes

Aunque los antiguos griegos, entre ellos Pitágoras (540 a. C.) y los seguidores de Aristóteles (384-322 a. C.) creían que la tierra era esférica y habían especulado acerca de su circunferencia, fue Eratóstenes, bibliotecario de

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Alejandría, quien realizó una medida directa de la misma, basándose en un correcto principio de astronomía. Observó que en Siena, Egipto, situada en el Alto Nilo, en las cercanías del trópico de Cáncer, a 23° 23′ N y en el solsticio de verano (21 de junio), los rayos de sol a mediodía iluminaban directamente el fondo de un profundo pozo vertical. En otras palabras, el sol estaba entonces en su cenit y sus rayos eran perpendiculares a la superficie de la tierra en aquella latitud (fig. 1.4). Sin embargo, en Alejandría, en la misma fecha, los rayos del sol tenían al mediodía una inclinación de 1/50 de circunferencia, es decir 7° 12′ con respecto a la vertical.

Teniendo en cuenta el paralelismo entre los rayos del sol y las líneas radiales que parten del centro de la tierra, el arco de la superficie terrestre entre Alejandría y Siena es también igual a 7° 12′ ó 1/50 de la circunferencia terrestre. Por lo tanto, basta con determinar la distancia a lo largo de la línea Norte-Sur entre ambos lugares y multiplicarla por 50, con lo que se conoce la medida de la circunferencia.

Eratóstenes tomó como distancia entre Alejandría y Siena 5000 estadios, pero esta cifra no fue, probablemente, más que un cálculo aproximado. Obtuvo así el valor de 250 000 estadios para la circunferencia de la tierra. Si se hace el estadio equivalente a 185 m, la longitud de la circunferencia viene a resultar de unos 46 250 km, cantidad que es del mismo orden general de magnitud que el verdadero valor de unos 40 000 km.

A partir del experimento clásico de Eratóstenes resulta fácil utilizar un método astronómico para realizar la misma medición. Sólo necesitamos fijar una línea Norte-Sur cuya longitud pueda ser medida directamente a nivel del suelo por métodos agrimensoriales. Dicha línea debe tener por lo menos 111 km de longitud, lo que corresponde aproximadamente a un arco de 1°. En los extremos de dicha línea puede medirse la altura de cualquier estrella, en su punto más alto sobre el horizonte o con respecto a la vertical, usando un nivel de burbuja o una plomada para establecer una verdadera referencia horizontal o vertical. La diferencia entre las posiciones angulares de la estrella será el arco de circunferencia terrestre situado entre los extremos de la línea medida. Se cree que éste es el mismo procedimiento que siguieron los árabes en el siglo IX. Sus medidas fueron probablemente mucho más exactas que las de Eratóstenes, pero como no se conoce el equivalente en unidades modernas de sus unidades de medida, no puede apreciarse su trabajo.

Figura 1.5. Aunque un rayo de luz se curva muy poco hacia la superficie de la tierra, su divergencia aumenta con la distancia.

Curvatura de la superficie terrestre y visibilidad

Puede determinarse el valor de la curvatura de la superficie terrestre en función de la distancia real entre una línea curva situada sobre la superficie de la tierra (como, por ejemplo, sobre el océano tranquilo) y la tangente a ella en dicho punto. Designaremos esta distancia con el nombre de *divergencia* (fig. 1.5). Como la densidad del aire disminuye en sentido ascendente, un rayo de luz no seguirá una línea recta, sino que estará curvada hacia el suelo. El efecto de este fenómeno, conocido como *refracción*, consiste en disminuir la divergencia en aproximadamente un séptimo del valor que tendría si la tierra no tuviese atmósfera. Una regla sencilla para hallar el valor de la divergencia en metros entre la línea de la superficie y el rayo de luz consiste en multiplicar por 0,07 el cuadrado del número de kilómetros entre los dos puntos deseados (puntos A y B de la figura). La fórmula puede escribirse como sigue:

$$m = 0{,}07\ K^2$$

(Valor exacto $m = 0{,}0714\ K^2$)

donde m = número de metros entre la línea de la superficie y la del rayo de luz, y K = distancia en kilómetros. Por ejemplo, si la distancia es de 10 km, las dos líneas se habrán separado unos 7 m aproximadamente.

Una vez conocida la divergencia en metros entre la línea de la superficie y el rayo de luz, podemos hallar la distancia en kilómetros que separa los dos puntos mediante la fórmula

$$K = 3{,}7\sqrt{m}$$

Es decir, tomamos la raíz cuadrada del número que representa la divergencia en metros y la multiplicamos por 3,7. Por ejemplo, si la divergencia fuese de 9 m, la distancia en kilómetros sería de 8,1.

En la tabla 1.1 se dan cifras para una serie de ejemplos.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

El valor de la curvatura se convierte en una cuestión de gran interés e importancia práctica en los problemas de visibilidad en mar abierto. La extensión de océano visible desde un punto de observación aumenta en gran manera a medida que aumenta la elevación sobre la superficie del agua. La tabla 1.1 nos muestra que, desde un punto situado a 5 m sobre la superficie, como puede ser la cubierta de una pequeña embarcación, el radio de visión es de unos 8 km, mientras que desde un punto situado a 50 m sobre el nivel del mar, como, por ejemplo, desde el mástil de un buque, esta cifra aumenta hasta 26 km.

Cuando los dos puntos tienen distinta elevación sobre el nivel del mar, como por ejemplo, un faro situado a 30 m sobre éste y el puente de un barco a 20 m (fig. 1.6), la distancia de visibilidad de la luz es la suma de las dos distancias que se obtienen resolviendo el problema de la curvatura en dos partes. Para un observador situado en el puente del barco, el radio de visibilidad del horizonte es de unos 16,5 km. Los rayos de luz procedentes del faro son tangentes a la superficie del mar a una distancia de 20 m. El total es, por tanto, de unos 36,5 km. No hemos tenido en cuenta otros factores que podrían modificar nuestros cálculos, como las olas, que quizá se suman al nivel del horizonte, tendiendo a reducir visibilidad.

Figura 1.6. La curvatura de la superficie de la tierra limita la visibilidad desde los puntos elevados.

El problema del área de visibilidad ha sido extendido hoy a alturas indefinidamente grandes sobre la superficie terrestre por medio de los satélites artificiales de la tierra y otros vehículos espaciales. Dejando aparte el efecto de la atmósfera terrestre en la refracción y dispersión de los rayos de luz, el problema queda convertido en el de un cono aplicado a una esfera (fig. 1.7). Se considera que el observador está situado en el ápice del cono. Su horizonte (límite de la visibilidad terrestre) es una circunferencia que coincide con la línea de tangencia de cono y esfera. El radio de este método de visibilidad puede ser calculado cuando es determinado por trigonometría el arco equi-

TABLA 1.1

UNIDADES INGLESAS

Divergencia (pies)	Distancia (millas)	Distancia (millas)	Divergencia (pies)
1	1,32	1	0,6
2	1,86	2	2,3
5	2,94	5	14,4
10	4,16	10	57,4
20	5,89	20	230
50	9,31	50	1440
100	13,2	100	5740
200	18,6	200	23 000
500	29,4	500	144 000
1000	41,6		
5000	93,1		

UNIDADES MÉTRICAS

Divergencia (metros)	Distancia (kilómetros)	Distancia (kilómetros)	Divergencia (metros)
1	3,80	1	0,07
2	5,37	2	0,28
5	8,50	5	1,73
10	12,0	10	6,92
20	17,0	20	27,7
50	26,9	50	173
100	38,0	100	692
200	53,7	200	2 770
500	85,0	500	17 500
1000	120		
5000	259		

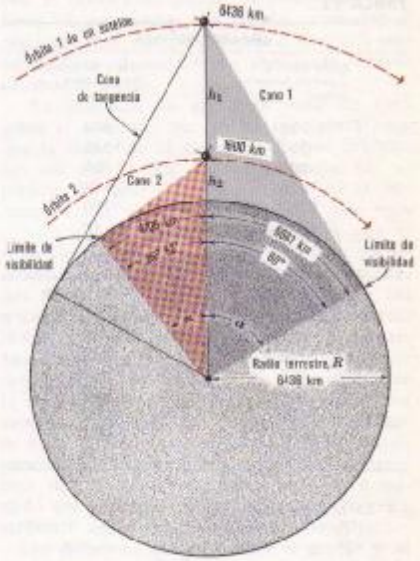


Figura 1.7. El área de visibilidad desde un satélite en órbita aumenta con la altura sobre la tierra, como lo indica una sucesión de conos tangentes.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

valente.[1] El número de grados del arco es multiplicado por 111 km para obtener la longitud del radio. La tabla 1.2, da las distancias para diferentes altitudes, tomando un radio terrestre de 6370 km.

La tierra como un elipsoide achatado

En 1671 un astrónomo francés, Jean Richer, fue enviado por Luis XIV a la isla de Cayena, en la Guayana Francesa, para que realizase ciertas observaciones astronómicas. Su reloj había sido ajustado de manera tal que su péndulo, de aproximadamente 1 m de longitud, marcaba los segundos con exactitud en París. Al llegar a Cayena, que está cerca del ecuador, Richer encontró que el reloj atrasaba unos dos minutos y medio diarios. Correctamente atribuyó este hecho a una fuerza de gravedad algo menor cerca del ecuador, y pronto se llegó a la conclusión de que este fenómeno sólo podía ser explicado suponiendo que la parte de la superficie terrestre correspondiente al ecuador estaba más alejada del centro de la tierra que los lugares situados más al norte. Mediciones más perfeccionadas de tipo semejante realizadas desde entonces han revelado que la forma de la tierra es semejante a la de un globo esférico comprimido a lo largo del eje polar y ligeramente abultado en el ecuador (fig. 1.8). Este cuerpo se conoce como *elipsoide achatado* o *elipsoide de revolución*. Un corte vertical a través de los polos es más elíptico que circular. El ecuador sigue siendo un círculo y es la máxima circunferencia sobre el elipsoide. El achatamiento de la tierra se atribuye a la fuerza centrífuga de la rotación terrestre, que deforma a la tierra, algo plástica, hasta conseguir una forma en equilibrio con respecto a las fuerzas de la gravedad y rotación.

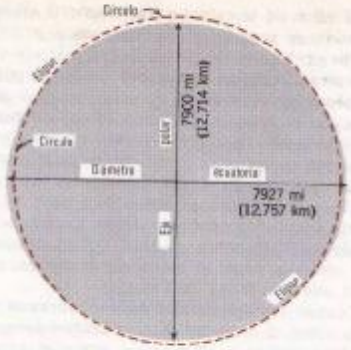


Figura 1.8. Un corte transversal de la tierra por un plano que contenga al eje polar tiene forma ligeramente elíptica. Las dimensiones de la figura corresponden al Elipsoide Internacional de Referencia (Hayford, 1909).

La confirmación del achatamiento de la tierra se obtuvo en el siglo XVIII por el trabajo de dos expediciones científicas enviadas bajo los auspicios de la Real Academia de Ciencias de París. Una de ellas se dirigió a Laponia, donde en los años 1736-1737 midió un arco de 57'. Al encontrar que la longitud de este arco era mayor que la de un arco equivalente conocido que pasaba por París, demostraron que la tierra está algo achatada hacia los polos. Mientras, la segunda expedición, que había partido con rumbo a Perú en 1735, de hecho empezó a realizar sus mediciones en Quito, Ecuador, completando la medición de un arco de más de 3° en 1743. La longitud de un grado de arco demostró ser allí menor que la de un arco equivalente en Francia, y aun menor que en Laponia, con lo que se obtuvo la prueba definitiva de la semejanza de la tierra a un elipsoide achatado.

Redondeando las dimensiones dadas en la figura 1.8 hasta el valor en kilómetros más aproximado, el diámetro ecuatorial de la tierra es de 12 757 km, mientras que la longitud del

TABLA 1.2

UNIDADES INGLESAS	
Altura sobre la superficie terrestre (millas)	Radio del círculo de visibilidad (millas)
100	874
200	1225
400	1700
1000	2520
2000	3320
4000	4140

UNIDADES MÉTRICAS	
Altura sobre la superficie terrestre (kilómetros)	Radio del círculo de visibilidad (kilómetros)
100	1120
200	1570
400	2200
1000	3350
2000	4500
4000	5780

[1] La fórmula es

$$\cos s = \frac{R}{R+h}$$

donde s es la distancia angular en grados, R el radio terrestre y h es la altura sobre la superficie terrestre en las mismas unidades usadas para el radio.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

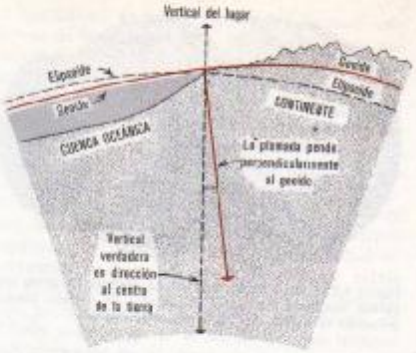


Figura 1.9. La posición relativa del geoide respecto a la del elipsoide se invierte al pasar del océano al continente.

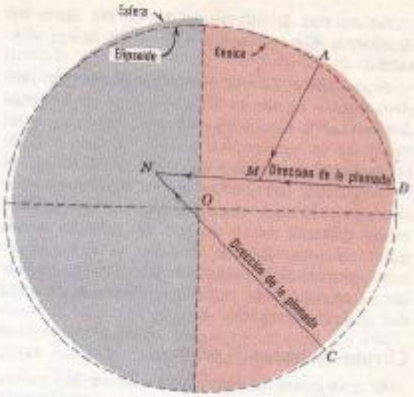


Figura 1.10. A diferencia del geoide, que tiene una forma irregular, el elipsoide es perfectamente simétrico. Las direcciones de la plomada en los puntos A y B se cortan en M, dando lugar a un radio terrestre demasiado pequeño. Las líneas de la plomada en B y C se cortan en N, dando lugar a un radio terrestre demasiado grande. (Según W. A. Heiskanen.)

eje polar es de 12 714 km, con lo que la diferencia es de unos 43 km. El *achatamiento* del esferoide terrestre es el cociente entre esta diferencia y el diámetro ecuatorial, o aproximadamente 43/12 714, lo que se reduce a una fracción sólo ligeramente mayor que 1/300. Más adelante, en este mismo capítulo, se amplían los detalles relativos al elipsoide terrestre y a diversos métodos para calcular sus dimensiones exactas.

Usando las cifras dadas, la circunferencia ecuatorial terrestre es de 40 075 km. Para cálculos aproximados se puede utilizar la cifra de 40 000 km.

La ciencia denominada *geodesia* (de las palabras griegas que significan "dividir la tierra"), que se ocupa de la determinación de la forma y dimensiones de la tierra, nació de la necesidad de determinar con precisión la naturaleza del elipsoide achatado a que se parece nuestro planeta. El científico que practica la geodesia, o *geodesta*, utiliza para conseguir sus propósitos métodos de observación extremadamente precisos, junto con determinaciones muy cuidadosas de la fuerza de la gravedad.

La tierra como geoide

Aunque es mejor describir la forma de la tierra como un elipsoide achatado que como una esfera, es preciso precisar aún más. La forma de la tierra, que los geodestas están tratando de medir y describir, no es la configuración de la superficie del suelo, ya que éste se eleva y desciende de manera muy irregular sobre los fondos marinos y los continentes. La superficie cuya forma se busca es la correspondiente al nivel del mar en los océanos, extendida de manera imaginaria tierra adentro, hasta formar una figura continua que se conoce con el nombre de *geoide*. Si pudiésemos perforar los continentes con canales o túneles al nivel del mar que permitiesen a éste alcanzar su nivel en el interior del continente, obtendríamos el geoide.

La presencia de una gran masa de roca sobre el nivel del mar en un continente hace que la fuerza de la gravedad al nivel del mar sea allí algo menor. En consecuencia, la superficie del geoide, extensión ideal de la correspondiente al nivel del mar, está algo más elevada por debajo de los continentes que el elipsoide, que se utiliza como superficie de referencia (fig. 1.9). En las grandes profundidades oceánicas, donde el agua sustituye a las grandes masas de rocas, de mayor densidad, la fuerza de gravedad a nivel del mar es mayor, haciendo que la superficie del geoide quede por debajo de la del elipsoide de referencia. Por lo tanto, puede imaginarse el geoide como una superficie ondulada de forma irregular (figura 1.10). Puede ser descrito en función de su posición por encima o por debajo de la superficie del elipsoide imaginario, pero es demasiado complicado para que pueda ser descrito mediante una fórmula matemática sencilla.

Las distancias que hay entre el geoide y el elipsoide alcanzan típicamente magnitudes de 20 a 30 m sobre los continentes. Nótese que estos valores son sumamente pequeños en com-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

paración con la diferencia de 43 km entre los diámetros polar y ecuatorial en la forma elipsoidal.

Gran parte de las investigaciones que modernamente se llevan a cabo en geodesia están destinadas a determinar la superficie del geoide. Esto es importante porque la dirección de la fuerza de gravedad depende de la forma de la superficie del geoide (fig. 1.9). Puesto que las observaciones topográficas y astronómicas están basadas en el uso de la plomada o del nivel de burbuja, que dan las verdaderas direcciones de referencia horizontales y verticales, la exactitud de tales observaciones depende del conocimiento del geoide.

Círculos máximos y mínimos

Si una esfera perfecta se divide en dos partes exactamente iguales mediante un plano diametral, la intersección del plano con la esfera determina el mayor círculo que puede trazarse en la esfera y que se conoce con el nombre de *círculo máximo* (fig. 1.11). Los círculos producidos por planos que cortan la esfera sin pasar por su centro son menores que los círculos máximos y se denominan *círculos menores*.

Será de gran utilidad para el estudiante de geografía física un conocimiento adecuado de las propiedades de los círculos máximos, porque entran frecuentemente a formar parte de temas globales, como pueden ser los meridianos, la navegación, la iluminación del globo y las proyecciones cartográficas. Podemos enunciar las siguientes propiedades.

1. Siempre que un plano corta a una esfera pasando por su centro, resulta un círculo máximo, independientemente de la posición del plano.
2. Un círculo máximo es el mayor círculo que puede trazarse en la superficie de una esfera.
3. Sobre una esfera puede trazarse un número infinito de círculos máximos.
4. Por dos puntos dados de la superficie de la esfera pasa un círculo máximo y sólo uno (a menos que los dos puntos estén situados en las extremidades del mismo diámetro, en cuyo caso el número de círculos máximos que pueden trazarse pasando por ellos es infinito). Esto coincide con la ley geométrica de que tres puntos determinan un plano, siendo el tercer punto, en este caso, el centro de la esfera.
5. Un arco de círculo máximo es la distancia más corta sobre la esfera entre dos puntos cualesquiera de la misma.
6. Un círculo máximo corta a otro, dividiéndolo en dos semicírculos.

Figura 1.11. Un círculo máximo se obtiene cortando una esfera mediante un plano diametral; un círculo menor, cortando la esfera por otro plano cualquiera.

Teniendo en cuenta el estudio anterior de la forma de la tierra, en el que se determinó que ésta no es una esfera perfecta sino un elipsoide achatado, el estudiante quizá se pregunte cómo puede aplicarse correctamente las propiedades de los círculos máximos de la tierra. Para todos los propósitos corrientes, incluyendo la utilización de los círculos máximos, puede tratarse la tierra como una esfera sin temor de cometer errores apreciables. En la mayor parte de los temas que se tratan en los capítulos siguientes, se admitirá la forma esférica. Los valores exactos de los grados de latitud constituyen una excepción; su estudio requiere el uso de la forma elipsoidal.

Figura 1.12. Un camino de círculo máximo entre dos puntos del globo se obtiene uniéndolos mediante un trozo de cordel, tal como aparece en la fotografía.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Un campo de aplicación de los círculos máximos es la navegación y su estudio puede ser detallado aquí. Siempre que los barcos tienen que viajar sobre grandes extensiones de océano abierto entre puntos distantes, o siempre que los aviones tienen que realizar largos vuelos, es de desear, con el fin de ahorrar combustible y tiempo, seguir un arco de círculo máximo entre dos puntos, en el supuesto, desde luego, de que no haya obstáculos u otros factores que lo impidan. Los navegantes emplean tipos especiales de mapas que tienen la propiedad de presentar siempre los arcos de círculo máximo como líneas rectas. Estos mapas se conocen con el nombre de *cartas de navegación de círculo máximo* y se estudian de una manera más completa en el tema de las proyecciones cartográficas. Para proyectar el camino más corto entre dos puntos cualesquiera basta con unirlos mediante una línea recta sobre la carta.

El alumno puede determinar fácilmente los caminos de círculo máximo utilizando tan sólo un pequeño globo y un trozo de cordel o de goma elástica (fig. 1.12). Puede sujetarse el cordel de manera que quede acoplado estrechamente a la superficie del globo entre las uñas de los dos pulgares, cada una de las cuales está situada en uno de los puntos entre los que se desea determinar el camino de círculo máximo. Si se utiliza una goma elástica, puede observarse un círculo máximo completo; es especialmente útil para puntos situados en lugares opuestos del globo. La mayoría de los globos presentan rutas de círculo máximo entre puertos distantes de los océanos Pacífico, Atlántico o Índico. Pueden comprobarse inmediatamente mediante el pedazo de cordel tirante.

Meridianos y paralelos

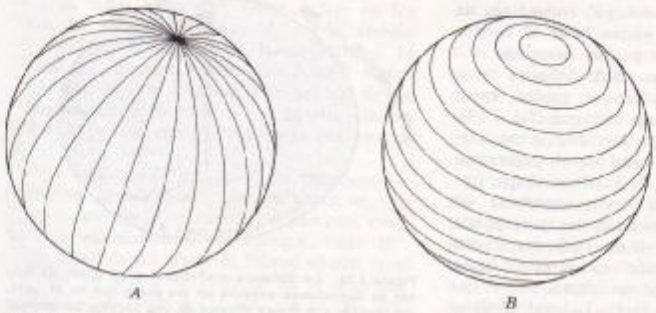
El movimiento de rotación de la tierra alrededor de su eje proporciona dos puntos naturales —los polos— en los cuales está basada la llamada *red geográfica*, consistente en líneas destinadas a fijar la posición de los puntos de la superficie. La red geográfica consta de un conjunto de líneas trazadas de Norte a Sur uniendo los polos —los meridianos— y un conjunto de líneas trazadas de Este a Oeste paralelas al ecuador —los paralelos— (fig. 1.13).

Todos los meridianos son semicírculos máximos, cuyos extremos coinciden con los polos norte y sur de la tierra. Aunque es cierto que el conjunto de dos meridianos opuestos constituyen un círculo máximo completo, es conveniente recordar que un meridiano es sólo un semicírculo máximo y que es un arco de 180°. Otras características de los meridianos son:

1. Todos los meridianos tienen dirección Norte-Sur.
2. Los meridianos tienen su máxima separación en el ecuador y convergen hacia dos puntos comunes en los polos.
3. El número de meridianos que puede trazarse sobre el globo es infinito. Así pues, existe un meridiano para cualquier punto del globo. Sin embargo, para su representación en mapas, los meridianos se seleccionan separados por distancias iguales adecuadas.

Los paralelos son círculos menores completos, obtenidos por la intersección del globo terráqueo con planos paralelos al ecuador. Poseen las siguientes características:

1. Los paralelos son siempre paralelos entre sí. Aunque son líneas circulares, su separación es constante.
2. Los paralelos van siempre en dirección Este-Oeste.
3. Los paralelos cortan a los meridianos formando ángulos rectos. Esto es cierto para cualquier lugar del globo, excepto para los dos po-



A B

Figura 1.13. A. Meridianos. B. Paralelos.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

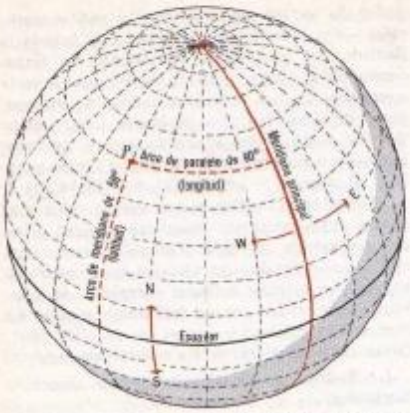


Figura 1.14. El punto P está a 50° de latitud N y a 60° de longitud W.

los, pese a que en ellos la curvatura de los paralelos es muy acusada.

4. Todos los paralelos, con excepción del ecuador, son círculos menores; el ecuador es un círculo máximo completo.

5. El número de paralelos que puede trazarse sobre el globo es infinito. Por consiguiente, cualquier punto del globo, con excepción del polo norte y el polo sur, está situado sobre un paralelo.

Longitud

El sistema empleado para localizar puntos sobre la superficie terrestre consiste en medir las longitudes de arco a lo largo de los meridianos y paralelos (fig. 1.14). Tomando el ecuador como línea de partida, los arcos se miden hacia el Norte o hacia el Sur hasta los puntos deseados. Tomando un meridiano determinado o *meridiano principal*, como línea de referencia, los arcos se miden hacia el Este o hacia el Oeste hasta los puntos deseados.

La longitud de un lugar puede definirse como el arco de paralelo, medido en grados, entre dicho lugar y el meridiano principal (fig. 1.14). Está casi universalmente aceptado como meridiano principal el que pasa por el Observatorio de Greenwich, cerca de Londres, al que frecuentemente se designa como *meridiano de Greenwich*. A este meridiano le corresponde longitud 0°. La longitud de cualquier punto dado sobre el globo se mide hacia el Este o hacia el Oeste a partir de este meridiano, por el camino más corto. Por lo tanto, la longitud debe oscilar entre 0° y 180°, tanto al Este como al Oeste. Se escribe corrientemente de la forma siguiente: *long. 77° 03′ 41″ W*, que puede leerse: "longitud 77 grados, 3 minutos, 41 segundos Oeste de Greenwich".

Si sólo se conoce la longitud de un punto no podemos determinar su situación exacta, porque el mismo valor de la longitud corresponde a todo un meridiano. Por esta razón, puede definirse un meridiano como el lugar geométrico de todos los puntos que tienen la misma longitud. Esta definición explica por qué se utiliza a menudo la expresión "un meridiano de longitud". El hecho de que la longitud se mida a lo largo del paralelo de latitud puede ser causa de confusión para el alumno, pero evitará esta confusión si se da cuenta de que, para medir el arco situado entre un punto y el meridiano principal, es necesario seguir hacia el Este o hacia el Oeste a lo largo de uno de los paralelos (fig. 1.14).

La extensión real, en kilómetros, de un grado de longitud dependerá del lugar donde se mida ésta. En el ecuador puede calcularse esta distancia dividiendo la circunferencia de la tierra por 360°:

$$\frac{40\,075 \text{ km}}{360 \text{ grados}} = 111 \text{ km. (aprox.)}$$

$$= 69 \text{ millas terrestres (aprox.)}$$

$$= 60 \text{ millas marinas (aprox.)}$$

Es conveniente que el alumno se aprenda de memoria el valor de 1° en el ecuador, que es de 111 kilómetros, porque muchos de los cálculos de distancias y escalas en el mapa pueden realizarse convirtiendo grados de longitud en kilómetros. Otras cifras válidas para el ecuador son:

1′ de longitud = 1,85 km
= 1,15 millas terrestres
= 1 milla marina (aprox.)

1″ de longitud = 0,030 km o 30 m.

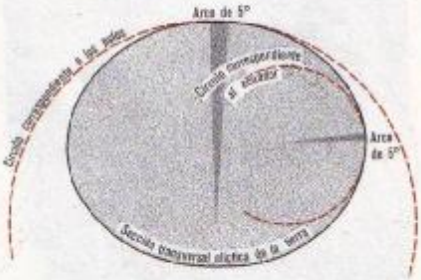


Figura 1.15. La distancia equivalente a un grado de latitud es ligeramente superior en los polos que en el ecuador, debido a la forma elíptica de una sección transversal del globo terrestre.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

TABLA 1.3*

Latitud (grados)	EXTENSIÓN DE 1° DE LATITUD		EXTENSIÓN DE 1° DE LONGITUD	
	Millas terrestres	Kilómetros	Millas terrestres	Kilómetros
0	68,704	110,569	69,172	111,322
5	68,710	110,578	68,911	110,902
10	68,725	110,603	68,129	109,643
15	68,751	110,644	66,830	107,553
20	68,786	110,701	65,026	104,650
25	68,829	110,770	62,729	100,953
30	68,879	110,850	59,956	96,490
35	68,935	110,941	56,725	91,290
40	68,993	111,034	53,063	85,397
45	69,054	111,132	48,995	78,850
50	69,115	111,230	44,552	71,700
55	69,175	111,327	39,766	63,997
60	69,230	111,415	34,674	55,803
65	69,281	111,497	29,315	47,178
70	69,324	111,567	23,729	38,188
75	69,360	111,625	17,960	28,904
80	69,386	111,666	12,051	19,394
85	69,402	111,692	6,049	9,735
90	69,407	111,700	0,000	0,000

*Basada en el elipsoide de Clarke de 1866, según el *U.S. Geological Survey Bulletin* 650, "Geographic Tables and Formulas", de S. S. Gannett, 1916, págs. 36-37.

A causa de la rápida convergencia de los meridianos a medida que nos desplazamos hacia el Norte o hacia el Sur, debe evitarse el emplear inadvertidamente estas equivalencias en puntos excesivamente alejados del ecuador. También resulta útil saber que la distancia equivalente a 1° de longitud se reduce aproximadamente a la mitad en los paralelos 60, es decir a unos 55,5 km.

Latitud

La *latitud* de un lugar puede definirse como el arco de meridiano, medido en grados, entre el lugar considerado y el ecuador (fig. 1.14). Por lo tanto, la latitud puede oscilar entre 0° en el ecuador hasta 90° Norte o Sur en los polos. La latitud de un lugar, que se escribe *lat. 34° 10' 31" N*, puede leerse "latitud 34 grados, 10 minutos, 31 segundos Norte". Cuando se conocen la longitud y la latitud de un lugar, puede localizarse éste de una manera exacta y precisa con respecto a la red geográfica.

Para casi todo tipo de fines prácticos, se considera generalmente que la tierra es una esfera y, por tanto, se toman los paralelos exactamente equidistantes, por ejemplo, cada 10°. La longitud de un grado de latitud es casi igual a la de un grado de longitud en el ecuador: ligeramente superior a 111 km, por lo que, normalmente, puede utilizarse esta cifra.

Para ser muy precisos y teniendo en cuenta el achatamiento de la tierra, debe admitirse que un grado de latitud varía ligeramente en longitud desde el ecuador a los polos.

Usando las cifras del elipsoide de Clarke de 1866, la extensión de 1° de latitud en el ecuador es de 110,569 km; en los polos, de 111,700 km, o sea, 1,1 km más. Un grado en los polos es un 1 % más largo que en el ecuador. La diferencia no es de ningún modo trivial y debe tenerse en cuenta en la confección de mapa a gran escala.

La explicación de esta variación se obtiene observando un diagrama de obtención de grados de latitud (fig. 1.15). A causa del achatamiento de la tierra, la curvatura de la superficie es menos acusada cerca de los polos que en el ecuador. Esto equivale a decir que un círculo menor puede acomodarse a la curvatura más cerca del ecuador que en los polos, tal como aparece en la fig. 1.15. Un sólo grado del círculo mayor tiene una extensión superior a la correspondiente al círculo de menor radio. Por consiguiente, la longitud de un grado de latitud será máxima cerca de los polos y mínima cerca del ecuador. Para obtener los valores correctos en latitudes determinadas, es necesario consultar tablas preparadas al efecto. La tabla 1.3 da las longitudes de los grados de latitud y longitud para diversas latitudes.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

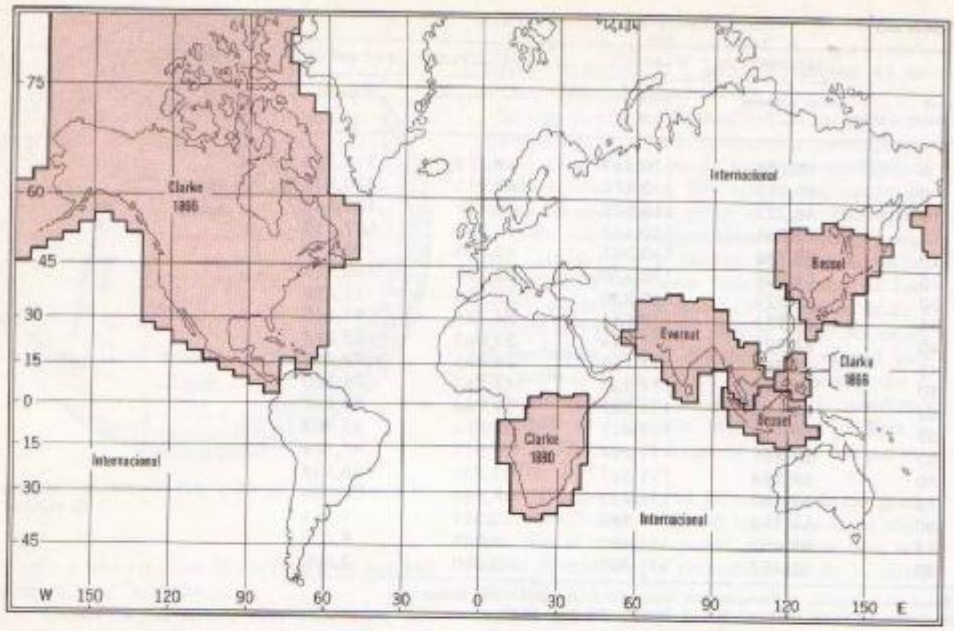


Figura 1.16. Regiones del globo asignadas a cada uno de los cinco elipsoides de referencia. (Según el Departamento del Ejército de los Estados Unidos, TM 5-241.)

Milla terrestre y milla marina

Tanto en la navegación marina como aérea se utiliza la *milla marina* como unidad de longitud o distancia. También la meteorología de la alta atmósfera ha adoptado como unidad de velocidad del viento el *nudo* marino, que es una unidad equivalente a una milla marina por hora. Es por consiguiente importante para el geógrafo comprender la milla marina.

El 1 de julio de 1954, el Departamento de Defensa de los Estados Unidos adoptó la *milla marina internacional*, definida como exactamente equivalente a 1852 metros internacionales, es decir, 6076,103 pies. Por tanto, dividiendo este valor en pies por 5280, número de pies que tiene una milla terrestre, llegamos a la siguiente equivalencia: 1 milla marina internacional = 1,1507 millas terrestres. Para los cálculos ordinarios, tomaremos el valor de 1,15 millas terrestres (1,85 km) por milla marina.

¿En qué lugar de la tierra la milla marina internacional es equivalente a la longitud de un minuto de arco del esferoide terrestre? Esto puede calcularse multiplicando primero 1,852 por 60 (ó 1,1507 por 60), con lo que se obtienen 111,12 km por grado (69,04663 millas te-

TABLA 1.4*

Elipsoide	Semieje mayor a	Semieje menor b	Achatamiento f	Fracción aproximada
Astrogeodésico (Fischer 1960)	6 378 160	6 356 778	0,003 352	$\frac{1}{298}$
Internacional (Hayford 1909)	6 378 388	6 356 912	0,003 367	$\frac{1}{297}$
Clarke 1866	6 378 206	6 356 584	0,003 390	$\frac{1}{295}$
Clarke 1880	6 378 301	6 356 584	0,003 408	$\frac{1}{293}$
Bessel 1841	6 377 397	6 356 079	0,003 343	$\frac{1}{299}$
Everest 1830	6 377 276	6 356 075	0,003 324	$\frac{1}{301}$

* Datos de los Departamentos del Ejército y las Fuerzas Aéreas de los EE.UU., TM 5-241, TO 16-1-233.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

rrestres). Luego, consultando la tabla 1.3, se observa que esta cifra se aproxima mucho a la longitud de un grado de latitud a 45°, que se ha dado como 111,132 km (69,054 millas terrestres), de acuerdo con el elipsoide de referencia de Clarke. Además, si se suman todos los valores de las columnas 2.ª y 3.ª de la tabla 1.3 y se calcula el valor medio, se encuentra que éste es de 111,109 km o 69,055 millas. De estos resultados inferimos que la milla marina internacional se aproxima mucho a la longitud media de un minuto de latitud, es decir, 1/5400 parte de la longitud de un meridiano entre el ecuador y el polo.

Elipsoides terrestres

Para confeccionar mapas de la superficie terrestre es necesario proyectar con precisión una red de meridianos y paralelos que constituyen el marco sobre el que se inscriben las particularidades del terreno. Las longitudes exactas de grados de latitud y longitud sólo pueden determinarse una vez se ha llegado a un acuerdo sobre las dimensiones del elipsoide terrestre. Desgraciadamente, no se ha utilizado un conjunto de dimensiones único en todos los países. Existen cinco conjuntos de dimensiones del elipsoide terrestre ampliamente utilizados: 1) el *elipsoide internacional*, cuyos valores fueron calculados por J. F. Hayford del U. S. Coast and Geodetic Survey en 1909 y adoptados por la Unión Geodésica y Geofísica Internacional en 1924; 2) el *elipsoide de Clarke de 1866*, calculado por A. R. Clarke, director del English Ordnance Survey; 3) el *elipsoide de Clarke de 1880*, nuevo cálculo del mismo hecho por el General Clark; 4) el *elipsoide de Bessel*, calculado en 1841 por un astrónomo prusiano de este nombre, y 5) el *elipsoide de Everest*, de 1830.

Para obtener un sistema unificado de mapas militares internacionales, se divide la tierra en zonas, cada una de las cuales se asigna a uno de los cinco elipsoides citados (fig. 1.16). Así pues, los mapas militares de América del Norte estarán basados en el elipsoide de Clarke de 1866; los de Europa en el elipsoide Internacional; los de África Central en el elipsoide de Clark de 1880; los de la India en el elipsoide de Everest, etc. La razón de asignar distintas regiones a cada elipsoide estriba en que los estudios topográficos y el trazado preciso de mapas fueron llevados a cabo durante muchas décadas independientemente por cada Gobierno, de acuerdo con determinados elipsoides de referencia. Para una correcta utilización de los mapas existentes resulta práctico adoptar el elipsoide correspondiente a cada una de

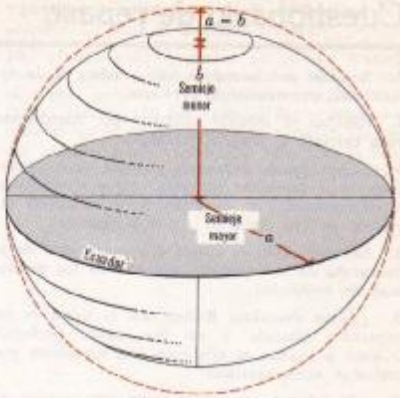


Figura 1.17. Las cifras de la tabla 1.4 dan las longitudes de los semiejes mayor y menor del elipsoide en los distintos esferoides de referencia. (Según el Departamento del Ejército de los Estados Unidos, TM 5-241.)

las regiones para las que se han confeccionado los mapas y establecer límites (las líneas de trazo grueso de la figura 1.16) que separen dichas áreas de modo que cubran la tierra.

Con el fin de que el estudiante pueda comparar los cinco elipsoides, se da una tabla de dimensiones en la tabla 1.4. La unidad de longitud que se utiliza en dicha tabla es el *metro internacional*, igual a 1,093611 yardas americanas. El *semieje mayor* del elipsoide, designado por la letra a, es el radio del círculo ecuatorial (fig. 1.17). El *semieje menor*, designado por la letra b, tiene exactamente la mitad de la longitud del eje polar.

El achatamiento de los polos, designado por la letra f, se define como

$$f = \frac{a - b}{a}$$

En esta tabla se incluye el *elipsoide astrogeodésico* de 1960, cuyas dimensiones fueron comprobadas a partir de datos de satélites artificiales de la tierra y de otros datos geodésicos disponibles.

Las cifras de la tabla 1.4 podrán parecer innecesariamente precisas a aquellas personas a las que no sea necesario utilizar cifras tan pequeñas en las dimensiones del elipsoide terrestre. Sin embargo, estos datos dan una idea del grado de precisión con el que se trabaja en geodesia y que es necesario en muchas aplicaciones científicas. Las diferencias entre los cinco llegan hasta 1100 m para el semieje mayor y hasta unos 850 m para el semieje menor.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Cuestionario de repaso

1. Explicar por lo menos seis pruebas de la esfericidad aproximada de la tierra.

2. Explicar el método utilizado por Eratóstenes para calcular el radio terrestre.

3. ¿Cómo puede expresarse el valor de la curvatura de la superficie terrestre? ¿Qué efecto tiene el decrecimiento de densidad de la atmósfera terrestre en una línea de visión horizontal?

4. Explicar cómo se utiliza el conocimiento de la curvatura de la superficie terrestre en los problemas de visibilidad.

5. ¿Cómo descubrió Richer que la tierra es un elipsoide achatado y no una esfera perfecta? ¿Cómo y cuándo se confirmó esta suposición por métodos agrimensoriales?

6. ¿Qué forma geométrica tiene una sección de la tierra por un plano diametral que pase por los polos? ¿Qué es el achatamiento de la tierra? ¿Qué fracción expresa aproximadamente el achatamiento?

7. ¿Qué es el geoide? ¿En qué difiere la superficie del geoide de la del elipsoide? ¿Por qué?

8. ¿Qué es un círculo máximo? ¿Cómo se obtiene? ¿Cuántos círculos máximos pueden trazarse sobre la superficie de una esfera? ¿Qué es un círculo menor?

9. Citar seis propiedades de los círculos máximos. ¿Cuál es la importancia práctica de los círculos máximos?

10. ¿Qué es un meridiano? ¿Cómo se obtienen los meridianos sobre un globo? Citar las características de los meridianos.

11. ¿Qué es un paralelo? ¿Cómo se obtienen los paralelos? Citar las características de los paralelos.

12. Definir y explicar la longitud. ¿Cómo se expresa la longitud? Dar un ejemplo. ¿Qué es un meridiano principal? ¿Dónde está el meridiano de Greenwich? ¿Cuál es la extensión, en kilómetros, de un grado de longitud, en el ecuador? ¿Y en los polos? ¿Y a 60° de latitud?

13. Definir y explicar la latitud. ¿Cómo se expresa la latitud? Dar un ejemplo. ¿Cuál es la extensión en kilómetros, de un grado de latitud? ¿Varía del ecuador a los polos? ¿Por qué?

14. ¿Qué es una milla marina? ¿Y un nudo? ¿A qué latitud la milla marina internacional se aproxima más a la longitud de un minuto de arco del elipsoide?

15. Citar cinco elipsoides terrestres utilizados en la cartografía militar internacional. ¿Por qué no se utiliza un elipsoide único para toda la tierra?

Ejercicios

1. ¿Cuál es la máxima visibilidad sobre la superficie del mar desde un punto de observación situado *a*) a 12 m sobre el nivel del mar; *b*) a 40 m sobre el nivel del mar; *c*) a 150 m sobre el nivel del mar?

2. Una batería costera está disparando contra un blanco flotante de 8 m de altura y situado a 30 km de distancia. ¿Hay alguna parte del blanco visible para un observador situado en la batería, que está 16 m por encima del nivel del mar? ¿Y si está a 125 m por encima del nivel del mar?

3. A una distancia de 19 km, el extremo superior de las chimeneas de un barco está justo sobre el horizonte visto a través del periscopio de un submarino situado a nivel del mar. ¿A qué altura sobre el nivel del mar se hallan las chimeneas del barco?

4. *a*) Los supervivientes de un bote salvavidas están a 6 km de un faro. Suponiendo que la luz está a 30 m sobre el nivel del mar y que el nivel máximo de los ojos de los supervivientes es de 2 m sobre el nivel del mar, ¿pueden ver los rayos del faro? *b*) Calcular la distancia a que sería visible la luz en el horizonte.

5. *a*) Determinar exactamente el achatamiento de la tierra, utilizando la fórmula siguiente:

$$\text{Achatamiento} = \frac{a - b}{a}$$

donde a = diámetro ecuatorial (12 754,03 km) y b = diámetro polar (12 711,07 km). *b*) En un globo a escala verdadera, de 25 cm de diámetro ecuatorial ¿en cuánto excedería el diámetro ecuatorial al diámetro polar?

6. Utilizando un globo pequeño y un pedazo de cordel o una cinta de goma elástica, trazar rutas de círculo máximo entre *a*) Seattle y Tokio; *b*) Nueva York y Liverpool; *c*) Nueva York y Bombay; *d*) Colombo (Ceilán) y Buenos Aires; *e*) Miami y Ciudad del Cabo. Para cada ruta, citar las principales ciudades o características geográficas situadas sobre o muy cerca de la ruta.

7. Utilizando un globo pequeño, dar con la mayor exactitud posible la latitud y la longitud de las siguientes ciudades: Nueva York, Ciudad del Cabo, Shanghai, Honolulú, Londres, Río de Janeiro.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

8. ¿Qué error se ha cometido en cada una de las notaciones siguientes?: *a*) Lat. 5° 08′ 31″ S, longitud 191° 33′ 04″ W. *b*) Lat. 89° 71′ 23″ N, long. 88° 21′ 56″ E. *c*) Lat. 21° 43′ 59″ E, longitud 177° 03′ 00″ E. *d*) Lat. 94° 21′ 10″ N, longitud 103° 42′ 51″ W. *e*) Lat. 48° 54′ 45″ N, longitud 2° 00′ 31″ N.

9. Demostrar mediante una construcción geométrica que un grado de longitud en el paralelo 60 equivale a la mitad de un grado de longitud en el ecuador. Explicar el diagrama trazado.

10. ¿Desde cuántos puntos de partida distintos sobre el globo sería posible recorrer 100 km hacia el Norte, entonces 100 km hacia el Este (o el Oeste) y luego 100 km hacia el Sur y estar exactamente en el mismo punto de partida? (El caso del hemisferio sur es sencillo, pero ¿puede resolverse este problema para el hemisferio norte?)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Capítulo 2
Sistemas de proyección

Un sistema de proyección es una red ordenada de meridianos y paralelos que se utiliza como base para trazar un mapa sobre una superficie plana. El problema fundamental es trasladar la red geográfica, cuya forma real es esférica, a una superficie plana, de manera que la representación así obtenida del globo terrestre o parte de él posea un máximo de exactitud y reúna el mayor número de ventajas posible para los fines a que se destine.

Una forma de evitar los problemas anejos a la proyección es utilizar un globo. Por desgracia, este método tiene limitaciones. En primer lugar, es imposible observar toda la superficie de un globo al mismo tiempo. Además, su escala es demasiado pequeña para la mayoría de las aplicaciones. En globos de diámetros comprendidos entre algunos centímetros y un metro, sólo pueden apreciarse las características más esenciales de la geografía. Los escasos globos de gran tamaño existentes (de algunos metros de diámetro) pueden estar construidos con gran lujo de detalles, pero acusan un tercer inconveniente de este tipo de representación: su escasa facilidad de transporte. Los mapas impresos en papel pueden doblarse y de esta manera es posible transportar un considerable número de ellos en una pequeña cartera, mientras que un globo, por pequeño que sea, es un objeto engorroso y delicado. Otra de las grandes ventajas de los mapas sobre los globos es su facilidad de reproducción. Para hacer un globo de calidad es necesario imprimir un mapa, acoplarlo y pegarlo cuidadosamente a una superficie esférica.

Por lo tanto, hay que afrontar de lleno el problema que plantea la proyección si se desea adquirir un conocimiento adecuado de los distintos tipos de redes de meridianos y paralelos utilizados para una óptima representación de las diversas porciones de la superficie terrestre. Sin embargo, hay que destacar que ningún mapa plano puede sustituir completamente a un globo para poner de relieve relaciones de tipo general a escala mundial, por lo que se ha de recomendar el uso conjunto de éstos y de mapas planos.

Proyecciones cenitales equidistantes. (Olney's School Atlas, 1884.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

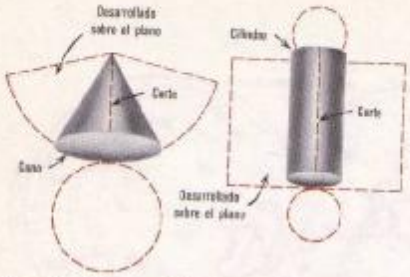


Figura 2.1. El cono y el cilindro son formas geométricas desarrollables.

Superficies geométricas desarrollables

Ciertas superficies geométricas se denominan desarrollables porque cortadas según ciertas líneas pueden desplegarse o desarrollarse dando lugar a una superficie plana. Ejemplos característicos son el *cono* y el *cilindro* (fig. 2.1). Si la tierra fuese cónica o cilíndrica, el problema que plantea la proyección se resolvería fácilmente utilizando la superficie desarrollable. No se produciría distorsión alguna de las formas o áreas superficiales, aunque la figura proyectada quedaría cortada a lo largo de ciertas líneas. La tierra pertenece a un grupo de formas geométricas denominadas *no desarrollables*, porque independientemente de la línea de corte, no pueden ser desplegadas o desarrolladas sobre un plano. Sobre una superficie desarrollable siempre es posible trazar una línea recta en una o más direcciones, pero sobre una superficie no desarrollable, tal como una esfera, esto resulta imposible. Si queremos extender sobre un plano una superficie esférica, no todas sus partes se adaptarán por igual y unas deberán estirarse más que otras. Una proyección perfecta resulta, por lo tanto, impracticable.

Cuando se traza un mapa de una parte muy pequeña de la superficie terrestre —por ejemplo, un área de unos 6 km de diámetro—, puede despreciarse la distorsión resultante de la proyección. Si se trazan los meridianos y paralelos como líneas rectas que se cortan perpendicularmente y correctamente espaciados, el error cometido es tan pequeño que muy probablemente su orden de magnitud es el de la anchura de las líneas trazadas, por lo que no vale la pena corregirlo. Sin embargo, a medida que la zona representada en el mapa es más extensa, el error es cada vez mayor. Cuando se intenta representar la totalidad del globo, se presentan problemas muy serios. Para reducir la distorsión hasta un grado razonable sobre partes importantes de la superficie terrestre, es preciso aceptar un cierto error, aunque sujeto a determinadas consideraciones. Hay que tener presente que el ojo humano no puede ver la totalidad de una superficie esférica simultáneamente y que las zonas marginales dentro del campo de visión se escorzan considerablemente. Por consiguiente, los sistemas de proyección no hacen más que aumentar nuestra capacidad de percepción de la superficie terrestre.

Para evitar una complicación excesiva, este capítulo se limita a tratar las proyecciones de un globo esférico sobre un plano, aunque es conveniente destacar aquí que el trazado de un mapa preciso requiere tener en cuenta el hecho de que la tierra es, en realidad, un elipsoide. Dado que el achatamiento de la tierra es poco pronunciado, podemos considerarla una esfera perfecta en un estudio descriptivo y elemental de los sistemas de proyección.

Escala de un mapa

Las características de la tierra aparecen representadas en todos los globos y mapas con un tamaño mucho menor que el que tienen en la realidad. En principio, los globos se destinan a ser modelos perfectos de la tierra, diferenciándose de ella en tamaño pero no en forma. Por lo tanto, la *escala* de un globo es el cociente entre su tamaño y el de la tierra; tamaño que viene expresado en unidades de longitud (pero no de área ni de volumen). Consideremos, por ejemplo, un globo de 25 cm de diámetro que represente la tierra, cuyo diámetro es de 12 900 km aproximadamente. La escala del globo será, por tanto, la relación entre 25 cm y 12 900 km. Efectuando la correspondiente división, podemos expresar la escala de la siguiente forma: 1 cm representa 516 km, relación válida para cualquier distancia entre dos puntos del globo.

Resulta más útil expresar la escala mediante una simple fracción, que se obtiene expresando las distancias en el mapa y en el globo en las mismas unidades:

$$\frac{1 \text{ cm sobre el globo}}{516 \text{ km sobre la tierra}} = \frac{1 \text{ cm}}{516 \times 100\,000 \text{ cm (por km)}} = \frac{1 \text{ cm}}{51\,600\,000 \text{ cm}} = \frac{1}{51\,600\,000}$$

Esta fracción puede escribirse 1 : 51 600 000 para facilitar la impresión. La ventaja de representar la escala mediante una fracción estriba en que así resulta independiente del sistema de unidades empleado, sean éstas pies,

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

millas, metros o kilómetros. La fracción resulta inteligible a lectores de cualquier nacionalidad, sin importar el sistema de unidades utilizado en su país, siempre y cuando comprendan la numeración arábiga.

Un globo es *un modelo de la tierra a escala verdadera* en el sentido de que la correspondiente fracción se aplica a cualquier distancia medida sobre él, independientemente de la longitud, latitud u orientación. Esto equivale a decir que la escala permanece constante sobre la totalidad del globo. Los mapas, sin embargo, no pueden tener la misma uniformidad en su escala que tiene un globo, por muy perfecto que sea su trazado. Cuando se adapta una superficie esférica a un plano, cualquiera que sea el sistema de proyección utilizado, no todas sus partes se dilatan por igual, por lo que la escala varía de unos puntos a otros. No tiene sentido, por lo tanto, decir de un mapamundi: "la escala de este mapa es 1 : 50 000", ya que esta afirmación es falsa para cualquier sistema de proyección.

Es posible, sin embargo, que la escala de un mapa plano permanezca constante a lo largo de una determinada dirección. Por ejemplo, existe un tipo de proyección que conserva constante la escala a lo largo de los paralelos, pero no de los meridianos. Este hecho aparece ilustrado en la figura 2.2 *B*, que es parte de la red de proyección cónica que aparece en su totalidad en la figura 2.17. Otro tipo de proyección conserva la escala constante a lo largo de los meridianos, pero no a lo largo de los paralelos. Esto se ilustra en la figura 2.2 *C* que muestra parte de la zona polar de la proyección acimutal que aparece en la figura 2.12. Existen también otras proyecciones con escalas variables a lo largo de los meridianos y paralelos simultáneamente, tal como aparece en la figura 2.2 *D* que es parte de la proyección gnomónica de la figura 2.11.

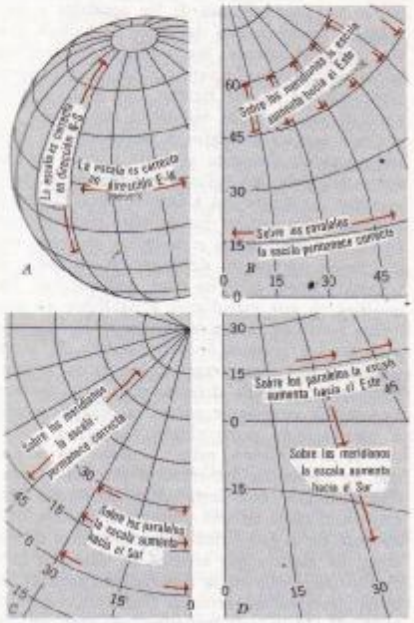


Figura 2.2. Sobre un globo A, la escala es correcta en todas direcciones, mientras que sobre cualquier proyección experimenta variaciones. B. La escala es correcta a lo largo de los paralelos pero no a lo largo de los meridianos. C. La escala es correcta a lo largo de los meridianos pero no a lo largo de los paralelos. D. La escala varía a lo largo de los paralelos y de los meridianos.

Conservación de las áreas en las proyecciones

Dado que un globo es un modelo de la tierra a escala verdadera, cualquier área de la superficie terrestre aparecerá representada sobre él a escala relativa correcta. La escala será constante a lo largo de cualquier dirección. Si tenemos un globo de 20 cm de diámetro y colocamos en cualquier punto de su superficie un anillo de alambre de 2 cm de diámetro, el área encerrada por éste representará un área equivalente de la superficie terrestre. Sin embargo, si quisiéramos utilizar un procedimiento similar sobre la mayor parte de los mapas existentes, no obtendríamos áreas constantes, excepto en aquellos que hubieran sido trazados mediante una proyección que conservara las áreas.

Llegados a este punto, surge una pregunta: si tal como hemos dicho anteriormente, ninguna proyección conserva la escala constante en todas las direcciones, ¿cómo puede ser que círculos del mismo diámetro situados en distin-

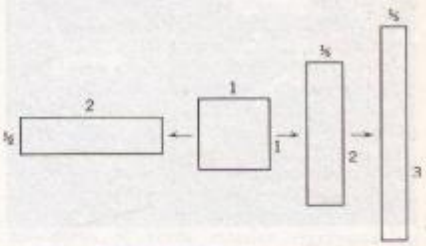


Figura 2.3. Las áreas pueden conservarse aunque se produzcan deformaciones y cambios en la escala.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

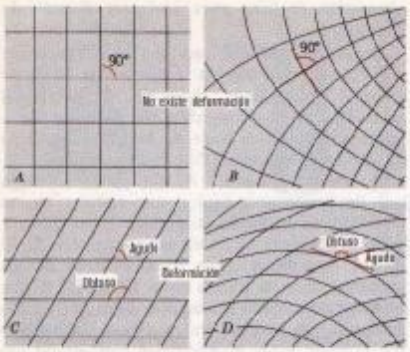


Figura 2.4. Muchas proyecciones presentan el defecto de deformar las áreas.

tos lugares del mapa encierren la misma área? La figura 2.3 sugiere la respuesta. El cuadrado de 1 km de lado encierra un área de 1 km² entre dos meridianos y dos paralelos. El cuadrado puede transformarse en rectángulos de distintas formas, pero si las dimensiones cambian de manera inversa cada uno encerrará un área de 1 km². La variación de la escala en una dirección compensa el cambio en otra dirección, por lo que se conservan las áreas comprendidas entre meridianos y paralelos que se cortan. Es decir, cualquier círculo o cuadrado que movamos sobre el mapa abarcará siempre una porción del mismo que representa un área cons-

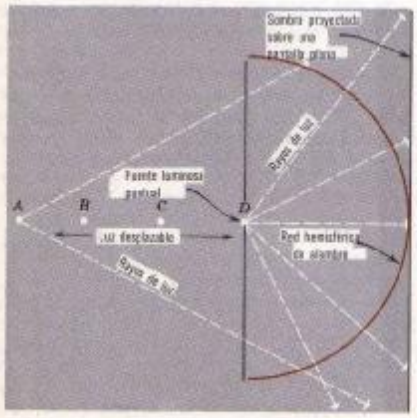


Figura 2.5. Ciertas proyecciones cenitales pueden ser realizadas utilizando una fuente luminosa puntual, una red hemisférica de alambre y una pantalla.

tante de la superficie terrestre. Las proyecciones que se muestran en las figuras 2.22, 2.23, 2.25 y 2.26, tienen la propiedad de conservar las áreas, aunque, como resulta evidente, las correspondientes redes presentan una distorsión muy acusada, principalmente en los bordes del mapa.

Conservación del contorno en las proyecciones

Se dice que una proyección es *conforme* u *ortomórfica* cuando conserva la forma de la figura proyectada. En una proyección conforme se reproduce fielmente la forma de las islas y países más pequeños. Una característica de la proyección conforme es que los paralelos y meridianos se cortan perpendicularmente en cualquier punto del mapa, exactamente igual que en un globo. Sin embargo, no todas las proyecciones cuyos paralelos y meridianos se cortan perpendicularmente son conformes.

Las proyecciones representadas en las figuras 2.10, 2.16, 2.18 y 2.20 son conformes. Examinar las intersecciones de los paralelos y meridianos en cada una de ellas. Se hallará que son perpendiculares. Sin embargo, la misma afirmación puede hacerse de las proyecciones representadas en las figuras 2.14 y 2.15, ninguna de las cuales es realmente conforme.

Decir que los paralelos y meridianos se cortan perpendicularmente equivale a decir que las áreas del globo no sufren *deformación* al proyectarse. La figura 2.4 aclara el significado del término deformación. En aquellas proyecciones en las que meridianos y paralelos aparecen como líneas rectas, la deformación da lugar a paralelogramos que no son rectángulos. En aquéllas en que meridianos y paralelos no son líneas rectas se trazan las tangentes a los mismos en los puntos de intersección. Si estas tangentes se cortan perpendicularmente, la proyección no presenta deformación; ésta aparece en cambio, cuando se cortan en ángulo agudo u obtuso. Las proyecciones conformes carecen de deformación, pero no todos los mapas que no presentan deformación han sido trazados mediante una proyección conforme. Un mapa resultante de una proyección de este tipo no goza de la propiedad de conservación de las áreas, de manera que algunas de ellas son mucho mayores que en la realidad, a expensas de otras que resultan menores. Como regla general podemos decir que las áreas situadas en los bordes del mapa poseen una escala mucho mayor que las áreas centrales.

En todas las proyecciones conformes el principio de construcción impide abarcar todo el globo en una sola orientación de la proyección. En vez de ello, elegir entre una proyección con-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

forme y una proyección que conserve las áreas depende de lo que queramos representar. Cuando se trate de mostrar la distribución de algún fenómeno, tal como la extensión de zonas cultivables o de bosques, será necesario utilizar una proyección que conserve las áreas. Para fines de tipo más general, es preferible la representación conforme, dado que en ella se reflejan más fielmente las características físicas de la zona representada. Muchas proyecciones no son perfectamente conformes ni conservan perfectamente las áreas, sino que son un compromiso entre ambos extremos. Este compromiso puede ser conveniente para conseguir un mapa de mayor utilidad general, o porque la proyección posea alguna propiedad específica indispensable para ciertos fines.

Clasificación de los sistemas de proyección

Los sistemas de proyección se pueden clasificar en los siguientes grupos: 1) *cenitales (acimutales)*, 2) *cónicos*, 3) *cilíndricos* y 4) *especiales*, basados en un principio único.

El grupo de sistemas de proyección *cenitales* o *acimutales* abarca todas las proyecciones dotadas de simetría radial alrededor de un punto central. Hay un experimento de laboratorio que ilustra perfectamente el significado de algunas proyecciones cenitales (véase fig. 2.5). Se utiliza en ella una réplica de la tierra construida en alambre y que reproduce la red de meridianos y paralelos. Una fuente luminosa que podemos considerar puntual, tal como una pequeña bombilla de gran intensidad o un arco voltaico, se coloca en el centro del globo de alambre (o en alguna otra de las posiciones prescritas). En una habitación oscura se proyecta la sombra del globo de alambre sobre una pantalla o sobre una pared o el techo. Esta sombra constituye una auténtica proyección geométrica. Todas las proyecciones realizadas mediante este artificio son de tipo cenital y se caracterizan por las siguientes propiedades (fig. 2.6).

1. Toda recta trazada desde el punto central del mapa hasta cualquier otro punto coincide con la dirección tomada por un círculo máximo desde el punto central al exterior. Esta dirección, o "acimut", puede ser medida respecto al meridiano central de la proyección. A lo largo del recorrido será necesario reajustar continuamente el curso con respecto al Norte geográfico, a menos que coincida con un meridiano o con el ecuador.

2. Cuando se representa un hemisferio completo o la totalidad del globo, la proyección da lugar a un mapa circular. Dado que cualquier mapa puede recortarse y darle forma circular, esta característica no es suficiente para reconocer una proyección acimutal.

Figura 2.5. Las proyecciones cenitales tienen propiedades especiales que se verifican independientemente de la posición del centro del mapa sobre el globo.

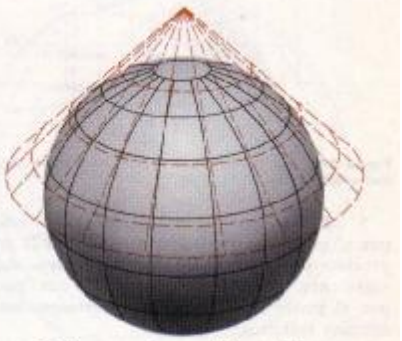


Figura 2.7. Las proyecciones cónicas utilizan un cono tangente a una esfera.

3. El mapa posee un punto central a partir del cual tienen lugar las variaciones de escala y las deformaciones de una manera uniforme y concéntrica.

4. Todos los puntos equidistantes del centro están situados sobre un círculo conocido como *círculo del horizonte*. Cuando un mapa cenital representa la totalidad del globo, el borde circular exterior del mismo representa el punto diametralmente opuesto al punto central, es decir, su *antípoda*. Cuando se representa un hemisferio, el borde exterior representa un círculo máximo, cuyos puntos equidistan del punto central.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

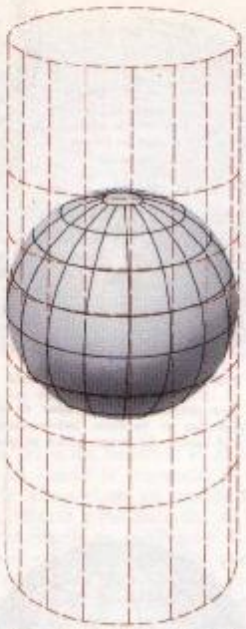


Figura 2.8. Las proyecciones cilíndricas utilizan un cilindro que envuelve el globo.

5. Todos los círculos máximos que pasan por el punto central se transforman por la proyección en líneas rectas sobre el mapa. Análogamente, todas las líneas rectas que pasan por el punto central del mapa corresponden a círculos máximos.

Las proyecciones cenitales aparecen en tres posiciones u orientaciones: 1) *polar*, 2) *ecuatorial* y 3) *oblicua* o *inclinada*, ilustradas en las figuras 2.9 a 2.13. En la posición polar, el centro de proyección coincide con el polo norte o el polo sur; en la posición ecuatorial, el centro está en un punto del ecuador; en la posición oblicua, el centro está en cualquier punto intermedio entre el ecuador y los polos. Aunque los tipos ecuatorial y oblicuo parecen carecer de simetría radial, poseen tan realmente como el tipo polar, las cinco características anteriormente citadas.

Las proyecciones de tipo *cónico* transfieren la red geográfica de un globo a un cono y desarrollan éste a continuación sobre un mapa plano. Este tipo de proyección puede realizarse asimismo en el laboratorio con un globo de alambre y una fuente luminosa puntual (figura 2.7). En vez de una pantalla plana y vertical, se utiliza un cono translúcido de papel tieso que se coloca sobre el globo de modo semejante a como se coloca una pantalla sobre una lámpara. La sombra de la red de alambre da lugar, sobre el cono, a la proyección cónica. Siguiendo con un lápiz o con tinta las líneas de sombra y desenrollando seguidamente el cono, tendremos una proyección cónica. Las proyecciones cónicas tienen las siguientes características (figs. 2.14 y 2.15): Todos los meridianos son líneas rectas que convergen en un punto común situado en el polo norte (o sur). Todos los paralelos son arcos de círculos concéntricos, cuyo centro común se encuentra en el polo norte (o sur). Una proyección cónica completa es un sector circular, nunca un círculo completo. Una proyección cónica no puede representar la totalidad del globo y habitualmente muestra una zona que no excede en mucho al hemisferio norte (o sur).

Las proyecciones *cilíndricas* transfieren primero la red geográfica a un cilindro que envuelve la tierra y desarrollan éste a continuación para constituir un mapa plano (fig. 2.8). Las proyecciones cilíndricas simples son fáciles de trazar, porque consisten en una red de líneas horizontales y verticales que se cortan perpendicularmente (véase fig. 2.18). El mapa completo es un rectángulo que representa la totalidad del globo. Cuando el cilindro es tangente al globo terrestre en el ecuador, los meridianos son líneas verticales equidistantes. La separación entre los paralelos varía según el tipo de proyección efectuada.

Existen muchos otros tipos de proyección, cada uno de ellos basado en un principio único. La mayor parte de los tipos de proyección que hemos seleccionado como ejemplo son importantes y de uso frecuente, aunque no todos los sistemas de uso general han sido incluidos en este capítulo. Los seleccionados ilustran suficientemente los tipos y principios anteriormente explicados.

Proyecciones de tipo cenital (acimutal)

1. Proyección ortográfica. La proyección *ortográfica* emplea un método que aparece ilustrado en la figura 2.9. La red geográfica de un hemisferio se proyecta sobre un plano tangente por medio de rayos paralelos. La sombra obtenida al proyectar la red de meridianos y paralelos de un hemisferio sobre un plano tangente, mediante rayos de luz procedentes de una fuente muy lejana da lugar asimismo a una proyección ortográfica. En la proyección polar, la distancia entre paralelos disminuye a medida que nos aproximamos al borde exterior. Esta característica sirve para distinguirla de las

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

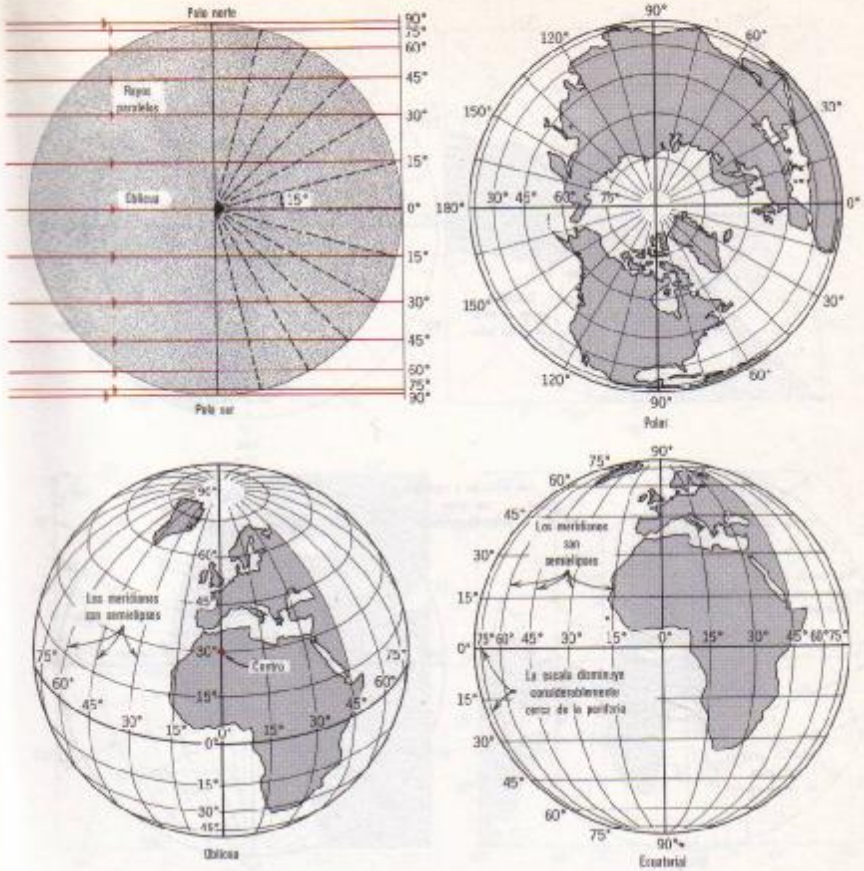


Figura 2.9. La proyección ortográfica produce un efecto similar al obtenido observando la tierra desde distintos puntos privilegiados.

otras proyecciones cenitales polares. En la proyección ecuatorial, los meridianos son arcos de elipse y la distancia que separa dos contiguos disminuye asimismo al aproximarnos al borde exterior, mientras que los paralelos están representados por líneas rectas horizontales, cada vez más próximas en las cercanías de los polos. En ninguna otra proyección cenital ecuatorial los paralelos son líneas rectas horizontales. En la proyección oblicua, el acercamiento de los meridianos y paralelos en las proximidades del borde exterior también es muy acusado.

La mayor porción del globo que puede representarse en una proyección ortográfica es un hemisferio. La proyección no conserva las áreas y tampoco es conforme. La escala es mucho mayor en el centro que en los bordes. El uso de esta proyección es bastante limitado. Consigue producir un efecto tridimensional en su representación del globo y es muy semejante a una fotografía del mismo. Por este motivo, se utiliza a menudo para ilustrar artículos o libros relacionados con problemas de estrategia militar o política mundial. La visión que ofrece de aquellos países y continentes que

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

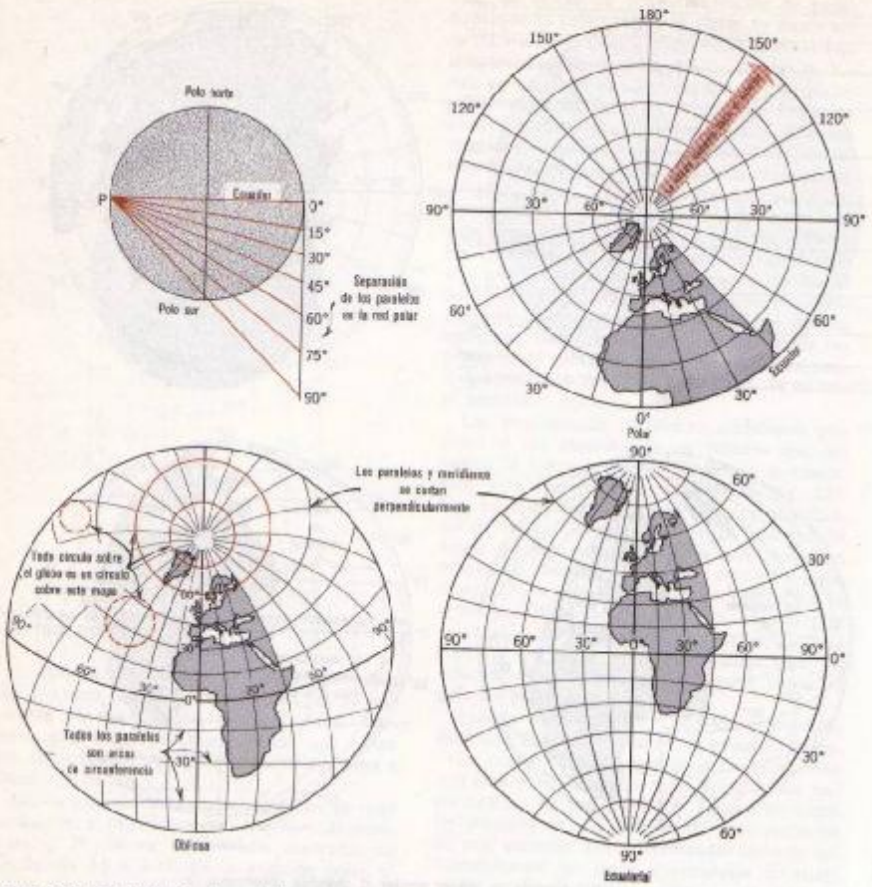


Figura 2.16. La proyección estereográfica es la única proyección cenital conforme.

están situados en las proximidades del punto central de la proyección corresponde muy aproximadamente a la realidad. Un ligero sombreado del mapa acentúa la sensación tridimensional.

2. PROYECCIÓN ESTEREOGRÁFICA. En la proyección *estereográfica*, el punto del que parten los rayos proyectantes está situado en una posición diametralmente opuesta al punto de contacto del plano tangente con el globo. Mientras que la proyección ortográfica da lugar a un mapa que tiene exactamente el mismo diámetro que el globo utilizado para trazarlo, la proyección estereográfica da lugar a un mapa mucho más extenso que el globo original. Además, la red estereográfica puede representar una superficie mucho mayor que un hemisferio, aunque nunca el globo completo. Una simple mirada al diagrama de la figura 2.10 es suficiente para comprobar estas características. El rasgo principal que distingue a esta proyección resulta evidente en sus tres posiciones: la distancia entre paralelos y meridianos contiguos aumenta a medida que nos desplazamos desde el centro del mapa hacia sus márgenes. En

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

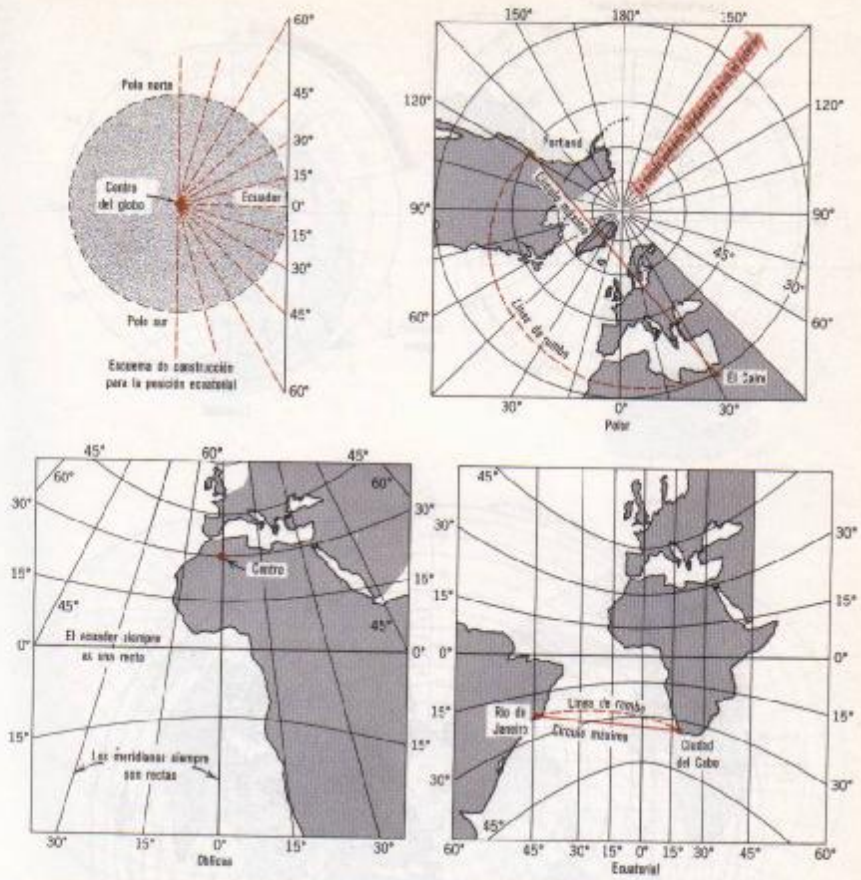


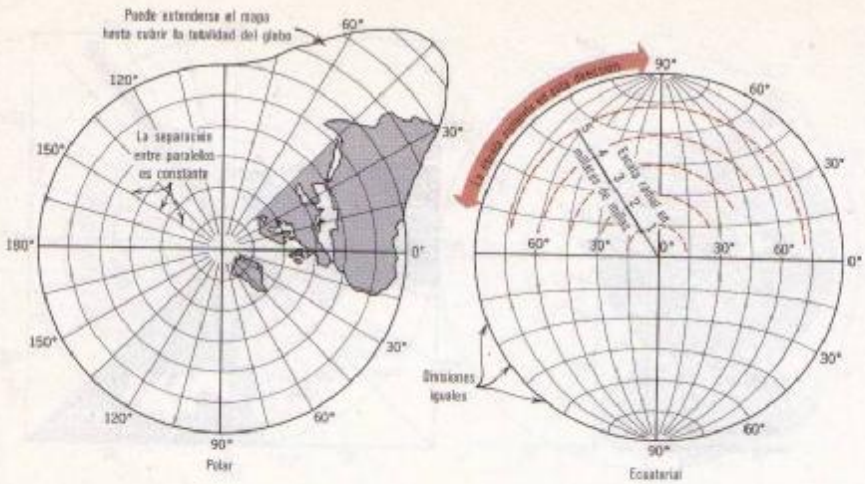
Figura 2.11. En la proyección gnomónica los círculos máximos son representados por líneas rectas, independientemente de su posición sobre el mapa.

cualquier proyección estereográfica, los paralelos y meridianos son líneas rectas o arcos de circunferencia. Ninguna otra clase de curva resulta de la proyección. Esto se debe a que la proyección estereográfica es realmente conforme. Todas las circunferencias del globo siguen siéndolo sobre el mapa. La escala, sin embargo, crece desde el centro a la periferia.

Teniendo en cuenta la creciente importancia adquirida por las regiones polares en esta era de proyectiles intercontinentales y rutas aéreas que sobrevuelan los polos, la proyección estereográfica polar ha alcanzado gran difusión. Constituye la base de la Red Militar Estereográfica Polar Universal para latitudes situadas entre 80° y los polos (cap. 3).

Las Cartas Aeronáuticas Mundiales publicadas por U. S. Coast and Geodetic Survey, a una escala de 1 : 1 000 000 están basadas en la proyección estereográfica polar para latitudes de 80° a 90°. El mapa diario del tiempo de la Oficina Meteorológica de los Estados Unidos se imprime sobre una proyección estereográfica polar.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



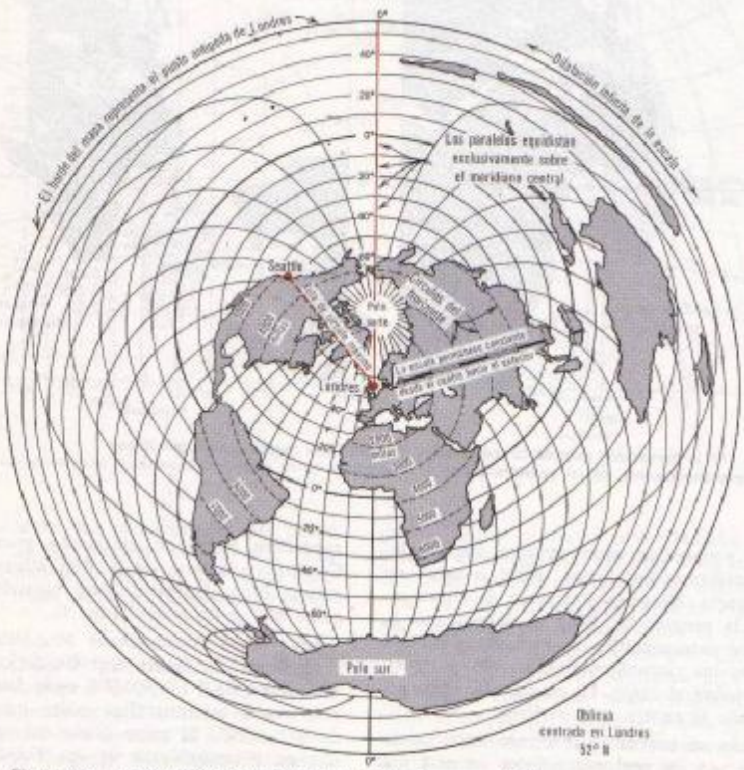


Figura 2.12. La proyección acimutal es muy adecuada para medir distancias desde el centro a otros puntos.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

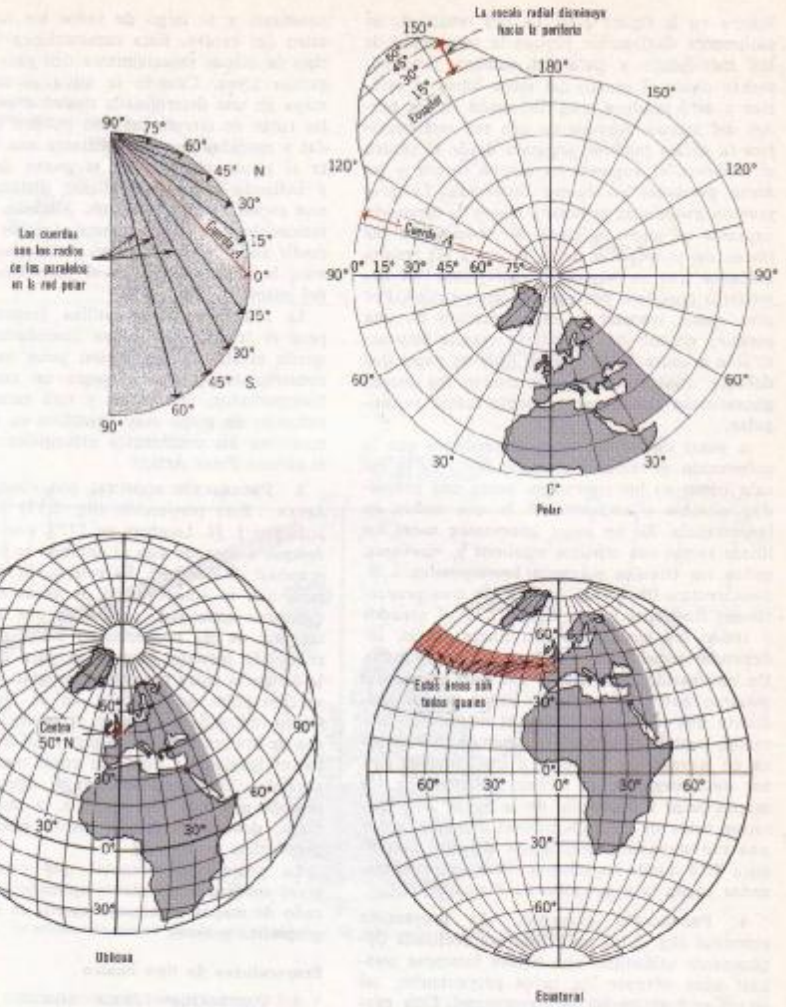


Figura 2.13. La proyección acimutal que conserva las áreas es muy adecuada para trazar mapas del hemisferio norte.

La proyección estereográfica tiene también gran importancia en ciertas ramas de la ciencia. A causa de sus propiedades perfectamente conformes, se emplea en el estudio de los cristales minerales, dado que las caras del cristal pueden ser proyectadas en una red estereográfica. Este tipo de red puede resultar muy valioso en geometría descriptiva, para los problemas en que debe determinarse la intersección de diversos planos y líneas.

3. PROYECCIÓN GNOMÓNICA (CARTA DE NAVEGACIÓN DE CÍRCULOS MÁXIMOS). La proyección *gnomónica* resulta de trazar rayos desde un punto situado en el centro del globo, tal como se

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

lustra en la figura 2.11. La red resultante es fácilmente distinguible porque la separación de los meridianos y paralelos aumenta enormemente desde el centro del mapa hacia el exterior y esto produce gran distorsión en los bordes del mismo. Aunque en una red estereográfica la escala también aumenta desde el centro al exterior, el aumento es mucho menor y las áreas pequeñas no sufren distorsión. La proyección gnomónica da lugar a mapas de extensión superior al globo original. Si observamos las líneas de proyección de la figura 2.11, resulta evidente que es imposible representar un hemisferio completo por razones geométricas. Por otra parte, intentar la representación de una porción grande de hemisferio resulta impracticable a causa de la enorme hoja de papel que debería utilizarse. Por este motivo los mapas gnomónicos tienen generalmente forma rectangular.

A pesar de las grotescas distorsiones que la proyección gnomónica produce tanto en la escala como en los contornos, posee una propiedad notable y exclusiva en la que radica su importancia. En un mapa gnomónico todas las líneas rectas son círculos máximos y, viceversa, todos los círculos máximos corresponden a líneas rectas. Obsérvese que en las tres proyecciones ilustradas en la figura 2.11 el ecuador y todos los meridianos son líneas rectas, independientemente de su situación en el mapa. En navegación, para trazar una ruta de círculo máximo entre dos puntos, basta unirlos mediante una línea recta sobre el mapa. Por esta razón, cuando la proyección gnomónica se utiliza en navegación da lugar a las llamadas *cartas de navegación de círculo máximo*. En los mapas polar y ecuatorial de la figura 2.11 aparecen rutas de círculo máximo trazadas sobre una red gnomónica (remitimos al lector a la figura 2.18 donde las mismas rutas aparecen trazadas según la proyección de Mercator).

4. PROYECCIÓN ACIMUTAL. La proyección *acimutal* (fig. 2.12) no puede ser realizada ópticamente utilizando una fuente luminosa puntual para obtener los rayos proyectantes, tal como se hizo en las tres anteriores. Esta proyección posee una red de meridianos y paralelos deliberadamente espaciados de forma equidistante desde el centro del mapa hacia el exterior. Además, al realizar esta proyección, el cartógrafo no encuentra ningún obstáculo en ampliar el mapa hasta representar la totalidad del globo. El punto diametralmente opuesto al centro de la proyección, es decir, la *antípoda*, viene representado por la circunferencia que limita el mapa. Debido a la manera en que el mapa ha sido construido, la escala permanece constante a lo largo de todos los radios que salen del centro. Esta característica hace este tipo de mapas especialmente útil para la navegación aérea. Cuando se sitúa el centro del mapa en una determinada ciudad o aeropuerto, las rutas de círculo máximo pueden ser trazadas y medidas uniendo mediante una línea recta el punto central con el punto de destino y hallando la correspondiente distancia sobre una escala gráfica uniforme. Además, la orientación correcta para empezar el vuelo se puede medir sobre el mapa como el ángulo que forman la ruta a seguir y el meridiano central del mapa.

La red acimutal se utiliza frecuentemente para el trazado de mapas hemisféricos a pequeña escala. La proyección polar es de fácil construcción, y sólo requiere un compás, un transportador, una escala y una escuadra, resultando un mapa muy llamativo en el que se muestran los continentes principales rodeando el océano Polar Ártico.

5. PROYECCIÓN ACIMUTAL QUE CONSERVA LAS ÁREAS. Esta proyección (fig. 2.13) fue concebida por J. H. Lambert en 1772, por lo que se designa a menudo con el nombre de *proyección acimutal de Lambert*. Es construida de tal manera que la conservación de áreas se cumple con gran exactitud, propiedad que no poseía ninguna de las proyecciones hasta ahora descritas. El método geométrico para determinar la distancia entre paralelos contiguos en la proyección polar se muestra en la figura 2.13. Como radios de proyección se utilizan las cuerdas de los arcos de un semicírculo divididas en partes iguales. La distancia entre meridianos y paralelos contiguos disminuye ligeramente a medida que nos acercamos a la periferia del mapa, aunque en mucho menor grado que la proyección ortográfica.

La proyección acimutal que conserva las áreas encuentra abundante aplicación en el trazado de mapas a pequeña escala de naturaleza geográfica general.

Proyecciones de tipo cónico

6. PROYECCIÓN CÓNICA SIMPLE. Las proyecciones cónicas utilizan un cono tangente al globo colocado de manera que su vértice está directamente sobre el polo norte. Si se proyectan los meridianos y paralelos sobre el cono mediante rayos trazados desde el centro del globo y se desarrolla a continuación aquél sobre una superficie plana, se obtiene como resultado un mapa cónico. Los meridianos son líneas rectas que parten del polo; los paralelos son arcos de círculos concéntricos cuyo centro es el polo. La proyección es fácilmente

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

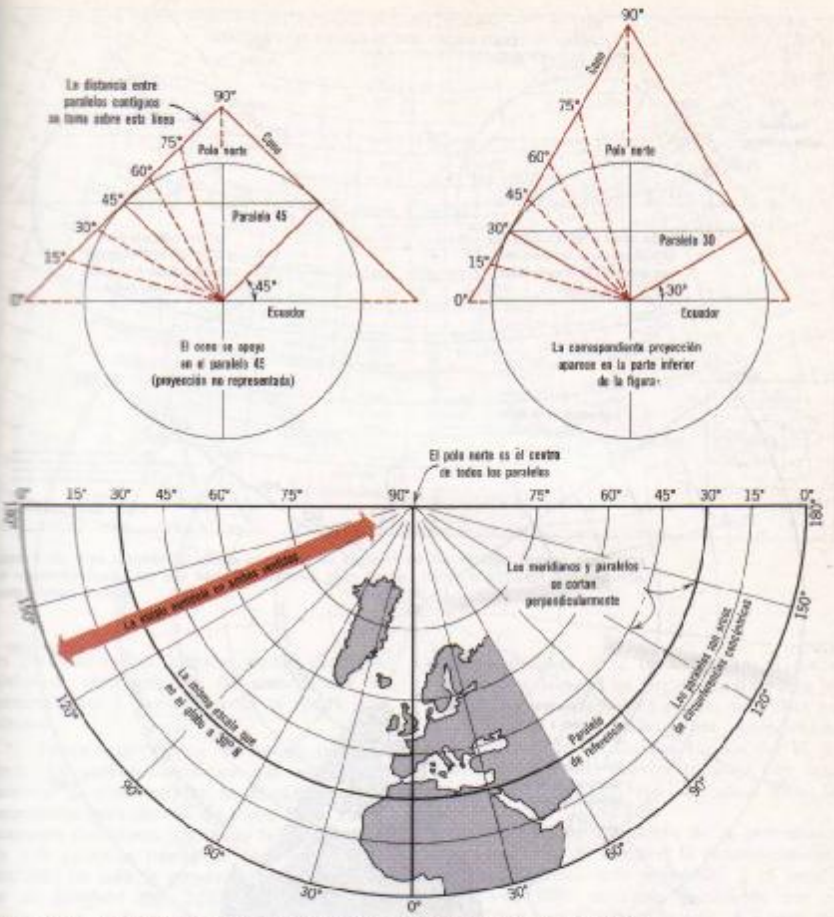


Figura 2.14. La proyección cónica simple con un paralelo de referencia es fácil de realizar.

realizable con un compás, un transportador y una escuadra. El mapa resultante siempre será un sector circular; nunca una circunferencia completa como sucedía en las proyecciones cenitales.

El paralelo de contacto entre el globo y el cono se denomina *paralelo de referencia* (figura 2.14). Sobre este paralelo la escala es la misma que sobre el globo original, mientras que en cualquier otro punto del mapa es mayor y crece a partir del paralelo de referencia tanto hacia el Norte como hacia el Sur. Si el paralelo de referencia es precisamente el 30, el mapa resultante en un semicírculo. Para cualquier otro paralelo que escogiéramos, a excepción, naturalmente, del polo o del ecuador, el mapa obtenido sería un sector mayor o menor que un semicírculo. Una proyección cónica simple con un solo paralelo de referencia da lugar a un mapa bastante aceptable y sin deformación de las áreas, pero abarca eficazmente el hemisferio norte. Sin embargo, pueden introducirse modificaciones en la proyección cónica que la mejora extraordinariamente, hasta el

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

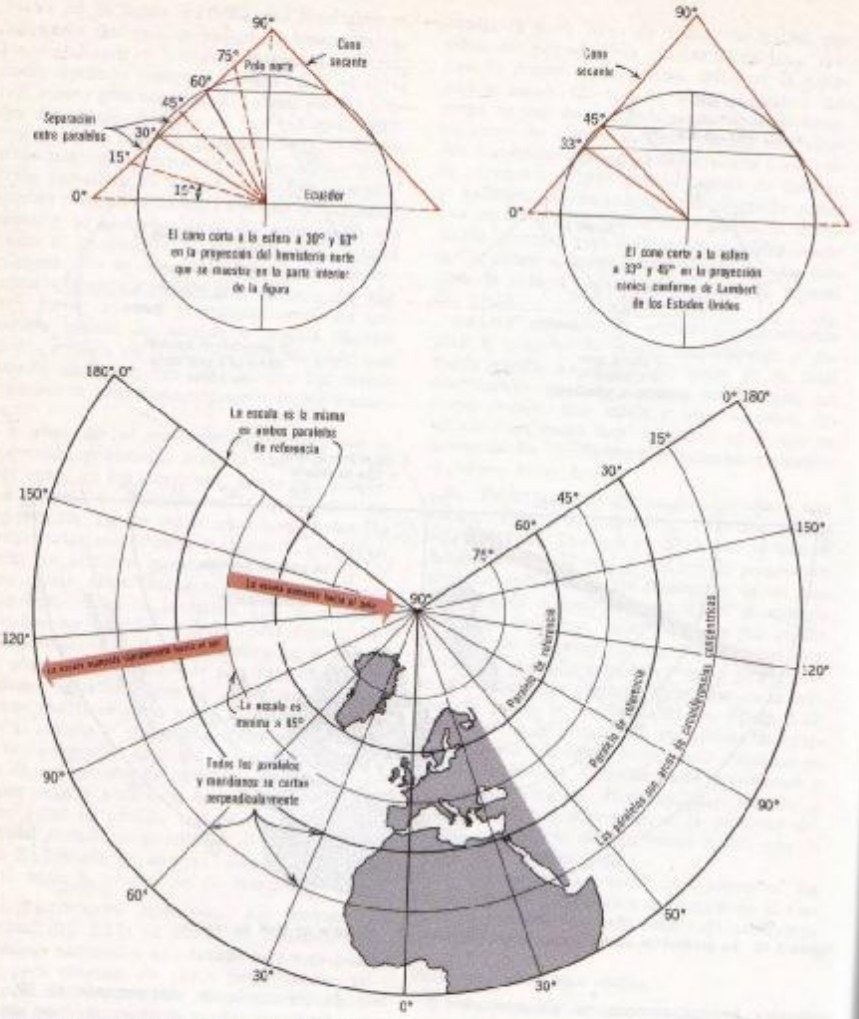


Figura 2.15. Cuando se utilizan dos paralelos de referencia, las variaciones de la escala son menos acusadas en la proyección cónica.

punto que la proyección cónica simple se utiliza muy raramente en la actualidad.

Una modificación muy útil se obtiene utilizando dos paralelos de referencia en vez de uno (fig. 2.15). Se dice entonces que el cono que corta al globo es un *cono secante*. El mapa posee entonces dos paralelos de referencia a lo largo de los cuales la escala es la misma. El aumento que ésta experimenta a medida que nos alejamos de los paralelos de referencia se reduce considerablemente. En el espacio comprendido entre los paralelos de referencia, la escala es menor que sobre ellos. Para cada continente o país en particular, escogeremos

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

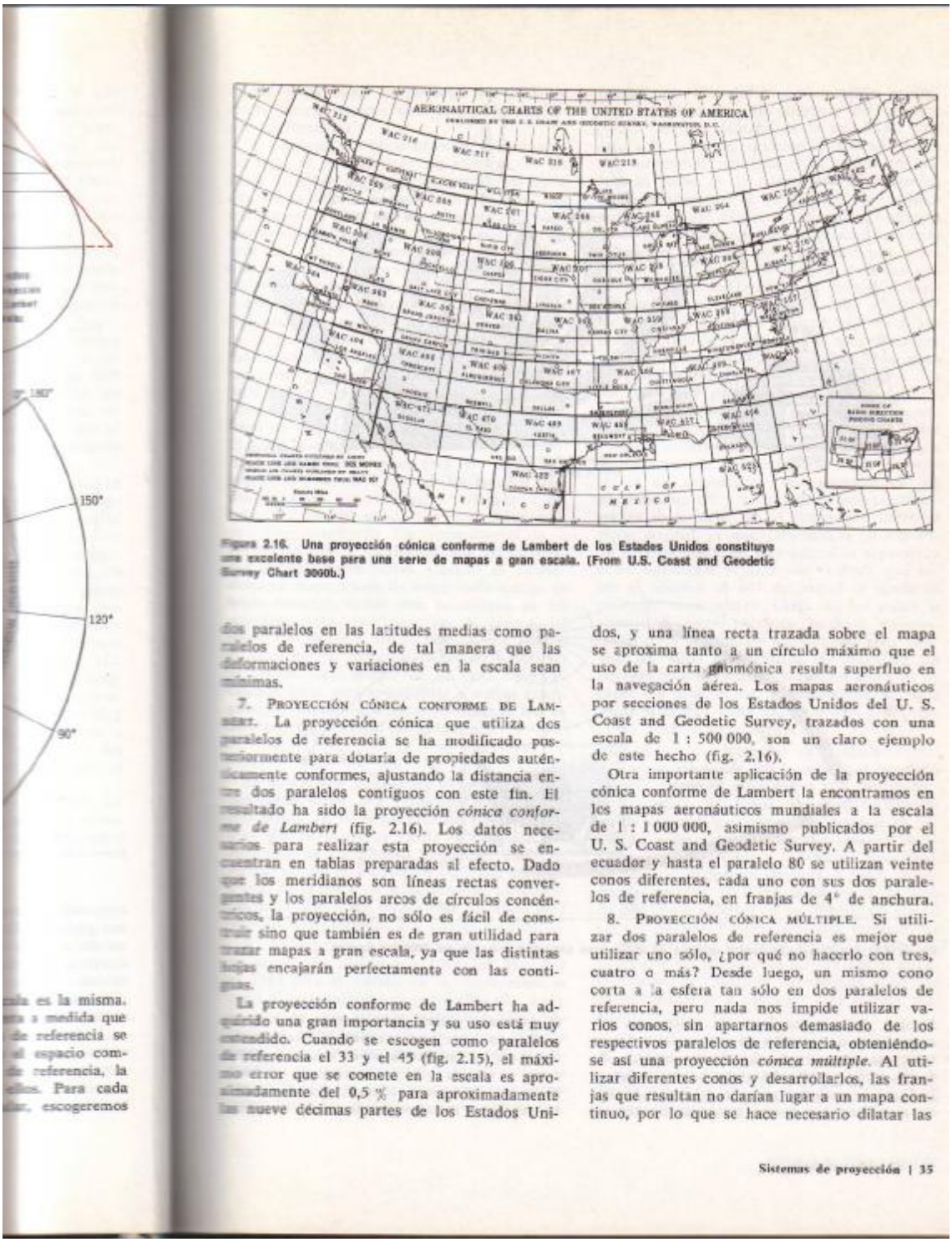


Figura 2.16. Una proyección cónica conforme de Lambert de los Estados Unidos constituye una excelente base para una serie de mapas a gran escala. (From U.S. Coast and Geodetic Survey Chart 3000b.)

dos paralelos en las latitudes medias como paralelos de referencia, de tal manera que las deformaciones y variaciones en la escala sean mínimas.

7. PROYECCIÓN CÓNICA CONFORME DE LAMBERT. La proyección cónica que utiliza dos paralelos de referencia se ha modificado posteriormente para dotarla de propiedades auténticamente conformes, ajustando la distancia entre dos paralelos contiguos con este fin. El resultado ha sido la proyección *cónica conforme de Lambert* (fig. 2.16). Los datos necesarios para realizar esta proyección se encuentran en tablas preparadas al efecto. Dado que los meridianos son líneas rectas convergentes y los paralelos arcos de círculos concéntricos, la proyección, no sólo es fácil de construir sino que también es de gran utilidad para tratar mapas a gran escala, ya que las distintas hojas encajarán perfectamente con las contiguas.

La proyección conforme de Lambert ha adquirido una gran importancia y su uso está muy extendido. Cuando se escogen como paralelos de referencia el 33 y el 45 (fig. 2.15), el máximo error que se comete en la escala es aproximadamente del 0,5 % para aproximadamente las nueve décimas partes de los Estados Unidos, y una línea recta trazada sobre el mapa se aproxima tanto a un círculo máximo que el uso de la carta gnomónica resulta superfluo en la navegación aérea. Los mapas aeronáuticos por secciones de los Estados Unidos del U. S. Coast and Geodetic Survey, trazados con una escala de 1 : 500 000, son un claro ejemplo de este hecho (fig. 2.16).

Otra importante aplicación de la proyección cónica conforme de Lambert la encontramos en los mapas aeronáuticos mundiales a la escala de 1 : 1 000 000, asimismo publicados por el U. S. Coast and Geodetic Survey. A partir del ecuador y hasta el paralelo 80 se utilizan veinte conos diferentes, cada uno con sus dos paralelos de referencia, en franjas de 4° de anchura.

8. PROYECCIÓN CÓNICA MÚLTIPLE. Si utilizar dos paralelos de referencia es mejor que utilizar uno sólo, ¿por qué no hacerlo con tres, cuatro o más? Desde luego, un mismo cono corta a la esfera tan sólo en dos paralelos de referencia, pero nada nos impide utilizar varios conos, sin apartarnos demasiado de los respectivos paralelos de referencia, obteniéndose así una proyección *cónica múltiple*. Al utilizar diferentes conos y desarrollarlos, las franjas que resultan no darían lugar a un mapa continuo, por lo que se hace necesario dilatar las

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

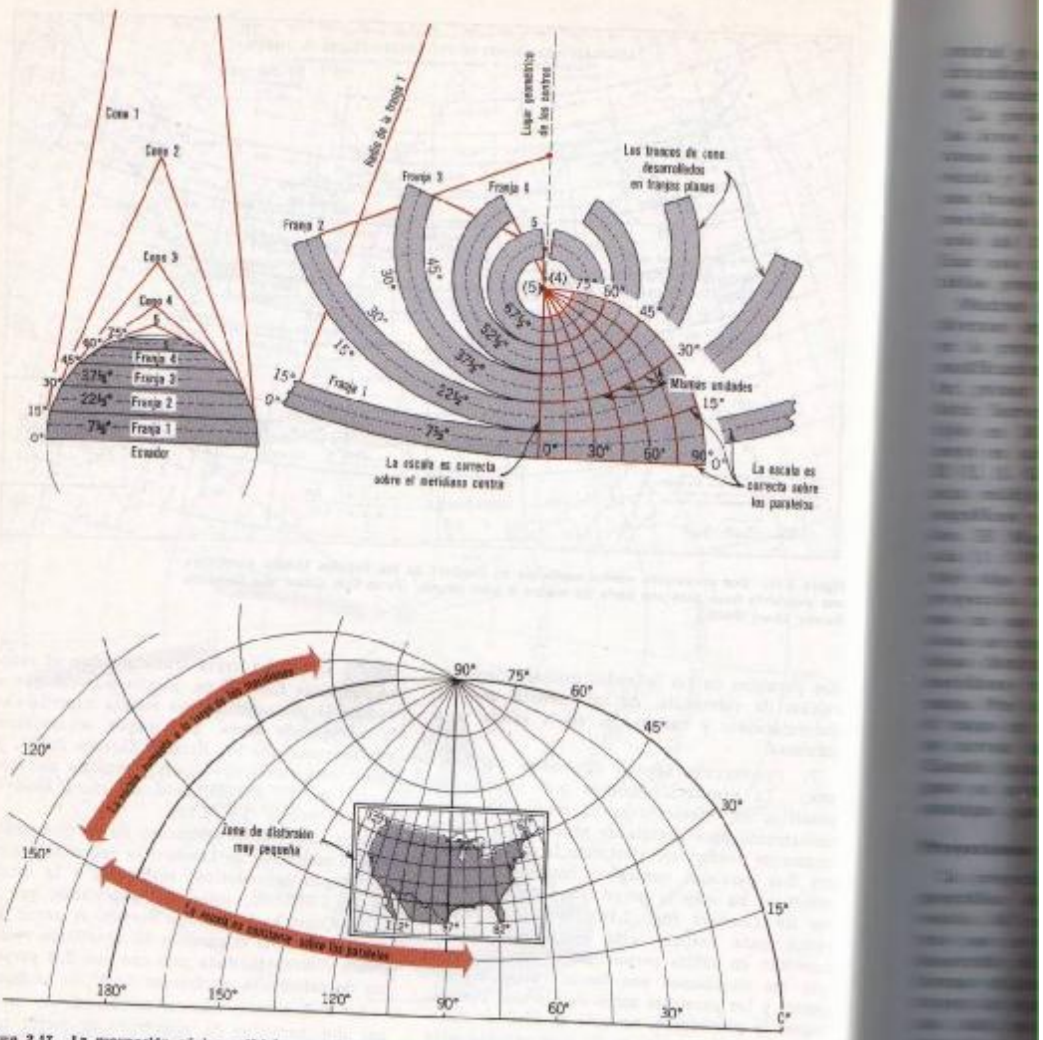


Figura 2.17. La proyección cónica múltiple se utiliza para pequeñas áreas en las latitudes medias.

franjas. Además, en lugar de utilizar un número finito de paralelos de referencia, podemos imaginar que existen en número infinito, de forma que la escala del globo original exista a lo largo de cualquier paralelo del mapa. El único meridiano que tendrá esta misma escala es el meridiano central, que aparece en el mapa como una línea recta vertical. Cualquier otro meridiano es una curva sobre la cual la escala crece a medida que nos acercamos al borde del mapa. Obsérvese, además, que el ecuador es una línea recta perpendicular al meridiano

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

...ece en el mapa
...l. Cualquier otro
...a cual la escala
...mos al borde
...que el ecuador
...ar al meridiano

central y que todos los paralelos son arcos de circunferencia (aunque estas circunferencias no son concéntricas).

La proyección cónica múltiple ni conserva las áreas ni es conforme; sin embargo, en las zonas centrales de la red las variaciones de la escala y la deformación son muy reducidas. En una franja de unos 900 km a ambos lados del meridiano central, el error de la escala no excede del 1 %. Los datos necesarios para realizar este tipo de proyección se encuentran en tablas preparadas al efecto.

Muchos mapas a gran escala publicados por diversos organismos nacionales se han basado en la proyección cónica múltiple o en ligeras modificaciones de la misma. Ferdinand Hassler, primer director del U. S. Coast and Geodetic Survey, ideó la proyección cónica múltiple en 1820, y fue aquel organismo el primero en utilizarla para muchos de sus mapas. El U. S. Geological Survey utiliza la red cónica múltiple como base para sus mapas topográficos y de otros tipos de los Estados Unidos. El Mapa Internacional del Mundo, a escala 1 : 1 000 000 utiliza una red cónica múltiple algo modificada. Un inconveniente de la proyección cónica múltiple es que los meridianos no son líneas rectas. Cuando se confecciona un mapa a base de mapas individuales en hojas distintas, todos ellos se centran en un meridiano recto que pasa por el centro del mapa. Por lo tanto, los meridianos que limitan el mapa en sus márgenes izquierdo y derecho se curvan hacia dentro en su parte superior. Cuando hojas correspondientes a mapas contiguos se cortan según estos meridianos, no se consigue que encajen perfectamente.

Proyecciones cilíndricas

La proyección geométrica directa de la red geográfica sobre una superficie cilíndrica no resulta útil en la proyección de mapas. Mientras que en teoría es válido el principio del desarrollo de un cilindro tangencial, todas las formas válidas de proyección cilíndrica se construyen de hecho a partir de fórmulas matemáticas, cada una de las cuales está calculada para impartir una propiedad útil a la proyección.

9. Proyección de Mercator. El sistema de proyección ideado por Gerardus Mercator en 1569 para el trazado de un mapamundi es quizá el más conocido de todos ellos (fig. 2.18). Se basa en una fórmula matemática. Una explicación del principio en que se basa, sin recurrir a la expresión matemática, sería la siguiente: en cualquier proyección cilíndrica, si queremos que los meridianos aparezcan como rectas verticales paralelas y equidistantes, tendremos que proceder a su separación progresiva a medida que nos alejemos del ecuador (véase la parte derecha de la fig. 2.18). Tan sólo a lo largo del ecuador la distancia entre dos meridianos contiguos es la misma que sobre un globo de la misma escala ecuatorial. A fin de mantener su paralelismo, los meridianos, que en una proyección cilíndrica ordinaria tenderían a converger, deben separarse progresivamente a medida que nos acercamos a los polos. A 60° de lat. N y S, la distancia que existiría entre dos meridianos contiguos sería la mitad que sobre el ecuador, dado que a 60° de latitud un grado de longitud equivale a una distancia igual a la mitad de lo que vale sobre el ecuador. La separación de los meridianos en los polos es infinitamente grande, debido a que los polos son puntos infinitamente pequeños. Si queremos que el mapa sea verdaderamente conforme, debemos aumentar la distancia entre paralelos contiguos en el mismo grado en que hemos separado los meridianos, a fin de conservar su paralelismo.[1] Por ejemplo, en las proximidades del paralelo 60, la separación entre paralelos debe ser el doble que sobre el globo original, ya que, tal como se ha explicado anteriormente, en esta latitud la separación entre meridianos es asimismo el doble que sobre el ecuador. A 80° de latitud la escala es casi seis veces mayor. Cerca de los polos la separación entre paralelos aumenta enormemente y se aproxima a infinito con gran rapidez. Un mapa de Mercator que mostrara las regiones polares extremas requeriría una hoja de papel tan grande que, habitualmente, se hace llegar la latitud hasta los 80 u 85°. Los polos nunca pueden representarse.

El mapa de Mercator es verdaderamente conforme. Cualquier isla o país, por pequeño que sea, aparece con su forma real. Sin embargo, la escala del mapa crece extraordinariamente a medida que nos aproximamos a los polos. La proyección de Mercator descrita anteriormente corresponde a la posición ecuatorial. Es decir, el cilindro es tangente al globo terrestre del ecuador, tal como se ilustra en la figura 2.8. El eje polar de la tierra coincide con el eje del cilindro. Pueden obtenerse variantes de la proyección de Mercator girando el globo en el interior del cilindro, de manera que el círculo máximo de tangencia corresponda a un par de meridianos o a cualquier otro círculo máximo.

[1] La escala del mapa aumenta hacia los polos como la secante de la latitud. La secante de 60° es 2,0; la de 70°, 2,9; la de 80°, 5,8; la de 85°, 11,5, y la de 89°, 57,3. La escala se multiplica por estos factores en las latitudes indicadas.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

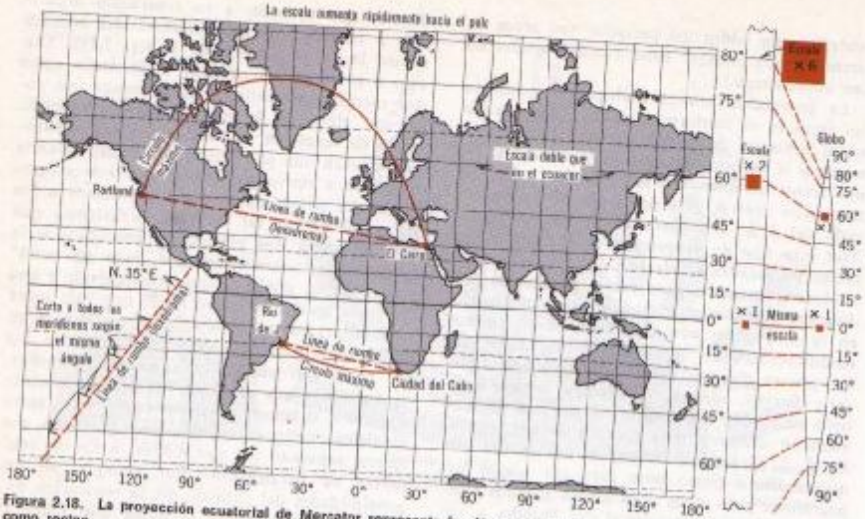


Figura 2.18. La proyección ecuatorial de Mercator representa las líneas de rumbo constante como rectas.

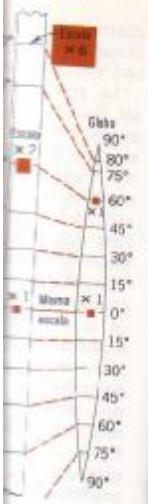
La única característica verdaderamente importante de la proyección de Mercator es que una línea recta trazada en cualquier parte del mapa, y en cualquier dirección es una línea de orientación constante. Dicha línea es conocida por los navegantes con el nombre de *línea de rumbo* o *loxodroma* (fig. 2.18). Si se sigue dicha línea, la brújula del barco (o del avión) mostrará que la trayectoria forma un ángulo constante con el Norte geográfico.[3] Una vez fijada la orientación adecuada, el barco se mantiene en ella durante todo el viaje si se sigue la línea de rumbo. La proyección ecuatorial de Mercator es la única de las proyecciones conocidas en la que todas las líneas de rumbo son líneas rectas, y viceversa. La orientación de cualquier línea recta se puede medir directamente con un transportador, tomando como referencia cualquier meridiano del mapa.

La relación entre las rutas de círculo máximo y las líneas de rumbo se muestra mediante dos ejemplos en las figuras 2.11 y 2.18. Obsérvese que en un mapa gnomónico los círculos máximos son líneas rectas y las líneas de rumbo líneas curvas, mientras que en la proyección de Mercator las líneas de rumbo son rectas, y los círculos máximos curvas. Las líneas de rumbo y los círculos máximos coinciden sobre el ecuador y todos los meridianos (y sólo sobre ellos) y son líneas rectas en ambas proyecciones. En navegación es aconsejable seguir rutas de círculo máximo, dado que éstas representan la distancia más corta entre dos puntos, aunque, por otra parte, resulte difícil hacerlo debido a que la orientación de la brújula cambia constantemente a lo largo de dichas rutas. En la práctica, la ruta se traza primero sobre una carta de círculo máximo y se transfiere después a un mapa de Mercator en forma de línea poligonal. El navegante puede medir la orientación del primer segmento de la poligonal con un transportador. Cuando el barco ha cubierto esta primera etapa, se repite la misma operación con la segunda, etc. Aunque la ruta que así se sigue no es propiamente de

Figura 2.19. La proyección transversal de Mercator utiliza un cilindro tangente a un par de meridianos.

[3] Sería necesaria una corrección para compensar la variación de la declinación magnética, tal como se explica en el capítulo 3.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



s meridianos
ectas en am-
s aconsejable
do que éstas
a entre dos
esulte difícil
n de la brú-
go de dichas
ara primero
y se trans-
or en forma
uede medir
de la poli-
o el barco
gite la mis-
Aunque la
ámente de

uator utiliza

círculo máximo, se aproxima tanto a ella que la distancia adicional recorrida es despreciable.

Aparte de su gran utilidad en navegación, la proyección de Mercator es muy poco recomendable para trazar mapas del globo sin restricción alguna. La red de Mercator es excelente para las regiones ecuatoriales, pero al alejarnos de éstas, la distorsión es muy acusada. Por esto un mapa de ese tipo es incapaz de reflejar cómo las áreas continentales de Norteamérica, Asia y Europa se agrupan rodeando el océano Glacial Ártico. Un observador carente de experiencia podría tener la falsa sensación de que los habitantes de estas tierras se encuentran

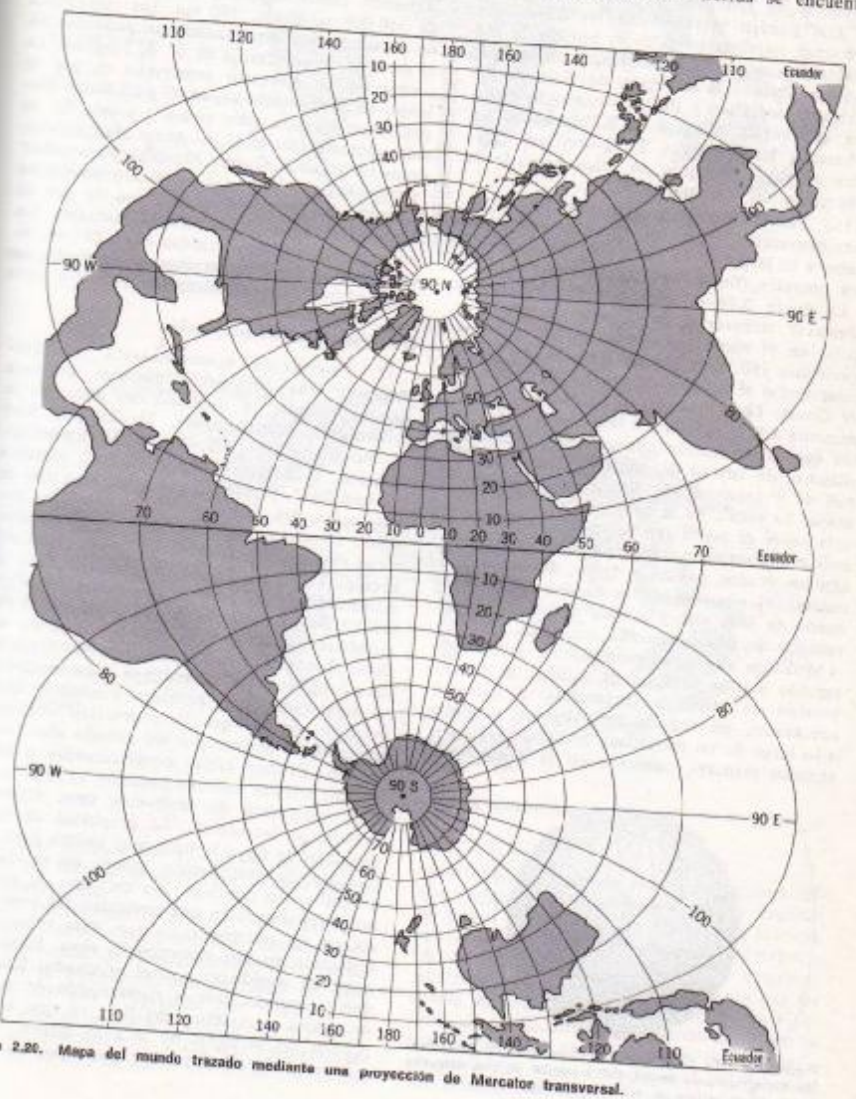


Figura 2.20. Mapa del mundo trazado mediante una proyección de Mercator transversal.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

aislados. A este respecto, es preferible utilizar proyecciones cónicas o acimutales en el estudio de las regiones continentales de las latitudes medias y altas.

Por otra parte, ciertas formas de información geográfica quedan mejor representadas sobre la proyección de Mercator. Debido a la precisión con que pueden representarse las líneas que simbolizan las direcciones de la brújula, la red de Mercator se prefiere para mapas en los que haya que indicar la dirección de flujo de las corrientes oceánicas y de los vientos, la dirección que señala la aguja de la brújula, o las isobaras y las isotermas. En posteriores capítulos se verán ejemplos de estos usos de la proyección de Mercator.

10. Proyección transversal de Mercator. Esta proyección utiliza un cilindro tangente al globo a lo largo de un par elegido de meridianos opuestos (fig. 2.19).

La figura 2.20 muestra una proyección de Mercator transversal de cilindro tangente al globo en el meridiano de Greenwich y en el meridiano 180. Esta red de Mercator en particular recibe el nombre de proyección *conforme de Gauss*. La proyección se extiende indefinidamente a la izquierda y a la derecha. Los puntos que se encuentran alineados con el eje del cilindro, de latitud 0°, longitud 90° E y latitud 0° y longitud 90° W no aparecen en el mapa. La escala de la proyección es constante sólo sobre el meridiano central. Si nos limitamos a una estrecha franja que se extienda sólo algunos grados a Este y Oeste del meridiano central, el aumento de la escala es muy pequeño en toda ella y pueden aprovecharse las ventajas de una proyección conforme.

Mediante una ligera modificación se ha conseguido dar un máximo de utilidad a la proyección de Mercator transversal. El cilindro envolvente, en vez de ser tangente al globo a lo largo de un meridiano, lo corta según dos círculos menores, tomando así la denominada *posición secante* (fig. 2.21). La escala será constante a lo largo de dos rectas paralelas sobre el mapa. Estas rectas equidistan del meridiano central.

Figura 2.21. En la proyección transversal de Mercator, las variaciones de escala son mínimas en una estrecha franja si se utiliza un cilindro secante.

En los mapas militares trazados mediante la proyección de Mercator transversal, tal como se describe en el capítulo 3, las dos rectas de la misma escala están separadas una distancia de 360 000 m, o sea, 360 km. Las variaciones de la escala son extremadamente pequeñas en el interior de una franja de 6° de longitud. La proyección de Mercator transversal es, por lo tanto, un instrumento excelente para trazar mapas topográficos a gran escala y a este fin ha sido adoptada por el U. S. Army Map Service, desde la Segunda Guerra Mundial. Para cubrir la totalidad del globo, el meridiano central se traslada con intervalos de 6°, con lo que se necesitan en total 60 meridianos centrales. Sin embargo, las regiones situadas entre 80° de latitud y el polo se representan por medio de proyecciones estereográficas polares.

Otros sistemas de proyección

11. Proyección homolográfica de Mollweide. Una proyección bastante utilizada para representar la totalidad del globo es la denominada *homolográfica*, ideada por Karl B. Mollweide en 1805 (fig. 2.22). Etimológicamente, la palabra "homolográfica" significa "misma área", propiedad que posee este tipo de proyección. Un hemisferio tiene contorno circular; el otro se divide en dos partes de contorno elíptico que se añaden a ambos lados del círculo. Todos los meridianos, exceptuando el meridiano central, que es recto, son semielipses. La longitud del ecuador es doble que la del meridiano central, tal como sucede sobre un globo. Los paralelos son líneas rectas horizontales cuya separación disminuye hacia los polos. La separación entre paralelos contiguos, ajustada de manera que la proyección conserve las áreas, se obtiene por un método algo complicado. Existen tablas confeccionadas a este fin.

La proyección de Mollweide tiene diversas ventajas y desventajas. Su propiedad de conservación de áreas la hace muy valiosa para representar la distribución global de entidades geográficas o políticas. Sin embargo, la extraordinaria distorsión que presentan las regiones polares ha restringido su uso. Para reducir la distorsión en una determinada zona, basta escoger el meridiano central adecuado. Resulta muy apropiada para la construcción de mapas de África y América del Sur, ya que ambas pueden ser incluidas en la zona central, cuya distorsión es relativamente pequeña. Las pro-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

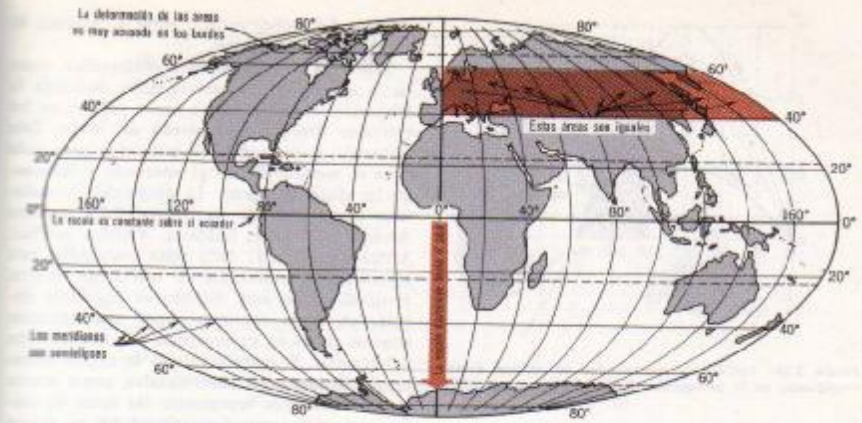


Figura 2.22. La proyección homolográfica de Mollweide se utiliza principalmente para representar distribuciones superficiales sobre el globo.

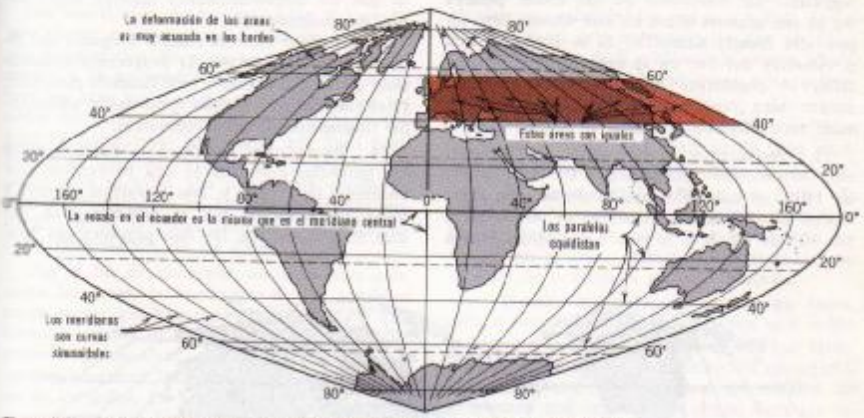


Figura 2.23. La proyección sinusoidal conserva bien las áreas en las latitudes bajas.

yecciones discontinuas y oblicuas han demostrado ser las más eficaces para la construcción de mapamundis.

12. PROYECCIÓN SINUSOIDAL. En ciertos aspectos, la proyección *sinusoidal* (llamada a veces proyección de Sanson-Flamsteed) es semejante a la proyección homolográfica de Mollweide. Es una proyección que conserva las áreas, con un meridiano central recto y paralelos horizontales (fig. 2.23). La diferencia estriba en el tipo de curva que se utiliza en los meridianos. Mientras la red homolográfica utiliza elipses, la red sinusoidal utiliza familias de *curvas sinusoidales*. La figura 2.24 muestra tres arcos de una curva sinusoidal superpuestos. Si giramos 90° esta figura y la comparamos con la figura 2.23, resulta evidente que las curvas utilizadas para esta proyección son sinusoidales. Ahora bien, manteniendo constante la separación entre paralelos desde el ecuador a los polos, las áreas interceptadas con las curvas sinusoidales resultan iguales, siendo ésta

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

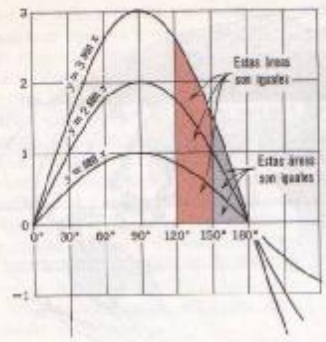


Figura 2.24. Las curvas sinusoidales se utilizan como meridianos en la proyección sinusoidal.

una notable propiedad de este tipo de proyección.

La proyección sinusoidal goza de las mismas ventajas y desventajas que la proyección homolográfica. La distorsión de las zonas polares no es tan acusada como en esta última, pero no por ello resulta admisible. Si se coloca África o América del Sur en el centro de la proyección, el continente aparecerá extraordinariamente bien representado, con una distorsión mínima de formas o escala.

13. Proyección homolosena. La proyección *homolosena*, ideada por el Dr. Paul Goode en 1923, es una combinación de las dos anteriores. La proyección sinusoidal se utiliza entre los 40° de lat. N y S, y la homolográfica para el resto del globo, situado entre el paralelo 40 y los polos.

Tanto en la proyección homolográfica como en la sinusoidal, es especialmente marcada la dilatación de áreas de las zonas polares en los extremos derecho e izquierdo del mapa. Esta distorsión puede reducirse utilizando para cada zona el meridiano central adecuado y acoplando las distintas partes. La proyección homolosena *discontinua* de la figura 2.25 muestra América del Norte, Euroasia, América del Sur, Africa y Australia; cada zona continental está representada utilizando el meridiano central apropiado. Con este método es imposible obtener un mapa continuo y por esto aparecen amplios claros en su superficie con la excepción del ecuador. Si nuestro interés se centra únicamente en las zonas continentales, como ocurre cuando queremos representar las áreas de cultivo del trigo, estas discontinuidades no tienen especial importancia. Si la naturaleza del fenómeno representado requiere que nuestra atención se fije en las zonas oceánicas, utilizaremos meridianos centrales situados en ellas, con lo que las discontinuidades tendrán lugar sobre los continentes.

En las cinco láminas (mapas plegados del final del libro) se emplea la proyección homolosena discontinua. Como modificación posterior, estas proyecciones se han condensado eliminando fragmentos de áreas oceánicas.

14. Proyección Eckert IV. Popular entre los geógrafos europeos es una proyección que conserva las áreas y con paralelos rectos y horizontales ideada por el profesor Max Eckert (fig. 2.26). De las seis proyecciones que

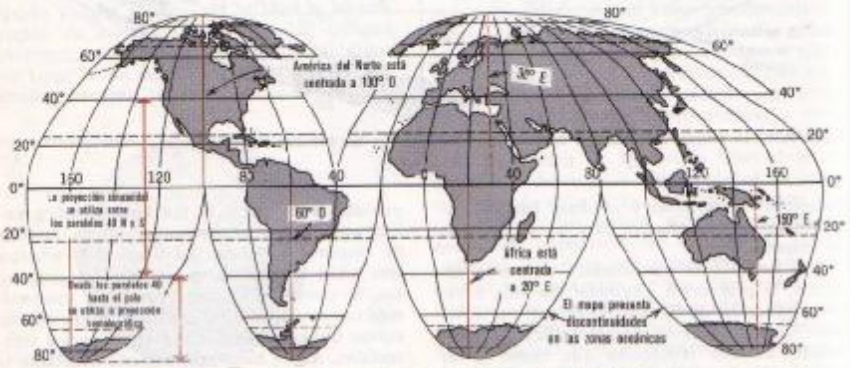


Figura 2.25. La proyección homolosena discontinua de Goode es una combinación de las proyecciones homolográfica y sinusoidal. Copyright by the University of Chicago. (Usado con permiso de la University of Chicago Press.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

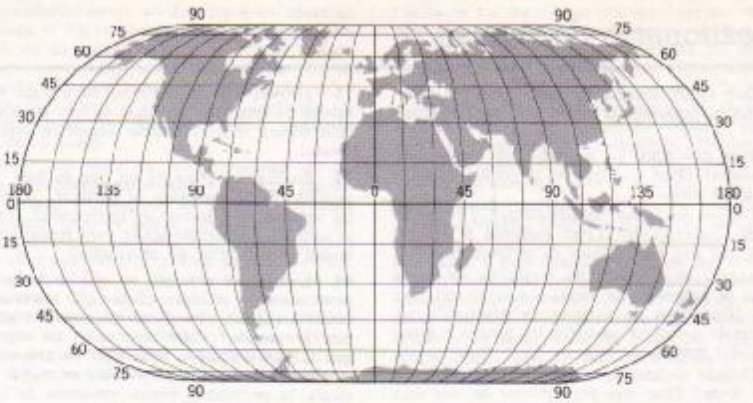


Figura 2.26. La proyección de Eckert IV utiliza líneas horizontales para representar cada polo.

inventó, a ésta le corresponde la denominación de *Eckert IV*.

Los meridianos de la proyección Eckert IV son elipses separadas equidistantemente en todos los paralelos. En estos aspectos, esta red se parece a la proyección Mollweide, pero mientras en ésta los meridianos convergen en los polos en puntos comunes, la proyección Eckert IV hace servir como polo una línea horizontal de longitud mitad a la del ecuador. Al hacer esto se evita una importante condensación y distorsión en las latitudes altas. Sin embargo, en las latitudes altas hay una considerable deformación de las áreas.

Con el fin de conseguir un mapa que conserva las áreas, la separación de los paralelos en la proyección Eckert IV viene dada por una fórmula, siendo el espaciado mayor cerca del ecuador y disminuyendo hasta llegar a ser aproximadamente la cuarta parte de aquél cerca de los polos. La proyección Eckert IV puede interrumpirse fácilmente de un modo similar al visto en la proyección homolosena discontinua. Ambas proyecciones son excelentes para mapamundis en los que se representen distribución de superficies.

Resumen

En este capítulo han sido explicadas e ilustradas catorce proyecciones. Ello debería ser suficiente para proporcionar al estudiante de geografía un conocimiento básico adecuado de los sistemas de proyección. Sin embargo, dado que en la actualidad se utilizan más de 200 sistemas de proyección, es probable que encuentre alguno que le sea totalmente desconocido. Ahora bien, la mayoría están lo suficientemente relacionados con uno o más de los explicados en este capítulo para que su comprensión resulte fácil mediante la simple observación del mapa o alguna breve nota aclaratoria.

Para escoger el tipo de proyección que debe utilizarse en cada caso, resultan de gran utilidad las siguientes consideraciones:

1. Es recomendable utilizar un globo de calidad, en la medida de lo posible, para establecer relaciones de distancia y orientación entre puntos y áreas. Resulta insustituible como modelo de la tierra a escala verdadera.

2. Cuando sea necesario utilizar un mapa, deberá escogerse aquella proyección que mejor se ajuste a nuestras necesidades. Así, por ejemplo, en el estudio de la distribución superficial de los fenómenos se utilizará un sistema de proyección que conserve las áreas. Para las latitudes altas se emplearán proyecciones cónicas o acimutales.

3. Antes de sacar conclusiones y analizar los factores geográficos mediante un mapa, deberá poseerse un conocimiento suficiente de las características de la proyección con que ha sido trazado, es decir, si es conforme, si conserva las áreas o si, por el contrario, no posee ninguna de estas propiedades. En caso de duda, deberán compararse distintas proyecciones de la misma región y se averiguarán los posibles errores de cada una. A medida que la zona representada se hace más extensa, deberán extremarse las precauciones.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Cuestionario de repaso

1. ¿Qué es un sistema de proyección? ¿Cuál es el problema fundamental de los sistemas de proyección?

2. ¿Para qué fines es preferible un mapa plano a un globo? ¿Para qué fines es preferible un globo a un mapa plano?

3. ¿Qué es un sólido desarrollable? ¿Y un sólido no desarrollable? Citar ejemplos y explicar su relación con los sistemas de proyección.

4. Explicar el concepto de escala de un mapa. ¿Cómo se representa la escala mediante una fracción? ¿Qué tipos de sistemas de proyección poseen escala constante en todos los puntos y direcciones del mapa?

5. ¿Cuándo decimos que una proyección conserva las áreas? Citar tres proyecciones de este tipo.

6. ¿Cuándo decimos que una proyección es conforme? Citar tres proyecciones de este tipo.

7. Aquellas proyecciones que ni conservan las áreas ni son conformes, ¿tienen alguna utilidad? Citar ejemplos.

8. ¿Cómo podemos agrupar los distintos sistemas de proyección según sus características?

9. Citar las propiedades comunes a todos los sistemas de proyección cenitales (acimutales).

10. Citar las propiedades comunes a todos los sistemas de proyección cónicos. ¿En qué difiere la proyección cónica múltiple de los demás tipos de proyección cónica?

11. ¿Qué ventajas poseen las proyecciones cilíndricas frente a los otros grupos?

12. Contestar las siguientes preguntas para cada una de las proyecciones cenitales (acimutales) estudiadas: *a*) ¿En qué principio se basan? *b*) ¿Cuáles son las características de escala sobre una línea radial que parta del centro del mapa? *c*) En la posición ecuatorial, ¿qué clase de líneas representan a los paralelos? ¿Y a los meridianos? (¿Son rectas o curvas? Si son curvas, ¿qué clase de curvas?) *d*) ¿Podemos representar mediante esta proyección un hemisferio completo? ¿Y el globo completo? *e*) Esta proyección, ¿es conforme? ¿Conserva las áreas? *f*) ¿Cuáles son las ventajas específicas de este tipo de proyección? ¿Cuándo es aconsejable utilizarla?

13. ¿Cuáles son las ventajas de utilizar dos paralelos de referencia en lugar de uno en la proyección cónica simple? ¿Cómo repercute esto en la escala?

14. Explicar el principio en que se basa la proyección cónica conforme de Lambert. ¿Cuáles son las ventajas de este tipo de proyección? ¿Para qué se utiliza? ¿Es recomendable para trazar un mapamundi este sistema de proyección?

15. Explicar el principio en que se basa la proyección cónica múltiple. ¿Sobre qué líneas es constante la escala? ¿Para qué fines resulta adecuada esta proyección? Citar alguno de los organismos que la han utilizado. ¿Qué tipo de proyección es más conveniente para el trazado de mapas a gran escala, la proyección cónica conforme de Lambert o la proyección cónica múltiple? Explicar.

16. Explicar el principio en que se basa la proyección ecuatorial del Mercator. ¿Se trata de una proyección conforme o que conserve las áreas? ¿Qué forma tiene un mapa de Mercator que represente la totalidad del globo? ¿Qué relación guardan entre sí las escalas a 60° de latitud y sobre el ecuador?

17. ¿Qué es una línea de rumbo? ¿Qué es una loxodroma? ¿En qué tipo de proyección todos los círculos máximos aparecen como líneas rectas? ¿Qué aplicación tienen las líneas de rumbo y los círculos máximos en navegación? ¿Bajo qué circunstancias coinciden estos dos tipos de líneas en una proyección de Mercator?

18. Describir la proyección de Mercator transversal. ¿Qué ventajas tiene esta proyección? ¿En qué forma mejoran las características de la escala con la utilización de un cilindro secante? ¿Cómo se utiliza esta proyección en el trazado de la Red Universal Transversal de Mercator?

19. Comparar las proyecciones homolográfica y sinusoidal en lo referente a sus propiedades y al principio en que se basan. ¿Conservan las áreas estas proyecciones? ¿Son conformes?

20. ¿Qué ventajas posee la proyección homolosena discontinua de Goode frente a las sinusoidal y homolográfica?

Ejercicios

1. Indicar cuáles de las catorce proyecciones estudiadas poseen cada una de las siguientes propiedades. (Considerar las proyecciones acimutales, polar, ecuatorial y oblicua como tipos distintos.) *a*) Las áreas se conservan. *b*) Son conformes. *c*) Ni conservan las áreas ni son conformes. *d*) Todos los paralelos son líneas curvas. *e*) Todos los paralelos son líneas rectas. *f*) Todos los meridianos exceptuando el central son líneas curvas. *g*) Todos los meridianos son líneas rectas. *h*) Todos los meridianos y paralelos curvos son arcos de circunferencia. *i*) Todos los paralelos son arcos de circunferencias, aunque no necesariamente concéntricos. *j*) Todos los paralelos y meridianos se cor-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

tan perpendicularmente. *k*) Los polos no aparecen en el mapa. *l*) En el mapa puede aparecer tan sólo un polo. *m*) El borde del mapa es circular cuando representa un hemisferio completo. *n*) La proyección puede realizarse representando el globo sobre una superficie plana o desarrollable, mediante rayos proyectantes que atraviesan aquél partiendo de un único punto.

2. Formar una tabla de las propiedades de las catorce proyecciones estudiadas. Colocar en columna las catorce proyecciones en la parte izquierda de una gran hoja de papel. Dividir el resto del papel en columnas, haciendo corresponder a cada una de ellas una cierta propiedad de la proyección. Los encabezamientos de las columnas podrían ser los siguientes: Tipo de proyección. Nombre de la proyección (si ésta es del tipo acimutal, subdividir la columna en polar, ecuatorial y oblicua). Forma del mapa cuando representa la totalidad del globo. Forma del mapa cuando representa un hemisferio. Forma de los meridianos (curvas o rectas; tipo de curvas). Forma de los paralelos (curvas o rectas; tipo de curvas). Conforme, conserva las áreas o ninguna de las dos. Propiedades específicas (tales como "los círculos máximos son rectas"). Aplicaciones más recomendables (tales como "mapas a gran escala", "mapas a pequeña escala", "navegación" o "distribución superficial"). Pueden añadirse columnas a criterio del lector. Una tabla de este tipo es excelente para el repaso.

3. Utilizando un lápiz, un compás, una regla y un transportador, construir algunas de las proyecciones más sencillas estudiadas en este capítulo. Sugerimos a continuación varias de las más fáciles: *a*) Proyección ortográfica polar. *b*) Proyección estereográfica (posición polar). *c*) Proyección acimutal (posición polar). *d*) Proyección acimutal que conserva las áreas (posición polar). *e*) Proyección cónica simple, con un solo paralelo de referencia a 45° N.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Capítulo 3
Localización y dirección sobre el globo

Este capítulo trata del problema de localizar los rasgos característicos de la superficie terrestre con el fin de representarlos correctamente en los mapas. De igual importancia para los geógrafos es el problema inverso, es decir, el de leer en un mapa la situación, el tamaño o la orientación de las características que en él aparecen y representar esta información en términos de algún sistema establecido. Los mapas son un instrumento indispensable para el geógrafo. No sólo le proporcionan la información que utiliza en sus estudios, sino que también debe representar sobre ellos gran parte de la información que él reúne o sintetiza. El trazado de mapas es un trabajo especializado que combina las matemáticas con las artes gráficas y se conoce con el nombre de *cartografía*. Aunque el trazado y la impresión de mapas sea labor propia del cartógrafo profesional, hay muchas cosas que un geógrafo debe saber sobre ellos, con el fin de obtener la máxima información y poder seleccionar los mapas básicos más apropiados para representar la información que se desee.

El sistema de paralelos y meridianos descrito en el capítulo I constituye una red de líneas en la que pueden fijarse determinados puntos de la superficie terrestre. El trabajo del geodesta, del geólogo y del agrimensor, consiste en medir la posición, el tamaño y la forma de las características de la tierra, tanto naturales como debidas a la mano del hombre. La misión del cartógrafo consiste en compilar esta información y en dibujarla con tanta precisión y efectividad como sea posible, para su posterior reproducción en hojas impresas.

Existe una gran variedad de mapas, tanto en lo que se refiere a la extensión de la superficie de la tierra representada en una hoja de un tamaño determinado como en el tipo de rasgos geográficos mostrados. En una hoja de papel de pequeño tamaño puede imprimirse un mapa del globo o un plano detallado de un barrio de nuestra ciudad. Por lo que respecta al tipo de información representada, podemos clasificar los mapas en dos grandes grupos: *planimétricos* y *topográficos*. Los mapas plani-

Estación de triangulación. (New York Public Library Picture Collection.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

métricos muestran la situación exacta de los puntos de la superficie terrestre proyectados sobre un plano único como si no existiesen diferencias de nivel. Un mapa planimétrico puede representar características tales como costas, ríos, lagos, fronteras, carreteras y la situación exacta de ciudades y cumbres montañosas, pero no refleja en absoluto el relieve ni la pendiente de la superficie, así como tampoco la altura sobre el nivel del mar o sobre las zonas circundantes del punto representado. Por otra parte, los mapas topográficos, que serán estudiados en el apéndice I, intentan describir el relieve de la superficie terrestre y dar indicaciones sobre la pendiente del terreno.

Situación absoluta y situación relativa

Supongamos que un explorador ha llegado a una tierra poco conocida en la que encuentra tres picos montañosos prominentes, A, B y C, no señalados ni descritos previamente en ningún mapa. Con equipo adecuado, determina que el pico A está situado 5 km al norte del pico B y que el pico C está 7 km al este del pico B. Tomando una hoja de papel y haciendo corresponder a 1 cm, medido sobre el mismo, 1 km de distancia horizontal sobre el terreno, puede trazar un mapa que muestre las posiciones relativas de los tres picos, uno con respecto al otro, de manera correcta. Un triángulo formado uniendo los puntos A, B y C tiene la forma adecuada y la orientación real con respecto al Norte. La *situación relativa* de un punto con respecto a los otros queda así determinada, pero no respecto a un sistema universal de líneas de referencia tal como el constituido por los paralelos y meridianos con un meridiano principal que pase por Greenwich (Inglaterra).

Si el explorador tiene los conocimientos y los instrumentos adecuados, puede determinar la longitud y la latitud aproximadas de uno de los picos mediante métodos astronómicos. Esto fija la *situación absoluta* del pico en cuestión, permitiendo conocer la situación absoluta de los dos restantes. La situación absoluta describe la posición de un punto de tal manera que ésta queda establecida de un modo único con respecto a los demás puntos del globo. En general, la situación absoluta de un punto viene dada sobre tres redes (conjunto de líneas que se cortan), descritas en este capítulo: la red geográfica, la red militar y la red de la Oficina Territorial de los Estados Unidos. La simple triangulación por métodos agrimensoriales y la determinación de la posición mediante la brújula y la medida de distancias, tal como se explica más abajo, nos da las posiciones relativas.

Líneas de triangulación y línea base

Los mapas planimétricos muestran la situación exacta de los puntos de un mapa, como si todos ellos estuviesen situados a nivel del mar. Antes de emprender cualquier operación cartográfica de mayor envergadura, es necesario conocer con toda exactitud la posición relativa de varios puntos clave del área en estudio. Dado que los restantes puntos se localizan con referencia a aquéllos, los puntos clave deben fijarse con la mayor exactitud posible. Los puntos secundarios se localizan con menor precisión, lo que representa menor gasto de tiempo y dinero. A partir de los puntos secundarios se determina un número todavía mayor y de manera más rápida.

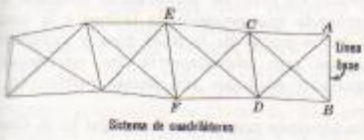
La determinación de los puntos empieza con la medida cuidadosa de una *línea base*, larga y recta, que puede tener hasta varios kilómetros de longitud. La línea base sigue generalmente una autopista, la vía del tren o una playa, de manera que el número de obstáculos que encontremos sea mínimo. La línea base une dos puntos previamente marcados sobre el terreno y se mide con una cinta métrica de acero. Esta cinta es de una aleación especial de níquel y acero, cuya dilatación con los cambios de temperatura es mínima. Debe sostenerse la cinta con la fuerza exactamente necesaria, medida con un dinamómetro, de manera que el error debido a la elasticidad pueda despreciarse (figura 3.1). Procediendo con extremo cuidado y con un equipo de calidad, es posible medir la longitud de la línea base de manera que el error relativo sea inferior a 1/300 000. Por lo tanto, una línea de 5 km de longitud puede ser medida con un error inferior a 1,6 cm. Los errores que se cometen en la realidad en estas mediciones de gran precisión son generalmente mucho menores de 1/2 000 000. Una vez medida la línea base, empieza la triangulación.

Desde hace dos décadas se usan mucho instrumentos electrónicos de medición de distancias. Basados en la transmisión de ondas de luz o de ondas de radio de alta frecuencia, con estos instrumentos se puede medir la línea base con un error menor a 1/9 000 000.

Una vez medida la línea base se comienza la *triangulación*. La triangulación consiste en medir grandes triángulos sobre el terreno, utilizando el principio geométrico de que un triángulo puede ser resuelto cuando se conocen un lado (la línea base) y los dos ángulos adyacentes (fig. 3.2). Por consiguiente, si un agrimensor coloca un instrumento telescópico, conocido con el nombre de *teodolito*, sobre un extremo de la línea base (punto A), puede ver al mismo tiempo una bandera colocada en el otro

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 3.1. Medición de una línea base a lo largo de un rail. El hombre del primer plano aplica la tensión mientras el más cercano de los hombres arrodillados ajusta la marca de cero de la cinta con la marca del rail. (Fotografía oficial del U.S. Coast and Geodetic Survey.)



Sistema de cuadriláteros

Figura 3.2. El fundamento de la triangulación.

extremo de la línea base (punto *B*) y una segunda bandera, situada en un tercer punto desconocido (punto *C*), y medir el ángulo formado por ambas líneas de mira. Si lleva entonces su teodolito al otro extremo de la línea base (punto *B*) y mira hacia atrás a los puntos *A* y *C*, midiendo el ángulo entre ellos, dispone de toda la información necesaria para determinar la longitud de los otros dos lados del triángulo y, por lo tanto, para situar exactamente el punto *C* con respecto a la línea base. La gran ventaja de la triangulación sobre la medición directa del terreno es el ahorro de tiempo y de trabajo, especialmente cuando el relieve es accidentado. (Los mapas del Gran Cañón han sido trazados de esta forma.) Una vez se ha medido el primer triángulo *ABC*, puede utilizarse cualquiera de los otros dos lados *AC* o *CB* como línea de base para la construcción de nuevos triángulos. A medida que se añaden más triángulos, los puntos conocidos se extienden a través de la región, formando un *sistema de cuadriláteros* (fig. 3.2). Éstos, a su vez, se unen entre sí, constituyendo una red de líneas que se cruzan (fig. 3.3).

La triangulación y la medida de líneas base puede ser de *primer orden, segundo orden, ter-*

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

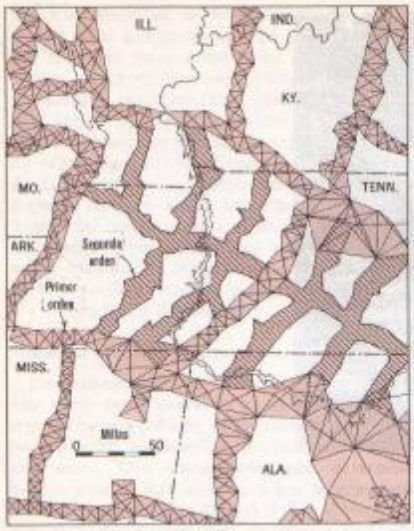


Figura 3.3. Red de cuadriláteros de triangulación en la región del valle del Tennessee. (Según TVA Tech. Report 23, 1951, U.S. Govt. Printing Office.)

cer orden o *cuarto orden*, según el grado de exactitud alcanzado. En los Estados Unidos, el U. S. Coast and Geodetic Survey realiza triangulaciones de primer y segundo orden, con las que se alcanza un grado de precisión que parece casi increíble a los profanos en la materia. Por ejemplo, en una medición de primer orden, la suma de los tres ángulos de un triángulo debe aproximarse al valor teórico de 180° con un error de 1 segundo. (Hay 3600 segundos en un grado.) El trabajo se realiza de noche, utilizando una pequeña luz eléctrica, cuya imagen puntual puede ser observada a muchos kilómetros de longitud con ayuda de un telescopio. Durante el día, la imagen de un punto distante oscila constantemente en el campo del telescopio, debido a la curvatura irregular de los rayos de luz motivada por el calentamiento desigual del aire en la baja atmósfera.

Se construyen torres especiales para operaciones con el teodolito. Una torre interna sostiene el instrumento mientras que una torre externa independiente sirve para el observador (fig. 3.4).

Los cartógrafos se valen de la triangulación de cuarto orden para establecer un gran número de puntos dentro de la zona estudiada, lo que no requiere instrumentos de gran precisión ni técnicas muy refinadas.

Figura 3.4. Una torre de triangulación de acero de 27 m. (Fotografía oficial del U.S. Coast and Geodetic Survey.)

Aunque la triangulación es fundamentalmente un método para determinar la situación relativa de un punto dado con respecto a otros, un sistema de triangulación puede ser transformado en otro de localización absoluta determinando con precisión la latitud y la longitud de un punto de la línea base y calculando entonces por trigonometría las coordenadas geográficas de todos los demás puntos de la red.

En términos generales, el plan del U. S. Coast and Geodetic Survey consistía en cubrir los Estados Unidos con una serie de redes de triangulación de primer orden, cada una de las cuales fuese un sistema de cuadriláteros que em-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 3.5. El grabado muestra la red de triangulación de primer orden de los Estados Unidos, tal como era en 1929, poco después de haber sido establecido el Datum norteamericano de 1927. (Según C. V. Hodgson, en Physics of the Earth, vol. II, «Figure of the Earth», National Research Council, 1931.)

...ción de acero de ...Coast and Geodetic

...fundamentalmen... ...la situación re... ...respecto a otros, ...puede ser trans... ...absoluta de... ...itud y la longi... ...se y calculando ...las coordenadas ...puntos de la

...del U. S. Coast ...en cubrir los ...de redes de trian... ...una de las cua... ...láteros que em...

...partiese en un punto de la costa y se extendiese hacia el interior del país. Estas líneas de cuadriláteros, que siguen generalmente los paralelos y meridianos, constituyen en la actualidad una red de referencia para los Estados Unidos (fig. 3.5). Los puntos de triangulación de esta red sirven de puntos de referencia en todas las operaciones cartográficas y agrimensoriales que se llevan a cabo a nivel local. Existe información sobre la latitud y la longitud exactas de dichos puntos.

Desgraciadamente, las determinaciones más precisas de latitud y longitud realizadas en diversos puntos de la costa no coinciden exactamente cuando se utilizan distintas estaciones de triangulación como puntos de referencia. Por consiguiente, una vez completada la red de triangulación de los Estados Unidos en sentido Norte-Sur y en sentido Este-Oeste, se escogió una estación única como referencia absoluta para la posición geográfica. Esta estación se conoce como "Meades Ranch" y se encuentra en Kansas central, aproximadamente en el centro geográfico de los Estados Unidos. Utilizando el elipsoide de Clarke de 1866 como elipsoide de referencia, la latitud y la longitud de Meades Ranch fueron determinadas con gran precisión. Los puntos restantes de las redes de triangulación se ajustaron posteriormente. Este conjunto de situaciones absolutas de puntos de control se conoce como el *North American Datum of 1927* y toda la cartografía local se ajusta a él. Canadá y México decidieron asimismo adoptar el sistema de referencia de Meades Ranch. Por consiguiente, todo América del Norte está triangulada con esta referencia y es el único continente con una triangulación referida a un único punto y a un único elipsoide común.

Determinación del control vertical mediante nivelación

La triangulación establece la situación de los puntos proyectados sobre la superficie de un elipsoide imaginario, pero no nos da la distancia vertical entre un punto dado y un nivel de referencia. Esta distancia, conocida como *control vertical* se obtiene mediante una *nivelación precisa*. El instrumento utilizado se conoce con el nombre de *nivel*. Consiste en un telescopio montado horizontalmente, con un nivel de burbuja solidario al tubo del mismo. El telescopio puede ser ajustado hasta una línea de mira determinada mediante unos tornillos. Enfocando horizontalmente un punto de elevación conocida, la altura del instrumento se lee sobre una escala grabada en un poste que se sostiene vertical en dicho punto (fig. 3.6). El telescopio se enfoca a continuación hacia otro punto, donde se vuelve a leer la escala. La ele-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

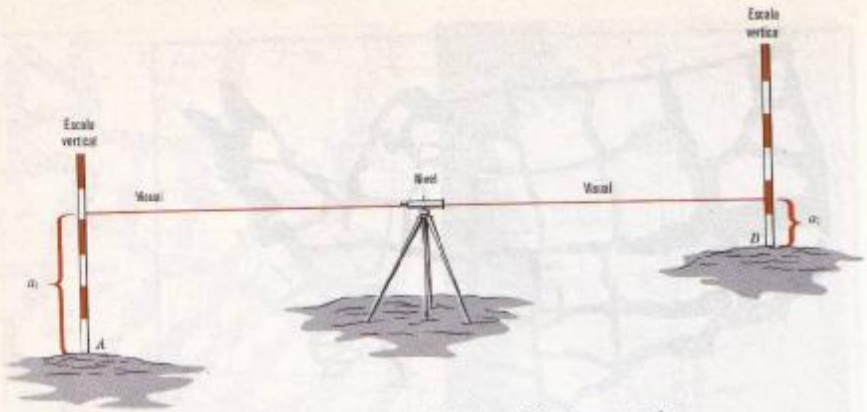


Figura 3.6. La altura a_1 leída en la escala vertical que se halla en posición A se suma a la elevación conocida de dicho punto A para determinar la altura a la que se halla el instrumento. Para conocer la elevación del punto B basta leer la altura a_2 y restarla de la altura a la que se halla el instrumento.

vación de este segundo punto se determina sumando y restando las lecturas obtenidas.

Al igual que la triangulación, la nivelación puede ser de primer orden, de segundo orden, de tercer orden y de orden inferior. La nivelación de mayor precisión, es decir, la de primer orden, es la que realiza el U. S. Coast and Geodetic Survey para obtener una red básica de líneas de nivel, de la que se han completado ya varios millares de kilómetros, principalmente a lo largo de las líneas de ferrocarril y las autopistas. Una línea de nivel empieza en la costa, donde el nivel de referencia o datum es el nivel medio del mar. Aunque es muy fácil de determinar, este nivel medio del mar varía de un lugar a otro de la costa, de forma que dos líneas de nivel pueden encontrarse en un punto de intersección sin que sus elevaciones coincidan. Todas las redes de líneas de nivel de primer orden fueron ajustadas en 1929 para coincidir con el *Sea Level Datum of 1929*.

De la misma manera que las estaciones de triangulación están señaladas mediante discos de bronce incrustados en cemento o en la roca, las estaciones de nivel están señaladas mediante marcas adecuadas, utilizadas como referencia en la cartografía y medidas agrimensoriales a nivel local (véase apéndice I).

La dirección sobre la superficie de la tierra

La triangulación, la observación astronómica y la nivelación establecen la posición relativa y absoluta de los puntos sobre el elipsoide de referencia, así como las alturas de estos puntos con respecto al mismo elipsoide. Una tercera forma esencial de información para registrar la información geográfica y representarla en los mapas es la dirección que sigue una línea que vaya de un punto a otro del elipsoide. La dirección es esencial en la descripción de numerosos fenómenos de geografía física; por ejemplo, la dirección de las cordilleras y de las líneas de costa o las direcciones del curso de los ríos, corrientes oceánicas y vientos.

El modo más simple y obvio de saber una dirección es medir el ángulo que forma la línea en cuestión con un meridiano de longitud. Los meridianos geográficos definen el *Norte geográfico*. Como por cualquier punto del globo puede dibujarse un meridiano, la dirección geográfica puede representarse como una línea que parte de cualquier punto del globo.

La dirección geográfica es el ángulo que forma un meridiano con el pequeño segmento de un círculo máximo que intersecte al meridiano. Para pequeñas distancias —de unos pocos kilómetros— el meridiano y el segmento de círculo máximo pueden considerarse como dos líneas rectas sobre una superficie plana. En realidad, ambas líneas son curvas y siguen la superficie del elipsoide de referencia. (Estrictamente hablando, por tanto, ni el meridiano ni el círculo máximo son verdaderos círculos, sino que su forma es ligeramente elíptica conforme al elipsoide achatado por los polos.)

Determinar la dirección de movimiento de los vientos o de las corrientes oceánicas o de una línea en particular en un punto dado no

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

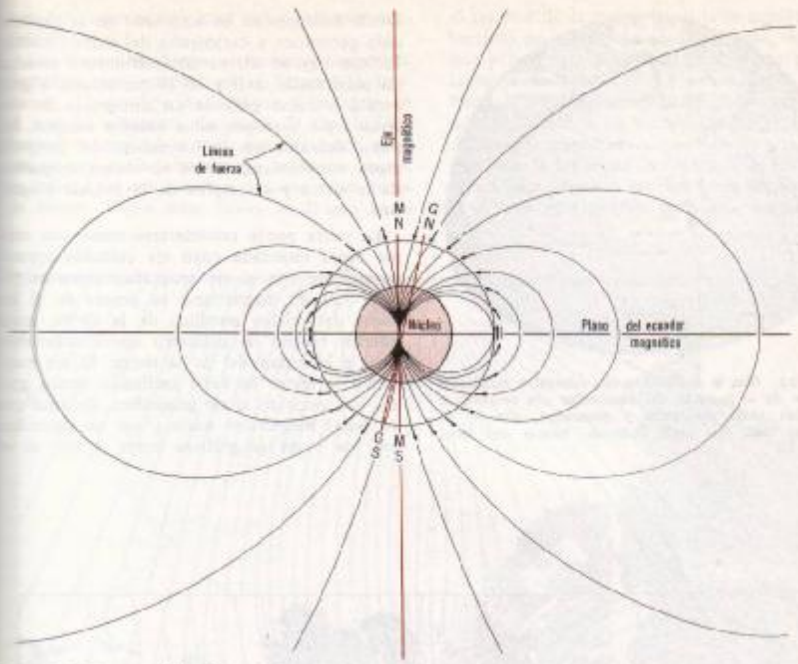


Figura 3.7. Esquema de las líneas de fuerza del campo magnético terrestre en una sección que pasa por los polos magnéticos y geográficos. Las flechas pequeñas indican la inclinación de las líneas de fuerza en distintos puntos de la superficie del globo. (De A. N. Strahler, 1963, The Earth Sciences, Harper and Row, Inc., Nueva York.)

ofrece ningún problema, ya que medimos el ángulo que forma el meridiano con un segmento muy corto (infinitamente corto) de un círculo máximo. Sin embargo, surge una seria dificultad si deseamos determinar la dirección de un círculo máximo entre dos puntos distantes, por ejemplo entre Portland, Oregón y El Cairo, R.A.U. (La fig. 2.11 muestra el arco de círculo máximo entre estas dos ciudades.) Es imposible dar un único valor a la dirección de este segmento de círculo máximo con respecto al norte geográfico, porque el ángulo de intersección entre la línea y la serie de meridianos que la cortan es diferente en cada punto. En otras palabras, la dirección de un círculo máximo varía constantemente. (Sólo los meridianos o el ecuador son círculos máximos de dirección constante.)

Una solución para establecer la dirección que ocupa El Cairo con respecto a Portland es fijar la línea de rumbo (loxodroma) que forma un ángulo constante con todos los meridianos a los que intersecta. (Obsérvese en la fig. 2.18 cómo aparece esta línea de rumbo en la proyección Mercator.) El empleo de la línea de rumbo como base de medida de la dirección no es generalmente práctica, ya que no es la línea más directa entre dos puntos de la superficie terrestre.

Nuestra conclusión en lo que respecta a la medida de la dirección sobre la superficie de la tierra es que el establecimiento de la misma debe limitarse en la práctica a distancias muy cortas, y que es más significativa como indicadora de la dirección de movimiento de un objeto o de la dirección de una línea en un punto particular.

El campo magnético de la tierra

La brújula magnética ha sido el útil indispensable del geógrafo desde que se adoptó como instrumento de navegación en el siglo XIV.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

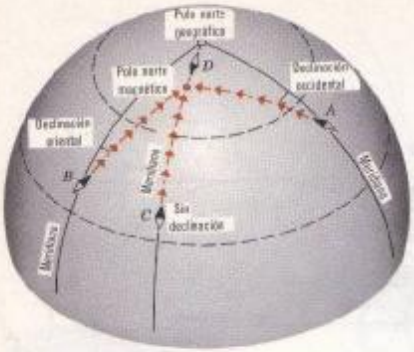


Figura 3.8. Que la declinación sea oriental u occidental depende de la posición del observador con respecto a los polos norte magnético y geográfico. (De A. N. Strahler, 1963, The Earth Sciences, Harper and Row, Inc., N.Y.)

Desde entonces se ha empleado en la exploración geográfica y cartografía del mundo entero. Incluso hoy en día es un instrumento esencial en planimetría civil y en la cartografía a gran escala, y como guía de un sinnúmero de viajeros a pie y en pequeños botes y aviones. Es, pues, deseable en la formación del geógrafo algún conocimiento sobre el campo magnético de la tierra y el empleo de la brújula magnética.

La tierra puede considerarse como una simple barra imantada cuyo eje coincide aproximadamente con el eje geográfico terrestre (figura 3.7). El magnetismo se genera en el interior del núcleo metálico de la tierra, masa esférica central de diámetro aproximadamente igual a la mitad del de la tierra. El eje magnético terrestre se halla inclinado varios grados con respecto al eje geográfico. De aquí que los *polos magnéticos* norte y sur no coincidan con los polos geográficos norte y sur, ni el

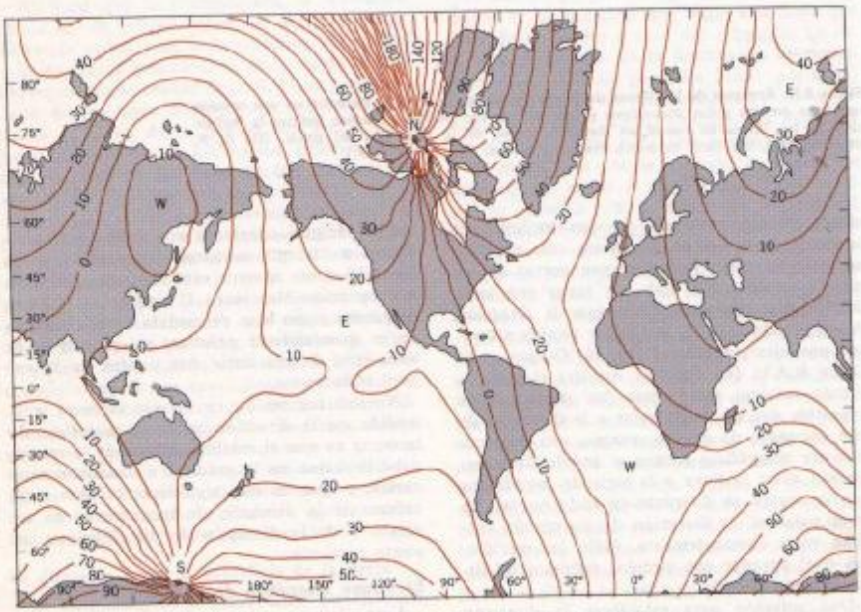


Figura 3.9. En este mapa isogónico la declinación se indica a intervalos de diez grados. (Basado en datos del U.S. Navy Oceanographic Office. De A. N. Strahler, 1963, The Earth Sciences, Harper and Row, Inc., Nueva York.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

ecuador magnético lo haga con el ecuador geográfico.

Las líneas de fuerza del campo magnético terrestre, representadas en la figura 3.7, atraviesan la superficie de la tierra y penetran en el espacio adyacente. La aguja de una brújula magnética, que no es más que una barra magnética que oscila suavemente sobre un punto, se orienta en una posición paralela a las líneas de fuerza. Como estas líneas se dirigen hacia el interior de la tierra, la aguja se equilibra colocando un contrapeso en un extremo, de modo que permanezca horizontal. Así, el extremo de la aguja de la brújula que señala norte apunta hacia la dirección general del polo norte magnético. Debido a las numerosas irregularidades del campo magnético, y por tanto en la configuración de las líneas de fuerza, la brújula magnética está sujeta a muchas irregularidades locales que sólo pueden corregirse mediante el

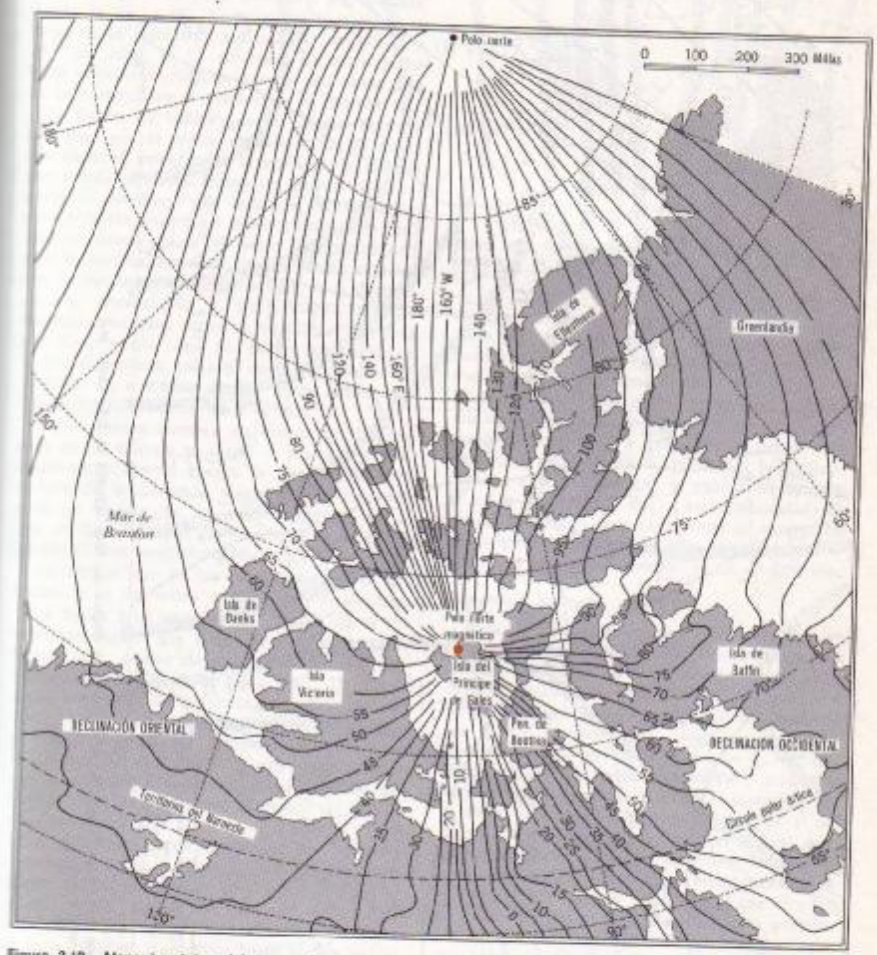


Figura 3.10. Mapa isogónico del área polar septentrional en 1948.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

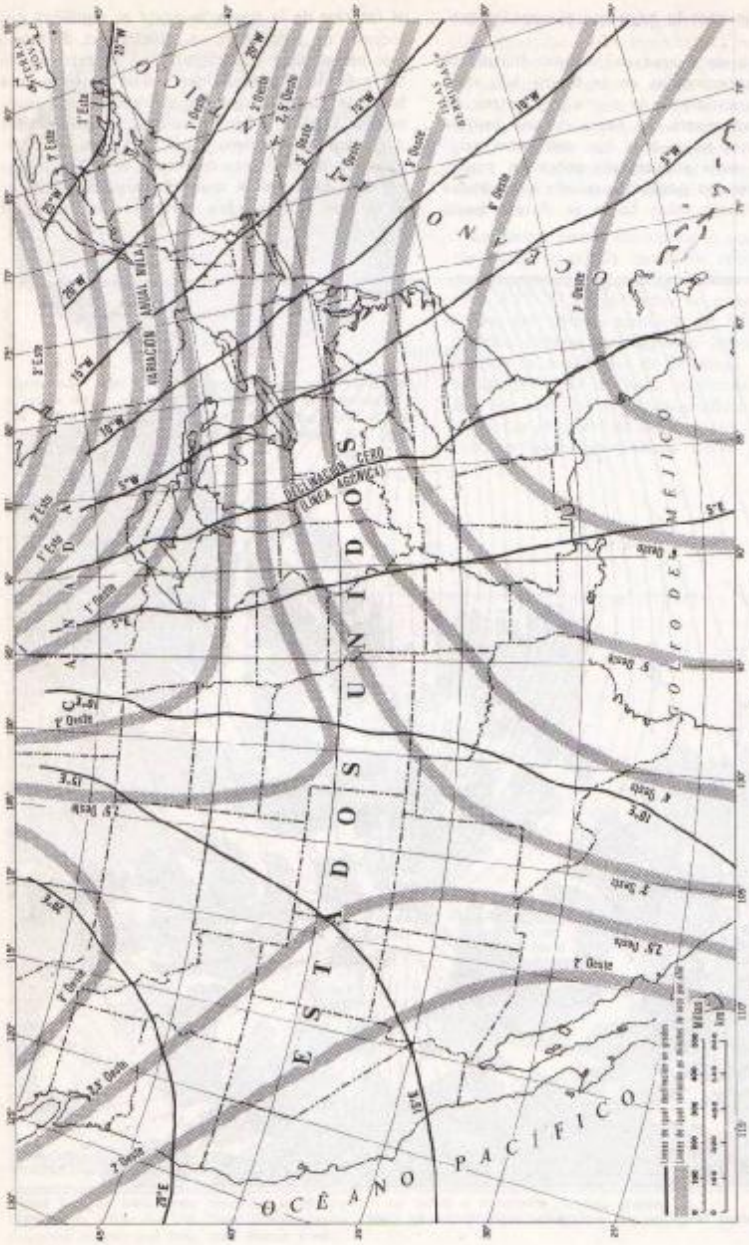


Figura 3.11. Mapa isogónico de los Estados Unidos en 1965. (Según el U.S. Coast and Geodetic Survey.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

uso de mapas detallados confeccionados especialmente para este fin.

La mayor causa de incertidumbre en el empleo de la brújula magnética como indicadora de dirección reside en la diferencia de posición entre el polo norte geográfico y el polo norte magnético. Este último se halla situado aproximadamente en los 70° de lat. N y 100° de long. W, en las proximidades de la península de Boothia y de la isla del Príncipe de Gales, en los Territorios del Noroeste del Canadá (véase la fig. 3-10). El polo sur magnético se halla en la Antártida a unos 68° de lat. S y 143° de long. E. La situación de estos polos varía constantemente, lo que es una causa más de inexactitud en el empleo de la brújula.

La figura 3.8 indica que un círculo máximo que pase por el *Norte magnético*, la dirección que toma el extremo de la aguja de la brújula que señala al norte, forma un ángulo con respecto al meridiano que indica el *Norte verdadero* o *Norte geográfico*. En el punto *A*, la brújula se desvía hacia el oeste del meridiano; aquí la *declinación de la brújula* recibe el nombre de *declinación occidental*. En *B*, la declinación es oriental. En *C*, sin embargo, el polo magnético se halla sobre el meridiano que pasa por *C*; por ello aquí no existe declinación y la brújula apunta hacia el norte verdadero. En posición *D*, a medio camino entre ambos polos, la brújula señala hacia el sur.

Debe tenerse siempre en cuenta la declinación de la brújula y añadir o sustraer el número apropiado de grados de declinación a la lectura de la dirección magnética. La información se obtiene de un *mapa isogónico* en el que se han dibujado las líneas de igual declinación (*líneas isogónicas*) (fig. 3.9).

Adviértase que en las cartas náuticas la declinación se denomina *variación de la brújula*.

La figura 3.10 muestra los detalles de la interesante región que rodea al polo magnético. Nótese que, dentro de los límites de este mapa, la declinación va de 0° a 180°. La intensidad horizontal de la fuerza magnética es muy débil cerca de los polos magnéticos, lo que hace inutilizables a las brújulas de navegación ordinarias. En esta posición, una aguja magnética que oscilara sobre un eje horizontal señalaría directamente hacia el centro de la tierra (véase fig. 3.7).

Un detallado mapa isogónico de parte de Norteamérica (fig. 3.11) permitirá que cada cual ajuste su propia brújula para emplearla en el campo y con mapas. La línea de declinación cero, conocida como *línea agónica*, atraviesa el lago Superior y se dirige hacia el Sur por la costa oriental de Florida.

Figura 3.11. Mapa isogónico de los Estados Unidos en 1965. (Según el U.S. Coast and Geodetic Survey.)

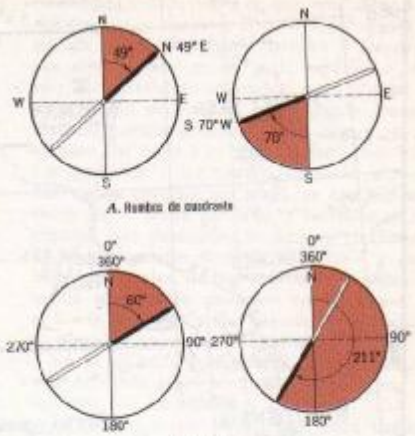


Figura 3.12. Las direcciones se expresan por medio de rumbos o de acimuts.

Como el campo magnético de la tierra varía lenta pero constantemente, al aplicar la declinación debe hacerse una pequeña corrección. Por ejemplo, en la zona de la ciudad de Nueva York la declinación crece anualmente unos 3 minutos de arco. La mayor parte de los buenos mapas topográficos a gran escala llevan una anotación marginal en la que se da la declinación en el año en el que se publicó el mapa y el valor y dirección de la variación anual. El lector puede entonces multiplicar la corrección anual por el número de años transcurridos y tener así el valor correcto de la declinación.

Rumbos y acimuts

Para un fin dado hay que establecer un sistema de determinación de la dirección. Al utilizar un mapa, se hace necesario con frecuencia conocer la dirección seguida por una carretera o un río o determinar la dirección que puede tomarse para localizar un objeto cualquiera con respecto a un punto de referencia conocido. En navegación aérea o marítima se hace indispensable conocer la dirección de la línea que une los puntos de partida y de llegada. Con este fin, se mide el ángulo que forma dicha línea con la dirección Norte-Sur. La unidad más utilizada para medir ángulos es el *grado*; 360 grados constituyen una circunferencia completa, aunque a veces sea preferible utilizar otras unidades de medida de ángulos, tales como la *milésima* (una circunferencia completa tiene 6400 milésimas).

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

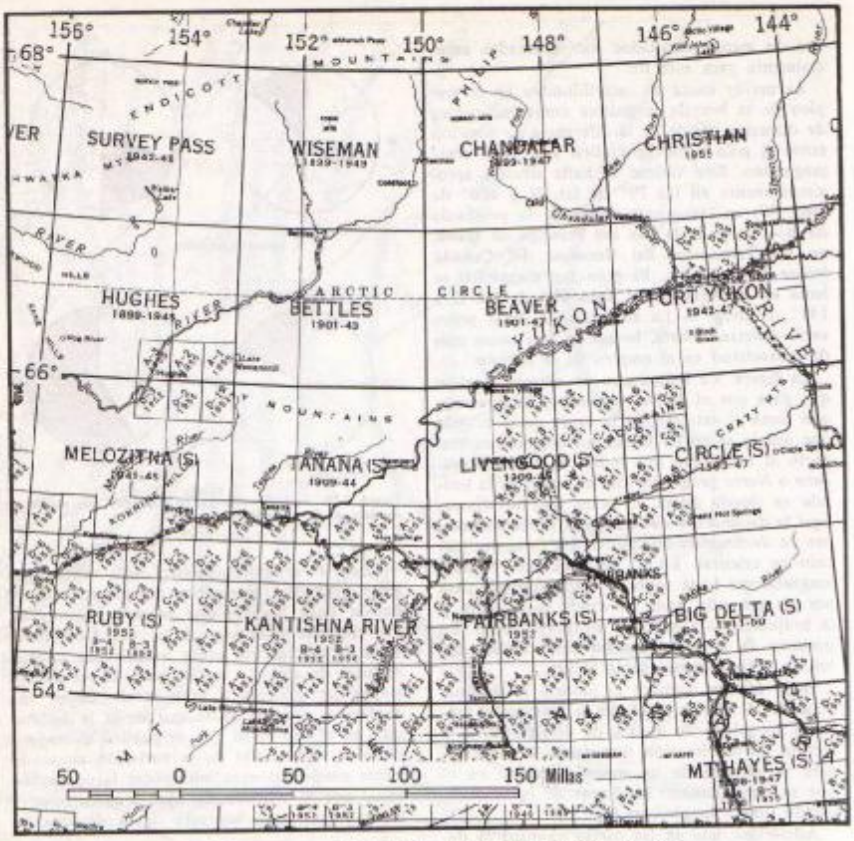


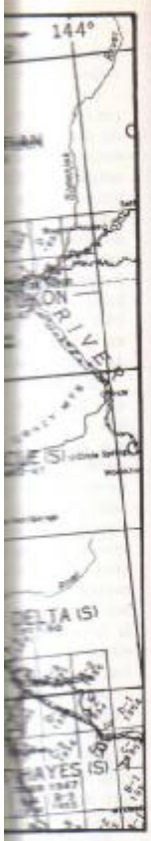
Figura 3.13. Esta posción del mapa general de Alaska muestra la disposición de los cuadrángulos para las escalas 1 : 63 360 y 1 : 250 000. (U.S. Geological Survey.)

Para fijar una dirección con respecto al Norte pueden utilizarse dos sistemas (fig. 3.12).

a) Los "rumbos de cuadrante de la brújula" son ángulos medidos hacia el Este o hacia el Oeste a partir del Norte o del Sur, según cual de estos puntos cardinales sea el más próximo. En la figura 3.12 *A* se muestran dos ejemplos. La dirección desde un punto dado a algún objeto del mapa se escribe "N 49° E" o "S 70° W". Los rumbos están siempre comprendidos entre 0° y 90°. Los rumbos pueden ser magnéticos, con relación al Norte magnético, o verdaderos, con relación al Norte geográfico. A no ser que se diga lo contrario, siempre se entenderá que un rumbo es verdadero. Utilizar los rumbos de cuadrante presenta la desventaja de que, para un mismo número de grados existen cuatro rumbos diferentes, uno para cada una de las cuatro combinaciones de Norte, Sur, Este y Oeste. Esto puede inducir a error o causar confusiones.

b) Los *acimuts* son utilizados por los organismos militares y en navegación aérea y marítima. Tal como se muestra en la figura 3.12 *B*, los acimuts son ángulos medidos en sentido de las agujas del reloj a partir del Norte y comprendidos por lo tanto entre 0° y 360°. Aquí no es posible la repetición de números y

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



rumbo es verda-
cuadrante pre-
un mismo nú-
rumbos diferen-
cuatro combi-
y Oeste. Esto
confusiones.
dos por los or-
ción aérea y ma-
la figura 3.12 *B*,
dos en sentido
del Norte y
entre 0° y 360°.
de números y

y el uso de las palabras "Norte", "Sur", "Este" y "Oeste" se hace innecesario. Según se midan con respecto al Norte geográfico o al Norte magnético se denominan *acimut magnético* o *acimut verdadero*, respectivamente. En las cartas de navegación aérea (ejercicio 2) se utiliza el acimut magnético (denominado "rumbo").[1] Para cada trasmisor de radio, el Norte magnético sirve de línea de referencia en la estación correspondiente.

Conociendo las escalas de un mapa y los acimuts (o rumbos), podemos determinar la posición de cualquier objeto sobre un mapa con respecto a un punto conocido. La distancia desde el punto conocido al objeto se mide mediante la escala gráfica; a continuación se mide el acimut o el rumbo de la línea que une los dos lugares mediante un transportador colocado directamente sobre el mapa. Por ejemplo, una cierta granja puede encontrarse a 512 metros de una intersección de carreteras a lo largo de un acimut verdadero de 224°. Aunque mediante este sistema podemos localizar exactamente un punto con respecto a otro punto, la situación de este último debe determinarse de alguna otra forma. Por eso, el próximo apartado de este capítulo se dedica al estudio de los sistemas de coordenadas destinados a fijar la situación absoluta de puntos de la superficie terrestre.

Sistemas de coordenadas utilizados en los mapas

Cualquier sistema mediante el cual podamos determinar la situación de un punto de la superficie terrestre sobre un sistema de líneas que se cortan constituye lo que se denomina un *sistema de coordenadas*. El lector ya está familiarizado con el sistema de paralelos y meridianos utilizado sobre el globo y con la coordenación de cualquier punto de la superficie terrestre en términos de longitud y latitud (cap. 1). Este sistema es el más generalizado. Incluiremos en nuestro estudio otros dos sistemas: la *red militar* y la *red municipal del U. S. Land Survey*.

La red geográfica

Los geógrafos, al hablar de la longitud y latitud de un lugar las designan como *coordenadas geográficas*, y a la red de paralelos y meridianos sobre el globo o sobre el mapa la llaman *red geográfica* (cap. 1). La mayoría de los mapas a gran escala publicados utilizan la red geográfica para delimitar las zonas representadas por cada mapa de una serie. Una hoja con un mapa impreso, o *cuadrángulo*, está limitada en sus márgenes derecho e izquierdo por meridianos y en su parte superior e inferior por paralelos, separados entre sí por un número fijo de minutos o de grados. De esta manera, pueden acoplarse estos mapas parciales para dar lugar a un mapa general (fig. 3.13). Los paralelos y los meridianos están numerados en las esquinas del mapa. A menudo aparecen en el mapa paralelos y meridianos adicionales que subdividen el área en rectángulos de menor tamaño. Si estos meridianos y paralelos adicionales no se imprimen, a veces se indica su posición mediante cortos trazos en el borde del mapa y sus intersecciones mediante pequeñas cruces en el interior del mismo.

En el apéndice I se hallará una información más detallada sobre los cuadrángulos y sus relaciones con las escalas y las áreas.

Al utilizar mapas extranjeros, debe tomarse una precaución: aunque el sistema de longitud y latitud basado en el meridiano principal de Greenwich (Inglaterra), está ampliamente aceptado, algunos países europeos emplean un meridiano principal propio, como el meridiano que pasa por el observatorio astronómico de la capital. En algunas series europeas antiguas, tales como los mapas topográficos alemanes a escala 1 : 100 000, se emplea un meridiano principal especial, el *meridiano de Hierro*. Este meridiano pasa por Hierro, la más occidental de las islas Canarias y su longitud es de 17° 14′ W de Greenwich, casi exactamente 20° al oeste del meridiano de París, en el que se basan los mapas topográficos franceses. Es indispensable comprobar el sistema utilizado por un mapa, antes de proceder a determinar la situación de los lugares en términos de coordenadas geográficas.

Coordenadas planas y esféricas

Las coordenadas geográficas pueden considerarse como *coordenadas esféricas* porque indican la situación de los puntos sobre una superficie esférica (o elipsoidal). Los meridianos y los paralelos ni son rectos, ni tienen separación constante, por lo que no pueden reproducirse de forma perfecta en ninguna de las proyecciones empleadas. Por lo tanto, deberá utilizarse un sistema completamente diferente, de *coordenadas planas*, para disponer de un conjunto de líneas rectas que se corten perpendicularmente sobre el mapa plano, teniendo en cuenta el tipo de proyección utilizado. La red que así se forma consiste en verdaderos cuadrados que se superponen a la red geográfica.

[1] La expresión *rumbo de círculo completo* puede utilizarse para distinguir el acimut del rumbo del cuadrante.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

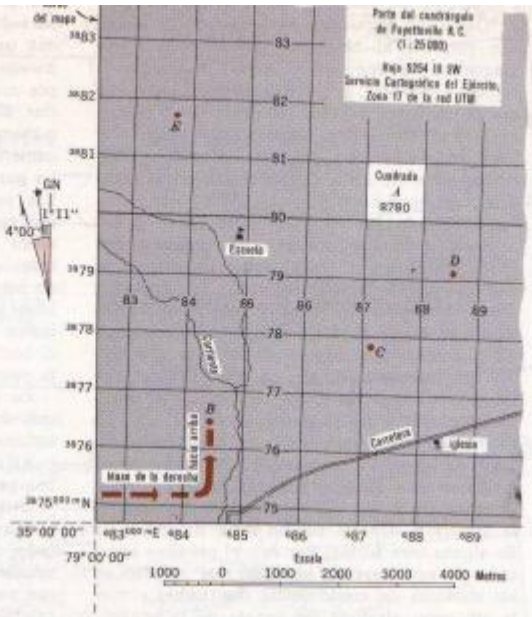


Figura 3.14. Coordenadas de red militar en la red de 1000 m.

Distintos estados de la Unión han creado sus propios sistemas de coordenadas planas, algunos utilizando la proyección transversal de Mercator y otros la proyección cónica conforme de Lambert. La red está graduada en millares de pies. Gran parte de los mapas topográficos a gran escala publicados por el U. S. Geological Survey indican la posición de las líneas de la red situadas a 10 000 pies que forman la red mediante trazos en el borde del mapa. Aunque estas redes superpuestas son de gran importancia para las operaciones cartográficas y agrimensoriales, son poco utilizadas por el geógrafo. En su lugar, se utiliza un sistema de *red militar* de coordenadas planas único para todo el mundo y que se encuentra en la mayor parte de los mapas y puntos geográficos.

Coordenadas de la red militar

La red militar utiliza el *metro* como unidad de longitud, aunque en sistemas militares anteriores se utilizara la yarda. La red consiste en un conjunto de cuadrados, cada uno de ellos de 1000 m de lado. Una parte de esta red aparece en la figura 3.14. La numeración de las líneas verticales aumenta hacia el Este, es decir, hacia la derecha; la numeración de las líneas horizontales aumenta hacia el Norte, es decir, hacia arriba. En la mayoría de las líneas de la red aparecen tan sólo dos números, el de los millares y el de las decenas de millar. En el caso de la red de cuadrados de 1000 m de lado, se han suprimido tres ceros así como los enteros correspondientes a los centenares de millar y a los millones. Los números completos se imprimen una sola vez, en la esquina inferior izquierda del mapa. La distancia de 1000 m se utiliza en mapas a gran escala —1 : 100 000 o más pequeña—, mientras que en mapas de escala inferior a 1 : 100 000 se utiliza la distancia de 10 000 m.

Al dar las coordenadas de esta red, se indica en primer lugar el número de metros hacia el Este (derecha); a continuación el número de metros hacia el Norte (arriba). Para obtener las coordenadas de un punto del mapa hay que determinar en primer lugar el cuadrado de la red en el que dicho punto se encuentra. Cada cuadrado se designa por las coordenadas de su vértice inferior izquierdo. Por ejemplo, el cuadrado *A* de la figura 3.14 se designa mediante la intersección de las líneas de la red

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

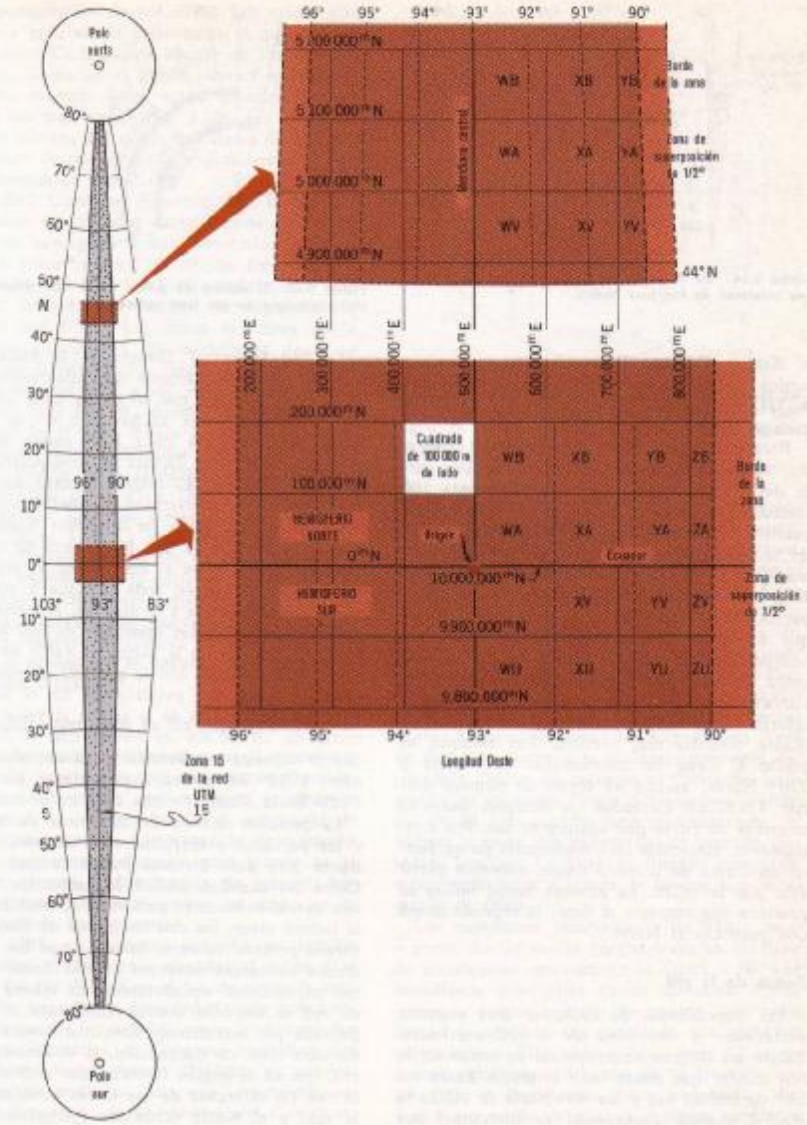


Figura 3.15. Zona de la red UTM próxima al ecuador y a 45° N. (Datos procedentes de los Departamentos del Ejército y de las Fuerzas Aéreas de los EE.UU., TM, 5-241, 1951.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

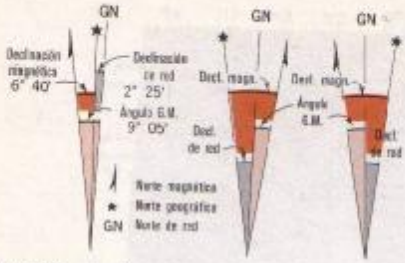


Figura 3.16. Un diagrama marginal muestra las posiciones relativas de los tres nortes.

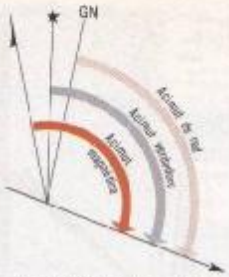


Figura 3.17. El acimut se puede medir con respecto a uno cualquiera de los tres nortes.

87 Este y *80* Norte. Estos números se escriben juntos: *8780*. Esto es una notación abreviada de las coordenadas 687 000 m Este y 3 880 000 metros Norte.

Para cada punto en el interior de un cuadrado, las coordenadas se reducen a la décima parte del lado del mismo, lo que representa 100 metros. El punto *B* de la figura 3.14 se encuentra aproximadamente a 4 décimas partes de la distancia que hay entre 84 y 85, de forma que su primera coordenada es 844 Este. Este mismo punto se encuentra a cinco décimas partes de la distancia entre 76 y 77, de forma que su segunda coordenada es 765. Las dos coordenadas se escriben juntas como un número de seis cifras: 844765. Si necesitáramos conocer la situación del punto con un error inferior a 10 m, añadiríamos otro entero mediante medidas más precisas. Por ejemplo, el punto *C* tiene de coordenadas 8715 Este y 7783 Norte; escrito en forma de número único: 87157783. En todos los ejemplos dados el números de cifras que aparece es par. Por consiguiente, conocidas las coordenadas de un punto en forma de número único, debemos partir éste por la mitad. La primera mitad indica su posición con respecto al Este; la segunda mitad con respecto al Norte.

Zonas de la red

Las coordenadas de cualquier área pequeña pertenecen a una *zona de la red* particular. Existe un sistema internacional de zonas de la red militar que cubre todo el globo. Entre los 80° de latitud Sur y los 80° Norte se utiliza la *Red Universal Transversal de Mercator;* por encima de los 80° se utiliza la *Red Universal Estereográfica Polar*. Estas redes toman su nombre del sistema de proyección en el que se basan (ambas proyecciones se explican en el cap. 2).

La Red Universal Transversal de Mercator, que de ahora en adelante denominaremos red *UTM*, está formada por 60 zonas, cada una de las cuales tiene una anchura de 6° de longitud (fig. 3.15). A cada lado existe medio grado adicional que facilita la superposición a la zona adyacente. El *origen* de cada zona se encuentra en la intersección del meridiano central, que es una recta en dirección Norte-Sur y el ecuador, que es una línea recta en dirección Este-Oeste. Con el fin de que la primera coordenada crezca en toda la zona a medida que nos desplazamos a la derecha, el meridiano central recibe el valor arbitrario de 500 000 m *Este*. Al ecuador se le asigna el valor de 0 m *Norte*, con el fin de que la segunda coordenada crezca a partir del paralelo 80. En el hemisferio sur, al ecuador se le asigna el valor arbitrario de 10 000 000 m *Norte*, con el fin de que la segunda coordenada tenga su valor mínimo a 80° de latitud Sur y crezca hacia el Norte hasta alcanzar dicha cifra en el ecuador.

La posición relativa de las líneas de la red y los paralelos y meridianos se muestra en la figura 3.15 para diversas partes de una zona. Cerca del ecuador, ambos conjuntos de líneas son aproximadamente paralelos. A medida que la latitud crece, los dos conjuntos de líneas divergen progresivamente, debido a que los meridianos convergen mientras que las líneas de la red permanecen equidistantes. La misma zona de red se estrecha considerablemente al estar limitada por meridianos. Esto nos lleva a definir otra clase de declinación, la *declinación de red*, que es el ángulo formado por el *Norte de la red* (la dirección de las líneas verticales de la red) y el Norte verdadero (geográfico). La declinación de red se puede leer directamente con un transportador situado sobre el ángulo formado por una línea de red y el meridiano que limita el mapa. El ángulo formado por el Norte de red y el Norte magnético se denomina

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

ángulo magnético de red (GM). Los mapas militares a gran escala, tales como el que publica el Servicio Cartográfico Militar de los Estados Unidos, llevan en el borde inferior un diagrama que muestra cómo están relacionados entre sí los tres nortes (fig. 3.16). En un mapa militar existen, por tanto, tres clases de acimut: el acimut de red, el acimut verdadero y el acimut magnético (fig. 3.17).

La Red Universal Estereográfica Polar, que de ahora en adelante designaremos como red *UPS*, se superpone a una proyección estereográfica polar interior al círculo formado por el paralelo 80 (fig. 3.18). Se añade medio grado de latitud para facilitar la superposición con la red *UTM*. Las líneas verticales de la red son paralelas a los meridianos de 0° y 180° de longitud; las líneas horizontales de la red son paralelas a los meridianos de longitud 90° E y 90° W. Aunque el origen de la red está en el polo, a este punto se le asignan las coordenadas arbitrarias 2 000 000 Este y Norte. Por lo tanto, la declinación de red está comprendida entre 0° y 180° según el punto considerado. La zona septentrional se muestra en la figura 3.18. La zona meridional, que se aplica a la región antártica, es esencialmente la misma, exceptuando la posición de los meridianos de 0° y 180°, que forman el meridiano central de la proyección, posición que resulta invertida respecto a la de la zona septentrional.

En el apéndice I se hallarán más detalles de las redes *UTM UPS*.

La división territorial de los Estados Unidos

Los estudiantes interesados en la historia y geografía americanas se encontrarán frecuentemente con mapas que muestran la división territorial de la zona central y occidental de los Estados Unidos. Las líneas de demarcación han ejercido una influencia muy grande en el tamaño, forma y distribución de granjas, hogares, municipios y condados, así como en la situación de las carreteras.

En 1785, el Congreso autorizó un estudio territorial de las zonas situadas al norte y al oeste del río Ohío. Con el fin de evitar la subdivisión irregular y desordenada que había tenido lugar en los estados costeros durante los tiempos coloniales, el Congreso especificó que las nuevas tierras fueran divididas en cuadrados de seis millas de lado, que actualmente reciben el nombre de *municipios del Congreso*,[1] y que la red municipal se basara en una línea de dirección Este-Oeste cuidadosamente medida, denominada "línea del geógrafo". Los meridianos y paralelos, trazados con intervalos de seis millas a partir de la línea de referencia, constituyeron los límites de los municipios. Este plan, atribuido generalmente a Thomas Jefferson, fue llevado a cabo hasta cubrir los estados centrales y occidentales.

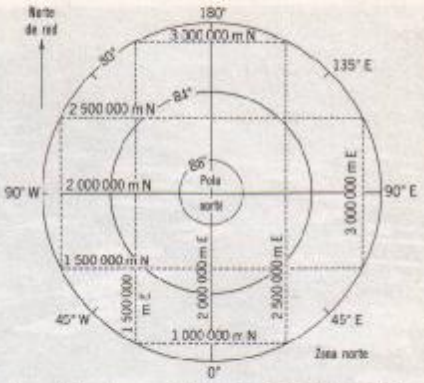


Figura 3.18. Zona septentrional de la Red Universal Estereográfica Polar. (Según los Departamentos del Ejército y de las Fuerzas Aéreas de los Estados Unidos, TM 5-241, 1951.)

La inspección comenzó en 1786 bajo la dirección de Thomas Hutchins, que había sido nombrado *Geógrafo de los Estados Unidos*. Con trece ayudantes Hutchins comenzó a trabajar en el extremo sudoeste del estado de Pensilvania. A partir de este punto trazó una línea en dirección Norte a la orilla septentrional del río Ohío. Desde allí recorrió su "línea del geógrafo" en dirección Oeste durante una distancia de 68 km, cuando tuvo que suspender el trabajo a causa del peligro de ser atacado por indios hostiles. La línea se finalizó completamente más tarde a través de lo que hoy es el estado de Ohío.

Los *meridianos principales* y las *líneas base*, a partir de las cuales fueron trazadas las filas de municipios, aparecen en la figura 3.20. Los meridianos principales tienen dirección Norte o Sur, o ambas, a partir de puntos fijos, cuya latitud y longitud fue calculada por métodos astronómicos. Han sido fijados unos 32 meridianos principales. Al oeste de la frontera entre Ohío y Pensilvania están numerados del 1 al 6 y a partir de aquí se designan mediante nombres.

Por el punto inicialmente fijado como origen del meridiano principal, se trazó una línea base en sentido Este-Oeste, coincidiendo con un paralelo de latitud que pasara por este punto (fi-

[1] *Congressional townships*, en el original (N. del T.).

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

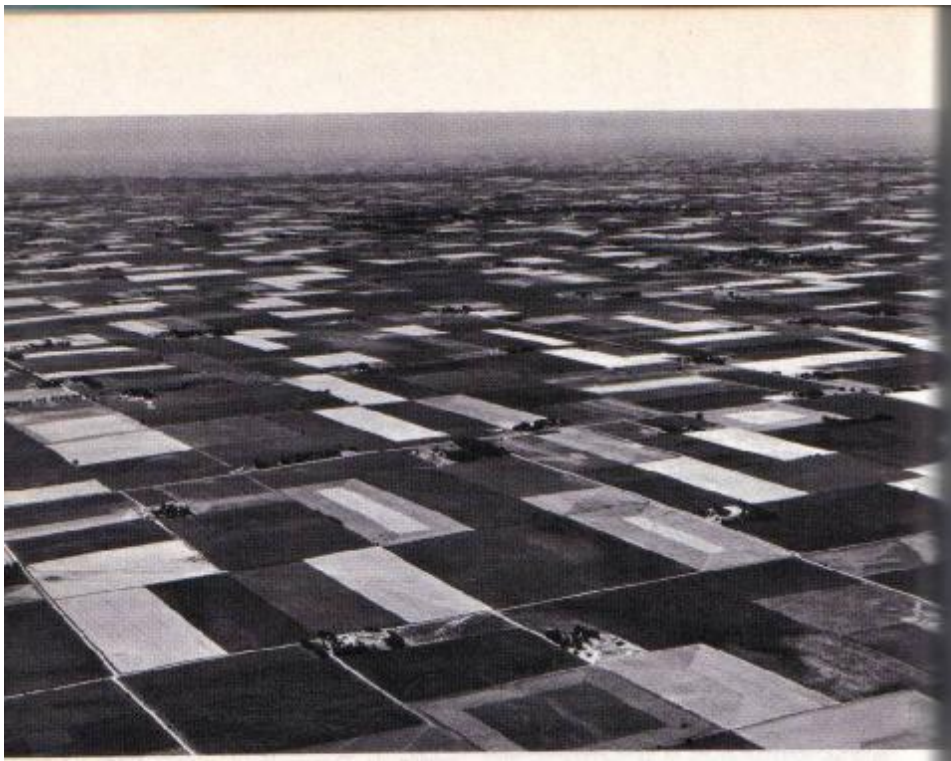


Figura 3.19. Granjas de Iowa dispuestas según la red de la Oficina Territorial de los Estados Unidos. (Aero Service, Litton Industries.)

gura 3.21). Al norte y al sur de la línea base, se fijaron franjas horizontales de municipios que se numeraron convenientemente. Las columnas verticales de municipios, llamadas *ranges*,[1] se situaron a la izquierda y a la derecha de los meridianos principales y se numeraron convenientemente. La posición del Municipio *A* de la figura 3.21 se expresa "municipio 2 Norte, range 3 Este", abreviadamente "T.2.N., R.3.E.". El Municipio *B* se designa como "T.3.S., R.6.W". La zona referida a un meridiano principal y a su línea base se restringe a un área del país determinada, generalmente de un tamaño aproximado equivalente a uno o dos estados; cuando se encuentran dos sistemas de municipios, no corresponden exactamente, debido a que fueron trazados independientemente. De todos ellos, el referido al meridiano principal 5 es el que ocupa mayor extensión. Su hilera más septentrional de municipios tiene el número 163; la más occidental, el 104. En total, tiene una anchura de 726 millas y una altura de 1122 millas.

Nótese que el meridiano principal 4 queda interrumpido por una curva del río Misisipí entre Iowa e Illinois, así como por el extremo occidental del lago Superior (fig. 3.20). Este sistema no es normal por tener dos líneas de base, una situada cerca del extremo sur de la zona y que forma un límite entre los estados de Wisconsin e Illinois. Los municipios del oeste de Illinois se numeran con respecto a la línea de base meridional; los de Wisconsin y el noreste de Minnesota, respecto a la septentrional.

Se encontrarán un cierto número de pequeños sistemas, cada uno con su propia línea de base y su meridiano principal, que permanecen como enclaves en el interior de sistemas mayores. La mayor parte de ellos sirven para las reservas indias. En la figura 3.20 pueden verse algunos ejemplos, constituidos por los meridianos de Uinta, Ute y Navajo y sus respectivas

1 El traductor renuncia a dar a esta palabra un equivalente en castellano, por no existir término idóneo. (N. del T.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

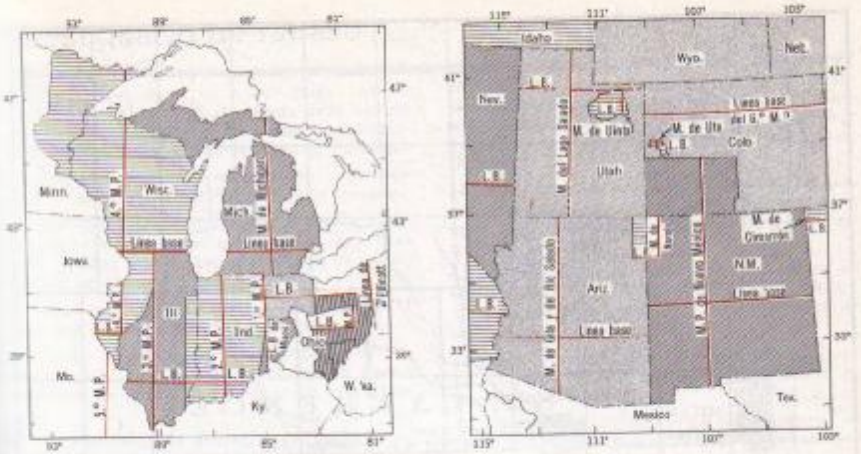


Figura 3.20. Las líneas base y los meridianos principales de las dos porciones de los Estados Unidos representados en esta figura ilustra claramente el sistema utilizado por la Oficina Territorial de los Estados Unidos. (Según el Departamento del Interior, General Land Office Map of the United States, 1937.)

líneas de base. El meridiano de Cimarrón y su línea de base, que cubren lo que en la actualidad es el extremo de Oklahoma, se aplicaron originalmente a una única porción de terreno, el rancho Cimarrón.

Dado que las líneas limítrofes verticales de los municipios son meridianos que convergen ligeramente a medida que nos desplazamos hacia el Norte, la anchura de los municipios disminuye progresivamente en sentido septentrional. Con el fin de evitar una reducción excesiva de la anchura de los municipios en las zonas más septentrionales, se han determinado nuevas líneas de base, conocidas como paralelos de referencia, para cuatro hileras de municipios. Se designan como 1.er, 2.º, 3.er Paralelos de referencia N, etc. (fig. 3.21). Las hileras verticales de municipios experimentan un desplazamiento lateral al llegar a los paralelos de referencia y, en consecuencia, las carreteras que siguen las líneas limítrofes sufren una desviación en ángulo recto al cruzar los paralelos de referencia (fig. 3.22). Cuando se dividió en dos estados el territorio de Dakota, para que entrase a formar parte de la Unión, se situó la frontera en el séptimo paralelo de referencia, tomando como línea base el quinto meridiano principal en vez del paralelo 46, que se encuentra cuatro millas al norte del primero, dado que el séptimo paralelo de referencia ya

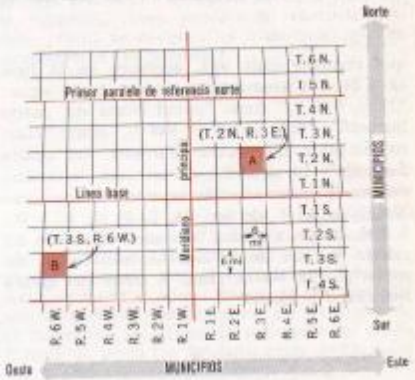


Figura 3.21. Coordenación de los municipios y rangos.

había sido utilizado como frontera entre granjas, secciones, municipios y condados.

Los municipios se subdividen a su vez en *secciones de una milla cuadrada*, 36 por municipio. Las secciones se numeran tal como se indica en la figura 3.23. Cada sección, a su vez, puede subdividirse en mitades, cuartos y octavos o incluso en unidades menores. Estas subdivisiones, junto con el número de acres

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

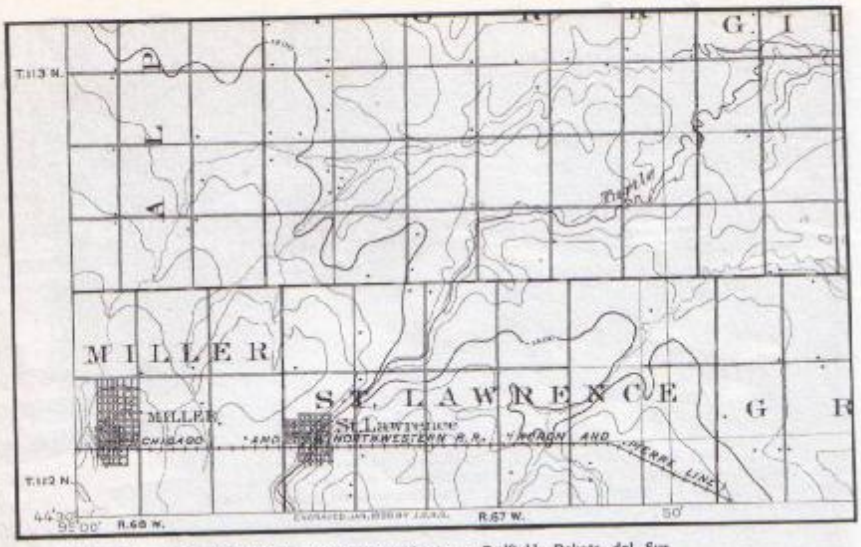


Figura 3.22. Esta porción del cuadrángulo correspondiente a Redfield, Dakota del Sur, muestra el desplazamiento horizontal de las columnas verticales a lo largo de un paralelo de referencia. (Mapa topográfico del U.S. Geological Survey.)

que contiene cada una, aparecen en la figura 3.24. Las abreviaturas se leen como sigue: "N $^1/_2$ SW $^1/_4$" como "mitad Norte del cuarto Suroeste", "SW $^1/_4$ SW $^1/_4$ SW $^1/_4$" como "cuarto Suroeste del cuarto Suroeste del cuarto Suroeste". La situación de un área determinada puede abreviarse de la manera siguiente: NE $^1/_4$ de SE $^1/_4$ de Sec. 24, T. 28 N., R. 6 W., 5 PM, lo que significa "el cuarto Nordeste del cuarto Sureste de la sección número 24 del municipio 28 Norte, range 6 Oeste del quinto meridiano principal".

Figura 3.23. Un municipio está dividido en 36 secciones de una milla cuadrada cada una.

La unidad de longitud empleada por el U. S. Land Office es la *cadena* de agrimensor, formada de 100 *links*. La cadena es igual a 66 pies (20,1 m) y en una milla existen 80 cadenas. Una única sección de terreno, o una milla cuadrada, mide 80 cadenas de lado y contiene 6400 cadenas cuadradas o 640 acres. El valor de 80 es subdivisible en mitades de 40, 20 y 10 cadenas. Así, la unidad de terreno más pequeña de la figura 3.24 es un cuadrado de 10 acres, de 10 cadenas de lado.

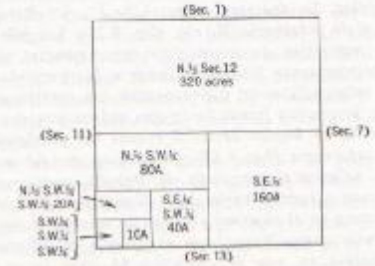


Figura 3.24. Una sección puede subdividirse en muchas unidades más pequeñas. (Según Willis E. Johnson.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Cuestionario de repaso

1. ¿Cuál es el objeto de la cartografía? ¿Y de la geodesia? ¿Qué papel desempeña cada una de ellas en la localización de los puntos de la superficie terrestre sobre un globo o sobre un mapa?

2. Distinguir entre posición absoluta y posición relativa de un punto de la superficie terrestre.

3. ¿En qué principio geométrico se basa la triangulación? ¿Cómo y por qué se mide una línea base? ¿Cuáles son los distintos órdenes de exactitud que se definen en triangulación?

4. ¿Qué es el North American Datum of 1927? ¿Por qué es necesario? ¿Quién lo utiliza?

5. ¿Cómo se lleva a cabo una nivelación de precisión? ¿Qué dato se utiliza? ¿Cómo se fijan y conservan los puntos de referencia de una nivelación?

6. ¿Qué problema se plantea al determinar la dirección de una línea trazada entre dos puntos distante de un globo?

7. Describir el campo magnético terrestre. Definir los polos magnéticos y el ecuador magnético.

8. Explicar la declinación magnética de la brújula. ¿Cómo se tiene en cuenta la declinación al determinar el norte geográfico con una brújula?

9. Explicar cómo se fija una dirección mediante el rumbo de cuadrante. ¿Qué diferencia a este último del acimut, o rumbo de círculo completo?

10. Describir las coordenadas geográficas y explicar cómo se utiliza la red geográfica para construir cuadrángulos que constituyan los distintos mapas de una serie. ¿Qué es el meridiano de Hierro?

11. ¿Qué ventajas presentan las coordenadas planas sobre las esféricas en la red de un mapa? Describir las coordenadas planas utilizadas por los estados de la Unión.

12. ¿Cómo se fija la posición de un punto en un mapa mediante las coordenadas de red militar? ¿Qué abreviatura se utiliza? ¿Qué unidades de longitud?

13. Describir detalladamente una zona de la red *UTM*. ¿Qué relación guarda con el sistema de proyección utilizado?

14. Definir la declinación de red, el norte de red y el ángulo magnético de red. Citar tres tipos de acimut y definirlos.

15. Describir detalladamente la red *UPS* y su relación con el sistema de proyección utilizado.

16. Explicar la subdivisión de los territorios occidentales de la Unión realizada por la Oficina Territorial de los Estados Unidos. Explicar los siguientes conceptos: meridiano principal, línea base, municipio, range, paralelo de referencia, sección. ¿Cómo se designan los municipios? ¿Cómo se subdividen las secciones?

Ejercicios

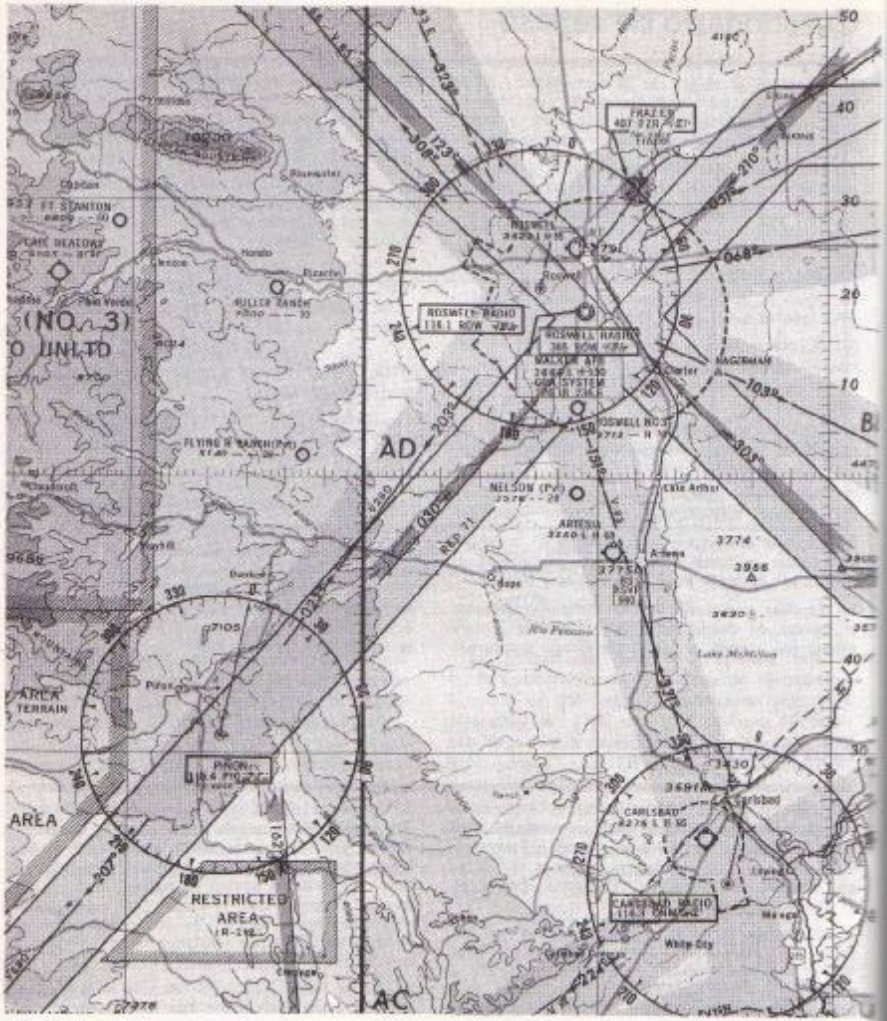
1. Véase la figura 3.11. Calcular la declinación magnética de los siguientes puntos: *a*) Miami, Florida; *b*) Boston, Massachusetts; *c*) San Francisco, California; *d*) Nueva Orleáns, Luisiana; *e*) Chicago, Illinois; *f*) Vancouver, Columbia Británica; *g*) Halifax, Nueva Escocia.

2. Obsérvese el mapa de navegación aérea adjunto. Este mapa es una parte reducida de la hoja 406 de la Carta Aeronáutica Mundial, publicada a escala 1 : 1 000 000. *a*) Dar las coordenadas geográficas de Artesia (ciudad) con un error menor que un minuto, así como de Roswell Radio y el Aeropuerto de Carlsbad. *b*) Determinar la declinación magnética de esta área mediante un transportador *c*) ¿Cuál es el rumbo magnético de una línea que una el Aeropuerto Carlsbad y Pinon Radio? *d*) ¿Cuál es el rumbo magnético de una línea que una el Aeropuerto de Fuller Ranch y Roswell Radio?

3. Véase la figura 3.14. *a*) Dar la coordenación del cuadro indicado con la letra *D*. *b*) Coordenar con un error inferior a 100 m el punto *E*. *c*) Medir la declinación de red mediante un transportador. *d*) Medir el acimut de red de una línea que una el punto *C* con el centro del cuadrado *A*. *e*) Determinar el acimut de red desde un punto *B* hasta un punto (no señalado) cuyas coordenadas son 833794.

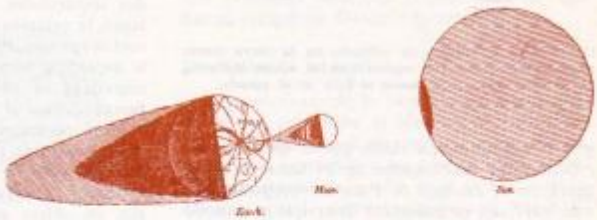
4. Véase figura 3.22. *a*) Sobre una hoja de papel de calcar extendida sobre este mapa, numerar correctamente todas las secciones según el sistema indicado en la figura 3.23. *b*) Determinar con toda exactitud la situación de la letra "T" de la palabra "Turtle" sobre este mapa, utilizando el sistema de la Oficina Territorial ilustrado en las figuras 3.21, 3.23 y 3.24.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



Ejercicio 2

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



Capítulo 4
Iluminación del globo

El más importante de todos los fenómenos astronómicos para el hombre es, con una gran diferencia, la relación entre la tierra y los rayos solares. Los ángulos con que los rayos del sol inciden sobre la tierra en distintas latitudes y en distintos instantes del día y del año determinan el recorrido aparente del sol en el cielo, la duración del día y de la noche, la medida del tiempo y la sucesión de las estaciones. Los cambios sistemáticos que experimenta la energía solar recibida en distintos lugares de la tierra y en distintas épocas actúan como mecanismo de control de las temperaturas atmosféricas, que a su vez tienen una influencia decisiva en las variaciones de presión, sistemas de vientos, borrascas, precipitación y corrientes marinas, elementos que determinan conjuntamente los distintos climas de la tierra.

Nunca se insistirá lo suficiente en el hecho de que el estudiante de geografía física debe tener un conocimiento profundo de las relaciones entre la tierra y el sol como base indispensable para examinar aquellas materias relacionadas con el clima y los cambios atmosféricos. Dado que la tierra se encuentra sometida simultáneamente a dos movimientos, uno de rotación alrededor de un eje diametral inclinado y otro de traslación siguiendo una trayectoria alrededor del sol, estas relaciones resultan a menudo de difícil comprensión. Debemos aprender a pensar en tres dimensiones y a imaginarnos a nosotros mismos contemplando la tierra desde diversos puntos privilegiados del espacio y considerando seguidamente cómo aparecerían las mismas situaciones para un observador situado en diversos puntos de la superficie terrestre.

Rotación de la tierra

El movimiento de la tierra alrededor de su eje polar se denomina *rotación*. El período de la rotación, es decir, el tiempo necesario para que la tierra gire 360° es de 23 horas, 56 minutos

Trayectoria de un eclipse solar total. (New York Public Library Picture Collection.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 4.1. El sentido de rotación de la tierra puede considerarse como (A) contrario a las agujas del reloj en el polo norte o (B) hacia el Este en el ecuador.

y 4,09 segundos. La razón por la que este período no es exactamente de 24 horas se estudiará en el capítulo 5. Para los propósitos de este capítulo, es suficiente decir que el período de $23^h\ 56^m\ 4{,}09^s$, llamado *día sidéreo*, viene determinado por las estrellas, mientras que el período de 24 horas es el tiempo medio invertido en una revolución completa con respecto al sol. En el estudio de las relaciones entre la tierra y el sol, el período de rotación se toma de 24 horas.

El sentido de la rotación se puede determinar mediante una cualquiera de las siguientes reglas: *a*) si nos imaginamos contemplando la tierra desde un punto situado verticalmente sobre el polo norte, la veríamos girar en sentido contrario a las agujas del reloj. *b*) Si apoyamos un dedo sobre un punto del globo situado cerca del ecuador y lo empujamos en dirección Este, el globo girará en el mismo sentido que el globo real (fig. 4.1). Esto explica la conocida frase "la tierra gira en dirección Este". *c*) El sentido de rotación de la tierra es contrario al movimiento aparente del sol, la luna y las estrellas. Dado que la trayectoria aparente de estos cuerpos en el cielo tiene dirección Oeste, la tierra debe girar en dirección Este. Aunque la determinación del sentido de rotación de la tierra pueda parecer sencilla y trivial, se ha comprobado que es a menudo motivo de confusión, y que cuando se determina incorrectamente, puede provocar errores en los cálculos relacionados con la medida del tiempo y de la iluminación del globo.

La velocidad de rotación, definida como la distancia recorrida por unidad de tiempo por un punto de la superficie terrestre sobre una trayectoria circular debida exclusivamente a la rotación, se puede determinar fácilmente dividiendo la longitud del paralelo correspondiente al punto en cuestión por 24, período aproximado de la rotación. Así, en el ecuador, que tiene una longitud aproximada de 40 000 km, la velocidad de un objeto situado sobre la superficie es de 1700 km/h. En el paralelo 60, esta velocidad queda reducida a la mitad, es decir, 850 km/h. En los polos, como resulta evidente, la velocidad es nula. No podemos percibir este movimiento debido a que la velocidad de rotación es casi constante.

La disminución de la velocidad de rotación al aumentar la latitud tiene como consecuencia dos importantes fenómenos físicos. En primer lugar, la rotación de la tierra genera una fuerza centrífuga que tiende a separar los objetos de la superficie terrestre. En el ecuador, la fuerza centrífuga es 289 veces más pequeña que la fuerza debida a la gravedad, por lo que los objetos permanecen sobre la superficie, aunque su peso se reduzca ligeramente. La reducción del peso es máxima en el ecuador, donde la fuerza centrífuga es más intensa. Por ejemplo, un objeto que pesara 289 kg en el ecuador estando la tierra inmóvil, pesaría en realidad 288.

La disminución de la velocidad de rotación al aumentar la latitud hace que las trayectorias de los objetos en movimiento se desvíen ligeramente hacia la derecha o hacia la izquierda. Este efecto será estudiado con detalle al tratar de los sistemas de vientos terrestres.

¿Hasta qué punto es constante la velocidad de rotación de la tierra? ¿Está "frenando" la tierra? En general, los astrónomos están de acuerdo en que la duración del día aumenta en 0,0016 segundos por siglo, pero esta variación es despreciable en geografía física. Podemos considerar con toda exactitud que el período de rotación de la tierra con respecto a las estrellas constituye una unidad de tiempo perfecta. Existen otras variaciones extremadamente pequeñas, irregulares y variables según las distintas estaciones, del período de rotación de la tierra. También las ignoraremos en nuestra exposición.

Demostración de la rotación de la tierra; el experimento de Foucault

Los diversos tipos de demostración experimental de la rotación de la tierra rebasan el límite de conocimientos necesarios al estudiante de geografía física; sin embargo, existe un experimento en particular, el *experimento de Foucault*, cuya claridad resulta asequible a nivel elemental. Ha sido descrito de la siguiente manera: [1]

En 1851, el físico francés M. León Foucault suspendió de la cúpula del Panteón de París una pesada esfera de hierro, mediante un alambre de unos 60 m de longitud. La parte inferior de la

[1] *Mathematical Geography*, W. E. Johnson, American Book Co., Nueva York, 1907, págs. 54-57.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

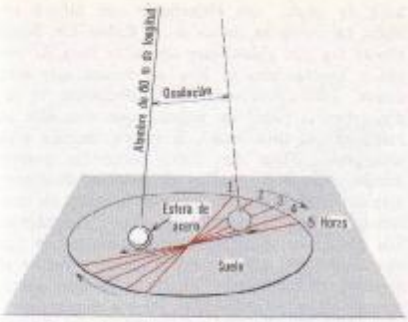


Figura 4.2. El experimento de Foucault constituye una prueba de la rotación terrestre.

esfera llevaba una aguda punta que trazaba una ligera marca sobre una capa de arena al moverse el péndulo. El péndulo fue puesto en oscilación cuidadosamente. Se comprobó que la marca en la arena se desplazaba gradualmente hacia la derecha. [Véase fig. 4.2.] Este hecho sólo podía explicarse suponiendo que el edificio giraba o que el péndulo cambiaba gradualmente su plano de oscilación. Suspendiendo una pequeña esfera de una regla, es fácil comprobar que, al mover ésta, el plano de oscilación no varía. Si el péndulo oscila en dirección Norte-Sur, podemos dar a la regla una vuelta completa sin que cambie la dirección de oscilación. Si se hiciera oscilar un péndulo en el polo norte en dirección a una estrella fija, por ejemplo, Arturo, continuaría oscilando en dirección a la misma estrella y se comprobaría que la tierra da una vuelta completa en un día. Aparentemente, la tierra no habría girado, sino que el péndulo se habría desviado hacia la derecha, es decir, en el sentido de las agujas del reloj.

A primera vista podría parecer que el suelo situado debajo del péndulo diese una vuelta completa en un día, independientemente de la latitud. Sin embargo, se comprobará inmediatamente que la tierra realiza una rotación completa bajo el péndulo en un día únicamente en el polo, con lo que la desviación del plano de oscilación es de 15° en una hora. En el ecuador, la desviación del péndulo será nula, e irá creciendo con la latitud.

En la tabla 4.1 aparece la variación experimentada por el plano de oscilación del péndulo en una hora y el tiempo requerido para que esta variación sea de 360°.

El estudiante familiarizado con la trigonometría elemental no tendrá dificultad en entender que la variación del plano de oscilación del péndulo en una hora es proporcional al seno de la latitud y puede ser obtenida mediante la fórmula:

$$d = 15 \operatorname{sen} L$$

donde d = número de grados que gira el péndulo en una hora y L = latitud.

Otra prueba de la rotación de la tierra la constituye la forma de elipsoide achatado del globo. El achatamiento en los polos y consiguiente ensanchamiento en el ecuador sólo pueden explicarse mediante la existencia de una fuerza centrífuga debida a la rotación.

Traslación de la tierra

El movimiento de la tierra en su órbita alrededor del sol recibe el nombre de *traslación*. Hay que utilizar los términos rotación y traslación con propiedad y no confundirlos. El período de traslación, o año, es el tiempo necesario para que la tierra complete una órbita alrededor del sol. El período puede medirse de distintas maneras. Por ejemplo, el tiempo transcurrido entre dos pasos sucesivos de la tierra por un mismo punto de su órbita medido respecto a las estrellas fijas recibe el nombre de *año sidéreo*. El tiempo transcurrido entre dos equinoccios vernales se denomina *año tropical* y tiene una duración de $365^{d}\ 5^{h}\ 48^{m}\ 45{,}68^{ms}$, es decir, 365 días y 1/4 aproximadamente. Cada cuatro años, esta diferencia de casi seis horas entre el año del calendario y el año tropical constituye un día completo. Añadiendo un día extra al mes de febrero cada año bisiesto se corrige el calendario con respecto al año tropical. Para que el sistema resulte perfecto hay que realizar correcciones

TABLA 4.1

Latitud	Cambio que experimenta la dirección del péndulo cada hora en grados	Número total de horas requeridas para un cambio de dirección de 360°
0°	Ninguno	Ninguna
5	1,31	275
10	2,60	138
15	3,88	93
20	5,13	70
25	6,34	57
30	7,50	48
35	8,60	42
40	9,64	37
45	10,61	34
50	11,49	31
55	12,29	29
60	12,99	28
65	13,59	26,5
70	14,10	25,6
75	14,49	24,9
80	14,77	24,5
85	14,94	24,1
90	15,00	24,0

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

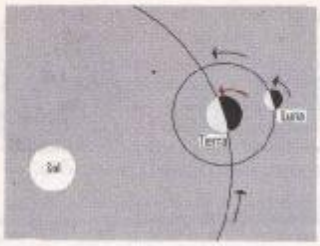


Figura 4.3. Contemplada desde un punto situado sobre el polo norte, los sentidos de rotación y traslación de la tierra son contrarios al de las agujas del reloj.

más precisas que escapan a los propósitos de esta obra.

El movimiento de traslación de la tierra en su órbita alrededor del sol es tal que, si imaginamos estar contemplándola desde un punto del espacio situado sobre la tierra y el sol, de modo que veamos el polo norte de la tierra, ésta se mueve en sentido contrario al de las agujas del reloj (fig. 4.3). El sentido de la traslación coincide con el de rotación. Hay que destacar que casi todos los planetas y satélites de nuestro sistema poseen el mismo sentido de revolución y traslación, lo que parece indicar que el movimiento de todos ellos empezó simultáneamente en la época en que se formaron junto con el sol.

La órbita de la tierra

La órbita de la tierra es una elipse de excentricidad muy pequeña, por lo que a veces se la considera aproximadamente circular. El sol se encuentra en un *foco* de la elipse. Se puede trazar sin dificultad una elipse con una hoja de papel, dos chinchetas, un hilo y un lápiz, tal como se indica en la figura 4.4. Basta clavar las dos chinchetas sobre la hoja de papel y unirlas con el hilo de forma que éste quede flojo. Moviendo a continuación el lápiz sobre el papel de manera que con éste se mantenga el hilo tenso, la curva trazada será una elipse cuyos dos focos serán los puntos donde estén clavadas las chinchetas. Mediante este artificio hemos mantenido la suma de distancias desde el lápiz a los focos constantes. Los dos *focos* se hallan sobre un segmento que es el diámetro máximo de la elipse y recibe el nombre de *eje mayor*. El diámetro más corto, trazado perpendicularmente al eje mayor, recibe el nombre de *eje menor*. El tamaño de la elipse es determinado por la longitud de hilo sujeto entre los focos, mientras que la excentricidad es determinada por la distancia entre éstos.

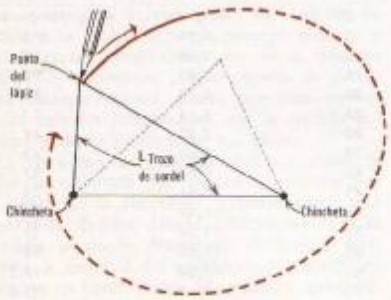


Figura 4.4. Una elipse puede trazarse fácilmente.

Perihelio y afelio

La distancia media entre la tierra y el sol es de unos 150 millones de kilómetros, pero debido a la excentricidad de la órbita esta distancia experimenta variaciones de 1,5 millones de kilómetros aproximadamente (figura 4.5). Su valor mínimo es de unos 147 millones de kilómetros, alrededor del tres de enero, y se dice entonces que la tierra se encuentra en su *perihelio* (del griego *peri*, alrededor o cerca, y *helios*, sol). Alrededor del 4 de julio, la distancia entre la tierra y el sol es máxima, y se dice que la tierra se encuentra en su *afelio* (del griego *ap*, lejos; *helios*, sol), a una distancia de unos 152 millones de kilómetros.

Estas diferencias en la distancia que separa la tierra del sol determinan cambios en la can-

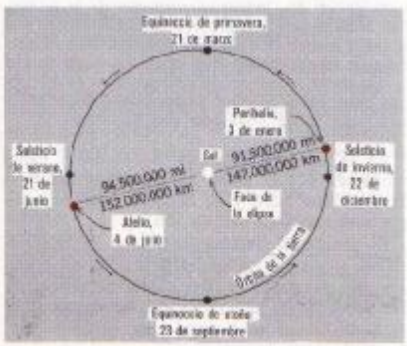


Figura 4.5. La órbita de la tierra es una elipse y el sol se encuentra en uno de los focos.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

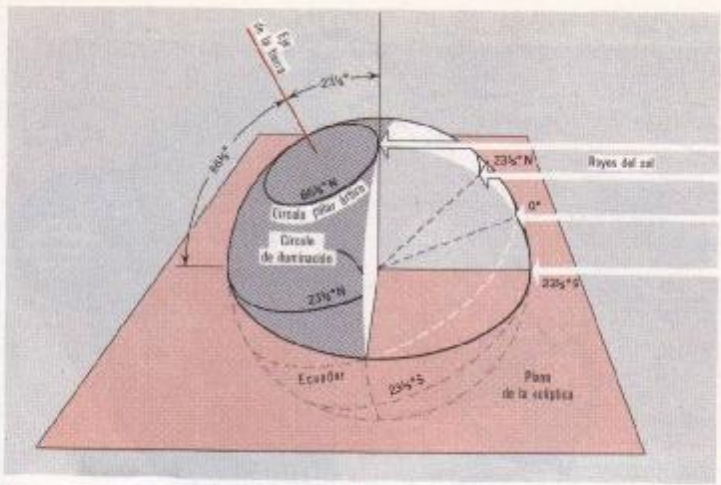


Figura 4.6. El eje de la tierra forma un ángulo de 66,5° con el plano que contiene a su órbita.

tidad de energía solar recibida por nuestro planeta, pero no son la causa del verano ni del invierno. Esto resulta evidente si consideramos el hecho de que la tierra recibe la máxima cantidad de radiación en su perihelio, coincidiendo con la estación invernal en el hemisferio norte. Además, en los hemisferios norte y sur las estaciones opuestas tienen lugar simultáneamente, lo que indica claramente que la causa ha de ser otra. Es probable, sin embargo, que si las demás condiciones fuesen iguales, los veranos y los inviernos se verían ligeramente intensificados en el hemisferio sur y ligeramente moderados en el hemisferio norte, debido a la coincidencia del perihelio y del afelio con las estaciones invernal y estival.

La velocidad media de la tierra en su órbita es aproximadamente de 107 000 km/h, aunque esta velocidad no es constante. La velocidad es máxima en el perihelio y mínima en el afelio. La causa y la importancia de esta variación en la velocidad de traslación se estudian en el capítulo 5.

Inclinación del eje de la tierra

La mayor parte de los globos pueden girar alrededor de un eje inclinado. Estamos tan acostumbrados a ver la tierra representada de esta manera que un globo con el eje vertical nos parecería una cosa extraña. Cuando se representa la tierra como un globo con su eje inclinado, se imagina el plano en que se encuentran la tierra y el sol, llamado *plano de la eclíptica*, como un plano horizontal que pasa por el centro del globo (fig. 4.6). La intersección del plano de la eclíptica con la esfera terrestre es un círculo máximo. En la mayor parte de los globos aparece trazado un *círculo eclíptico*. Los dos puntos de intersección del círculo eclíptico y el ecuador son diametralmente opuestos (dado que dos círculos máximos se cortan en dos semicírculos) y se encuentran a 23 $^1/_2$° de lat. N y a 23 $^1/_2$° de lat. S. Haciendo girar lentamente el globo, se encontrará una posición en la que el círculo eclíptico sea paralelo al plano de la superficie de la mesa sobre la que se halle el globo. En esta posición, el globo puede utilizarse para ilustrar el hecho de que el plano del ecuador y el plano de la eclíptica forman un ángulo de 23 $^1/_2$°. El valor exacto de este ángulo es 23° 27', pero la diferencia entre ambos valores puede despreciarse. El eje de la tierra forma un ángulo de 66 $^1/_2$° con el plano de la eclíptica y está inclinado 23 $^1/_2$° respecto a la normal a dicho plano. La inclinación del eje de la tierra es un factor de la máxima importancia en las relaciones entre la tierra y el sol.

El eje de la tierra, aunque forma constantemente un ángulo de 66 $^1/_2$° con el plano de la eclíptica, mantiene una orientación fija con

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

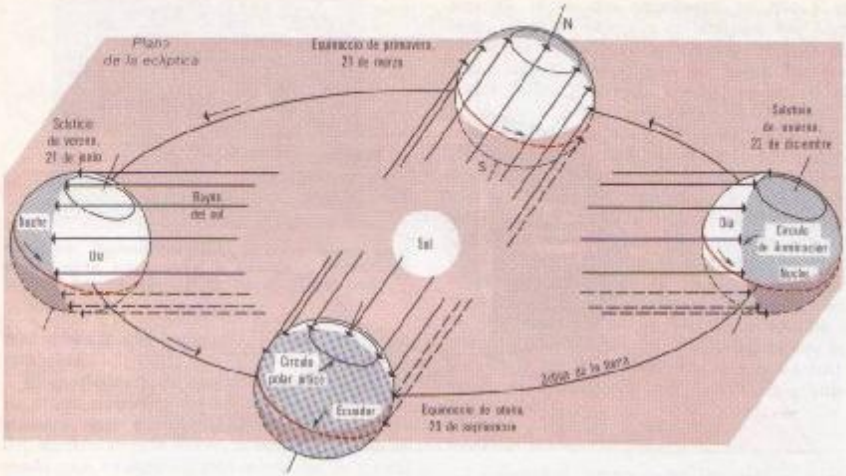


Figura 4.7. Las estaciones son una consecuencia de la inclinación constante del eje de la tierra.

respecto a las estrellas.[1] El eje de la tierra apunta al mismo lugar del cielo durante todo el año. Para visualizar este fenómeno, puede sostenerse un globo de manera que su eje forme constantemente un ángulo de $66\frac{1}{2}°$ con la horizontal. A continuación, se puede mover el globo según una trayectoria circular que represente la órbita, pero de forma que el eje apunte siempre al mismo punto del techo.

Como consecuencia directa de los hechos: 1) el eje de la tierra forma un ángulo constante con el plano de la eclíptica y 2) el eje apunta siempre al mismo punto del espacio, resulta claro que, en un punto de su órbita, el eje de la tierra estará inclinado hacia el sol, mientras que en un punto diametralmente opuesto el eje se inclina apartándose del sol, y que existen dos puntos intermedios en los que el eje ni se inclina hacia el sol ni se aparta de él (fig. 4.7). Estas cuatro posiciones pueden visualizarse utilizando un globo o, mejor todavía, cuatro globos simultáneamente. Las cuatro posiciones críticas serán estudiadas detalladamente.

Solsticios y equinoccios

El 21 ó 22 de junio, la tierra se encuentra en una posición de su órbita tal que su eje está inclinado un ángulo máximo de $23\frac{1}{2}°$ hacia el sol. El hemisferio norte se encuentra adelantado hacia el sol, mientras que el hemisferio sur se encuentra más alejado. Esta circunstancia se conoce como *solsticio de verano*. Seis meses más tarde, el 22 ó 23 de diciembre, la tierra se encuentra en una posición equivalente, en un punto de su órbita diametralmente opuesto. En esta época, conocida como el *solsticio de invierno*, el eje presenta su inclinación máxima con respecto al sol, aunque ahora es el hemisferio sur el que se encuentra inclinado hacia él.

La posición intermedia entre los solsticios tiene lugar en los *equinoccios*, cuando el eje de la tierra forma un ángulo recto con una línea que pase por el centro de la tierra y por el sol, estando ambos hemisferios igualmente iluminados. El *equinoccio de primavera* tiene lugar el 20 ó 21 de marzo; el *equinoccio de otoño*, el 22 ó 23 de septiembre.[2] En los equinoccios, la posición relativa de la tierra y el sol es idéntica, mientras que en los solsticios presenta situaciones inversas. Por esto consideraremos cada solsticio por separado y daremos a los equinoccios un tratamiento conjunto.

[1] No se tiene en cuenta el movimiento de precesión del eje ni otras desviaciones que puede sufrir.

[2] El motivo por el que se asignan a los solsticios y a los equinoccios dos días del calendario son las seis horas de diferencia entre el año tropical y el año del calendario, que determinan un día adicional cada año bisiesto, lo que da lugar a la corrección mencionada en el texto.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

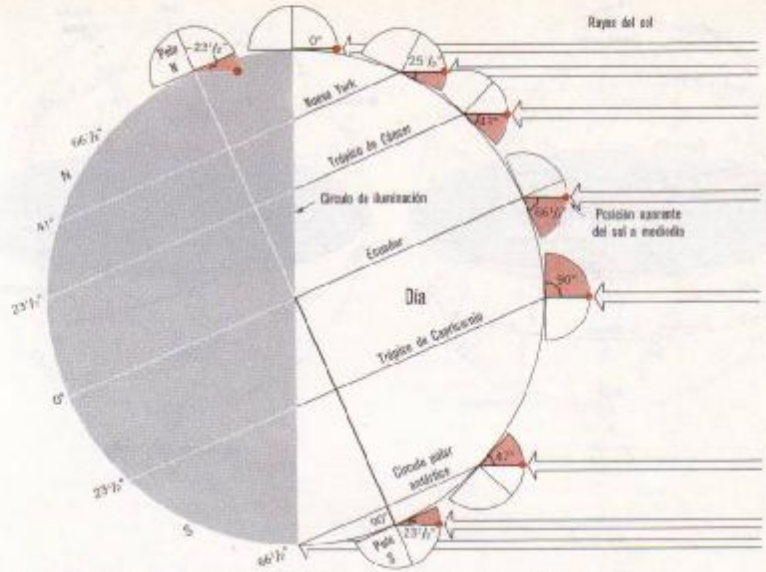


Figura 4.8. **Solsticio de invierno. (De A. N. Strahler, 1963,** The Earth Sciences, **Harper and Row, Inc., Nueva York.)**

Solsticio de invierno

Para una mejor comprensión de las condiciones imperantes en el solsticio de invierno, nos ayudaremos con diagramas. En la figura 4.8 aparece una representación en sección transversal que ilustra la situación. Hay que tener en cuenta que la palabra "invierno" sólo puede aplicarse al hemisferio norte, ya que en esta época el hemisferio sur está en pleno verano.

El círculo máximo que separa la parte iluminada de la tierra de la parte en sombra se denomina *círculo de iluminación*. En el solsticio de invierno, corta a todos los paralelos, dividiéndolos en partes desiguales, con excepción del ecuador. El círculo de iluminación es tangente al *círculo polar ártico* (66 ½° de latitud Norte) y al *círculo polar antártico* (66 ½° de latitud Sur). Esto explica por qué se distingue especialmente a estos dos paralelos. El círculo de iluminación corta al ecuador en dos partes iguales, por tratarse ambos de círculos máximos.

La posición del círculo de iluminación en el solsticio de invierno hace que el día y la noche tengan distinta duración en casi todos los puntos del globo. Esta desigualdad puede apreciarse cuantitativamente en la figura 4.8, observando la parte de cada paralelo que se encuentra a ambos lados del círculo de iluminación. Resulta evidente que:

a) La noche es más larga que el día en el hemisferio norte.

b) El día es más largo que la noche en el hemisferio sur.

c) La desigualdad entre el día y la noche aumenta a medida que nos alejamos del ecuador.

d) Latitudes simétricas respecto del ecuador poseen duraciones relativas del día y de la noche exactamente opuestas.

e) Entre el círculo polar ártico, 66 ½° N, y el polo norte, la noche dura 24 horas.[1] Este hecho resulta evidente en la figura 4.8, dado que toda el área al norte del círculo polar ártico se encuentra en la sombra y los rayos del sol no la alcanzan en ningún momento de una revolución completa de la tierra.

f) Entre el círculo polar antártico, 66 ½° S y el polo sur, el día dura 24 horas, dado que

[1] Al decir que la noche dura 24 horas no tenemos en cuenta la *luz crepuscular*, que puede ser considerable cerca del círculo polar ártico.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

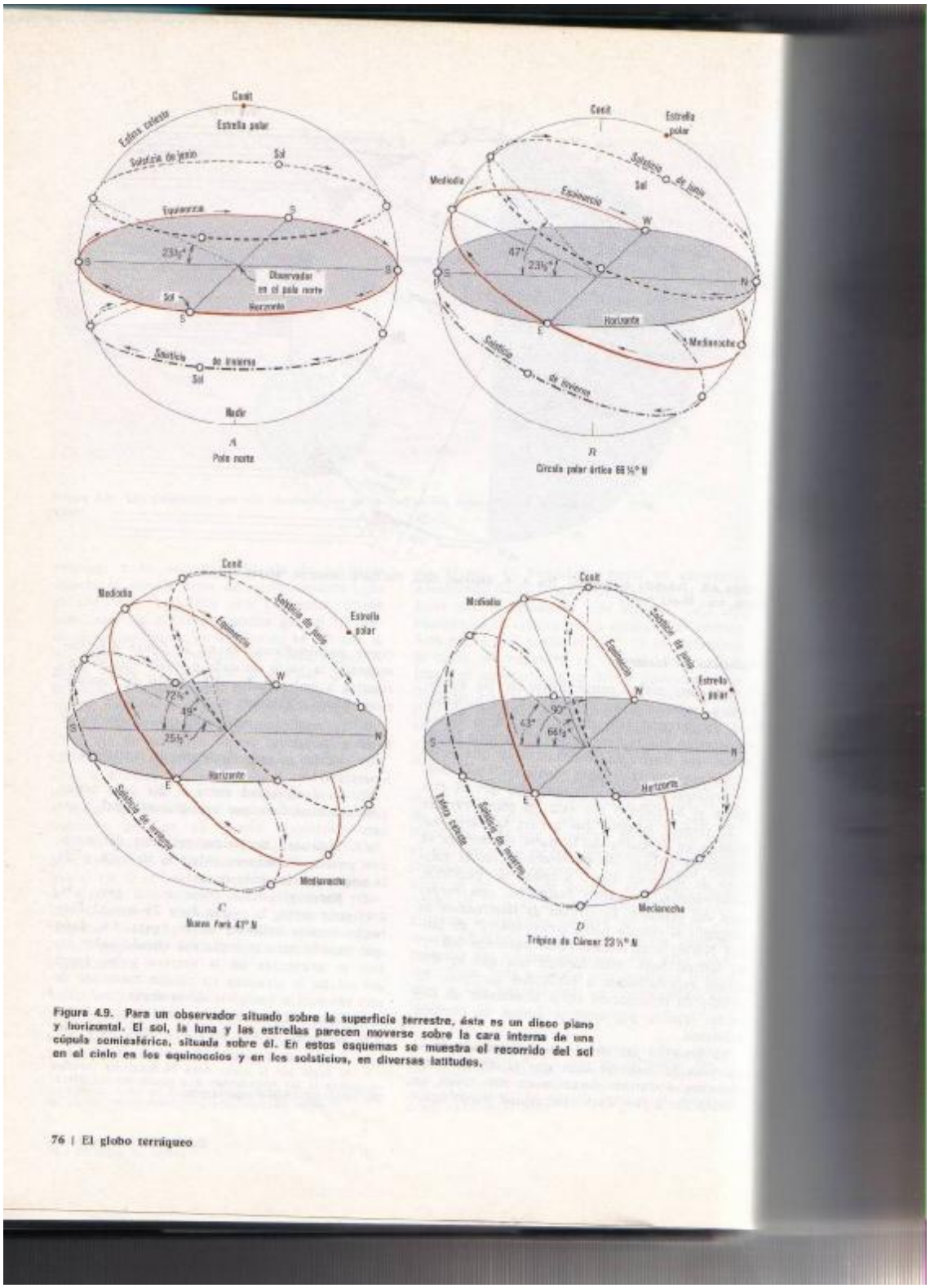
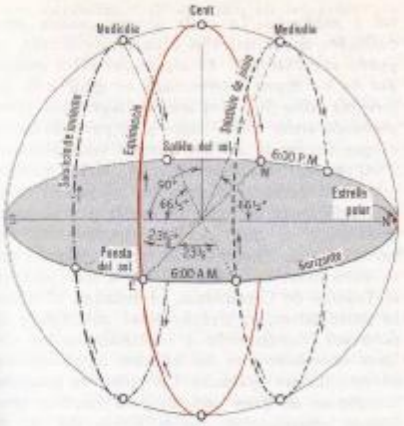
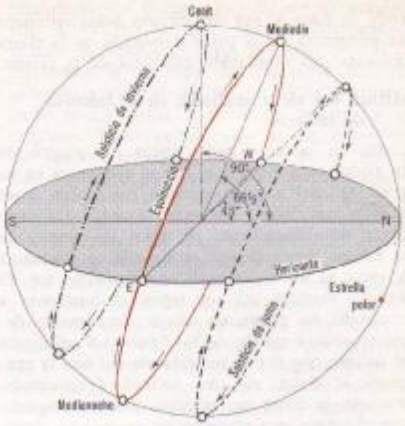


Figura 4.9. Para un observador situado sobre la superficie terrestre, ésta es un disco plano y horizontal. El sol, la luna y las estrellas parecen moverse sobre la cara interna de una cúpula semiesférica, situada sobre él. En estos esquemas se muestra el recorrido del sol en el cielo en los equinoccios y en los solsticios, en diversas latitudes.

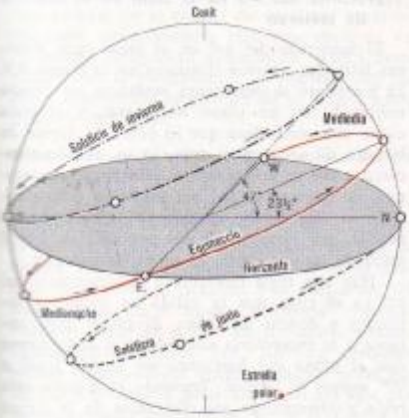
PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



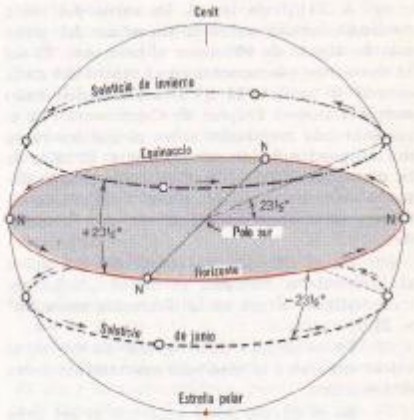
E
Ecuador
0° Lat.



F
Trópico de Capricornio 23½° S



G
Círculo polar antártico 66½° S



H
Polo sur
90° S

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

toda la zona al sur del círculo polar antártico se encuentra en la parte iluminada de la tierra durante una revolución completa de la misma.

Altura del sol a mediodía en el solsticio de invierno

En un instante dado, todos los puntos de la tierra para los que el sol se encuentra en su posición más alta en el cielo pertenecen a un mismo meridiano. Por esto el mediodía tiene lugar simultáneamente en todos los puntos de la misma longitud. Por esta razón se denomina a veces al mediodía *paso meridiano* del sol. El ángulo vertical del sol sobre el horizonte a mediodía se denomina *altura*. Ésta puede determinarse a partir de la figura 4.8 midiendo el ángulo que forma un rayo de sol con la tangente al globo en una latitud determinada. Aunque la tierra sea esférica, nuestro pequeño tamaño hace que vivamos en un mundo plano. El horizonte se nos aparece como una circunferencia sobre una superficie plana. Esto explica por qué puede utilizarse la tangente en un punto para medir el ángulo sobre el diagrama. Las latitudes y alturas más notables son las siguientes:

a) A 23 ½° de lat. S, los rayos del sol a mediodía inciden sobre la superficie del globo con un ángulo de 90° sobre el horizonte. El sol se encuentra exactamente en el centro del cielo, o *cenit*. El paralelo 23 ½° S ha sido denominado por este motivo *Trópico de Capricornio*.[1] Es el paralelo más meridional sobre el que los rayos del sol pueden incidir verticalmente. El valor de la correspondiente latitud coincide con la llamada *declinación del sol*. En el solsticio de invierno, la declinación del sol es, por lo tanto, de 23 ½° S.

b) En el ecuador, la altura del sol sobre el horizonte a mediodía es de 66 ½°. La correspondiente altura es la diferencia entre 90° y 23 ½°.

c) En el círculo polar ártico, 66 ½° N, el sol se encuentra al mediodía exactamente sobre el horizonte.

d) En el círculo polar antártico el sol tiene a mediodía una altura de 47° sobre el horizonte septentrional.

e) En el polo sur, el sol tiene una altura de 23 ½° sobre el horizonte.

Si observamos cuidadosamente las cifras que expresan las diversas alturas en los párrafos precedentes, advertiremos que existe una estrecha relación entre la latitud y la altura del sol a mediodía. La regla general, válida para cualquier época del año y cualquier latitud, se puede enunciar así: *La altura del sol a mediodía en un lugar determinado es igual a la diferencia entre 90° y el arco de meridiano comprendido entre dicho lugar y el paralelo sobre el que los rayos del sol inciden verticalmente.*

Al aplicar la regla anterior, debe medirse con todo cuidado el arco de meridiano comprendido entre el lugar en cuestión y el paralelo sobre el que inciden verticalmente los rayos del sol. Puede utilizarse este método para determinar la altura del sol a mediodía en el Trópico de Capricornio, el ecuador, el círculo polar ártico, el círculo polar antártico y el polo sur, comparando a continuación los valores obtenidos con los citados anteriormente en este mismo apartado. Un globo de pequeño tamaño es de gran utilidad para resolver problemas relacionados con la altura del sol al mediodía. En primer lugar se determina el paralelo cuya latitud corresponda a la declinación del sol, y seguidamente se mide el arco de meridiano comprendido entre dicho paralelo y el lugar en estudio.

Trayectoria del sol en el cielo en el solsticio de invierno

El recorrido del sol en el cielo para diversas latitudes aparece ilustrado en la figura 4.9. El horizonte se representa mediante un círculo contenido en un plano horizontal, y el cielo como una semiesfera que lo cubre en forma de bóveda. El sol recorre cada día un círculo completo sobre la esfera celeste. En ciertas ocasiones, la trayectoria del sol sobre la esfera celeste es un círculo máximo de la misma. Así sucede, por ejemplo, en los equinoccios. En el resto de las ocasiones, es un círculo menor.

Hay una regla referente a la trayectoria del sol en el cielo que es válida en todas las latitudes y épocas del año: *El plano que contiene a la trayectoria del sol en el cielo forma con el plano del horizonte un ángulo igual a 90° menos la latitud.* Teniendo en cuenta esta regla y observando los diagramas de la figura 4.9, resulta claro que el recorrido del sol en los polos está contenido en un plano paralelo al plano del horizonte, dado que los polos tienen latitud 90°, con lo que la diferencia antes mencionada resulta ser de 0°. En el ecuador, en cambio, la trayectoria del sol en el cielo se encuentra en el plano perpendicular al plano del horizonte. No debe confundirse el ángulo formado por estos dos planos con la altura del sol sobre el horizonte, que se mide desde el centro del círculo del horizonte. Los dos ángulos coinciden tan sólo en los equinoccios.

[1] Su nombre se debe a que en la Antigüedad el sol se hallaba situado entre las estrellas de la constelación de Capricornio en la época del solsticio de invierno.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

válida para
latitud, se
sol a medio-
igual a la di-
meridiano com-
paralelo sobre
verticalmente.
debe medirse
meridiano com-
ión y el para-
icalmente los
te método pa-
a mediodía en
ador, el círcu-
antártico y el
ación los va-
anteriormente
bo de pequeño
resolver pro-
ura del sol al
termina el pa-
a la declina-
nde el arco de
dicho paralelo

en el solsticio

lo para diver-
la figura 4.9.
nte un círculo
al, y el cielo
e en forma de
circulo com-
ciertas ocasio-
la esfera ce-
la misma. Así
noccios. En el
ulo menor.
trayectoria del
todas las la-
mo que con-
el cielo forma
ángulo igual a
en cuenta esta
de la figura
del sol en los
paralelo al
polos tienen
ia antes men-
el ecuador, en
el cielo se
ular al plano
rse el ángulo
la altura del
nde desde el
Los dos án-

Las condiciones de solsticio en los polos

De todos los lugares de la tierra, es en los polos donde el sol realiza el recorrido más curioso sobre el cielo (fig. 4.9). Allí el sol no sale y se pone recorriendo una trayectoria inclinada respecto al horizonte, tal como sucede en otras latitudes. En vez de ello, el sol se mueve según un círculo horizontal, permaneciendo paralelo al horizonte durante todo el día. En realidad, su trayectoria es una espiral, aunque tan baja que no puede ser apreciada en la observación ordinaria. En el solsticio de diciembre y en el polo norte, el sol permanece todo el día a $23\,^1/_2{}^\circ$ bajo el horizonte, mientras que en el polo sur está constantemente a $23\,^1/_2{}^\circ$ sobre el horizonte. No se puede determinar en qué instante es mediodía, debido a que la altura del sol permanece invariable. Además, como todos los meridianos convergen en el polo no podemos tomar como referencia ningún meridiano local.

Otro hecho curioso es que la sombra de un objeto siempre apunta al Norte geográfico, independientemente de la hora del día, debido a que todos los puntos del horizonte se encuentran al norte del polo sur. Se podría construir un reloj de sol clavando simplemente una estaca vertical en el centro de un disco horizontal, cuya circunferencia estuviera dividida en 24 partes. Asignando a cualquier punto arbitrariamente la medianoche, se podrían leer las horas observando la sombra de la estaca sobre el borde del disco.

Orientación de la salida y de la puesta del sol en el solsticio

Tal como se indica en la figura 4.9, la orientación sobre el horizonte de la salida y la puesta del sol varían extraordinariamente con la latitud. En el círculo polar antártico en el solsticio de diciembre, la salida y la puesta del sol tienen lugar en el mismo momento —medianoche— y en un punto del horizonte situado exactamente hacia el Sur. En los restantes puntos comprendidos entre el círculo polar antártico y el círculo polar ártico, el sol sale por un punto situado entre el Sur y el Este y se pone por un punto situado entre el Sur y el Oeste.

El solsticio de verano

Las condiciones reinantes en el solsticio de verano, es decir, el 21 ó 22 de junio, son casi exactamente opuestas a las del solsticio de invierno. En esta época, el extremo septentrional del eje de la tierra está inclinado directamente hacia el sol, y el hemisferio norte recibe la máxima radiación solar, al igual que el hemisferio sur durante el solsticio de invierno (fig. 4.10). Por lo tanto, se hace innecesario trazar un diagrama especial para ilustrar la incidencia de los rayos del sol sobre la tierra, y basta invertir el de la figura 4.8, cambiando entre sí los polos, los círculos polares y los trópicos. Todo aquello que se ha enunciado en páginas anteriores referente al círculo de iluminación, duración del día y de la noche, y a la altura del sol a mediodía en el solsticio de invierno, puede adaptarse a las nuevas condiciones sin más que tener en cuenta que las reinantes son exactamente inversas.

En la figura 4.9 se muestra el recorrido del sol en el cielo el 21 de junio. Obsérvese que la altura del sol a mediodía difiere para todas las latitudes en 47° de la del 22 de diciembre ($23\,^1/_2{}^\circ + 23\,^1/_2{}^\circ$) y que las condiciones en los polos se ha invertido. En las latitudes situadas entre los círculos polares ártico y antártico, el sol sale por el Nordeste y no por el Sureste, y se pone por el Noroeste y no por el Suroeste.

Los equinoccios

Los equinoccios de otoño y primavera corresponden al 22 ó 23 de septiembre y al 20 ó 21 de marzo, respectivamente, y en ambas ocasiones la posición de la tierra respecto a los rayos del sol es idéntica, por lo que podemos hacer un estudio conjunto de ambas fechas. Las condiciones reinantes se ilustran en la figura 4.7. Aunque el eje de la tierra está, como siempre, inclinado $66\,^1/_2{}^\circ$ con respecto al plano de la eclíptica, esta inclinación es tal que ni se acerca ni se aleja del sol. Los rayos del sol forman un ángulo de 90° con el eje de la tierra. Una descripción más detallada de las condiciones imperantes en los equinoccios aparece en la figura 4.11.

En los equinoccios, el círculo de iluminación pasa por los polos y coincide con los distintos meridianos a medida que la tierra gira.

En la figura 4.11 se ve claramente que los paralelos quedan divididos en dos semicírculos al ser cortados por el círculo de iluminación. El día y la noche tendrán, por lo tanto, la misma duración de 12 horas en todas las latitudes.[1] Las condiciones reinantes en el hemisferio norte y en el hemisferio sur son las mismas. La salida del sol tiene lugar a las 6,00 de la mañana (hora solar local aparente), y la puesta del sol a las 6,00 de la tarde, en todos los lugares del globo, exceptuando los polos, donde existen condiciones especiales.

[1] Así se explica la palabra *equinoccio*, del latín *aequus*, igual, y *nox*, noche. No tenemos en cuenta la luz crepuscular ni la del amanecer, que prolongan la luz diurna.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

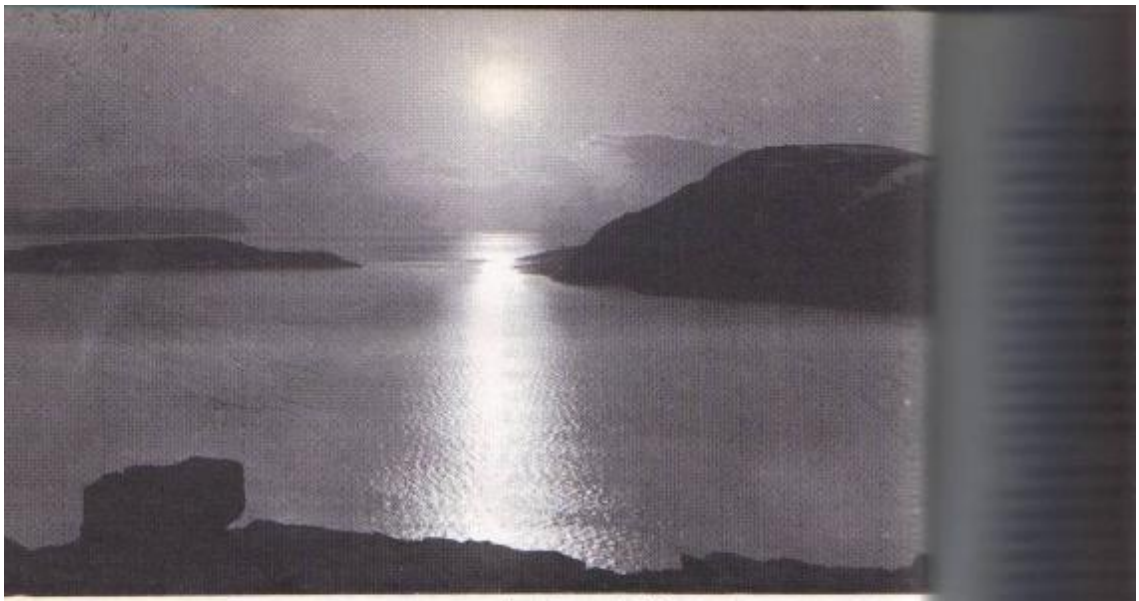


Figura 4.10. Esta fotografía del sol fue tomada a medianoche en Hammerfest, Noruega, 70° 40' lat. N, en el período del solsticio de verano. El sol alcanzaba su punto más bajo en el cielo. (Fotografía de A. Kalland, Hammerfest.)

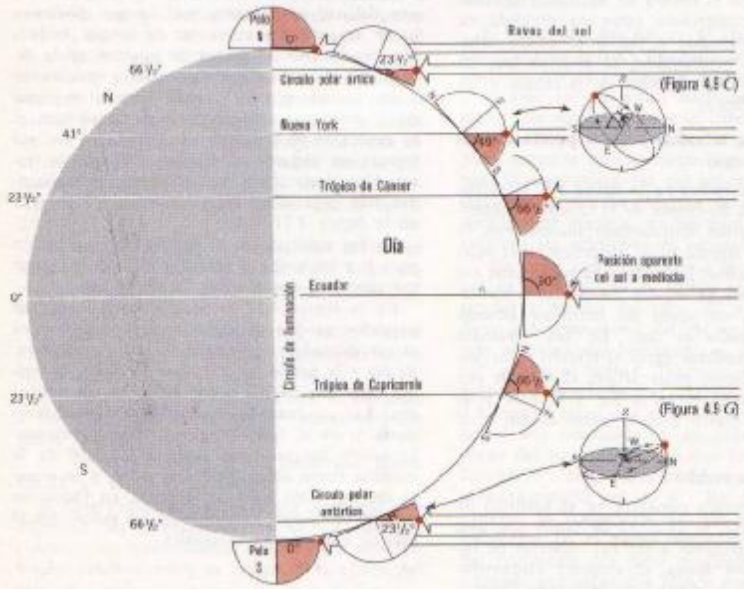


Figura 4.11. Equinoccio. (De A. N. Strahler, 1963, The Earth Sciences, Harper and Row, Inc., Nueva York.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

La altura del sol a mediodía se determina midiendo el ángulo que forman los rayos del sol con las tangentes en ciertos puntos del globo (fig. 4.11). Unas pocas medidas nos bastarán para darnos cuenta de que la altura coincide con la *colatitud*, es decir, 90° menos la latitud. Así, en los equinoccios, la altura del sol a mediodía se puede calcular por una simple resta, si se conoce la latitud, pero hay que tener en cuenta que este cálculo no puede realizarse en ninguna otra época del año. Aunque la altura es la misma para latitudes simétricas a ambos lados del ecuador, debe recordarse que el ángulo se mide a partir del horizonte meridional en el hemisferio norte, y a partir del horizonte septentrional en el hemisferio sur.

La trayectoria del sol en el cielo en los equinoccios aparece en la figura 4.9. Esta trayectoria equidista de las trayectorias en los solsticios. El sol sale por un punto situado exactamente hacia el Este y se pone por un punto situado exactamente hacia el Oeste, y esto sucede en todas las latitudes, con la única excepción de los polos. En ellos, el sol permanece sobre el horizonte todo el día, recorriéndolo por completo en 24 horas. Hay que destacar que el movimiento aparente del sol tiene sentido contrario en ambos polos.

En el ecuador, el sol tiene a mediodía una altura de 90° y su recorrido está contenido en un plano perpendicular al plano del horizonte. Por este motivo, la altura del sol varía 15° por hora en los equinoccios y en el ecuador. Además, la sombra de cualquier poste vertical en estas fechas apunta en el ecuador directamente hacia el Oeste, desde las 6,00 de la mañana hasta el mediodía, desaparece exactamente a mediodía y apunta directamente hacia el Este desde mediodía hasta las 6,00 de la tarde.

Días intermedios

¿Qué podemos decir de las relaciones entre la tierra y el sol en los días comprendidos entre los equinoccios y los solsticios? La declinación del sol cambia de manera continua de solsticio a solsticio. La palabra "solsticio" deriva del latín *sol*, sol y *stare*, permanecer, y hace referencia al hecho de que el sol, alcanzada su declinación máxima hacia el Norte o hacia el Sur, parece mantener su posición invariable durante un breve período antes de que su declinación empiece a cambiar. El valor exacto de la declinación del sol para cada día del año puede encontrarse en *The Air Almanac* (Almanaque aeronáutico) cuyo contenido se detalla en el capítulo 5. La altura del sol a mediodía puede ser calculada de esta forma para cada día del año. Para calcular aproximadamente la altura del sol en fechas distintas a los solsticios y equinoccios, son de utilidad los siguientes datos relativos a la variación de la declinación solar:

Variación mensual de la declinación	Mes
11 ¾°	Primer mes antes y después del equinoccio
8 ¼°	Segundo mes antes y después del equinoccio
3 ¾°	Meses contiguos a los solsticios

Se ve claramente que la variación de la declinación es muy lenta cerca de los solsticios y rápida cerca de los equinoccios. Así se explica el rápido acortamiento y alargamiento de los días en los meses de otoño y primavera y la aparente persistencia del sol en sus recorridos muy altos o muy bajos en los meses de junio-julio y diciembre-enero.

La trayectoria del sol en el cielo a lo largo del año va tomando posiciones intermedias entre las representadas en la figura 4.9. Si se trazaran todas las trayectorias diarias del sol desde un solsticio de invierno hasta el próximo solsticio de verano, se obtendría una espiral de paso muy pequeño. Este fenómeno contribuye a aclarar el comportamiento del sol en los polos (fig. 4.12). En su ascenso por esta espiral día tras día desde su posición más baja bajo el horizonte en el solsticio de invierno, el sol necesita tres meses para alcanzar el nivel del horizonte en el equinoccio de primavera. Después, continúa subiendo por la espiral hasta alcanzar su posición más alta alrededor del 21 de junio, y a partir de esta fecha empieza a descender por la espiral hasta alcanzar el horizonte alrededor del 23 de septiembre y continuar descendiendo hasta su posición del solsticio de invierno. Así queda claro por qué el sol sale y se pone sólo una vez al año en el polo norte. La salida del sol tiene lugar el 21 de marzo y la puesta el 23 de septiembre, separadas por seis meses de luz y seis meses de total oscuridad y luz crepuscular. En el polo sur, las condiciones son similares pero invertidas.

Determinación de la duración del día y de la noche y de la hora de la salida y de la puesta del sol en cualquier latitud

Para la determinación aproximada de la duración del día y de la noche, así como de la hora de salida y de puesta del sol, en cualquier latitud y en cualquier época del año, puede utilizarse un globo de pequeño tamaño y

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

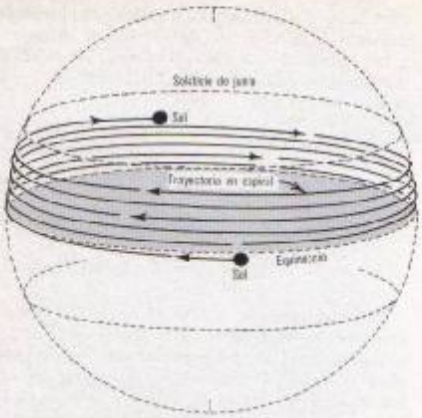


Figura 4.12. El recorrido aparente del sol en el cielo a lo largo del año es una espiral de paso pequeño en el hemisferio norte.

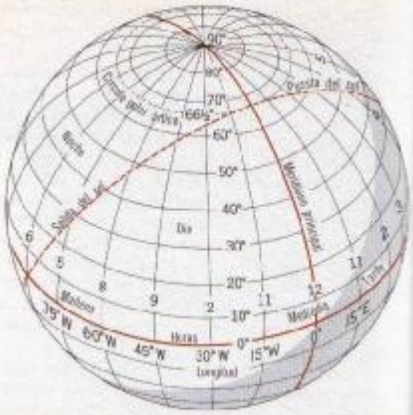


Figura 4.13. Se puede utilizar un globo de pequeño tamaño para determinar las duraciones del día y de la noche en cualquier latitud.

una cinta de goma (fig. 4.13). En los equinoccios, la duración del día y de la noche es la misma en todas las latitudes. Para las demás épocas del año puede procederse así:

1. *Solsticio de invierno.* Colocar la cinta de goma de manera que represente el círculo de iluminación (círculo máximo) cruzando el ecuador en los meridianos 90°, Este y Oeste, y tangente a los círculos polares ártico y antártico en sus puntos de contacto con el meridiano de Greenwich y el meridiano 180. Fijar a continuación una latitud determinada, por ejemplo 40° Norte. Tomando el meridiano de Greenwich como mediodía y haciendo corresponder 15° de longitud a una hora, contar en sentido Oeste sobre el paralelo 40 hasta alcanzar la cinta de goma. El número de horas que así se obtiene, restado de las 12,00 del mediodía da la hora aproximada de salida del sol (hora solar aparente), y sumado a las 12,00 del mediodía da la hora aproximada del ocaso. Las duraciones del día y de la noche pueden obtenerse mediante un cálculo sencillo. El arco más corto da la duración del día: el más largo, hacia el Pacífico, da la duración de la noche.

2. *Solsticio de verano.* Dar la vuelta al globo y utilizar el lado del Pacífico, dejando la cinta de goma en la misma posición que antes.

3. *Otras épocas del año.* Determinar la declinación solar con el analema de la figura 5.7. Ajustar a continuación la cinta de goma de forma que sea tangente a los paralelos de latitud igual a 90° menos la declinación. Asegurarse de que la cinta de goma forma un círculo máximo y corta al ecuador en los meridianos 90 E y W igual que antes. Seguir como en el caso del solsticio.

Este método, si se realiza cuidadosamente, permite determinar las horas de salida y puesta del sol con un error de un cuarto de hora en las latitudes medias y bajas. En las latitudes altas no resulta tan satisfactorio, debido a que el círculo de iluminación corta a los paralelos oblicuamente. Hay que hacer notar que mediante este método se obtiene la hora solar local aparente, que puede diferir extraordinariamente de la hora oficial (cap. 5). Las horas de salida y de puesta del sol se pueden leer directamente en un diagrama preparado al efecto (fig. 4.14).

Luz crepuscular

Al hablar de la duración del día y de la noche hemos considerado para simplificar que la luz y la oscuridad hacían su aparición de manera brusca e instantánea y que el paso de luz a oscuridad, o viceversa, era súbito, sin estados intermedios. Todos sabemos que este no corresponde a la realidad. La *luz crepuscular*, difusa iluminación que precede al amanecer y sigue a la puesta del sol, prolonga el período de aprovechamiento de luz diurna de manera notable, especialmente en las latitudes altas. Dado que la luz difusa que precede a la salida

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

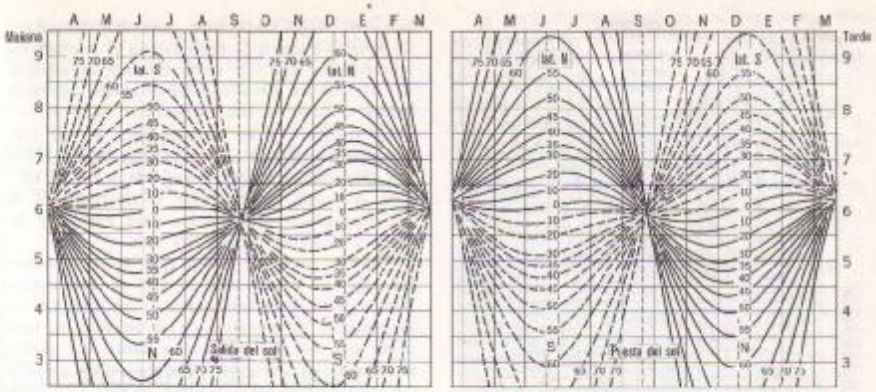


Figura 4.14. Este diagrama nos permite determinar la hora de la salida y puesta del sol para cualquier latitud y cualquier época del año. (Según el U.S. Navy Oceanographic Office, núm. 5175.)

del sol y la que sigue a su ocaso son de la misma duración y naturaleza, las estudiaremos como un fenómeno único sin hacer distinciones entre ambas.

La luz crepuscular se atribuye a la presencia en la atmósfera terrestre de diminutas partículas de polvo y humedad. Estas partículas reflejan la luz solar sobre la superficie de la tierra mucho después de que el sol haya desaparecido tras el círculo del horizonte del observador (fig. 4.15). Después de la puesta del sol, esta luz difusa se extingue progresivamente hasta ser un débil resplandor rojizo en el horizonte occidental.

La duración de la luz crepuscular depende de la densidad de la atmósfera y de la velocidad con que el sol desaparece tras el horizonte. Suponiendo una atmósfera de densidad uniforme con una distribución uniforme de partículas en suspensión, la duración de la luz crepuscular dependerá del recorrido del sol en el cielo, que, a su vez, depende de la latitud. Estos hechos se ilustran en la figura 4.16. Cuando el plano que contiene a la trayectoria del sol es vertical, como sucede en el ecuador, el sol desaparece tras el horizonte con la máxima velocidad, es decir, 15° por hora. En latitudes más altas, la trayectoria del sol en el cielo está inclinada y este astro desaparece más lentamente tras el horizonte. A 60° de latitud, por ejemplo, el plano de la trayectoria del sol forma con el plano del horizonte un ángulo de 30° (90° — 60° = 30°), y en los equinoccios la duración de la luz crepuscular es, en esta latitud, aproximadamente doble que en el ecuador.[1]

[1] El recorrido del sol en el cielo a 60° N puede considerarse aproximadamente la hipotenusa de un triángulo rectilíneo de ángulos de 90°, 60° y 30°, cuyo cateto más corto representa la distancia real bajo el horizonte. En este triángulo, el cateto más corto es la mitad de la hipotenusa. En el ecuador, el sol recorrerá el cateto más corto y alcanzará el mismo número de grados bajo el horizonte en la mitad del tiempo que necesitaría en el paralelo 60.

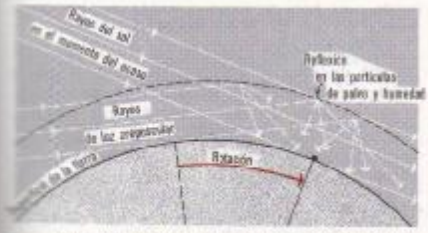


Figura 4.15. La luz crepuscular es una reflexión difusa en las moléculas, el polvo y las partículas de humedad de la atmósfera.

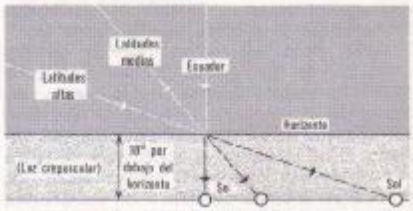


Figura 4.16. La duración de la luz crepuscular depende de la inclinación de la trayectoria aparente del sol bajo el horizonte.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

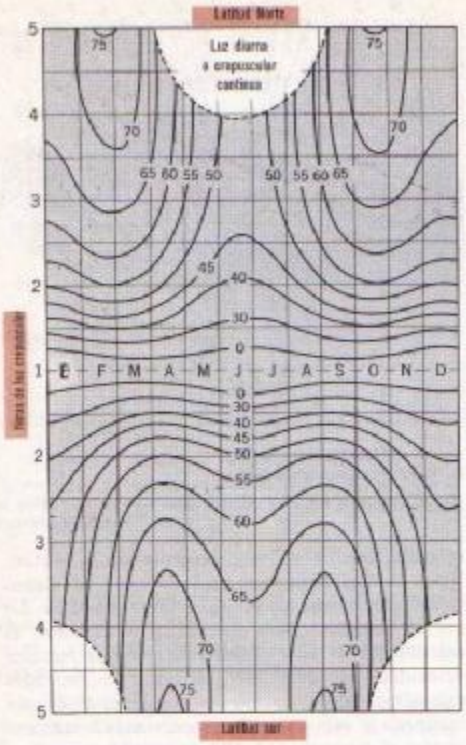


Figura 4.17. Diagrama de luz crepuscular. (Según el U.S. Navy Oceanographic Office, núm. 5175.)

Existen tres clases de luz crepuscular. La *luz crepuscular astronómica* es el período durante el cual existe en el cielo cualquier resplandor apreciable y se considera que dura mientras el sol se encuentra entre el horizonte y un punto situado a 18° por debajo del mismo. La *luz crepuscular náutica*, que dura mientras el sol se encuentra entre el horizonte y un punto situado a 12° por debajo del mismo. Cuando el sol se encuentra en ese punto se distingue el contorno de los objetos, aunque el horizonte mismo sea probablemente indistinguible y resulten visibles todas las estrellas utilizadas en navegación. La *luz crepuscular civil* es el período durante el cual pueden realizarse las actividades corrientes al aire libre sin la ayuda de luz artificial; durante este período, el sol está entre el horizonte y un punto situado 6° por debajo del mismo. A 40° de latitud, en la época próxima a los equinoccios, la luz crepuscular civil dura unos 30 minutos, período que aparece generalmente en los estatutos legales. La duración de la luz crepuscular civil viene dada para cada día del año y un amplio margen de latitudes en el *Almanaque Aeronáutico* con un error inferior al minuto. El Almanaque lleva asimismo tablas que permiten calcular la luz crepuscular náutica.

La figura 4.17 es un diagrama de luz crepuscular preparado por la Oficina Hidrográfica del Departamento de Marina de los EE. UU. Con él puede determinarse la duración de la luz crepuscular astronómica para cualquier latitud y cualquier época del año.

Muchas personas creen que en el ecuador no hay luz crepuscular o que es extremadamente corta. Esta suposición es errónea. La luz crepuscular astronómica en el ecuador es más corta que en cualquier otro punto del globo, pero, aun así, para alcanzar un punto situado 18° por debajo del horizonte, el sol, a 15° por hora, necesita una hora y 12 minutos. La luz crepuscular civil, que comprende el período necesario para que el sol alcance un punto situado 6° por debajo del horizonte, dura un tercio de este tiempo, es decir, 24 minutos. Observaciones muy precisas, realizadas por diversos científicos, han confirmado estos hechos. S. I. Bailey, en un artículo titulado "La duración de la luz crepuscular en los trópicos" (*Harper's Weekly*, 5 de abril de 1902), escribe:

> Arequipa, Perú, está situada en los trópicos y tiene una altura de 2440 m y en ella el aire es especialmente puro y seco. Por lo tanto, las condiciones parecen ser excepcionalmente favorables para que la luz crepuscular sea muy corta. Una estación astronómica de la Universidad de Harvard allí situada, realizó el domingo 25 de junio de 1899 las observaciones siguientes: el sol se puso a las 5,30 de la tarde, hora local media. A las 6,00 de la tarde, 30 minutos después de la puesta del sol, podía leer letra de imprenta ordinaria con toda facilidad. A las 6,30, podía ver la hora en un reloj de pulsera ordinario. A las 6,40, 70 minutos después de la puesta del sol, la iluminación procedente del horizonte occidental, era suficiente para proyectar la sombra de un objeto opaco sobre una pantalla blanca. A las 6,50 de la tarde, una hora y veinte minutos después de la puesta del sol, la sombra había desaparecido.

En las latitudes altas, la luz crepuscular tiene una duración mucho mayor, debido a que la trayectoria del sol en el cielo está poco inclinada respecto al horizonte. En las regiones septentrionales, el período de luz crepuscular, comparado con la duración total de la noche, se ve considerablemente incrementado en junio y julio; en las regiones meridionales, en diciembre y enero. Por encima de una cierta latitud crítica, que a lo largo del año varía entre 48° y 90°, las duraciones conjuntas de la luz crepuscular, antes de la salida y después

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

de la puesta del sol, igualan o exceden el tiempo que el sol permanece bajo el horizonte, y la luz crepuscular dura toda la noche. Dicho de otra forma, el recorrido del sol en el cielo nunca alcanza un punto que esté por debajo de los 18° bajo el horizonte. Pueden examinarse varias latitudes en el diagrama de luz crepuscular (fig. 4.17) para comparar su distinta duración a lo largo del año.

La duración de la luz crepuscular en los polos es fácil de calcular. Dado que la trayectoria del sol en el cielo es una espiral horizontal de paso muy pequeño, la luz crepuscular persistirá mientras la declinación solar esté comprendida entre 0 y 18°. Esto significa que en el polo norte la luz crepuscular astronómica dura desde el 23 de septiembre al 14 de noviembre y desde 29 de enero al 21 de marzo, siendo ambos períodos de siete semanas.

Cuestionario de repaso

1. ¿Por qué son importantes las relaciones tierra-sol en el estudio de la geografía?

2. ¿Qué se entiende por rotación de la tierra? ¿Qué es el período de rotación con respecto al sol? ¿Es más corto o más largo que el período de rotación con respecto a las estrellas?

3. ¿Cuál es el sentido de rotación de la tierra? ¿Tiene la rotación de la tierra algún efecto observable sobre los objetos situados en o cerca de su superficie, aparte de los efectos astronómicos? ¿Está disminuyendo la velocidad de rotación de la tierra?

4. Describir y explicar el experimento de Foucault. ¿Qué prueba? ¿Podría determinarse la latitud por medio de un péndulo de Foucault? ¿Cómo?

5. ¿Qué se entiende por traslación de la tierra? ¿Cómo se fija la duración y el principio de un año? ¿Cuál de los dos métodos explicados se utiliza en nuestro sistema de calendario? ¿Cuánto dura este tipo de año? ¿Cómo debe corregirse periódicamente para que se ajuste al calendario?

6. ¿Cuál es el sentido de traslación de la tierra? Compárese con los sentidos de rotación y traslación de la luna y de los demás componentes del sistema solar.

7. ¿Qué forma tiene la órbita de la tierra? ¿Qué es el perihelio? ¿Y el afelio? ¿En qué fechas se producen? ¿Qué distancias separan a la tierra y el sol en el perihelio y en el afelio? ¿Qué efecto produce esto sobre las estaciones?

8. Describir la inclinación del eje de la tierra con respecto al plano de su órbita. ¿Cuál es el ángulo de inclinación? ¿Es este ángulo constante?

9. Describir las posiciones de la tierra con respecto al sol en los dos equinoccios y en los dos solsticios, citando las fechas correspondientes de forma ordenada.

10. ¿Qué es el círculo de iluminación? ¿Dónde está situado en los equinoccios? ¿Y en el solsticio de diciembre? ¿Y en el solsticio de junio?

11. Describir las condiciones de iluminación del globo, de la duración del día y de la noche y del recorrido del sol en el cielo en el solsticio de junio. Explicar detalladamente estas condiciones para el ecuador, los trópicos de Cáncer y Capricornio, los círculos polar ártico y antártico y los polos.

12. ¿Qué regla o fórmula puede utilizarse para determinar la altura del sol a mediodía en cualquier fecha del año y para cualquier latitud?

13. Describir las condiciones de iluminación del globo, de la duración del día y de la noche y del recorrido del sol en el cielo en los equinoccios. Explicar detalladamente estas condiciones para el ecuador, los trópicos de Cáncer y Capricornio, los círculos polares ártico y antártico y los polos.

14. Describir la trayectoria del sol en el cielo a lo largo del año en el polo norte. ¿Qué diferencia existe con el polo sur?

15. Describir la trayectoria del sol en el cielo en el círculo polar ártico en los equinoccios y en cada uno de los solsticios.

16. ¿Con qué rapidez cambia la declinación del sol entre un solsticio y el equinoccio siguiente? Dar cifras aproximadas.

17. Describir de una manera general cómo varía la orientación de la salida y de la puesta del sol con la estación del año y con la latitud.

18. ¿Cómo pueden determinarse aproximadamente las horas de salida y puesta del sol para diversas latitudes y fechas utilizando sólo un globo y una cinta de goma?

19. ¿Qué es la luz crepuscular? ¿Cuál es su causa? ¿Qué factores determinan su duración? ¿Cuál es la diferencia entre luz crepuscular civil y astronómica? ¿Cuánto dura la luz crepuscular astronómica en los polos? ¿Y en el ecuador?

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Ejercicios

1. Trazar elipses de diversos tamaños y excentricidades, utilizando una hoja de papel, dos chinchetas, un cordel y un lápiz (las instrucciones se encuentran en la pág. 66, fig. 44 del texto). En una de estas elipses, indicar los siguientes elementos: foco, eje mayor, eje menor, radio vector. ¿Permanece constante la suma de los radios vectores para cualquier punto de la elipse? ¿Cómo lo sabemos?

2. Dibujar una elipse que represente la órbita de la tierra alrededor del sol. Señalar los siguientes elementos: tierra, sol, perihelio y afelio, con sus fechas y distancias. Indicar, mediante flechas, los sentidos de rotación y traslación de la tierra. Hallar los puntos de la órbita que correspondan a los equinoccios y a los solsticios, asignándoles su nombre correspondiente.

3. Colocar en círculo sobre la mesa del laboratorio, cuatro globos de pequeño tamaño que representen los equinoccios y los solsticios. Trazar sobre la mesa la órbita de la tierra con un trozo de tiza y escribir el nombre y la fecha de cada equinoccio y de cada solsticio al lado del globo correspondiente. Indicar con una flecha el sentido de traslación de la tierra. Los ejes de los cuatro globos deben ser paralelos.

4. ¿A qué paralelo o polo puede aplicarse cada una de las frases siguientes? *a*) El día y la noche tienen siempre la misma duración (tres respuestas posibles). *b*) La altura del sol a mediodía es de 90° el 21 de junio. *c*) La altura del sol a mediodía es de 50° el 23 de septiembre (dos respuestas posibles). *d*) En la medianoche del 22 de diciembre, el sol se encuentra sobre el horizonte en un punto situado exactamente al sur. *e*) La trayectoria del sol en el cielo en todas las épocas del año está contenida en un plano perpendicular al plano del horizonte. *f*) En el mediodía del 22 de diciembre, el sol se encuentra sobre el horizonte en un punto situado exactamente al sur. *g*) La trayectoria del sol en el cielo, en cualquier época del año, está contenida en un plano que forma un ángulo de 45° con el plano del horizonte. *h*) El 21 de marzo, la altura del sol a mediodía es de $66\frac{1}{2}°$ (dos respuestas posibles). *i*) La sombra que proyecta un poste clavado verticalmente en el suelo gira en el sentido de las agujas del reloj a razón de 15° por hora y tiene siempre la misma longitud. *j*) La sombra que proyecta una pared vertical de borde superior liso y construida en sentido Este-Oeste, conserva la misma anchura desde media mañana hasta media tarde, coincidiendo dicha anchura con la altura de la pared. *k*) La sombra proyectada por un poste vertical apunta directamente al Este durante la mañana y directamente al Oeste por la tarde. *l*) El círculo de iluminación divide al paralelo en dos semicírculos iguales el 9 de agosto.

5. Con la ayuda de los datos siguientes, encontrar la latitud del lugar

	Altura del sol a mediodía	Latitud en que los rayos del sol inciden perpendicularmente sobre la tierra a mediodía	Fecha	Latitud del lugar
(a)	11°	Desconocida	23 Sept.	_____
(b)	44½°	12° N	Desconocida	_____
(c)	90°	Desconocida	21 Marzo	_____
(d)	90°	Desconocida	21 Junio	_____
(e)	0°	20° S	Desconocida	_____
(f)	8½°	Desconocida	22 Diciembre	_____
(g)	81°	9° S	Desconocida	_____

6. *a*) Imaginar que el eje de la tierra forma un ángulo de 45° con respecto al plano de la eclíptica. Trazar un diagrama similar a las figuras 4.9 *A* y 4.9 *E* para mostrar el recorrido del sol en el cielo, en los equinoccios y los solsticios. *b*) Imaginar que el eje de la tierra forma un ángulo de 90° con el plano de la eclíptica. Trazar un diagrama similar a las figuras 4.9 *A* y 4.9 *E* para mostrar el recorrido del sol en el cielo en los equinoccios y solsticios.

7. Mediante un globo de pequeño tamaño y una cinta elástica, determinar, siguiendo las instrucciones dadas en la página 81, la hora de salida y puesta del sol y la duración del día para los distintos paralelos, con intervalos de 10° de latitud, desde 0° a 60° N. Determinarlas, en primer lugar, para el solsticio de invierno y luego para el solsticio de verano. Con los resultados, formar una tabla, de la manera siguiente:

Latitud	Salida del sol	Puesta del sol	Duración del día
0°	6,00 mañana	6,00 tarde	12 horas
10°	etc.		
20°			

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

TRABAJOS PRÁCTICOS

1. Construir un modelo tridimensional que represente la tierra, el plano de la eclíptica y la inclinación del eje terrestre en los equinoccios y solsticios. Este modelo puede construirse mediante un globo de 20 cm y láminas de cartón. Haciendo girar el globo sobre su eje y moviendo la lámina vertical para mostrar los ángulos pueden reproducirse las condiciones imperantes en los equinoccios y en los solsticios.

2. Construir un modelo que represente el recorrido del sol en el cielo en los equinoccios y solsticios para cualquier latitud determinada. Se sugiere el procedimiento siguiente: utilizar un disco circular como plano del horizonte y tres alambres circulares para representar los recorridos del sol en el cielo en los equinoccios y solsticios. Los alambres deberán montarse de manera tal que puedan ajustarse a cualquier latitud. En estas condiciones será posible reproducir las situaciones que aparecen en la figura 4.9 y determinar la orientación de la salida y de la puesta del sol, así como la altura del sol a mediodía.

3. Construir un aparato para medir la altura del sol a mediodía. Puede hacerse con láminas de cartón y un transportador e instalarse en el marco de cualquier ventana del aula que dé al Sur. Debe orientarse correctamente con respecto al Norte geográfico. Hacer un registro diario o semanal de la altura cuando la sombra apunte directamente al Norte o al mediodía solar aparente, previamente calculado. Comprobar la corrección de la lectura realizada en un equinoccio o en un solsticio, o en cualquier otra fecha, buscando la declinación solar en el analema (fig. 5.7).

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Capítulo 5
La hora

En estos días en que las comunicaciones son instantáneas y se viaja a gran velocidad, el conocimiento y la comprensión de las cuestiones relacionadas con el tiempo y su medida son absolutamente indispensables. Antes de la aparición del telégrafo, los problemas derivados de las diferencias de tiempo carecían de importancia para gentes que vivían la mayor parte de sus existencias sin salir de su comunidad. El viajero sólo debía tomarse la molestia de ajustar la hora de su reloj a la hora oficial de la localidad donde se encontrara. Para ir de un punto a otro era necesario mucho tiempo, de forma que las diferencias entre la hora de dos lugares distintos carecían de importancia. Cuando el telégrafo hizo posible la transmisión de mensajes instantáneos, las diferentes horas locales resultantes de las distintas longitudes geográficas se hicieron evidentes. El desarrollo de medios de transporte rápidos hizo indispensable la corrección de los horarios, teniendo en cuenta la ganancia o la pérdida de tiempo derivada de los viajes a través de los meridianos. En la actualidad, los vuelos en dirección Este-Oeste en las latitudes medias pueden llevar una velocidad tal que se mantengan a la par con el sol. Por ejemplo, un avión que despegue de Nueva York a las 12,00 del mediodía, hora oficial oriental, viajando a una velocidad aproximada de 1200 km/h, puede aterrizar en San Francisco a las 12,00 del mediodía, hora oficial del Pacífico.

La longitud geográfica y la hora

Para evitar confusiones y para simplificar en la medida de lo posible el estudio de las relaciones horarias, se hace necesario considerar la tierra fija y el sol efectuando una revolución completa alrededor de ella cada 24 horas. Esta hipótesis resulta perfectamente válida, dado que el movimiento de la tierra con respecto al sol es completamente relativo. Imaginemos un meridiano que se deslice sobre el globo en dirección Oeste con una velo-

La hora en el globo y la longitud. (**Olney's School Atlas**, 1884.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

cidad tal que le mantenga siempre situado en la posición donde los rayos del sol inciden sobre la superficie terrestre según un ángulo máximo. Este meridiano recibe el nombre de *meridiano de mediodía* (fig. 5.1). En posición diametralmente opuesta a este meridiano, al otro lado del globo, se encuentra el *meridiano de medianoche*. Este último también se mueve en dirección Oeste y se mantiene constantemente separado por 180° de longitud del meridiano del mediodía. El meridiano de mediodía separa la mañana y la tarde de un mismo día natural, mientras que el meridiano de medianoche es la línea divisoria entre un día natural y el siguiente.

Dado que el meridiano de mediodía barre 360° de longitud cada 24 horas, deberá recorrer 15° de longitud por hora, es decir, 1° de longitud cada cuatro minutos. Resulta, por lo tanto, natural decir que una hora equivale a 15° de longitud. Esta equivalencia constituye la base de todos los cálculos relativos a la medida del tiempo en el globo. Por ejemplo, si el meridiano de mediodía alcanza un lugar del globo 4 horas después de abandonar otro, estos dos puntos están separados por 60° de longitud.

Generalizando el concepto de meridiano horario, añadiremos a los meridianos de mediodía y medianoche 22 círculos horarios, cada uno un semicírculo máximo, separado 15° de longitud de los contiguos. Los círculos horarios se encuentran espaciados equidistantemente entre los meridianos de mediodía y de medianoche (fig. 5.1). De esta forma, cada círculo horario representará una hora determinada del día y podrá ser distinguido con un número horario específico que conservará permanentemente. Los círculos horarios, junto con los meridianos de mediodía y medianoche, pueden imaginarse como una jaula esférica que encierre el globo y esté sujeto únicamente en los polos. Para las cuestiones relacionadas con la medida del tiempo a escala global, es muy útil también trazar los meridianos geográficos cada 15°. De este modo, si el meridiano de mediodía de la red horaria coincide con el meridiano de Greenwich, los restantes círculos horarios coincidirán con los meridianos geográficos del globo.

La figura 5.2 muestra un modelo de trabajo para cálculos horarios a escala global. Si se dispone de un globo de pequeño tamaño, puede colocarse una cinta de papel sobre el ecuador y marcar sobre ella mediante una línea de trazos las posiciones de los meridianos horarios. Si no se dispone de un globo, pueden confeccionarse dos discos de cartón de distinto radio y sujetarlos por sus centros, de forma que uno pueda girar mientras el otro permanece fijo. En el disco interno se trazarán radios con 15° de separación para representar los meridianos del globo vistos desde un punto sobre el polo norte. Sobre el disco exterior se

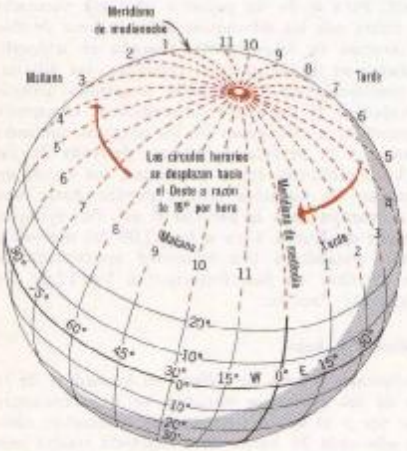


Figura 5.1. Las horas pueden imaginarse como meridianos separados 15° y que se desplazan en sentido Oeste en torno al globo.

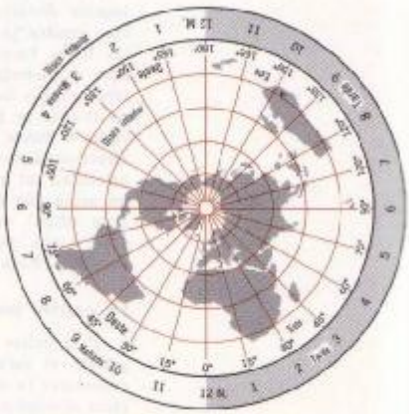


Figura 5.2. Este modelo ayuda a comprender las cuestiones relacionadas con el tiempo a escala mundial.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

trazarán radios similares pero se numerarán en horas para que representen la red horaria. Para dar al conjunto una mayor representatividad, el disco interior puede consistir en un mapa hemisférico del mundo.

Hay personas para las que no está claro si la hora de aquellos lugares situados al este (o al oeste) de ellos presenta adelanto o retraso con respecto a su reloj. Esto es muy corriente cuando se trata de calcular la hora en que un programa de radio o televisión será emitido en distintos países, o cuando hay que adelantar o retrasar el reloj una hora al viajar de una zona horaria de referencia a otra. Para evitar estas confusiones, imaginemos los meridianos horarios girando en sentido Oeste alrededor del globo. Consideremos, por ejemplo, que estamos en la ciudad de Nueva York y que son las 12,00 del mediodía. El meridiano horario que se encuentra en Nueva York pasó por Greenwich (Inglaterra) cinco horas antes. Por consiguiente, en Inglaterra han transcurrido cinco horas desde el mediodía y en este país son las 5,00 de la tarde. De este ejemplo deducimos la siguiente regla general: *aquellos lugares que se encuentran al Este de nuestra posición poseen una hora adelantada con respecto a la nuestra.* Consideremos de nuevo que el meridiano horario se encuentra en la ciudad de Nueva York. El meridiano horario invertirá tres horas en viajar hacia el Oeste hasta alcanzar San Francisco. Por lo tanto, en esta ciudad serán las 9,00 de la mañana. Tenemos así la regla inversa de la enunciada anteriormente: *los lugares que se encuentran al Oeste de nuestra posición, poseen una hora atrasada con respecto a la nuestra.* Ambas reglas se encuentran sujetas a modificaciones cuando la Línea Internacional de Fecha se encuentra entre los lugares considerados.

Hora local

Un medio para establecer un sistema horario en una comunidad pequeña consiste en considerar el meridiano de longitud que pasa por algún punto céntrico de la ciudad, como por ejemplo, el Palacio de Justicia o la Catedral. Todos los relojes de la comunidad se ajustan para que marquen las 12,00 del mediodía cuando el sol está directamente sobre este meridiano, es decir, cuando la sombra proyectada por un poste vertical apunta directamente al Norte. Tal como se explicará posteriormente, el sol es un reloj caprichoso y sería necesario considerar el valor medio de la posición del sol a mediodía, aunque no nos ocuparemos de ello por el momento. El sistema horario así construido se denomina *hora local* y puede ser definido como la hora solar media basada en el meridiano local. Todos los lugares situados sobre el mismo meridiano, independientemente de la distancia que los separe, tienen la misma hora local, mientras que los puntos situados sobre meridianos distintos tienen distintas horas locales, que difieren 4' por cada grado de longitud entre aquéllos.

Hora oficial

Resulta evidente que en los tiempos modernos no es aconsejable emplear sistemas horarios locales en cada comunidad de un país densamente poblado. Los ferrocarriles introdujeron en Norteamérica, hacia 1870, un sistema horario oficial que cubría considerablemente franjas de territorio, pero este sistema fue desarrollado por las distintas compañías ferroviarias según su propia conveniencia. Por consiguiente, si por una ciudad pasaban varias líneas de ferrocarril, los habitantes debían tener en cuenta varios sistemas horarios distintos, además de su propia hora local. Se dice que antes de 1883 existían cinco sistemas horarios distintos en una sola ciudad y que los ferrocarriles estadounidenses utilizaban en conjunto 53 sistemas horarios distintos.

La solución evidente a tales problemas es la *hora oficial*, basada en un *meridiano de referencia*, cuya hora local se asigna arbitrariamente a amplias franjas de territorio situadas a ambos lados del mismo. Por consiguiente, todos los relojes dentro de esta franja se sincronizan. Resulta evidente que, si los meridianos de referencia se encuentran separados por 15° de longitud, las zonas contiguas tendrán horas oficiales que diferirán exactamente en una hora. Si además estos meridianos tienen longitudes que sean múltiplos de 15, por ejemplo, 60°, 75°, 90° ó 105°, cada zona horaria oficial diferirá de la hora oficial de Greenwich, Inglaterra, en un número entero de horas. Este es el sistema horario oficial utilizado en la mayor parte del globo.

La hora oficial en los Estados Unidos

El sistema actual de hora oficial en los Estados Unidos empezó a regir el 18 de noviembre de 1883, pero el Congreso no aprobó la legislación de la Comisión Internacional de Comercio hasta el 19 de marzo de 1918. Esta legislación fijaba los límites de las zonas horarias. Estos límites y los meridianos de referencia aparecen en la figura 5.3. Las cuatro zonas horarias y los correspondientes meridianos en los Estados Unidos son:

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

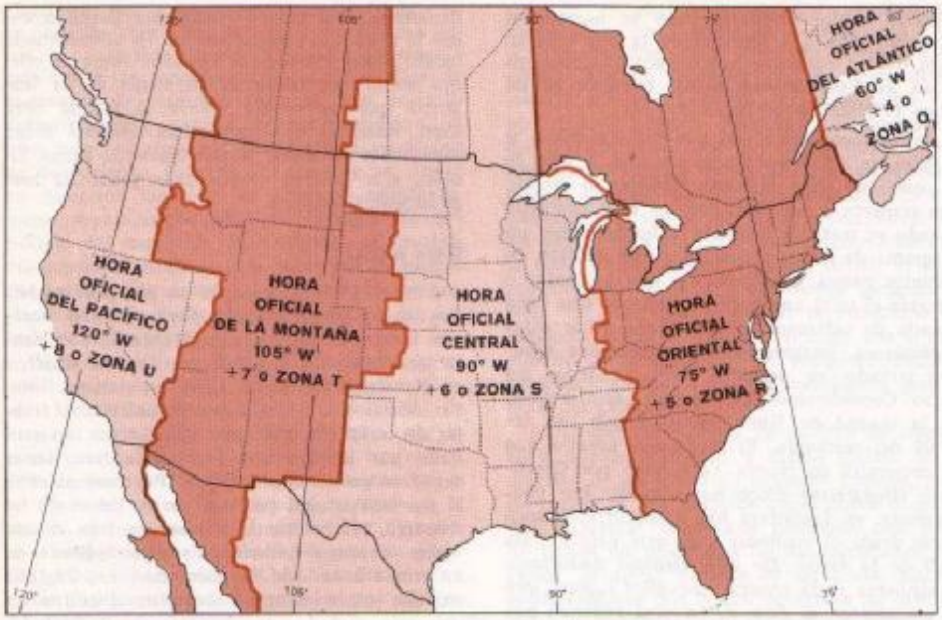


Figura 5.3. Mapa que muestra las zonas horarias de los Estados Unidos y sur del Canadá. (Basado en datos del Interstate Commerce Commission and Department of Transportation.)

Hora oficial oriental	meridiano 75
Hora oficial central	meridiano 90
Hora oficial de la Montaña	meridiano 105
Hora oficial del Pacífico	meridiano 120
Hora oficial de Alaska	meridiano 150
Hora oficial de Hawaii	meridiano 150

Si se hubiera llevado a cabo con toda precisión, este sistema hubiera dividido al país en cuatro franjas de $7\frac{1}{2}°$ a ambos lados de cada meridiano de referencia, pero basta una simple ojeada al mapa para comprobar que los límites de las zonas horarias tienen un trazado irregular. Allí donde el límite de la zona horaria podía hacerse coincidir con alguna línea ya existente y ampliamente utilizada, se aprovechó esta última. Asimismo se han utilizado límites geográficos naturales. Por ejemplo, el límite que separa la zona horaria oriental y la zona horaria central sigue el centro del lago Michigan y la línea que separa la zona horaria del Pacífico de la zona horaria de la Montaña sigue una cadena montañosa que también se utiliza como frontera entre los estados de Idaho y Montana. Las líneas de separación de zonas horarias siguen frecuentemente fronteras entre estados y condados. Por ejemplo, antes de 1941, la línea de separación entre las zonas horarias central y oriental atravesaba Georgia de Norte a Sur, pero, debido a numerosas peticiones procedentes de dicho estado, la I.C.C. desplazó la línea de separación en dirección Oeste, hasta la frontera entre Alabama y Georgia, quedando este estado incluido por completo en la zona horaria oriental.

Las franjas horarias no presentan simetría respecto a los meridianos de referencia, tal como se observa en el mapa. Un ejemplo exagerado lo encontramos en Texas Occidental, donde la línea de separación entre su zona central y la de Montaña, sigue la frontera oriental de Texas y llega a cruzar hacia el Oeste el meridiano de referencia (105° W). Aunque estas desviaciones puedan dar la sensación de gran irregularidad, no causan ningún problema una vez que las líneas de separación han sido establecidas. La ventaja que se persigue con estas desviaciones de los límites es asignar la misma hora oficial a estados completos. En algunos lugares, el factor determinante de la desviación fue un cruce de vías férreas o una terminal. Al trazar la línea por este punto, como por ejemplo Ogden o Salt Lake City, las divisiones este y oeste de la ciudad tuvieron una hora oficial única.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Hora de aprovechamiento de la luz diurna y hora oficial de guerra

Dado que muchas actividades humanas, especialmente en las ciudades y zonas industriales, empiezan bastante después de la salida del sol pero continúan bastante después de su puesta, parece conveniente adelantar las horas de luz solar, de manera que puedan aprovecharse más ventajosamente. Se haría un ahorro considerable de electricidad si el período matinal de luz diurna malgastado mientras la gente está todavía acostada y las oficinas y las fábricas cerradas, fuera pasado a la tarde, cuando la gran mayoría de las personas están despiertas y trabajan. El sistema horario que se ha adoptado con este fin se conoce como "hora de aprovechamiento de la luz diurna" y se consigue adelantando todos los horarios una hora. Así, cuando el sol se encuentra sobre el meridiano de referencia (mediodía), todos los relojes de la zona marcan la 1,00 de la tarde. La salida y la puesta del sol en los equinoccios y en el ecuador, en vez de tener lugar a las 6,00 de la mañana y a las 6,00 de la tarde, tienen lugar a las 7,00 de la mañana y a las 7,00 de la tarde, respectivamente.

Tomando como referencia la red horaria oficial, podemos decir que la hora de aprovechamiento de luz diurna se basa en el meridiano de referencia que se encuentra 15° al este del meridiano de referencia que determina la hora oficial en la zona considerada. Por ejemplo, la hora de aprovechamiento de la luz diurna oriental coincide con la hora oficial del meridiano 60° de long. W; la central coincide con la hora oficial oriental, ambas basadas en el meridiano de 75° long. W.

La hora de aprovechamiento de luz diurna fue adoptada en los Estados Unidos durante la Primera Guerra Mundial, y una ley del Congreso la implantó desde el último domingo de abril hasta el último domingo de septiembre de 1918. Después de la guerra se siguió utilizando en ciertos puntos de la Unión allí donde la autorizó la legislación local. Durante la Segunda Guerra Mundial, se tomó una medida similar desde febrero de 1942 hasta octubre de 1945 y se conoció con el nombre de hora oficial de guerra. Durante este mismo período, Inglaterra adelantó sus relojes dos horas con respecto a la hora oficial de Greenwich. Esto se hizo necesario debido a la gran duración de los días estivales ingleses, consecuencia de su situación bastante septentrional. Muchos países europeos utilizan normalmente la hora de aprovechamiento de la luz diurna, que se conoce con el nombre de *hora oficial de verano* durante unos meses del mismo. Ciertas naciones adelantan su horario oficial una hora durante todo el año, como por ejemplo, España, Francia, los Países Bajos, Bélgica y la U.R.S.S.

En abril de 1966, el Congreso de los Estados Unidos aprobó el *Decreto del Tiempo Uniforme*, por el que se reglamentaba en cada estado el período de aprovechamiento de la luz diurna, a menos que la legislatura de aquel estado hubiera votado por no poseer un tiempo oficial. En este caso debería aplicarse un mismo tiempo de referencia en todo el estado. La luz diurna entra en efecto a las 2,00 de la madrugada del último domingo de abril hasta las 2,00 de la madrugada del último domingo de octubre. El Decreto del Tiempo Uniforme pertenece a la jurisdicción del Departamento de Transportes, que también tiene autoridad en ajustar los límites entre zonas de diferente régimen horario.

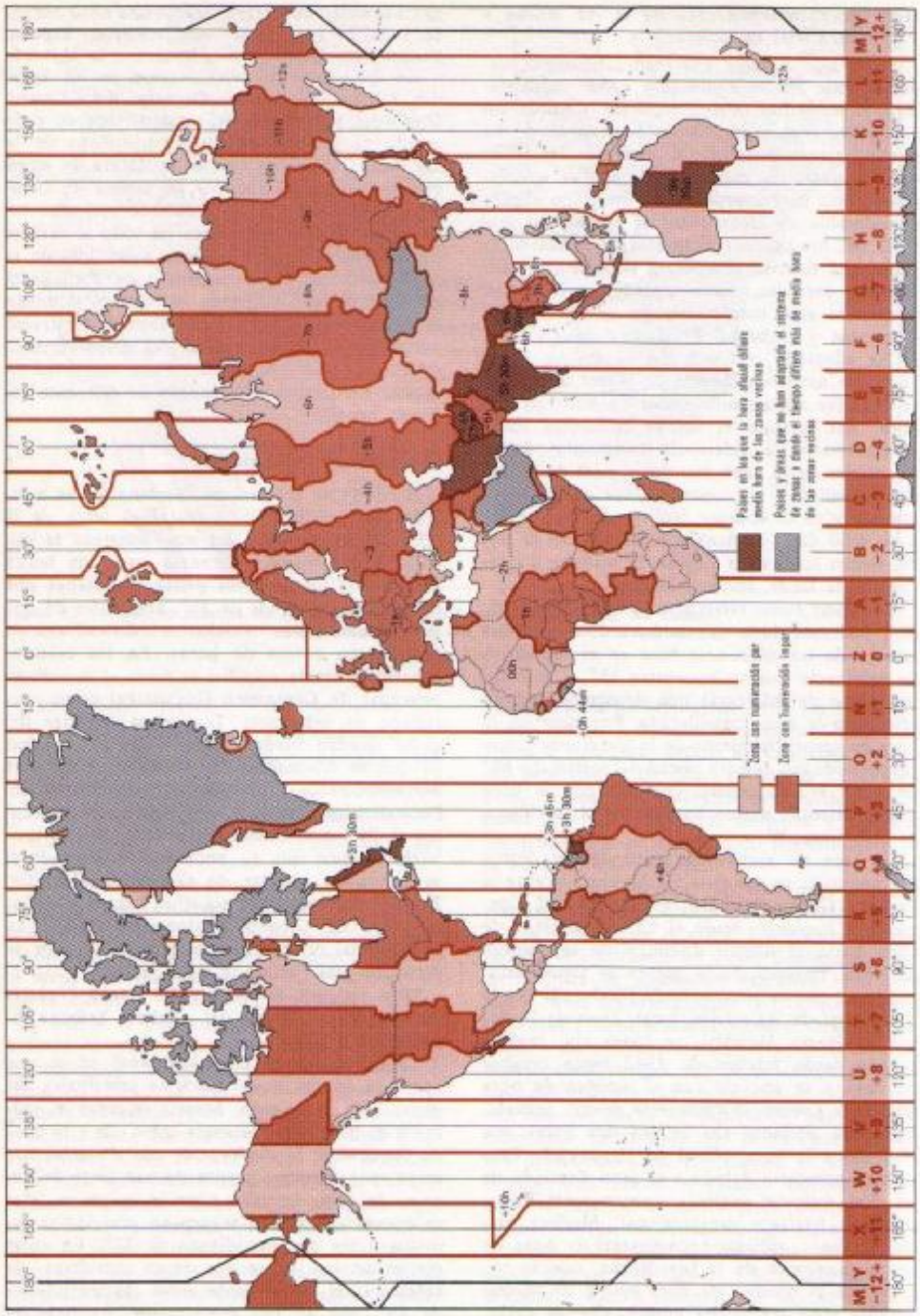
Zonas horarias mundiales

En 1884 se celebró en Washington un congreso internacional para tratar el tema de la hora oficial mundial. En este congreso se decidió tomar como referencia para las horas oficiales de los distintos países meridianos que difieran en múltiplos de 15°, con el fin de que las distintas horas oficiales se diferenciaran en un número entero de horas. En los cálculos horarios a escala mundial se toma el meridiano principal de Greenwich (Inglaterra) como meridiano de referencia. Las zonas horarias del globo quedan fijadas por el número de horas en que se diferencian el meridiano de la zona correspondiente y el meridiano de Greenwich. Para distinguir si una zona horaria se encuentra al Este o al Oeste del meridiano de Greenwich, se dice que su hora está *adelantada* si se encuentra al este de Greenwich (longitud Este) y *atrasada* para aquellos puntos situados al oeste de Greenwich (longitud Oeste). La hora oficial oriental de los Estados Unidos se dice que está "atrasada cinco horas".

Otro sistema de asignar las zonas horarias mundiales usa letras del alfabeto (véanse figuras 5.3 y 5.4).

La figura 5.4 es un mapamundi en el que aparecen las 24 zonas horarias principales del globo. En cada zona horaria aparece el número de horas de diferencia entre ella y la hora de Greenwich. Si observamos con atención este mapa, nos daremos cuenta de una serie de hechos de gran interés. Algunos países o islas se encuentran más o menos en posición intermedia entre dos meridianos de 15°. En estas circunstancias, se escoge como meridiano de referencia el equidistante entre los meridianos de 15°, que es, por consiguiente, múltiplo de

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



94 | El globo terráqueo

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

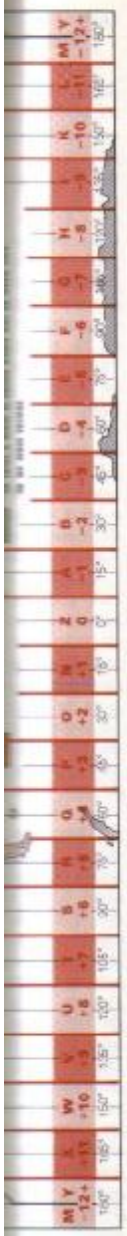


Figura 5.4. Mapa que muestra las zonas horarias del mundo. (Según el U.S. Navy Oceanographic Office, núm. 5192.)

7 1/2°. La hora oficial del país correspondiente estará adelantada o atrasada en un múltiplo de media hora. Persia (3 1/2 horas de adelanto) y la Guayana Holandesa (3 1/2 horas de retraso) son ejemplos claros de estas condiciones. La India, a pesar de ser un país muy extenso, tiene su hora oficial adelantada en 5 1/2 horas. El país que tiene la mayor extensión de Este a Oeste es la Unión Soviética, con 11 zonas horarias, pero todas ellas adelantadas en una hora con respecto a los meridianos de referencia de cada zona, con el fin de conseguir un aprovechamiento continuo de la luz diurna. El Canadá tiene seis zonas horarias. Obsérvese que Terranova y Labrador tiene su hora oficial adelantada 3 1/2 horas.

Aunque en la actualidad casi todos los países tienen horas oficiales que difieren de la hora oficial de Greenwich en múltiplos de una hora o de media hora, no hace mucho tiempo numerosos países fijaban todavía sus horas oficiales tomando como referencia meridianos que pasaban por sus respectivas capitales o por determinados observatorios locales. Por ejemplo, en 1905 toda Francia utilizaba la hora basada en el meridiano del Observatorio de París. Esto tenía como consecuencia una hora oficial adelantada en 0h 9m 20,9s. En 1905, la India utilizaba como meridiano horario de referencia el del Observatorio de Madrás, cuya hora está adelantada en 5h 20m 59,1s con respecto a la hora de Greenwich. En ese mismo año, Irlanda empleaba una hora oficial con un atraso de 0h 25m 21,1s, correspondiente al meridiano de Dublín.

En 1967, tan sólo un número reducido de pequeños países o de colonias seguían utilizando meridianos locales para su hora oficial. Entre ellos podemos citar a Liberia (atrasada 0h 44 1/2m), Guayana Británica (atrasada 3h 45m), la isla Chatham (adelantada 12h 45m), La Arabia Saudita y Mongolia. En el *Almanaque Aeronáutico* se encontrará una lista actualizada de las horas oficiales del mundo.

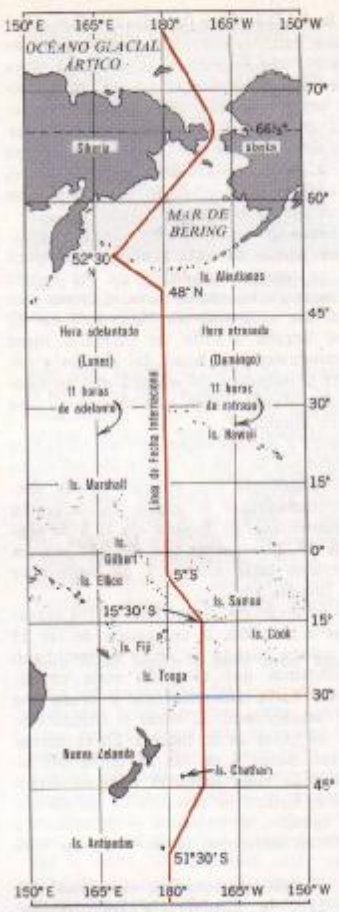


Figura 5.5. La Línea de Fecha Internacional.

La Línea de Fecha Internacional

Si tomamos un globo o un mapamundi en el que aparezcan los meridianos múltiplos de 15° y los numeramos en dirección Este, tomando como 0 el meridiano de Greenwich, veremos que al meridiano 180 le corresponde el número 12 y que la hora correspondiente a este meridiano lleva un adelanto de 12 con respecto al meridiano de Greenwich. Si procedemos de una manera similar en dirección Oeste a partir del meridiano de Greenwich, al meridiano 180 le volverá a corresponder el número 12, pero esta vez habrá un atraso de 12 horas. Ambos resultados son, evidentemente, correctos, y la explicación resulta clara al advertir que la diferencia horaria entre doce horas de adelanto y las doce horas de atraso es de 24 horas, es decir, un día completo. En el preciso instante en que el meridiano de mediodía coincide con el meridiano de Greenwich, el meridiano 180 coincide con el meridiano de medianoche. En este preciso instante, y sólo entonces, la misma fecha del calendario es válida para ambos lados del meridiano. En cualquier otro momento, la fecha del calendario del lado Oeste (asiático) del meridiano 180 lleva un día de adelan-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

to sobre la del lado Este (americano). Por ejemplo, si en el lado asiático del meridiano 180 es lunes, en el lado americano es domingo. Para evitar confusiones y obtener las fechas correctas, debe recordarse que, si se cuentan las horas a partir del meridiano de Greenwich en dirección Este pasando por Asia, el meridiano 180 tiene 12 horas de adelanto y, por lo tanto, el lado asiático del meridiano debe llevar un día de adelanto sobre el otro lado.

En la época de los lentísimos viajes transpacíficos con barcos de vela y vapores de poca potencia, se omitía meramente un día entero del calendario en los viajes hacia el Oeste y se repetía un día entero si era hacia el Este. El cambio se llevaba a cabo en cualquier lugar y hora conveniente en mitad del océano y generalmente se planeaba de manera que no existieran ni dos domingos en una semana ni una semana sin domingo.[1]

Fue debido a que no avanzaban un día entero el calendario por lo que la tripulación del único barco de Magallanes que alcanzó Sevilla después de circunnavegar el globo en dirección oeste, encontró que en España era el 8 de septiembre de 1522, mientras que por sus propios cálculos creían estar sólo a 7 de septiembre de aquel mismo año.

Cuando se atraviesa el Pacífico en los actuales aviones a reacción, la corrección de las 24 horas se realiza cuando se cruza el meridiano 180. Supongamos que el avión viaja en dirección este hacia Norteamérica y cruza ese meridiano (adelantando 12 horas el tiempo oficial) a las 16 horas de un martes. En el instante de cruzar, pasan a ser las 16 horas del lunes. Cuando se viaja desde el Este en dirección Oeste el tiempo se adelanta en un día entero. Por ejemplo, si se cruza el meridiano a las 9,30 de un miércoles, pasan a ser las 9,30 del jueves.

Debido a estas propiedades especiales del meridiano 180, la Conferencia Internacional sobre Meridianos, que tuvo lugar en Washington en 1884, acordó denominarlo *Línea de Fecha Internacional* (fig. 5.5). No deja de ser una suerte para la civilización moderna que, una vez aceptado universalmente el meridiano de Greenwich como meridiano internacional de referencia para la determinación de la longitud, la posición del meridiano 180 haya resultado casi ideal en pleno centro del mayor océano del mundo. Sin embargo, la Línea de Fecha Internacional presenta algunas desviaciones hacia el Este y hacia el Oeste, con el fin de asignar la misma fecha del calendario a ciertas áreas y grupos de islas (fig. 5.5). Una desviación hacia el Este, que pasa por el estrecho de Behring, permite incluir en el lado asiático el extremo oriental de Siberia, y una desviación hacia el Oeste incluye a las islas Aleutianas en el lado americano. Pocos grados al sur del ecuador, la Línea de Fecha Internacional se desplaza $7\frac{1}{2}°$ en sentido Oeste, para evitar que atraviese las islas Tonga, Fiji, Wallis y Ellice, asignando a éstas la misma fecha de calendario que tiene Nueva Zelanda.

[1] Willis E. Johnson, 1907, *Mathematical Geography*, American Book Co., Nueva York, págs. 96-103.

Duración de los días en el globo

Una de las facetas más curiosas de la medida del tiempo a nivel mundial es la forma en que los días del calendario aparecen y desaparecen sobre el globo. Si un día dura 24 horas en un lugar determinado de la tierra y la misma hora alcanza lugares que se encuentran más al Oeste en un instante posterior, resulta claro que una fecha de calendario subsiste más de 24 horas para la totalidad de la tierra. Para una mejor comprensión de esta idea podemos servirnos de la siguiente imagen.

Sosteniendo un globo de pequeño tamaño en nuestras manos, de forma que el Océano Pacífico quede en frente de nosotros, imaginemos que la Línea de Fecha Internacional es una pequeña ranura que se extiende de polo a polo a lo largo del meridiano 180 (para simplificar supondremos que la línea no presenta desviaciones). Imaginemos además que los días del calendario —lunes, martes, etc.— salen de la ranura y se extienden sobre el globo hacia el Oeste como una delgada película. El borde anterior de la película va de polo a polo y corresponde al meridiano de medianoche. La película que está saliendo de la ranura puede denominarse lunes y las áreas que cubre tienen fecha del calendario lunes. Moviéndose a razón de 15° de longitud por hora, el borde anterior de la película, es decir, el meridiano de medianoche, necesitará 12 horas para llegar al meridiano de Greenwich. En este preciso instante será medianoche en Inglaterra y lunes en todo el hemisferio oriental. El hemisferio occidental todavía tiene en sus calendarios la fecha domingo, que podemos imaginar retirándose ante el lunes. Doce horas más tarde, la película imaginaria que hemos denominado lunes se ha extendido sobre la totalidad del globo y el borde anterior ha alcanzado el meridiano 180. En este momento, el lunes envuelve todo el globo y es la única fecha del calendario que existe sobre la tierra.

Dado que ninguna fecha del calendario puede cruzar nunca la línea de fecha internacional, tendremos que imaginar el lunes desapareciendo

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

en la ranura de la que había empezado a salir 24 horas antes. A medida que va desapareciendo, el próximo día, es decir, el martes, empieza a salir de la ranura y a extenderse sobre el Pacífico hacia Asia, exactamente como había hecho el lunes. Ahora ya podemos responder a la siguiente pregunta: ¿cuál es el número total de horas en que la fecha lunes ha existido en los calendarios del globo? La respuesta es que el lunes ha existido 48 horas. La película que representaba dicho día ha necesitado 24 horas para cubrir el globo por completo y 24 horas más para desaparecer por la ranura. Así, el lunes ha estado presente sobre la superficie de la tierra un período de 48 horas, aunque en cada punto del globo en particular sólo haya durado 24 horas.

Hora solar y hora sidérea

Por desgracia, el sol es un mal marcador del tiempo; a veces se adelanta, a veces se atrasa, con un período de más de media hora de un extremo a otro. Las estrellas, en cambio, constituyen un reloj perfecto, pero no concuerdan con nuestro sistema convencional de días y de horas por el que se rigen los relojes y los calendarios. Nuestro sistema de medir el tiempo tiene en cuenta los errores del sol y está básicamente controlado por él, aunque las estrellas se utilizan para comprobar la exactitud de la hora solar corregida. El objetivo principal del estudio de la medida del tiempo basada en el sol, u *hora solar*, es conocer por qué y cómo ésta difiere de la hora basada en las estrellas, u *hora sidérea*, y cuáles son las causas de los adelantos y atrasos del sol en las diversas épocas del año.

El intervalo de tiempo necesario para que la tierra dé una vuelta completa, o lo que es lo mismo, para que una estrella determinada vuelva a ocupar exactamente la misma posición en la esfera celeste, es de 23ʰ 5ᵐ 4,09ˢ de tiempo solar medio y se denomina *día sidéreo*. El intervalo de tiempo comprendido entre dos pasos sucesivos del sol sobre un meridiano dado (es decir, de mediodía a mediodía), una vez extraída la media a lo largo de todo el año, resulta ser de 24 horas exactas y se conoce con el nombre de *día solar medio*. La razón por la que este valor es exactamente de 24 horas, sin que sobre o falte ningún minuto o segundo, es que la cifra de 24 horas por día se escogió con el fin de dividir el día solar medio en partes iguales.

El día solar es unos cuatro minutos más largo que el día sidéreo. La explicación aparece en la figura 5.6, donde se ha exagerado considerablemente el tamaño de la tierra. Suponga-

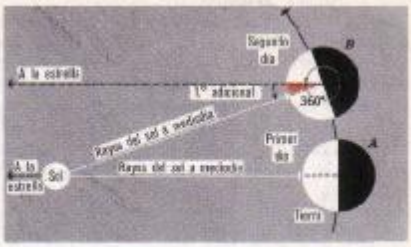


Figura 5.6. La tierra debe girar diariamente algo más de 360° para que el sol alcance la posición de mediodía sobre un meridiano determinado.

mos que, cuando la tierra se encuentra en *A*, el sol y una determinada estrella se encuentran exactamente sobre el mismo meridiano en el mismo instante. Un día después, cuando la tierra haya realizado una revolución completa, la estrella seguirá estando sobre el meridiano, pero, como la tierra se habrá desplazado un grado a lo largo de su órbita, se necesitará un giro adicional para que el sol vuelva a estar de nuevo sobre el mismo meridiano. Este grado, añadido a los 360° que tiene una revolución completa, explica los cuatro minutos de diferencia.

Hora solar media y hora solar aparente

La determinación del mediodía solar puede realizarse mediante un poste vertical, desde cuya base se traza una recta que apunte directamente al Norte geográfico. Cuando la sombra del poste coincide exactamente con la línea que apunta al Norte, es mediodía y el sol se encuentra directamente sobre el meridiano que pasa por el polo.[1] Si registramos día tras día la hora del mediodía solar mediante un reloj de precisión, nos daremos cuenta de que en ciertas épocas del año tiene lugar con unos pocos minutos de adelanto y en otras con unos pocos minutos de retraso, y que tan sólo en cuatro días del año el sol llega puntualmente a su cita con el meridiano.

La *hora solar aparente* es el sistema de horas y días basado estrictamente en el sol y que, por lo tanto, cambian a diario. La *hora solar media* es el sistema de días y horas calculados matemáticamente de forma que cada día y cada hora tengan su valor medio. El sol imaginario que corresponde a la hora solar media es llamado por los astrónomos el *sol medio*. Todos

[1] En el hemisferio ser, la sombra apuntaría directamente al Sur. El método que aquí se describe sería difícil de aplicar en las latitudes bajas, donde la altura del sol es grande y la sombra corta.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

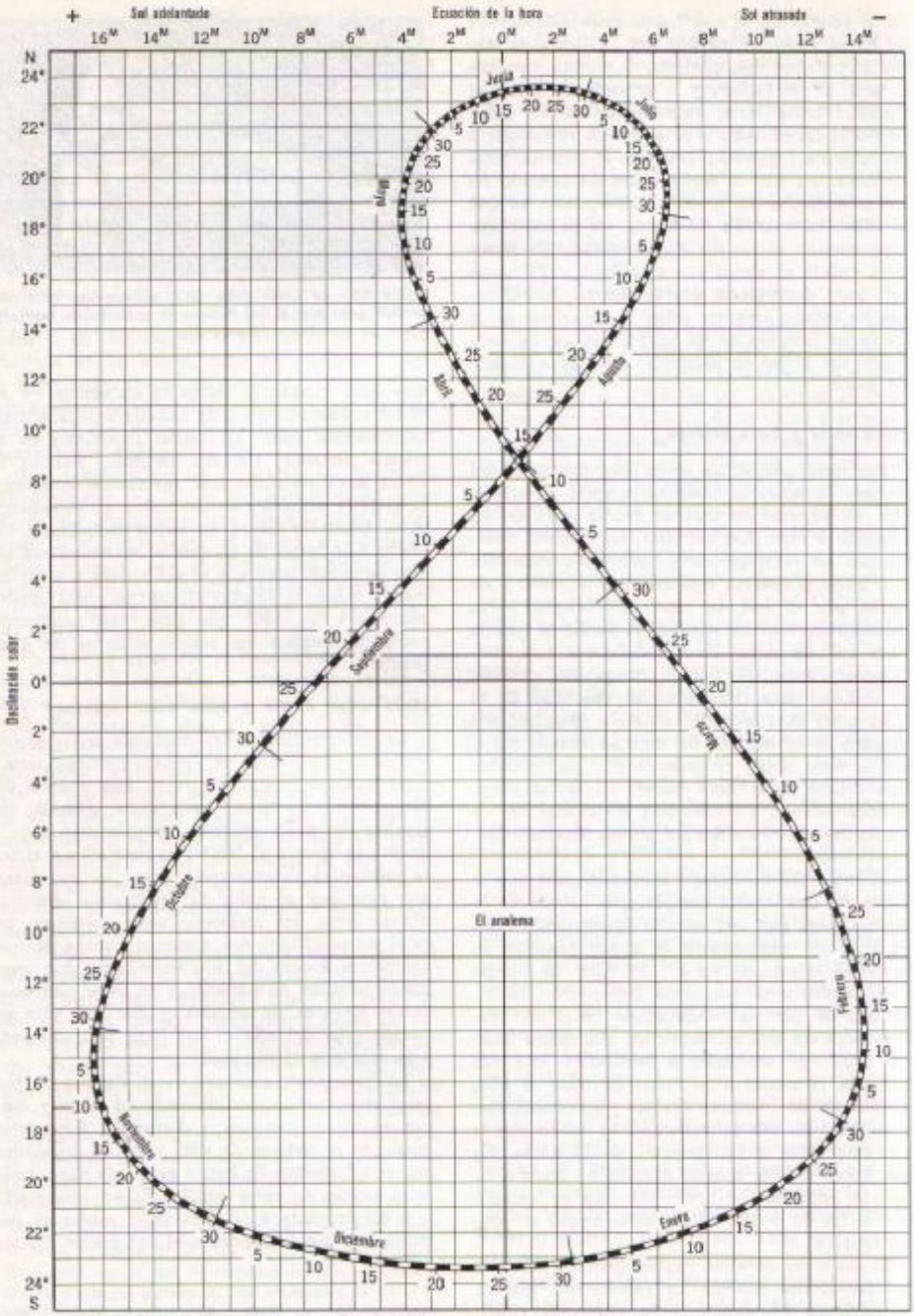


Figura 5.7. El analema es un gráfico que indica simultáneamente la declinación solar y la ecuación de la hora para cada día del año.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

los relojes de precisión se basan en la hora solar media. La diferencia entre la hora solar media y la hora solar aparente recibe el nombre de *ecuación de la hora*. Cuando el sol llega al meridiano antes de las 12,00 del mediodía se dice que está *adelantado* y se dice que la ecuación de la hora es *positiva*. Cuando el sol llega tarde sobre el meridiano, se dice que está *atrasado* y se dice que la ecuación de la hora es *negativa*. El sol está adelantado desde septiembre hasta diciembre y atrasado desde enero hasta marzo. Durante estos dos períodos, la ecuación de la hora alcanza un valor positivo de 16 minutos y un valor negativo de 14, respectivamente. En mayo, el sol vuelve a estar adelantado; en julio y agosto está de nuevo atrasado, pero en estos períodos la ecuación de la hora no excede del valor positivo de 4 minutos ni del negativo de 6 $^1/_2$, respectivamente.

El analema

Los valores de la ecuación de la hora se pueden determinar para cualquier día del año a partir de un gráfico conocido con el nombre de *analema* (fig. 5.7). Mediante el analema podemos obtener dos valores: 1) el de la ecuación de la hora y 2) el de la declinación solar. Los valores de la ecuación de la hora se encuentran a la derecha o a la izquierda de la vertical central, según el sol esté atrasado o adelantado. Los valores de la declinación solar se encuentran por encima o por debajo de la línea horizontal central y están comprendidos entre 23 $^1/_2$° S y 23 $^1/_2$° N. Por lo tanto, a cada día del año le corresponde un punto del analema, que registra simultáneamente la ecuación de la hora y la declinación solar. Uniendo todos estos puntos mediante una curva resulta un curioso gráfico en forma de ocho. A menudo se encuentra un tosco analema impreso sobre los globos, situado sobre el ecuador en el océano Pacífico.

El analema puede conseguirse de una manera natural, mediante el procedimiento siguiente: se practica un diminuto orificio en una persiana, en un cristal de ventana oscurecido o en una pared orientada al Sur. El rayo de sol que atraviesa este pequeño orificio produce en el suelo una mancha de luz. Si se marca la posición de esta mancha luminosa diariamente a mediodía, hora solar media, las distintas marcas formarán al cabo del año el analema.

Una explicación coherente del motivo por el cual el sol va más de prisa o más despacio en la extraña, aunque regular forma en que lo hace escapa a los propósitos de esta obra, pero podemos intentar una explicación parcial. La ecuación de la hora es determinada por dos hechos conjuntamente, y ambos tienden a variar el intervalo comprendido entre dos pasos sucesivos del sol sobre un mismo meridiano. Una influencia es la variación que experimenta la velocidad de la tierra en distintas partes de su órbita. El gran astrónomo Kepler descubrió las leyes fundamentales por las que se rige el movimiento de los planetas. La primera ley establece que las órbitas son elípticas; la segunda afirma que el radio vector que va del sol al planeta barre áreas iguales en tiempos iguales. Resulta evidente, al observar la figura 5.8, que si el radio vector tiene que cubrir la misma área por unidad de tiempo cuando la tierra se encuentra próxima a su perihelio (*A*), nuestro planeta debe incrementar su velocidad de traslación. Por otra parte, cuando la tierra se encuentra próxima a su afelio (*B*), el radio vector alcanza su máxima longitud y, si debe seguir barriendo la misma área por unidad de tiempo, la velocidad de traslación de la tierra debe disminuir. Cuando la tierra se mueve más de prisa, debe girar algo más de lo habitual para hacer coincidir el sol con el mismo meridiano en días sucesivos, y un poco menos cuando se mueve más despacio próxima a su afelio. Por consiguiente, el movimiento real del sol tiende a adelantar al movimiento medio en la parte más alejada de la órbita y a atrasarse respecto a éste en la parte más próxima.

El segundo hecho a considerar es de más difícil comprensión. Debido a la inclinación del eje de la tierra, el intervalo de tiempo que separa dos pasos sucesivos sobre un mismo meridiano cambia sistemáticamente de equinoccio a solsticio y de nuevo hasta el equinoccio. La explicación de este hecho sólo resulta clara estudiándolo desde un punto de vista astronómico, en el que la trayectoria anual del sol respecto a las estrellas (la eclíptica) se considere en relación con los meridianos de la esfera ce-

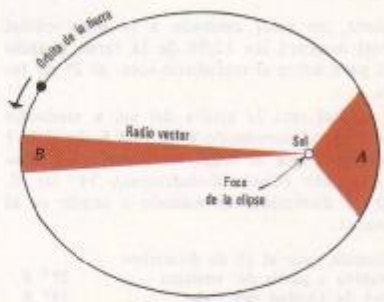


Figura 5.8. El radio vector barre áreas iguales en tiempos iguales.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

leste. El sol tiende a acelerar su curso dos veces al año (desde mayo hasta julio y desde noviembre hasta enero) y disminuye su velocidad asimismo dos veces al año (desde agosto hasta octubre y desde enero hasta abril). La influencia conjunta de estos dos hechos es la causa de las peculiaridades que refleja el analema.

Empleo del analema

Mediante un analema trazado con toda precisión se puede obtener la solución aproximada de los siguientes problemas:

1.º ¿Cuándo estará el sol sobre el meridiano y la sombra de un poste vertical apuntará directamente al Norte geográfico? La respuesta a esta pregunta se hace indispensable para el trazado de una línea Norte-Sur, o para determinar en qué instante debe leerse la altura del sol a mediodía. La solución a este problema se bosqueja a continuación. Supongamos que nos encontramos en Nueva York, 74° long. W, el 25 de febrero. Para evitar errores, se deben empezar siempre los cálculos con la cifra 12,00 del mediodía, que representa el mediodía solar aparente.

Mediodía solar aparente del meridiano local	12,00 del mediodía
Ecuación de la hora correspondiente al 25 de febrero (si hay *retraso*, sumar, si hay *adelanto*, restar)	0,13 de retraso
Hora solar media del meridiano local	12,13 de la tarde
Corrección debida a la diferencia entre el meridiano local y la hora oficial de la zona (75° long. W) a razón de 1° = 4′	0,04
(Si el meridiano de referencia se encuentra al Oeste hay que restar la corrección; si se encuentra al Este hay que sumarla)	12,09 de la tarde

Es decir, un reloj ajustado a la hora oficial oriental marcará las 12,09 de la tarde cuando el sol pase sobre el meridiano local el 25 de febrero.

2. ¿Cuál será la altura del sol a mediodía en un lugar determinado y en una fecha dada? Supongamos que el lugar en cuestión es Ciudad del Cabo (Unión Sudafricana), 34° lat. S, el 10 de diciembre. El método a seguir es el siguiente:

Declinación solar el 10 de diciembre, obtenida a partir del analema	23° S
Latitud de Ciudad del Cabo	34° S
Diferencia entre ambos paralelos	11°
Diferencia entre 90° y 11° (*respuesta*)	79°

La altura del sol a mediodía en Ciudad del Cabo el 10 de diciembre es de 79° sobre el horizonte septentrional.

Hora exacta de la salida y puesta del sol

Hasta ahora, todas las cuestiones relacionadas con la duración del día y de la noche y las horas de salida y de puesta del sol se habían tratado de forma simplificada, ignorando la existencia de la atmósfera terrestre (y, por consiguiente, de la refracción de los rayos solares) y suponiendo que el sol era una fuente puntual de luz. Si estas condiciones se cumplieran en la realidad, la duración del día en el equinoccio sería de casi doce horas, con la salida del sol a las 6,00 de la mañana (hora local) y la puesta del sol a las 6,00 de la tarde (hora local).

Cualquiera que consulte un almanaque o un periódico comprobará que en el equinoccio la duración del día es aproximadamente de 12 horas y 10 minutos en lugares situados a unos 40° de latitud, tales como Nueva York, Chicago y San Francisco. Realizadas las correcciones correspondientes a la longitud y a la ecuación de la hora, tal como se ha explicado en el apartado anterior, la hora de salida del sol resulta ser las 5,56 de la mañana, y la hora de puesta del sol las 6,05 de la tarde. ¿Cuál es la razón de estos 8 ó 10 minutos de más? Intervienen dos factores.

En primer lugar, debido a la presencia de la atmósfera terrestre, los rayos de luz se desvían ligeramente, de forma que cualquier línea de mira está algo curvada, con la concavidad hacia abajo, tal como se puso de relieve en el capítulo 1. Un rayo de luz horizontal se curva, por consiguiente, siguiendo el perfil de la superficie terrestre y nuestro horizonte visible se ve algo disminuido, aproximadamente unos 36′ de arco (fig. 5.9). Por este motivo, el sol se encuentra a la vista durante más tiempo que si la tierra no tuviese atmósfera y el día ve aumentada su duración.

Además, el sol es un disco luminoso, cuyo diámetro medio equivale a unos 32′ de arco, visto desde la tierra. La salida del sol se define

Figura 5.9. La refracción atmosférica hace descender el horizonte aparente.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

como el instante en que aparece el borde superior (llamado también *extremo superior*) del disco solar sobre el horizonte; la puesta del sol se define como el instante en que desaparece el borde superior bajo el horizonte. De esta forma, tanto a la salida como a la puesta del sol hay que añadir un cierto tiempo a la duración del día (el suficiente para que desaparezca o salga la mitad del diámetro solar, es decir, unos 16'). Si a los 36 minutos añadimos estos 16', el total es 52'. Sobre una trayectoria inclinada a 40° de latitud, esto equivale a 4 1/2 minutos de tiempo (fig. 5.10). Multiplicando por dos para incluir tanto la salida como la puesta del sol, obtenemos un total de unos 9 minutos, lo que se aproxima bastante al valor dado por el almanaque o el periódico como el exceso sobre 12 horas. En latitudes más altas, el tiempo que hay que añadir a las 12 horas es mayor, debido a que la trayectoria del sol en el cielo tiene una pendiente menor cuando se hunde tras el horizonte. Por esta razón, la duración del día en el equinoccio a 72° de latitud Norte es aproximadamente de $12^h\ 21^m$, lo que representa un aumento de unos 14 minutos con respecto al ecuador, donde la duración del día es de unas $12^h\ 07^m$.

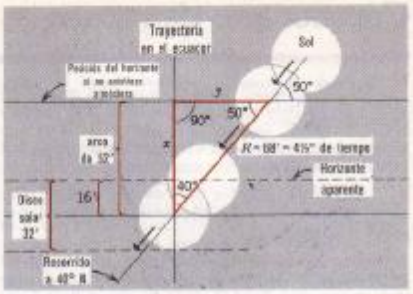


Figura 5.10. La inclinación de la trayectoria aparente del sol en las latitudes medias aumenta el tiempo necesario para que éste desaparezca bajo el horizonte, en comparación con la trayectoria perpendicular del sol en el ecuador.

El Almanaque Aeronáutico

Una fuente autorizada de la información astronómica necesaria para la navegación es el *Almanaque Aeronáutico*, publicado conjuntamente por la Her Majestris Nautical Almanac Office, del Almanaque Náutico del Observatorio Real de Greenwich, Inglaterra, y la Nautical Almanac Office del Observatorio Naval de los Estados Unidos, Washington. Se imprime separadamente para los dos países y en los Estados Unidos se puede obtener a través del Superintendente de Documentos. El *Almanaque Aeronáutico* lanza tres números anuales, cubriendo los períodos enero-abril, mayo-agosto y septiembre-diciembre. Otras dos fuentes autorizadas son el *Almanaque Náutico* y el *American Ephemeris Nautical Almanach*, asimismo publicados conjuntamente con la Gran Bretaña.

En el *Almanaque Aeronáutico* pueden encontrarse la declinación solar, las horas de salida y de puesta del sol y la duración de la luz crepuscular civil para un amplio margen de latitudes. Se incluye también la hora oficial de la mayoría de los países. La parte más extensa del almanaque está dedicada a tablas que dan la posición precisa del sol, la luna y los planetas. Se incluyen cartas estelares y diagramas del firmamento.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Cuestionario de repaso

1. Explicar la longitud existente entre la longitud y la hora. ¿Cuántos grados de longitud equivalen a una hora de tiempo?

2. ¿Cuántos meridianos horarios hay en el globo? ¿Qué dirección tiene un movimiento?

3. Los puntos situados al Este de nuestra posición, ¿poseen una hora adelantada o atrasada respecto a la nuestra?

4. ¿Qué es la hora local? ¿En qué se basa? ¿Pueden tener la misma hora local puntos de distinta longitud? ¿Pueden tener la misma hora local puntos de distinta latitud?

5. ¿Qué es la hora oficial? Explicar el sistema de hora oficial utilizado en los Estados Unidos. ¿Qué meridianos se usan?

6. ¿Cómo se fijan los límites entre las zonas horarias? Citar ejemplos para los Estados Unidos.

7. ¿Qué es la hora de aprovechamiento de luz diurna? ¿Por qué se utiliza? ¿Cuándo?

8. Describir el sistema de zonas horarias mundiales que rige en la actualidad. ¿En qué meridiano principal se basa? ¿Cuándo se dice que la hora de una determinada zona horaria está adelantada? ¿Y atrasada? ¿Qué ventajas posee para un país el ajustarse al sistema de zonas horarias mundiales?

9. Qué es la Línea de Fecha Internacional? Describir su forma y situación. Explicar la diferencia que existe entre los días del calendario a ambos lados de esta línea. ¿Qué lado ocupa el día anterior? ¿Es posible que un mismo día exista simultáneamente a ambos lados de la línea?

10. ¿Cuánto dura un determinado día del calendario sobre el globo? Describir la historia de la vida de un día del calendario imaginando que es una película que envuelve el globo y desaparece.

11. ¿Cuál es la diferencia entre hora solar y hora sidérea? ¿Cuál es más constante? ¿En cuál de ellas se basa nuestro sistema horario?

12. Explicar por qué el día sidéreo es más corto que el día solar medio.

13. ¿En qué difiere la hora solar media de la hora solar aparente? ¿Cuál de ellas indican nuestros relojes? ¿Qué es el sol medio?

14. ¿Qué es la ecuación de la hora? ¿Cómo se designa? ¿Entre qué valores oscila? ¿Dónde podemos encontrar el valor de la ecuación de la hora?

15. Describir el analema. ¿Qué información nos proporciona? ¿Cómo se traza? ¿Por qué el gráfico del analema posee esta forma de ocho tan peculiar? ¿Qué tipo de problemas pueden resolverse con ayuda del analema? Citar ejemplos.

16. ¿Cuál es el motivo por el que, en el equinoccio, el sol está sobre el horizonte más de doce horas? El exceso sobre las doce horas ¿varía con la latitud?

17. ¿Cuáles son los almanaques que podemos considerar fuentes autorizadas de datos útiles para la navegación? ¿Quién los publica? ¿Qué datos de interés para el estudio de la hora y de la iluminación del globo se encuentran en el *Almanaque Aeronáutico*?

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Ejercicios

1. Utilizando un globo de pequeño tamaño, en el que los meridianos estén espaciados 15° o, en caso de no poseer un globo, un mapa del mundo que indique las zonas horarias (fig. 5.4), determinar la hora oficial en cada uno de los siguientes países (dar el resultado en horas y minutos de adelanto o de retraso). *a*) Islas Filipinas. *b*) Islandia. *c*) India. *d*) Islas Hawaii. *e*) España. *f*) Guam. *g*) Italia. *h*) Nueva Zelanda.

2. Dar la longitud exacta del meridiano utilizado para fijar la hora oficial en los siguientes lugares: *a*) Región de las Montañas Rocosas (7 horas de atraso). *b*) República de las Maldivas (5 horas, 5 minutos de adelanto). *c*) Liberia (44 minutos de atraso). *d*) Nueva York (5 horas de atraso). *e*) Islas Cook (10 horas, 30 minutos de atraso).

3. Un viajero, detenido en un aeropuerto extranjero, observa que el sol se pone en el instante en que su reloj, que se rige por la hora oficial de Greenwich, marca la 1,32. La fecha es 21 de marzo. *a*) Suponiendo que el sol sea puntual, ¿cuál es la longitud de este lugar? (dos respuestas posibles). *b*) El 21 de marzo el sol tiene un retraso de ocho minutos. Corregir las respuestas del apartado *a*), teniendo en cuenta este hecho (no atender a los efectos derivados de la refracción atmosférica y del semidiámetro solar).

4. Trazar un analema con los datos de la tabla 5.1 usando una hoja de papel milimetrado. Utilizar una hoja de papel 20 × 2,5 cm, tomando como unidad 0,5 cm. Cada 0,5 cm representará un grado de declinación y un minuto de tiempo de adelanto o de atraso. Utilizar como modelo la figura 5.7 e indicar todas las partes del analema con sus nombres correspondientes. Una vez fijados los puntos sobre el papel, cada uno con sus coordenadas correspondientes, unirlos para obtener una curva. Dado que las cifras que figuran en la tabla están redondeadas hasta la mitad más próxima, los puntos estarán algo apartados de la línea que obtengamos.

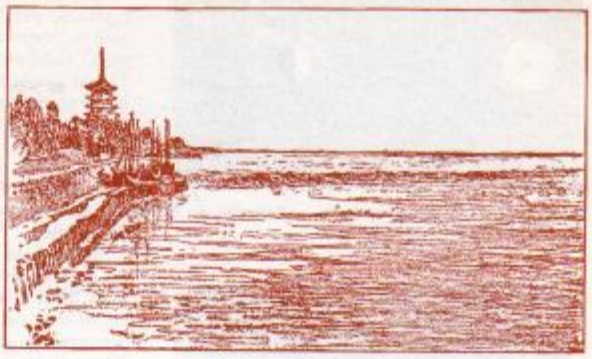
5. Utilizando el analema de la figura 5.7, resolver los siguientes problemas: *a*) Según un reloj que se rija por la hora oficial central, ¿a qué hora pasará el sol sobre el meridiano de Amarillo, Texas (102° long. W), el 5 de octubre? *b*) ¿Cuál será la altura del sol a mediodía en Nueva York (41° lat. N) el 25 de febrero? *c*) Según un reloj que se rija por la hora oficial de la India ($5\frac{1}{2}$ horas de adelanto), ¿a qué hora saldrá el sol en Bombay (73° long E) el 23 de septiembre? (En el equinoccio, si el sol fuese puntual amanecería a las 6,00 de la mañana, hora local.)

TABLA 5.1

Fecha		Ecuación de la hora	Declinación
Enero	1	−3	23° S
	10	−7	22
	20	−11	20
	30	−13½	17½
Feb.	10	−14	15
	20	−14	11
Marzo	1	−13	8
	10	−10½	4½
	20	−8	½
	30	−5	3½ N
Abril	10	−1½	7½
	20	+1	11
	30	+3	14½
Mayo	10	+4	17
	20	+4	20
	30	+3	22
Junio	10	+1	23
	20	−1	23½
	30	−3½	23

Fecha		Ecuación de la hora	Declinación
Julio	10	−5	22½
	20	−6½	21
	30	−6½	18½
Ag.	10	−5½	16
	20	−4	12½
	30	−1	9
Sept.	10	+2½	5
	20	+6	1½
	30	+9½	2½ S
Oct.	10	+12½	6½
	20	+15	10
	30	+16	13½
Nov.	10	+16	17
	20	+14½	19½
	30	+11½	21½
Dic.	10	+7½	23
	20	+3	23½

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



Capítulo 6
La luna y las mareas

El estudio de las mareas y corrientes oceánicas es de gran importancia para el geógrafo, especialmente cuando éste fija su atención en cuestiones relacionadas con la geografía de las costas, el relieve litoral, el comercio marítimo, los puertos, desecación de marismas, desembarco de fuerzas armadas, y todos aquellos fenómenos en que la actividad humana se desarrolla en las costas o cerca de ellas. Aunque la marea no significa nada para los habitantes del interior de los continentes, su influencia es continua y fundamental para los habitantes de las costas.

Una comprensión adecuada de las mareas oceánicas y sus variaciones, en apariencia tan complejas, requiere un estudio previo de la luna y sus movimientos. Tanto la luna como el sol ejercen fuerzas sobre el globo terrestre que dan lugar a mareas, pero es la luna, por razón de su proximidad, la que controla los períodos de ascenso y descenso del nivel oceánico. Por tanto, dedicamos el principio de este capítulo al estudio de los movimientos de la luna, su órbita y sus fases.

La órbita lunar

La luna, satélite de la tierra, tiene un diámetro de unos 3480 km y una masa aproximada de 1/81 de la de nuestro planeta. Recorre una órbita elíptica, siendo su distancia media a la tierra de unos 385 000 km. El sentido de traslación de la luna alrededor de la tierra es el mismo que el de la tierra alrededor del sol. Desde una posición imaginaria situada sobre el sistema solar, de forma que el polo norte de la tierra quedara bajo nuestros pies, veríamos la luna moverse alrededor de la tierra en sentido contrario al de las agujas del reloj (fig. 6.1). También es importante hacer notar que el eje de rotación de la luna es aproximadamente paralelo al de la tierra y que ambos cuerpos giran en sentido contrario al de las agujas del reloj, vistos por un observador situado sobre el polo norte terrestre. Este elevado

Onda de crecida marcal en el Tsien-Tang-Kiang. (G. H. Darwin, **The Tides**, 1898.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

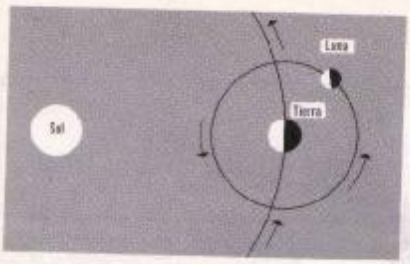


Figura 6.1. El sentido de rotación y traslación de la tierra y la luna es el mismo.

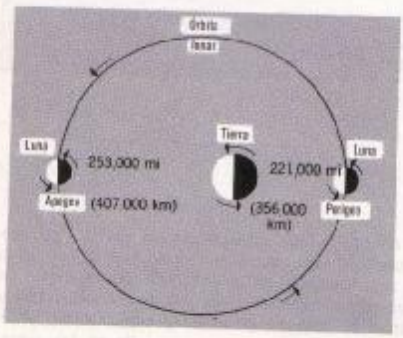


Figura 6.2. La órbita lunar es elíptica. Las distancias indicadas son desde el centro de la tierra al de la luna.

grado de uniformidad en la dirección de traslación y rotación se halla en todo el sistema solar y es una fuerte prueba de que los planetas y sus satélites se formaron al condensarse en ciertos puntos una nube gaseosa que poseía un lento movimiento de rotación sobre sí misma. Esta formación de los planetas a partir de una nebulosa solar única explicaría la uniformidad en el sentido de su movimiento de traslación alrededor del sol.

La órbita lunar es una elipse de excentricidad mucho mayor que la de la órbita terrestre, ocupando la tierra uno de sus focos (fig. 6.2). Cuando la luna se encuentra en su posición más próxima a la tierra, se dice que está en su *perigeo;* cuando se encuentra en la más lejana, en su *apogeo*. La distancia entre la tierra y la luna en el perigeo es de unos 356 000 km y en el apogeo 407 000 km. Según la ley de las áreas de Kepler, de la que ya hemos hablado en el capítulo anterior, la velocidad de traslación de la luna en su órbita es algo mayor cerca del perigeo y menor cerca del apogeo.

Período de traslación de la luna

Si tomamos como referencia una estrella que se encuentra muy próxima a la luna en el firmamento para determinar su posición y volvemos a observarla exactamente 24 horas después, veremos que la luna se encuentra unos 13° al este de esa estrella. En su movimiento hacia el Este a razón de 13,2° cada 24 horas, la luna invierte 27 1/3 días en recorrer una órbita completa. Este período de tiempo, que es de 27,32166, o bien $27^d\ 7^h\ 43^m\ 11{,}5^s$, se llama *mes sidéreo*. Es el tiempo necesario para que la luna recorra una órbita completa alrededor de la tierra.

Si tomamos al sol como referencia, el período de traslación de la luna es algo mayor, de unos 29 1/2 días. La explicación de esta diferencia es muy parecida a la dada para justificar la discrepancia entre hora sidérea y hora solar. Mientras la tierra recorre su órbita alrededor del sol, la posición de éste con respecto a las estrellas varía ligeramente. Para completar su órbita tomando el sol como referencia, la luna debe recorrer una pequeña distancia angular adicional por encima de 360°. El período de traslación de la luna se ve así incrementado hasta valer 29,53 días, lapso de tiempo que recibe el nombre de *mes sinódico*. El mes sidéreo tiene siempre la misma duración; en cambio, el mes sinódico puede variar en algunas horas por encima o por debajo de 29,53 días, cifra que expresa sólo el valor medio. La variación máxima que puede experimentar la duración del mes sinódico es de unas 13 horas.

El mes sinódico es el de mayor importancia para el geógrafo, dado que la aparición de la luna en el firmamento y los períodos de ascenso y descenso de las mareas se regulan de acuerdo con este intervalo de tiempo.

Inclinación de la órbita lunar

El plano que contiene la órbita lunar y el plano de la eclíptica forman un ángulo de 5° (fig. 6.3). Así, al recorrer su órbita, la luna se encontrará sobre el plano de la eclíptica tan sólo en dos puntos, conocidos como *nodos*. En la mayoría de los cálculos que no requieran una precisión excesiva puede considerarse que la luna se mueve en el plano de la eclíptica, y que sigue, por lo tanto, una trayectoria en el espacio coplanaria con la del sol.

Declinación lunar

Al igual que la declinación solar experimenta una variación total de 47° desde el solsticio de verano al solsticio de invierno, la declinación lunar experimenta una variación simi-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

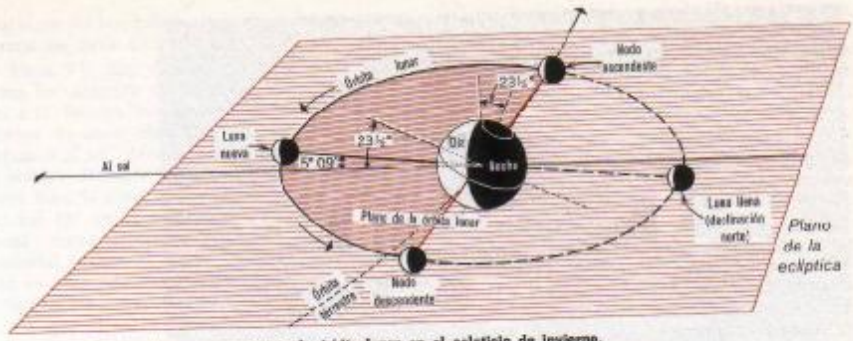


Figura 6.3. En esta figura se representa la órbita lunar en el solsticio de invierno.

lar, aunque con la posibilidad de 5° 9′ adicionales, tanto al Norte como al Sur, lo que da una variación total de 57° 18′. Esta declinación máxima tiene lugar una vez cada 18 ½ años.

El ciclo completo de variación de la declinación lunar, desde su máximo valor Sur hasta su máximo valor Norte, comprende 27,2 días, período de tiempo conocido con el nombre de *mes tropical*. Esto es lo mismo que decir que la luna pasa por dos "equinoccios" y dos "solsticios" en el plazo de un mes, ciclo que en el caso del sol dura un año entero. Si observáramos la trayectoria aparente de la luna en el cielo en noches sucesivas durante un mes, veríamos que tiene una posición muy baja en el firmamento durante una parte del mismo, posición que va subiendo hasta ser relativamente alta, dos semanas más tarde.

Conjunción, oposición, cuadratura y sizigia

Cuando la luna y el sol se encuentran al mismo lado de la tierra, de forma que los tres astros están aproximadamente en línea recta, se dice que la luna está en *conjunción* con el sol (fig. 6.4). En esta época existe la posibilidad de un *eclipse de sol* o *eclipse solar*, aunque es muy raro que éste tenga lugar, dado que la luna es muy pequeña y el plano de su órbita forma un ángulo de 5° con el plano de la eclíptica. Cuando la luna y el sol se encuentran en lados opuestos de la tierra, se dice que están en *oposición*. Los tres astros están de nuevo en línea recta. Existe entonces la posibilidad de *eclipse de luna* o *eclipse lunar*, durante el cual la sombra de la tierra se proyecta sobre la luna, cubriéndola en parte o por completo por un corto lapso de tiempo. Las posibilidades de ver un eclipse lunar desde un determinado punto de la tierra son mucho mayores que las de ver un eclipse solar.

La palabra *sizigia* abarca la conjunción y la oposición. Así, cuando decimos que la luna se encuentra en sizigia queremos significar que los tres astros están aproximadamente en línea recta, sin especificar si la luna y el sol se encuentran al mismo lado de la tierra o en lados opuestos.

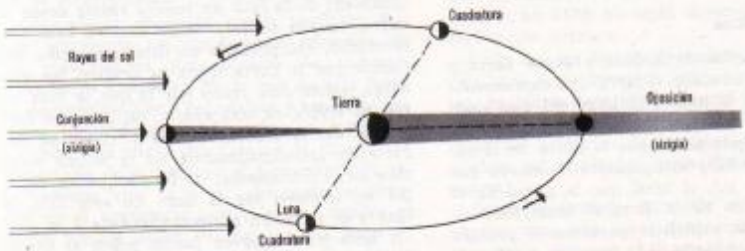


Figura 6.4. La posición relativa de la luna, el sol y la tierra influyen sobre la magnitud de las mareas.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

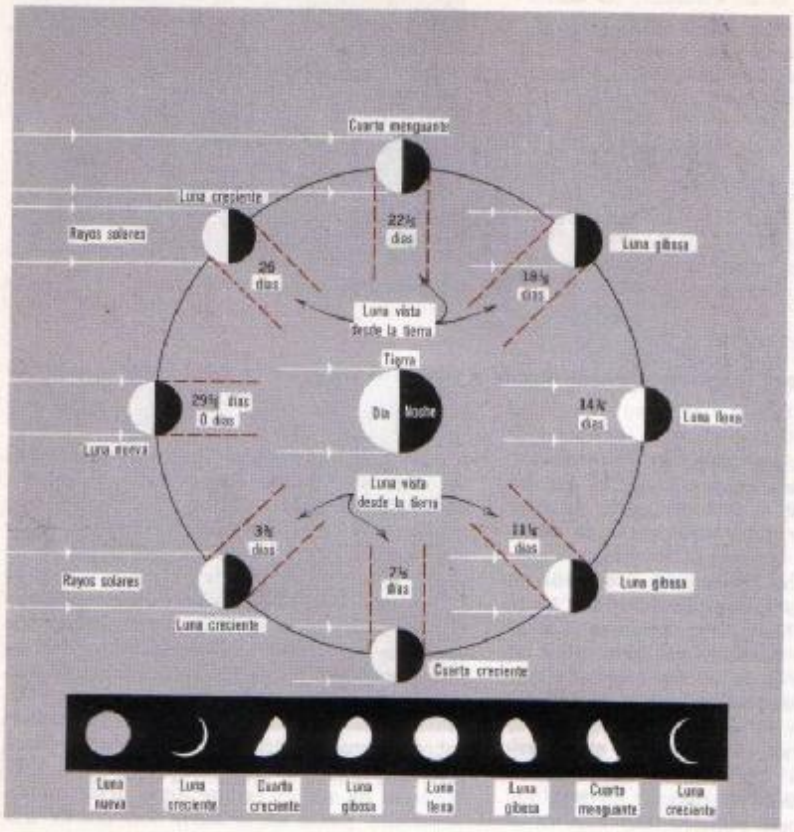


Figura 6.5. Fases de la luna. Los esquemas de abajo muestran el contorno de la luna tal como se ve en la esfera celeste meridional.

La palabra *cuadratura* significa que la posición del sol y la luna es tal que los rayos de estos astros forman un ángulo de 90° (fig. 6.4). Resulta claro que la luna se encontrará en cuadratura dos veces cada mes sinódico.

Fases de la luna

La iluminación de la luna y de la tierra y los sucesivos cambios, o *fases*, que experimenta el aspecto de la luna a lo largo del mes sinódico se ilustran en la figura 6.5. Es importante recalcar desde ahora que la mitad de la superficie de la luna está siempre iluminada por los rayos del sol, al igual que la mitad de la superficie de la tierra. Para el observador situado sobre la superficie terrestre, la porción de la mitad iluminada de la luna que resulta visible cambia a lo largo del mes, variando desde la invisibilidad total a la visibilidad de la cara iluminada completa.

El mes sinódico empieza con la fase llamada *luna nueva*, en la que el sol y la luna están en conjunción (véase fig. 6.5). Dado que la cara iluminada de la luna no resulta visible desde la tierra, aquélla se verá desde éste en completa oscuridad, exceptuando un débil resplandor reflejado por la tierra sobre su satélite. Sin embargo, existe otra razón por la que la luna no resulta visible en esta época. Tal como se desprende del diagrama, la luna y el sol se encuentran aproximadamente en la misma posición en el firmamento, de forma que los rayos del sol impiden ver la luna. En esta fase, la luna y el sol salen aproximadamente a la misma hora y se mueven juntos sobre el firmamento. Esta afirmación es, desde luego, aproximada, dado que la luna se mueve más des-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

pacio en su trayectoria aparente y se retrasa a razón de unos 13° cada 24 horas.

Unos $3\,^3/_4$ días después de la conjunción, la luna ha recorrido un octavo de su órbita (figura 6.5). Resulta entonces visible en el cielo en forma de arco delgado, con la concavidad opuesta al sol. Recibe el nombre de *luna nueva creciente*. Durante los $3\,^3/_4$ días que preceden a esta fase, la luna se ha retrasado con respecto al sol 45° en el firmamento. Por lo tanto, la luna nueva creciente sale por el horizonte oriental cuando el sol se encuentra a la mitad de su recorrido entre el amanecer y el mediodía. La luna creciente sigue la misma trayectoria que el sol y todavía brilla en el firmamento occidental mucho después de que el sol se ha puesto.

Unos $7\,^1/_2$ días después se alcanza la cuadratura (fig. 6.5). La luna se encuentra en la fase denominada *cuarto creciente* y tiene aspecto de semicírculo luminoso. De una manera aproximada, podemos decir que, en esta fase, la luna sale cuando el sol se encuentra en su posición de mediodía y alcanza su punto más alto en el firmamento en el momento en que el sol se pone. Suponemos que el sol sale a las 6,00 de la mañana y se pone a las 6,00 de la tarde, tal como sucede en los equinoccios en zonas próximas al ecuador.

Cuando la luna ha recorrido ya tres octavos de su órbita y han transcurrido $11\,^1/_4$ días del mes sinódico, tres cuartas partes del disco lunar aparecen iluminadas. Esta fase se conoce con el nombre de *luna gibosa*.

Cuando han transcurrido $14\,^3/_4$ días del mes sinódico, la luna se encuentra en oposición con el sol y en la fase conocida como *luna llena*, siendo toda la cara iluminada visible desde la tierra. Al estar la luna y el sol en lados opuestos de la tierra, la luna llena alcanzará su posición más alta en el firmamento hacia la medianoche. Si el día y la noche tienen la misma duración aproximada, la luna saldrá cuando el sol se está poniendo y se pondrá al amanecer.

Observemos ahora de nuevo la figura 6.3, que representa las condiciones reinantes en las proximidades del solsticio de invierno, a finales de diciembre. En la fase de luna llena, su declinación Norte es máxima y sus rayos inciden perpendicularmente sobre la superficie terrestre a la altura del Trópico de Cáncer. La trayectoria de la luna en el firmamento es relativamente alta para los observadores situados en el hemisferio norte, lo que explica el dicho popular inglés de que la luna llena en invierno "cabalga muy alto". En el solsticio de verano, por el contrario, la trayectoria de la luna llena es baja y su brillo escaso comparado con la luna llena invernal.

Las restantes fases de la luna son similares a las ya descritas, pero se suceden en orden inverso. Una diferencia importante es que el aspecto de la luna coincide con la imagen especular de la correspondiente fase en la primera mitad del mes sinódico. Así, por ejemplo, los cuernos de la luna vieja creciente apuntan en sentido contrario al sol, al revés de los de la luna nueva creciente.

Cuando se alcanza la fase de la luna vieja creciente, han trascurrido 26 días del mes sinódico y la luna se ha atrasado tanto respecto del sol en el firmamento que parece moverse 45° por delante de él. Aproximadamente el día 29 del mes sinódico, la luna ha vuelto a una posición casi coincidente con la del sol y cierra así su ciclo.

Rotación de la luna

Si fotografiásemos la luna en épocas muy distintas y comparásemos cuidadosamente las fotografías, nos daríamos cuenta de que el 41 % de la superficie lunar nunca es visible desde la tierra y que un mapa de la luna trazado a partir de dichas fotografías nunca mostraría más del 59 % de su superficie. Resulta evidente por tanto, que la cara de la luna visible desde la tierra siempre es la misma. Esto significa que la luna invierte exactamente 27,32166 días, es decir, un mes sidéreo, en realizar una revolución completa alrededor de su eje. Se cree que la causa por la que la velocidad de rotación de la luna ha ido disminuyendo hasta ofrecer siempre la misma cara a un observador terrestre, se encuentra en el rozamiento debido a las mareas.

La gravitación y las mareas

El hecho de que el ascenso y descenso periódico del nivel de los océanos o *mareas* es controlado en alguna forma por el sol y la luna se conoce desde el siglo I a. C., pero hasta que sir Isaac Newton publicó su ley de gravitación en 1686 no pudo llevarse a cabo una explicación correcta.

Dado que las mareas dependen de la gravitación, que es la atracción mutua entre dos masas, es conveniente enunciar aquí la ley de gravitación: dos cuerpos se atraen en razón directa del producto de sus masas y en razón inversa del cuadrado de la distancia que los separa.

Según la primera parte de esta ley, si un cuerpo tiene una masa doble que otro, el de más masa ejercerá una atracción doble sobre el de menos masa. De acuerdo con la segunda

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

parte, si la distancia entre dos cuerpos se multiplica por dos, la fuerza gravitatoria entre ambos queda dividida por cuatro.

Mareas lunares

Fijémonos ahora en la figura 6.6, en la que se representa la tierra cubierta por una capa oceánica de profundidad constante. La parte del globo indicada por la letra *A* experimenta más fuertemente la atracción de la luna por estar más próxima a ésta. En *C*, centro de la tierra, la atracción lunar es menor que en *T*, y en *A* es mínima. Dado que la atracción gravitatoria disminuye de *T* a *A*, el resultado es una tendencia de la tierra a alejarse de la luna. Podemos imaginar que el agua oceánica situada en *C* trata de alejarse de la masa principal de la tierra, centrada en *C*, mientras que la masa terrestre tiende a alejarse del agua oceánica en *A*. El efecto es parecido al que sufre una cadena de patinadores cuando hacen el látigo. La tierra tiende a alargarse según la línea que la une con la luna y se deforma, transformándose en un elipsoide, representado por una línea de trazos en la figura 6.6. En lo que se refiere a las mareas oceánicas, la parte sólida de la tierra no resulta afectada por esta fuerza deformadora, aunque pueden medirse pequeñas respuestas, denominadas *mareas terrestres*. Los océanos, fluidos, responden apreciablemente a fuerzas pequeñas y se desplazan hacia *A* y *C*.

Quedan fuera del ámbito de este libro explicar en detalle las fuerzas causantes de las mareas. Aquí bastará decir que esas fuerzas productoras resultantes de la disminución en atracción gravitatoria de los puntos *T* a *A* (fig. 6.6), pueden reducirse a *una fuerza de tracción* que actúa paralelamente a la superficie de la tierra. La distribución de esta fuerza está indicada con flechas en la figura 6.7. La fuerza de atracción es cero a lo largo del círculo máximo que pasa por los puntos *N* y *S*, pero que aumenta hasta un máximo en los círculos menores situados en 45° y 135° desde el punto *T*. Desde este máximo, la fuerza de tracción disminuye hasta ser cero en los puntos *T* y *A*.

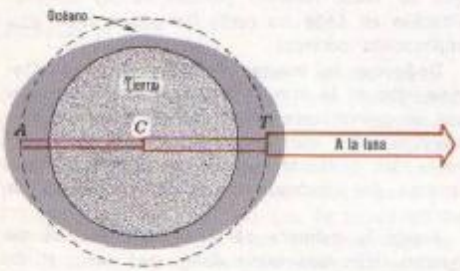


Figura 6.6. La fuerza de gravitación es la causa principal de las mareas.

La tierra queda así dividida en dos hemisferios en lo que a las mareas se refiere. El agua de los océanos tiende a moverse hacia los centros *T* y *A*, donde el nivel del agua ascenderá, y a alejarse del círculo máximo de fuerza de tracción nula, donde el nivel del agua descenderá.

Período de las mareas lunares

Dado que la tierra gira en sentido Este alrededor de su eje, los dos centros de las mareas se moverán hacia el Oeste con respecto a la superficie terrestre. En un punto determinado del globo en las proximidades del ecuador, el paso de uno de estos centros determina un aumento del nivel del agua hasta alcanzar un máximo, conocido como *pleamar* o *marea alta*, mientras que en una posición equidistante entre ambos centros, el nivel oceánico desciende hasta un mínimo conocido como *bajamar* o *marea baja*. Entre estos dos extremos se encuentra el *nivel de marea medio*, que es el promedio de las mareas altas y bajas tomado durante un largo período.

La tierra invierte 24 horas y 50 minutos en en dar una vuelta completa, tomando la luna como referencia y, por lo tanto, tendrán lugar dos mareas altas y dos mareas bajas en este lapso de tiempo. Dos mareas altas sucesivas estarán separadas por 12 $^1/_2$ horas, y el intervalo entre una marea alta y la próxima marea baja es de unas 6 $^1/_4$ horas. Dado que las 24 horas del día del calendario son determinadas por el sol medio, mientras que la marea viene determinada por la luna, las mareas altas y bajas ocurrirán 50 minutos más tarde cada día.

Si comparáramos la hora de la marea alta con la del paso meridiano de la luna por un determinado punto de la costa, veríamos que la pleamar puede ocurrir varias horas después del paso del meridiano de la luna. Este retraso de la marea respecto de la luna se conoce con el nombre de *intervalo marea-luna*. Este intervalo varía considerablemente con la posición de la costa y varía en las distintas épocas del año para el mismo puerto. En Fort Hamilton, en el puerto de Nueva York, el intervalo marea-luna es de unas 7 $^3/_4$ horas.

Curva característica de las mareas

Si observamos cada media hora la posición del nivel del agua mediante un poste graduado sujeto al pie de un embarcadero o a un dique, podríamos conocer la variación del nivel por unidad de tiempo y trazar un gráfico de la

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

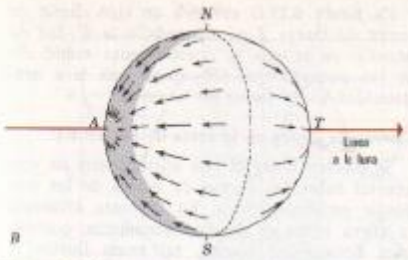


Figura 6.7. Las mareas son causadas por fuerzas de tracción dirigidas a lo largo de la superficie terrestre hacia dos centros.

marea. La figura 6.8 es un gráfico de este tipo, obtenido en el puerto de Boston durante un período de 24 horas. Tal como se ha dicho anteriormente, puede verse en el gráfico que entre dos mareas altas o dos mareas bajas sucesivas transcurre un período de 12 $^1/_2$ horas. El intervalo entre la marea alta y la marea baja siguiente es de unas 6 $^1/_4$ horas. Si se calculara la media de este intervalo para un gran número de observaciones, se obtendría el resultado de 6 horas y 12 minutos.

La *oscilación de la marea* es en el gráfico de unos 2,75 m. Aunque la marea alta alcanza en las dos ocasiones representadas la misma altura, las dos mareas bajas difieren en unos 15 cm. Un gran número de observaciones, tomadas en el puerto de Boston, dan un promedio de oscilación de unos 3 m, pero alcanza

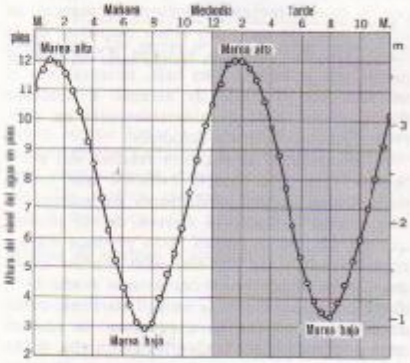


Figura 6.8. Este gráfico muestra la altura del nivel oceánico en el puerto de Boston medida con intervalos de media hora para un período de 24 horas el 1 de abril de 1922. (Según H. A. Marmer.)

valores medios superiores a 4 m y puede diferir grandemente de un día al siguiente.

Obsérvese que las variaciones que sufre el nivel cada media hora no son en absoluto uniformes. En los puntos intermedios entre la marea alta y la baja, el nivel sube o desciende unos 60 cm cada media hora, mientras que en puntos próximos a la marea alta o baja la variación es de 10 a 20 cm cada media hora. Un matemático nos diría que la curva representada es *sinusoidal*. Un observador situado en la costa nota claramente las características de esta curva por el hecho de ver que la marea alta parece durar mucho tiempo y a continuación ve descender el agua rápidamente hasta alcanzar la marea baja, que a su vez parece durar un considerable lapso de tiempo.

Desigualdad diurna de la marea

Ya se ha explicado en este capítulo que la luna experimenta una declinación al Norte y al Sur del ecuador, aproximadamente igual a la declinación anual del sol, pero realizada durante un período de 17,2 días conocido como *mes tropical*. Cuando la declinación lunar alcanza su máximo valor Norte, el centro de las mareas, que se encuentra en el punto donde los rayos lunares inciden sobre la tierra verticalmente, se desplaza hacia el Oeste, hasta situarse aproximadamente a la altura del Trópico de Cáncer (23 $^1/_2$ lat. N), mientras el centro opuesto se desplaza hasta situarse en las proximidades del Trópico de Capricornio (23 $^1/_2$° lat. S) (fig. 6.9). Este hecho tiene como consecuencia que, en un lugar determinado al Norte o al Sur del ecuador, las sucesivas mareas, altas o bajas, no son iguales, pero sí son las alternas. Este fenómeno se conoce con el nombre de *desigualdad diurna* de la marea. La desigualdad diurna alcanza su máximo dos veces al mes, coincidiendo con el valor extremo de la declinación lunar, denominándose las correspondientes mareas *mareas del trópico* y desaparece dos veces al mes, cuando los rayos lunares inciden verticalmente sobre el ecuador, denominándose entonces las mareas *mareas ecuatoriales*. La figura 6.10 reproduce dos curvas de marea en la localidad de Portland, Maine. En *A* se representa la forma ecuatorial en la que la marea alta y la baja repiten los mismos niveles. En *B* se representa la forma tropical, en la que las sucesivas mareas altas y bajas presentan una diferencia de unos 60 cm.

Mareas diarias, semidiarias y mixtas

Del estudio precedente se infiere que cuando existe desigualdad diurna en las mareas, la correspondiente curva resulta de combinar dos

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

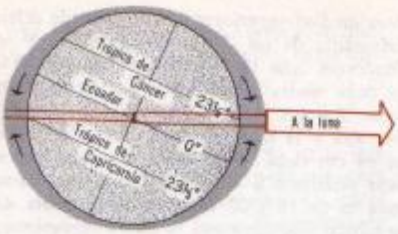


Figura 6.9. La variación de la declinación lunar influye sobre la marea.

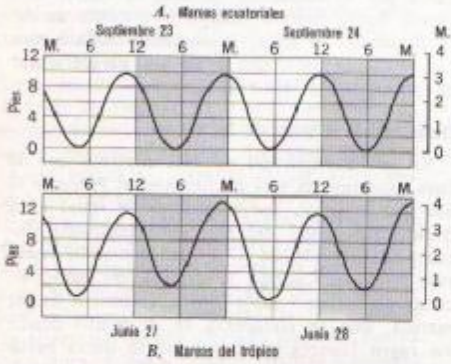


Figura 6.10. La variación de la declinación lunar se refleja en estas curvas de marea. (Según Rude.)

importantes fuerzas, o *constituyentes*: 1) una constituyente *semidiaria* y 2) una constituyente *diaria*. La semidiaria resulta de la presencia de los dos centros de marea, y en estado puro da lugar a una curva en la que las sucesivas mareas altas y bajas tienen el mismo nivel. Esto se ilustra en la figura 6.11 *A*. La constituyente diaria resulta de la declinación lunar y da lugar a una curva con una marea alta y una marea baja cada día lunar. Esto se ilustra en la figura 6.11 *D*. La mayor parte de las curvas de marea resultan de combinar los dos tipos descritos y se denominan *tipos mixtos*. Si domina el constituyente semidiario, la curva mostrará dos mareas altas y dos mareas bajas, pero ambas con fuerte desigualdad diurna. Este tipo está representado en la figura 6.11 *B*.

Cuando domina la constituyente diaria de tal forma que ésta es doble que la semidiaria, resulta la curiosa curva que aparece en la figura 6.11 *C*. Tiene lugar una marea alta y una marea baja, separadas por un período de varias horas en que el nivel del mar permanece constante. Este período intermedio en que no varía el nivel del mar se conoce con el nombre de *marea nula*.

La figura 6.11 *D* muestra un tipo diario de curva de marea y corresponde a la ciudad de Manila, en la que la constituyente semidiaria es tan pequeña que sólo causa una leve irregularidad en la forma de la curva.

Curvas de marea en la costa de los EE.UU.

Se pueden hacer ciertas afirmaciones de tipo general sobre las curvas de marea de las tres costas estadounidenses. En la costa atlántica, la curva típica es de tipo semidiario, con escasa desigualdad diurna, tal como ilustra la curva correspondiente a Portland, Maine (figura 6.11 *A*). Las costas septentrionales del Pacífico son característicamente de tipo mixto, con fuerte desigualdad diurna, tal como ilustra la curva correspondiente a Seattle, Washington (fig. 6.11 *B*). En el golfo de México, la constituyente diaria es muy marcada, de forma que las curvas alternan entre la forma ecuatorial *A*), con dos mareas altas y dos mareas bajas (fig. 6.12), y la forma tropical *C*), con una sola marea alta y baja diarias. De las tres curvas correspondientes a Galveston, Texas, la superior *A*) tiene lugar el 25 % del tiempo, la central *B*) el 50 % y la inferior, *C*) el 25 %, dependiendo las tres directamente de la declinación lunar.

Mareas vivas y mareas muertas

Hasta ahora no se ha tenido en cuenta la influencia de la fuerza gravitatoria solar en la producción de mareas, aunque dicha influencia no es en absoluto despreciable y actúa en forma similar a la fuerza gravitatoria lunar. Aunque es mucho mayor que la luna, se encuentra mucho más lejos de la tierra que ella, por lo que la fuerza productora de mareas, de origen solar es tan sólo cinco onceavos de la lunar. La luna controla siempre la hora de la marea alta y de la marea baja, mientras que el sol modifica el grado de ascenso o descenso del nivel del agua considerablemente en diferentes épocas del mes sinódico.

Si observamos la posición relativa del sol y la luna (fig. 6.4), resulta evidente que en las sizigias las fuerzas productoras de mareas de origen solar y lunar se ejercen de tal manera que sus efectos se suman. Esto produce mareas muy considerables, denominadas *mareas vivas*, que tienen lugar dos veces al mes (cada 14 ½ días), en la luna nueva y en la luna llena, cuando el sol y la luna se encuentran en conjunción y en oposición, respectivamente (fig. 6.13). Cuando el sol y la luna están en cuadratura, en las fases de cuarto creciente y cuarto menguante, la fuerza productora de mareas de origen solar tiende a contrarrestar la de origen

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

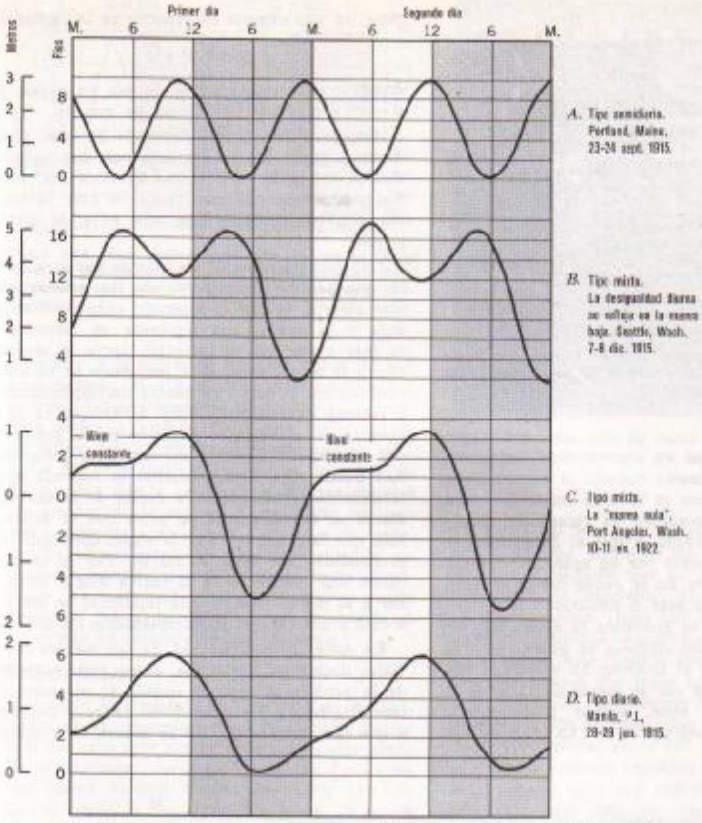


Figura 6.11. Las curvas de marea varían entre el tipo semidiario puro y el tipo diario, pasando por tipos mixtos. (Según Rude y Marmer.)

lunar, dando lugar a mareas de pequeña oscilación, denominadas *mareas muertas*. Las mareas vivas superan en un 20 % a la marea media; las marcas muertas son inferiores a la marea media en este mismo porcentaje.

Mareas de perigeo y apogeo

Debemos considerar todavía otra importante variación en la magnitud de las mareas. Cuando la luna se encuentra en el perigeo de su órbita, en su posición más próxima a la tierra, la fuerza productora de mareas es muy superior a la fuerza media y da lugar a las llamadas *mareas de perigeo*, que superan a la media en un 15 o un 20 %. El intervalo de tiempo que separa dos perigeos sucesivos es 27,5 días. Cuando la luna se encuentra en su apogeo, en su posición más alejada de la tierra, las correspondientes mareas son inferiores a la media en un 20 % y se denominan *mareas de apogeo*.

En las ocasiones en que coinciden una marea viva con una marea de perigeo, se produce una marea muy acusada; por el contrario, cuando coinciden una marea muerta con una marea de apogeo, la oscilación del nivel oceánico es muy pequeña.

Mareas fluviales

Muchos de los grandes ríos del globo poseen mareas en su curso inferior y se conocen con

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

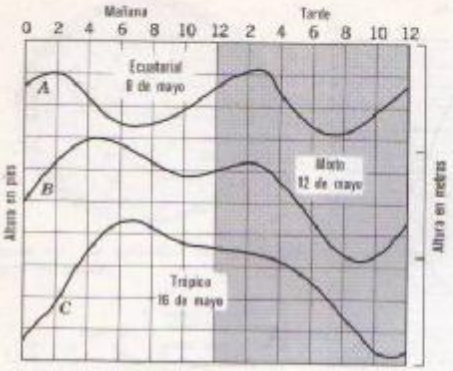


Figura 6.12. En Galveston (Texas), la curva de marea varía considerablemente a lo largo del mes lunar. (Según H. A. Marmer.)

el nombre de *ríos de marea*. Este fenómeno tiene lugar a menudo cuando el hundimiento de la franja costera es todavía reciente o bien cuando el nivel oceánico ha ascendido, dando lugar, en ambos casos, a que el curso inferior del río quede cubierto por las aguas del océano. En sentido estricto, no se puede hablar de ríos, sino de brazos de mar o *estuarios*.

A medida que se aproxima la marea alta en la parte externa del estuario, se genera una ola que penetra hacia el interior. La velocidad con que se mueve esta ola de marea depende de la profundidad del agua, siendo tanto mayor cuanto más profundo es el río. La fórmula matemática que expresa este hecho es la siguiente

$$v = 1{,}84\sqrt{d}$$

donde v = la velocidad de la ola en nudos y d = la profundidad del agua en metros.

Así, para una profundidad de 50 pies tendremos que la ola se desplaza con una velocidad de 9,2 nudos. En puntos situados a 25 millas marinas de distancia (unos 46 km), la marea alta tendrá lugar con una hora de diferencia.

Una característica de las mareas fluviales, por la que pueden distinguirse de las mareas en mar abierto, es que el intervalo entre la marea baja y la marea alta siguiente es claramente más corto que el intervalo entre la marea alta y la marea baja. Este fenómeno se ve claramente en la curva de marea correspondiente a Albany (Nueva York) (fig. 6.14), que se encuentra en el extremo superior de la porción del río Hudson sujeta a mareas. Esta desigualdad puede explicarse mediante la fórmula anteriormente establecida. La cresta de la ola de marea se desplaza más de prisa que la depresión que la precede y que la sigue, dado que la profundidad del agua es mayor. Por lo tanto, existe una tendencia en la marea alta a alcanzar a la marea baja, y esta tendencia se incrementa a medida que nos desplazamos río arriba.

En general, la magnitud de las mareas fluviales disminuye río arriba, como consecuencia de la pérdida de energía debida al rozamiento con el fondo y los bordes del cauce y debido a que la corriente del río se mueve en sentido

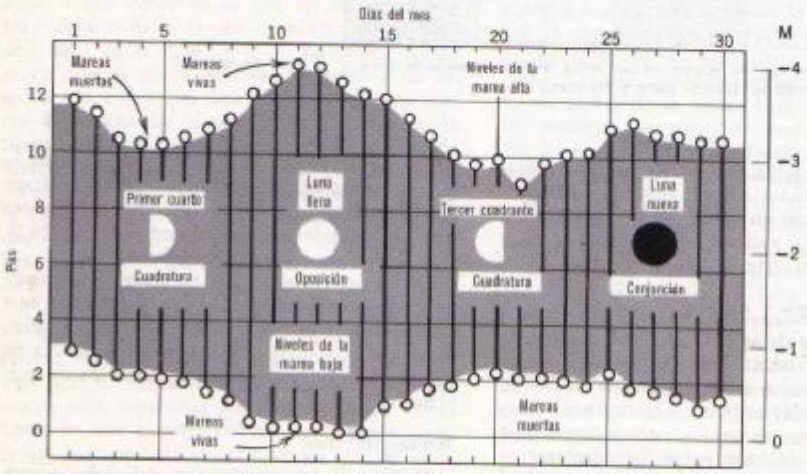


Figura 6.13. Mareas vivas y mareas muertas. (Según H. A. Marmer.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

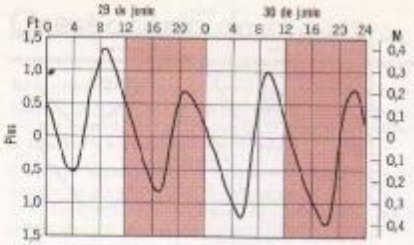


Figura 6.14. Este gráfico representa una marea fluvial típica en el estuario del Hudson, en Albany, Nueva York, localidad situada unos 10 km tierra adentro. (Según H. A. Marmer.)

Figura 6.15. Una onda de marea de pequeña magnitud remontando el estuario del río Colorado.

contrario a la marea procedente del mar. Así, por ejemplo, el río Hudson, cuya anchura y profundidad son bastante constantes en su porción sujeta a mareas, tiene una marea media de unos 1,3 m en su desembocadura, pero unos 211 km más arriba, en la localidad de Troy, zona donde empiezan a ser perceptibles los efectos de la marea, la oscilación ha quedado reducida a unos 90 cm. Existen excepciones cuando el estuario se va haciendo más estrecho a medida que penetramos hacia el interior. La magnitud de la marea fluvial puede aumentar río arriba debido a que la energía se concentra en menor cantidad de agua.

Olas de marea

Cuando la corriente del río en las proximidades de su desembocadura es bastante fuerte y el estuario muy estrecho, la marea alta avanza rápidamente corriente arriba en forma de una pared vertical líquida de varios pies de altura, conocida con el nombre de *ola de marea* (fig. 6.15). Estas olas de mareas son características de ciertas desembocaduras fluviales, tales como las de los ríos Amazonas, Colorado, Yang-Tsé, Tsientang, Hooghly, Severn, Elba y Weser. Aquellos ríos que poseen olas de marea excepcionalmente desarrolladas, tales como las de la desembocadura del río Tsientang, en Hangchow, China, pueden producir efectos catastróficos, alcanzando la pared líquida alturas de casi 5 m.

Teorías sobre las mareas en alta mar

De todo lo dicho en este capítulo sobre las fuerzas productoras de mareas, el lector puede haber deducido que existen dos regiones de marea alta constantemente presentes en el globo y que éstas pueden compararse a dos grandes olas que se desplazan sobre el globo en sentido Oeste y dando una vuelta al mismo en 24 horas 50 minutos. Estas *ondas de marea* serían de una amplitud tan grande y de una altura tan pequeña que no podrían ser observadas por los tripulantes de las embarcaciones en pleno océano. Dado que el globo consta de cuencas oceánicas separadas por continentes muy vastos, este modelo simplificado no tiene sentido, aunque dio lugar hace mucho tiempo a la teoría de las mareas llamadas *de onda progresiva*. En el hemisferio sur, en las latitudes comprendidas entre 40° y 65° S, una amplia franja oceánica envuelve el globo, sin verse interrumpida casi por masas de tierra. Estableciendo una analogía con los vientos del Oeste que predominan en esta zona y que no encuentran obstáculo para soplar sobre el mar en forma de fuertes vendavales, se supuso que las fuerzas productoras de mareas podían originar libremente dos ondas de marea que desplazaban en sentido Oeste alrededor del globo. Se supuso, además, que estas ondas progresivas generaban otras ondas de marea que se desplazaban hacia el Norte por el Océano Pacífico y por el Océano Atlántico. La velocidad de estas ondas secundarias estaría determinada por la profundidad del océano más que por el período lunar y alcanzaría puntos septentrionales cada vez más lejanos a lo largo de las costas en instantes sucesivos. Aunque esta teoría explicaba ciertas características de la marea, tuvo que ser rechazada a la vista de datos más recientes y más numerosos. La teoría de la onda progresiva gozó de gran popularidad debido a su sim-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

plicidad, pero debe considerarse pasada de moda e inexacta.

La *teoría oscilatoria* es la actualmente aceptada para explicar las mareas en alta mar. Se basa en el principio de que una masa de agua puede adquirir un movimiento armónico, u oscilación debido a las fuerzas productoras de marea, pero que experimentará ascensos y descensos periódicos de nivel determinados por su masa y su forma. Esta teoría puede ilustrarse de una manera sencilla mediante el movimiento hacia atrás y hacia delante del agua de una bandeja poco profunda causado por una ligera inclinación de la bandeja. Cuando una masa oceánica es de un tamaño y forma tal que su período natural de oscilación se aproxima al propio de la fuerza productora de la marea, la respuesta será un movimiento oscilatorio de dicho período; de lo contrario, no habría mareas observables. La teoría oscilatoria, perfeccionada teniendo en cuenta la fuerza deflectora que sobre el agua ejerce la rotación terrestre, proporciona una explicación satisfactoria a muchos fenómenos anómalos relacionados con las mareas. Por ejemplo, si una curva de marea posee tan sólo una marea alta y una marea baja diarias, la causa puede radicar en que esta porción de océano tenga un período natural de oscilación que responda tan sólo a la constituyente diaria de la fuerza productora de las mareas, pero no a la constituyente semidiaria. Las modernas teorías sobre las mareas están en pleno desarrollo y constituyen un campo altamente especializado de la geofísica.

Corrientes de marea

Hasta ahora, hemos hablado en este capítulo exclusivamente del ascenso y descenso del nivel del agua. Otro fenómeno a considerar son las *corrientes de marea*, movimientos del agua en forma de corrientes, que penetran y salen de las desembocaduras de los ríos, causadas por los cambios que las mareas producen en el nivel del océano.

En los ríos sujetos a mareas, el ascenso del nivel del agua va acompañado de una corriente río arriba que se denomina *flujo*, y el descenso del nivel oceánico da lugar a una corriente río abajo conocida con el nombre de *reflujo* (figura 6.16). La velocidad de la corriente de flujo aumenta uniformemente a medida que la marea se aproxima a su nivel más alto y sigue fluyendo, aunque con una velocidad cada vez menor, durante un período de tiempo posterior a la marea alta, que oscila entre una y tres horas. La corriente de reflujo tiene un comportamiento similar. El instante en que la corriente cesa

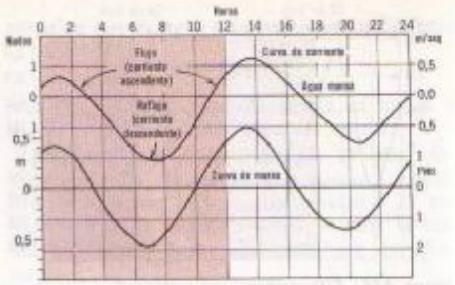


Figura 6.16. Las corrientes de flujo y reflujo a la entrada del puerto de Nueva York siguen fielmente la curva de marea. (Según H. A. Marmer.)

antes de cambiar de sentido se denomina *agua mansa*.

Dado que la mayor parte de los ríos de marea llevan al mar el agua procedente de una zona muy amplia, la corriente de reflujo se ve aumentada por el caudal propio del río, mientras que la corriente de flujo se ve disminuida en esta misma proporción. Así, en la parte inferior del cauce del Hudson, la velocidad de reflujo en un punto determinado puede ser de 2,4 nudos (1,2 m/seg) y la velocidad de flujo de unos 1,6 nudos (0,6 m/seg) es decir, unas dos terceras partes de la del reflujo. Estas corrientes son de gran importancia en la navegación portuaria. Se requiere una considerable pericia para maniobrar grandes embarcaciones hasta amarrarlas en el muelle y llevar los ferrys hasta sus embarcaderos cuando las corrientes de marea pasan por los extremos de los muelles.

Se producen corrientes de marea extraordinariamente fuertes en aquellos puntos donde una bahía se une con el mar abierto mediante pasos estrechos. Dado que el nivel del agua en la bahía no puede ascender lo bastante rápidamente para mantenerse a la par con el nivel oceánico, se producirá una acusada diferencia entre ambos niveles. Se origina así una fuerte corriente *hidráulica* que penetra en la bahía a través del paso estrecho. Cuando, por el contrario, el nivel oceánico desciende y la marea baja, el agua de la bahía estará a mayor altura y se producirá una fuerte corriente hidráulica de la bahía al mar. Las corrientes de este tipo pueden alcanzar velocidades que oscilan entre cinco y diez nudos (2,5 a 5 m/seg), e incluso alcanzar los doce nudos (6 m/seg) si las condiciones son especialmente favorables. Estas corrientes, cuando son muy intensas, pueden dificultar la navegación hasta el punto de que las embarcaciones deben aguardar a que cesen para entrar o salir de una bahía.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Cuestionario de repaso

1. ¿Cómo son la masa y el diámetro lunares comparados con los de la Tierra? ¿Cuál es la distancia aproximada entre la luna y la tierra? ¿Cuál es el sentido de traslación de la luna?

2. ¿Qué forma tiene la órbita de la luna alrededor de la tierra? ¿Qué es el perigeo? ¿Y el apogeo? Compararlos con el perihelio y el afelio. ¿Qué puede decirse acerca de la velocidad de traslación de la luna en el perigeo y en el apogeo?

3. ¿Cómo cambia la posición de la luna en el firmamento de un día para otro, observada a la misma hora?

4. ¿Qué es el mes sidéreo? ¿Cómo se determina? ¿Qué es el mes sinódico? ¿Cómo se determina? ¿Cuál de estos dos períodos de tiempo constituye la base de las fases de la luna y de los períodos de las mareas?

5. ¿Cuál es la posición del plano de la órbita lunar respecto al plano de la órbita terrestre? ¿Qué son los nodos? ¿Cómo influye la inclinación del plano de la órbita lunar sobre la probabilidad de los eclipses de sol?

6. Describir la declinación lunar. ¿Cuál es su valor máximo? ¿Con qué frecuencia ocupa la luna posiciones de "equinoccio" y de "solsticio" (en analogía con la declinación solar)?

7. ¿En invierno se asocia la luna llena con una trayectoria alta o baja de la luna en el firmamento? ¿Qué relación guarda lo anterior con la trayectoria de la luna durante el verano? Explicar la respuesta.

8. Definir conjunción, oposición, cuadratura y sizigia. Describir las condiciones que se requieren para que tenga lugar un eclipse de sol o de luna. ¿Cuál es más frecuente?

9. Describir las fases de la luna empezando por la luna nueva y continuando para todo el mes sinódico. Especificar cuándo tiene lugar cada fase y el aspecto de la luna en cada una de ellas. ¿Cómo se puede distinguir la luna nueva creciente de la luna vieja creciente?

10. ¿Qué porción de la superficie lunar resulta visible desde la tierra independientemente del período de observación? Explicar la respuesta.

11. ¿Cuándo se consiguió por primera vez comprender plenamente la causa de las mareas? Enunciar la ley de la gravitación universal.

12. Explicar cómo la atracción gravitatoria entre la luna y la tierra tiende a crear una acumulación del agua oceánica en dos centros opuestos. ¿Por qué no es acumulada el agua tan sólo en el lado más próximo a la luna?

13. ¿Qué se entiende por marea alta, marea baja y nivel medio del mar? ¿Cuál es el período natural de las mareas? ¿Cómo se relaciona este período con la hora solar?

14. ¿Qué es el intervalo marea-luna? ¿Es constante en todas las épocas y en todos los puntos del globo?

15. Describir la curva de marea semidiaria en su forma más simple. ¿Cómo puede medirse esta curva? ¿Que se entiende por oscilación de la marea? ¿Qué tipo de curva es la curva de marea semidiaria simple? El ascenso y descenso del nivel del agua por hora, ¿es constante?

16. ¿Qué es la desigualdad diurna de la marea? ¿Por qué tiene lugar? ¿Cuál es la diferencia entre mareas ecuatoriales y mareas tropicales?

17. Explicar el concepto de constituyentes de la marea. ¿Qué tipo de curva corresponde a la constituyente semidiaria? ¿Y a la diaria? ¿Y a la presencia conjunta de ambas constituyentes? ¿Qué es una marea nula?

18. Describir las curvas de marea características de las costas estadounidenses.

19. ¿Qué son mareas vivas y mareas muertas? Describir el efecto de la cuadratura y la sizigia sobre las mareas.

20. ¿Qué son mareas de perigeo y mareas de apogeo? ¿Cuándo tienen lugar? ¿Qué cambios en la oscilación de la marea son de esperar en el perigeo y el apogeo?

21. Explicar el movimiento de las olas de marea en ciertos ríos. ¿Qué determina la velocidad de propagación de la ola? ¿En qué difiere la curva de la marea fluvial de la curva de marea normal en una costa abierta? ¿Qué es una ola de marea?

22. Explicar las diferencias entre la teoría de onda progresiva y la teoría oscilatoria. ¿Cuáles son las características de la marea que se explican satisfactoriamente con la teoría oscilatoria y no pueden ser justificadas con la teoría de onda progresiva?

23. ¿Cómo se producen las corrientes de marea en las bahías? ¿Qué se entiende por flujo y reflujo? ¿A qué se llama agua mansa? ¿Cómo se producen las corrientes de marea hidráulicas en las bahías?

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Ejercicios

1. Las cifras que se dan a continuación corresponden a la altura del nivel del océano en San Francisco de California el día 18 de octubre de 1922. Utilizarlas para trazar un gráfico similar al de la figura 6.8, uniendo los puntos obtenidos hasta conseguir una suave curva. (Datos de H. A. Marmer.)

Hora	Altura (metros)	Hora	Altura (metros)
12 medianoche	0,0	1 de la tarde	−0,09
1 de la mañana	−0,45	3 de la tarde	−0,45
2 de la mañana	−0,69	3 de la tarde	−0,72
3 de la mañana	−0,78	4 de la tarde	−0,75
4 de la mañana	−0,69	5 de la tarde	−0,57
5 de la mañana	−0,45	6 de la tarde	−0,3
6 de la mañana	−0,09	7 de la tarde	0,03
7 de la mañana	0,24	8 de la tarde	0,36
8 de la mañana	0,6	9 de la tarde	0,6
9 de la mañana	0,78	10 de la tarde	0,69
10 de la mañana	0,84	11 de la tarde	0,66
11 de la mañana	0,69	12 medianoche	0,36
12 mediodía	0,36		

2. *a*) ¿Qué tipo de curva de marea corresponde al gráfico del ejercicio 1? *b*) Calcular con el mínimo error posible el nivel oceánico correspondiente a las dos mareas altas y a las dos mareas bajas. *c*) Determinar la oscilación de la marea entre la marea alta y la marea baja siguiente. *d*) ¿Es el mismo el nivel alcanzado en las dos mareas bajas? *e*) ¿Y el de las mareas altas? Si no coinciden, explicar el motivo. *f*) ¿Cuál es el valor aproximado de la declinación lunar en esta fecha? *g*) ¿Qué tiempo transcurre entre la primera marea baja y la marea alta siguiente? *h*) ¿Qué tiempo transcurre entre las dos mareas bajas sucesivas? *i*) ¿Y entre las sucesivas mareas altas?

3. Las cifras que figuran a continuación corresponden a las alturas alcanzadas por el nivel del océano en San Francisco de California en un período de 24 horas. Trazar un gráfico y obtener una curva de marea similar a la del ejercicio 1. (Datos de H. A. Marmer.)

Hora	Altura (metros)	Hora	Altura (metros)
12 medianoche	0,0	1 de la tarde	−0,78
1 de la mañana	−0,15	2 de la tarde	−0,99
2 de la mañana	−0,15	3 de la tarde	−0,99
3 de la mañana	−0,09	4 de la tarde	−0,87
4 de la mañana	0,15	5 de la tarde	−0,54
5 de la mañana	0,42	6 de la tarde	−0,27
6 de la mañana	0,66	7 de la tarde	0,03
7 de la mañana	0,81	8 de la tarde	0,33
8 de la mañana	0,84	9 de la tarde	0,48
9 de la mañana	0,69	10 de la tarde	0,54
10 de la mañana	0,39	11 de la tarde	0,45
11 de la mañana	−0,06	12 medianoche	0,27
12 mediodía	−0,45		

4. *a*) ¿Qué tipo de curva de marea corresponde al gráfico del ejercicio 3? *b*) Determinar el nivel oceánico correspondiente a las mareas altas y a las bajas. *c*) Explicar por qué la primera marea alta es de magnitud superior a la segunda y la segunda marea baja de magnitud muy inferior a la primera. *d*) ¿Cuál es la oscilación máxima de la marea entre la marea alta y la marea baja siguiente que aparece en este gráfico? *e*) Determinar el tiempo transcurrido entre cada marea alta y la marea baja siguiente. Comparar estos resultados con los del ejercicio 1.

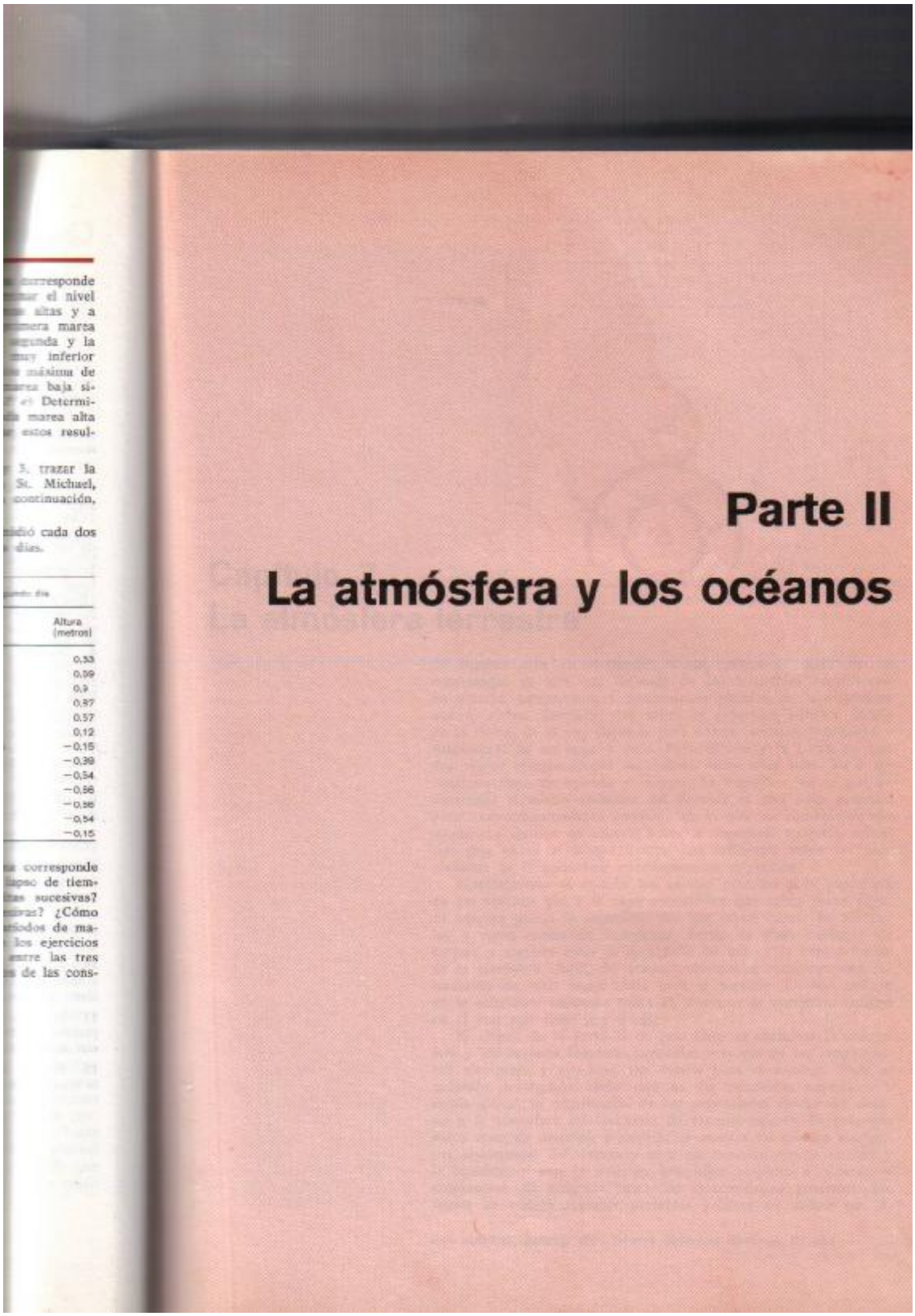
5. Tal como en los ejercicios 1 y 3, trazar la curva de marea correspondiente a St. Michael, Alaska, usando datos que figuran a continuación. (Datos de H. A. Marmer.)

Obsérvese que el nivel oceánico se midió cada dos horas, cubriendo un período de dos días.

Primer día		Segundo día	
Hora	Altura (metros)	Hora	Altura (metros)
0	0,3	0	0,33
2	0,6	2	0,69
4	0,69	4	0,9
6	0,51	6	0,87
8	0,12	8	0,57
10	−0,15	10	0,12
12 mediodía	−0,36	12 mediodía	−0,15
14	−0,48	14	−0,39
16	−0,54	16	−0,54
18	−0,54	18	−0,66
20	−0,48	20	−0,66
22	−0,15	22	−0,54
24	0,33	24	−0,15

6. *a*) ¿Qué tipo de curva de marea corresponde al gráfico del ejercicio 5? *b*) ¿Qué lapso de tiempo transcurre entre dos mareas altas sucesivas? *c*) ¿Y entre dos mareas bajas sucesivas? ¿Cómo se pueden comparar éste con los períodos de marea representado en los gráficos de los ejercicios 1 y 3? *e*) Explicar las diferencias entre las tres curvas de marea trazadas en términos de las constituyentes diarias y semidiarias.

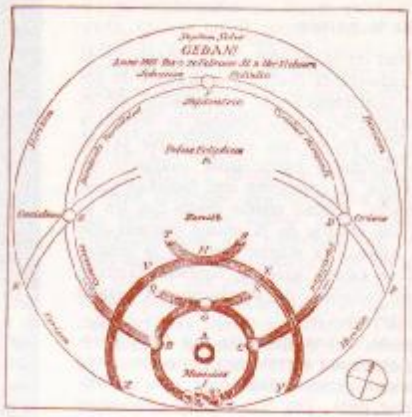
PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



Parte II

La atmósfera y los océanos

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



Capítulo 7
La atmósfera terrestre

El hombre vive en el fondo de un océano de aire: es un consumidor de aire que depende de las favorables condiciones de presión, temperatura y composición química de la atmósfera que lo rodea. También vive sobre la superficie exterior sólida de la tierra, de la que depende para comer, vestirse, refugiarse y desplazarse de un lugar a otro. Pero el aire y la tierra no son dos reinos completamente separados; entre ellos tiene lugar un continuo flujo de materia y energía. La superficie en la que se desarrolla el medio ambiente del hombre es una zona pequeña pero extraordinariamente compleja en la que las condiciones atmosféricas ejercen un control sobre la superficie terrestre, mientras ésta ejerce al mismo tiempo una influencia sobre las propiedades de la atmósfera inmediatamente adyacente.

Esencialmente se aplican las mismas premisas a la superficie de los océanos que a la capa atmosférica que existe sobre ellos. El hombre utiliza la superficie del mar como fuente de alimentos y como medio de transporte. Existe un flujo continuo de energía y materia entre la superficie del mar y la capa inferior de la atmósfera. Aquí, de nuevo, volvemos a encontrar una interacción de vital importancia para el hombre. El mar influye en la atmósfera existente sobre él, mientras la atmósfera influye en el mar que tiene por debajo.

El objeto de la parte II de este libro es examinar la atmósfera y los océanos haciendo particular hincapié en las interacciones aire-tierra y aire-mar, tan vitales para el hombre. Para el geógrafo, interesado como está en las relaciones espaciales a escala global, la distribución de las propiedades físicas del océano y la atmósfera son materias de especial interés. El geógrafo físico trata de describir y explicar la manera en que los elementos ambientales del tiempo y el clima cambian con la latitud y la estación, y con la posición geográfica respecto a océanos y continentes. El geógrafo busca las características generales que tienen en común regiones parecidas y trata de definir sus lí-

Halo complejo, Danzing, 1661. (Marine Observors Handbook, 8.ª ed.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

mites y de ordenarlas en sistemas de clasificación.

Estados de la materia

El estudio de la atmósfera, del océano y de la tierra requiere la continua aplicación de los principios relacionados con tres estados básicos de la materia: el *estado gaseoso*, el *líquido* y el *sólido*. Un *gas* es una sustancia que se expansiona fácilmente hasta llenar cualquier recipiente vacío, se comprime con facilidad y es, por lo general, mucho menos denso que los líquidos y los sólidos de la misma composición química. Aunque la mayor parte de la atmósfera está en estado gaseoso, contiene también cantidades variables de sustancias en estado líquido y sólido.

Un *líquido* es una sustancia que fluye libremente en respuesta a presiones desiguales, pero que mantiene característicamente una superficie superior libre. Los líquidos se comprimen sólo ligeramente ante presiones considerables. Suelen tener densidades muy parecidas a las de los sólidos de igual composición.

Aunque el océano está formado en su mayor parte de agua en estado líquido, también contiene sustancias en estado sólido y gaseoso. Gases y líquidos pertenecen a la clase de los *fluidos*. Los fluidos tienden a adoptar en reposo posiciones de equilibrio en las que el fluido menos denso se sitúa sobre el de mayor densidad.

Los *sólidos* son sustancias que resisten cambios de forma y de volumen y que son típicamente capaces de soportar grandes presiones desiguales sin alterarse. Cuando lo hacen, suele ser por rotura brusca. Aunque la corteza terrestre está constituida en su mayor parte por estado sólido, contiene también sustancias en estado líquido y gaseoso.

Como última observación en lo que respecta a los estados de la materia diremos que un *cambio de estado* es posible y ocurre frecuentemente en el mundo de la naturaleza. El cambio de estado más importante y de mayor difusión es el del agua, que puede pasar de vapor de agua (un gas) a agua líquida y viceversa, y de agua líquida a hielo (estado sólido) y viceversa (cap. 10). Estos cambios de estado requieren un aporte o una liberación de energía calorífica, según sea la dirección del cambio.

Los amplios principios y generalizaciones que aquí se han expuesto en lo que respecta a los estados de la materia se perfilarán, explicarán, cualificarán y aplicarán en los siguientes capítulos de este libro.

Composición de la atmósfera

La atmósfera terrestre consiste en una mezcla de varios gases que rodean la tierra hasta una altura de muchos kilómetros. Unida a la tierra por la atracción gravitacional, esta envuelta de aire alcanza su máxima densidad al nivel del mar y disminuye rápidamente hacia arriba. Aunque casi toda la atmósfera (97 %) se halla en los 29 km primeros de la superficie de la tierra, el límite superior puede estimarse aproximadamente a una altura de 10 000 km, distancia parecida a la del propio diámetro terrestre. La ciencia de la *meteorología* estudia la física de esta atmósfera.

Desde la superficie de la tierra hasta una altura de cerca de 80 km (50 millas) la composición química de la atmósfera es muy uniforme en lo que respecta a la proporción de los gases que la constituyen. A esta capa inferior y uniforme se le ha aplicado el nombre de *homosfera*, en contraposición a la *heterosfera* existente encima, que no es uniforme y se dispone en capas esféricas de diferente composición.

El aire puro y seco de la homosfera está formado en su mayor parte de *nitrógeno* (78,084 % en volumen) y *oxígeno* (20,946 %). El nitrógeno no reacciona químicamente con facilidad con otras sustancias, y puede considerarse como una sustancia neutra de relleno. Por el contrario, el oxígeno es enormemente activo bajo el punto de vista químico y se combina fácilmente con otros elementos en los procesos de *oxidación*. La combustión de carburantes representa una forma rápida de oxidación, mientras que ciertas formas de desmoronamiento de rocas (meteorización) constituyen formas de oxidación muy lentas.

El restante 0,970 % del aire es en su mayor parte *argón* (0,934 %). El *dióxido de carbono* o *anhídrido carbónico*, aunque constituye sólo el 0,033 %, es un gas de enorme importancia en los procesos atmosféricos, debido a su capacidad de absorber calor y permitir que se caliente la atmósfera inferior por la radiación calorífica procedente del sol y de la superficie de la tierra.

Las plantas verdes, en el proceso de *fotosíntesis*, utilizan el dióxido de carbono de la atmósfera y, junto con el agua, lo convierten en hidratos de carbono sólidos. A partir de 1900 se ha advertido una notable elevación en el contenido de dióxido de carbono de la atmósfera, como consecuencia posiblemente de la combustión que lleva a cabo el hombre de enormes cantidades de madera, carbón, petróleo y gas natural. En este cambio podemos encontrar un ejemplo del impacto del hombre sobre su medio ambiente, y del incremento de

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

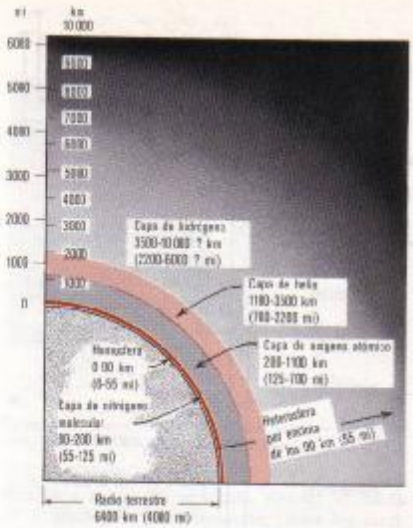


Figura 7.1. La homosfera y la heterosfera son las dos grandes divisiones de la atmósfera terrestre. (Basado en datos de R. Jastrow, NASA, y M. Nicolet.)

dióxido de carbono, además del de polvos atmosféricos, puede resultar un incremento apreciable de las temperaturas medias atmosféricas.

Los restantes gases de la atmósfera son el *neón, helio, criptón, xenón, hidrógeno, metano y óxido nitroso*, en orden decreciente según su porcentaje en volumen. Todos juntos, estos constituyentes suman menos del 0,003 % en volumen. Todos los componentes gaseosos de la homosfera se hallan perfectamente difundidos unos entre otros, de manera que confieren unas propiedades físicas determinadas al aire puro y seco como si se tratara de un único gas.

La heterosfera

La heterosfera, que comienza aproximadamente a los 90 km de la superficie de la tierra, está formada por cuatro capas gaseosas cada una de las cuales posee una composición química característica (fig. 7.1). La más baja es la *capa de nitrógeno molecular*, constituida en su mayor parte de moléculas de nitrógeno (N_2) y que se extiende hasta una altura de 200 km. Por encima de esta cota se encuentra la *capa de oxígeno atómico*, formada predominantemente de átomos de oxígeno (O). Entre los 1100 km y los 3500 km está situada la *capa de helio*, compuesta principalmente de átomos de helio (He). Por encima de esta región se halla la *capa de hidrógeno atómico*, constituida por átomos de hidrógeno (H). Para esta última no puede establecerse un límite exterior determinado. Quizás puede tomarse como límite arbitrario la altura de 10 000 km, ya que allí la densidad de átomos de hidrógeno es aproximadamente la misma que la que se encuentra en el espacio interplanetario. No obstante, todavía pueden encontrarse átomos de hidrógeno dando vueltas a la tierra, y por tanto pertenecientes a su atmósfera, a 35 000 km de distancia.

Debe advertirse que las cuatro capas descritas anteriormente poseen zonas limítrofes de transición más que superficies de separación bien definidas. La disposición de los gases está en orden a sus pesos: el nitrógeno molecular, el más pesado, el inferior; el hidrógeno atómico, el más ligero, el exterior. Debe tenerse en cuenta, además, que, a las alturas excepcionalmente elevadas de la heterosfera, la densidad de las moléculas y átomos de los gases es extremadamente baja. Por ejemplo, a 96 km, cerca de la base de la heterosfera, la atmósfera tiene una densidad de sólo una millonésima parte de la existente a nivel del mar. Los átomos y moléculas de la heterosfera tienen carga neutra y giran en la rotación de la tierra.

Subdivisiones de la homosfera

La atmósfera se ha subdividido en capas de acuerdo con su temperatura y con las zonas de cambio térmico. En la homosfera se distinguen tres zonas de temperaturas, y una cuarta se asigna a la parte inferior de la heterosfera. La figura 7.2 indica cómo está relacionada la temperatura con la altitud. Comenzando a nivel de la superficie terrestre, la temperatura decrece rápidamente a medida que se incrementa la altura a razón constante de 6,4° C por kilómetro. Esta velocidad de descenso térmico se denomina *razón normal de variación de la temperatura* o *gradiente vertical de temperatura*. Pueden existir desviaciones de este gradiente que dependen de la situación geográfica y de la estación del año. La capa a la que se aplica este gradiente se denomina *troposfera* y sus propiedades se discutirán más abajo en detalle. La figura 7.3 da detalles de la atmósfera típica de latitudes medias.

El gradiente vertical de temperatura varía casi repentinamente a una altura comprendida entre 12,5 y 15 km y da lugar a otra capa, conocida con el nombre de *estratosfera*, en la que la temperatura se mantiene prácticamente constante a medida que se incrementa la altura (véase fig. 7.3). Al nivel en el que la troposfera deja paso a la estratosfera se le da el nombre de *tropopausa*. La figura 7.4 indica que la al-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

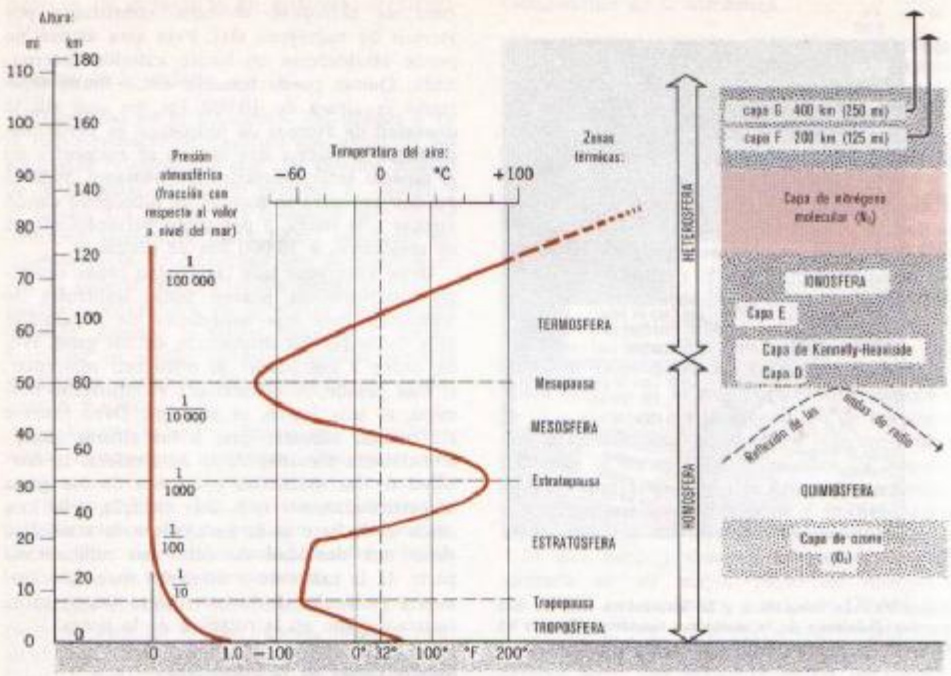


Figura 7.2. La estructura en capas de la atmósfera puede establecerse a partir de las temperaturas y de su composición y propiedades químicas. (De A. N. Strahler, 1963, The Earth Sciences, **Harper and Row, Inc., Nueva York.)**

tura de la tropopausa alcanza el valor mínimo en los polos, de 8 a 10 km, mientras que en el ecuador se encuentra a 17 km. Si consideramos la troposfera como una superficie de tres dimensiones, se parece a un elipsoide achatado por los polos con un abombamiento ecuatorial.

En las latitudes medias y elevadas son notables los cambios estacionales de altitud que experimenta la tropopausa. Por ejemplo, a una latitud de 45° la altura media en enero es de 12,5 km, pero en julio se eleva a 15 km. Como se indica en la figura 7,4, las temperaturas en la tropopausa son notablemente más bajas en el ecuador que en los polos. A primera vista, esta relación puede parecer extraña, acostumbrados como estamos a que la región ecuatorial sea cálida y los polos fríos. No obstante, si suponemos el gradiente vertical constante, a mayor altura de la tropopausa más frío será el aire.

A medida que se asciende en la estratosfera, se observa un lento ascenso de la temperatura. A una altura aproximada de 30 km se halla la *estratopausa*, donde se advierte un rápido cambio hacia temperaturas cada vez más elevadas (fig. 7.2). En la *mesosfera* suprayacente la temperatura se incrementa hasta 77° C; se trata de una capa que se extiende hasta casi los 80 km de altura. Nuevamente vuelve a descender la temperatura con la altitud hasta alcanzar un mínimo de —100° C. Esta región de temperatura mínima e inversión se denomina *mesopausa*. A mayor altura, en la *termosfera*, se observa un rápido ascenso de la temperatura. Como ya se ha dicho anteriormente, la termosfera se incluye en la heterosfera. De aquí que la mesopausa pueda considerarse como coincidente con el límite superior de la homosfera. En la termosfera se alcanzan temperaturas de 1100 a 1650° C, pero estas cifras tienen poca importancia cuando consideramos que la densidad del aire es tan pequeña que se aproxima al vacío. Muy poca cantidad de calor es la que puede retener o conducir un aire de densidad tan baja.

La troposfera y el hombre

Es la capa atmosférica más baja, la troposfera, la de mayor importancia directa para el

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

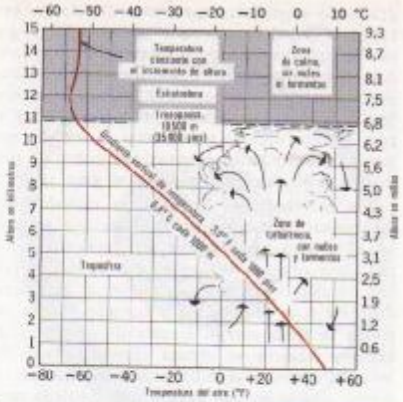


Figura 7.3. Curva de temperaturas obtenida mediante globo sonda en una zona de latitud media.

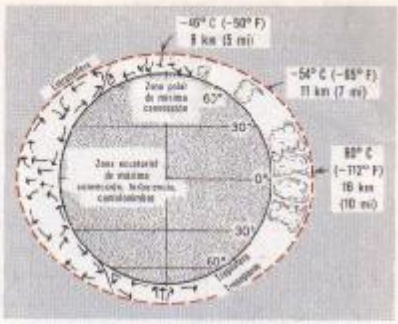


Figura 7.4. Sección esquemática de la troposfera. Los números indican la altura y temperatura de la tropopausa.

hombre y su medio ambiente, situado al fondo de la atmósfera. Prácticamente, todos los fenómenos meteorológicos y climáticos que afectan materialmente al hombre tiene lugar en el interior de la troposfera.

Además del aire puro y seco, la troposfera contiene *vapor de agua*, una forma gaseosa del agua, incolora e inodora y que se mezcla perfectamente con los otros gases del aire. El grado de presencia del vapor de agua recibe el nombre de *humedad* y es de primordial importancia en los fenómenos meteorológicos. El vapor de agua puede condensarse y formar nubes y niebla. Si la condensación es excesiva, puede producirse la lluvia, nieve, granizo o agua-nieve, designados colectivamente con el nombre de *precipitación*. Donde el vapor de agua está sólo presente en pequeñas proporciones, se produce una extrema sequedad del aire típica de los desiertos calurosos. Existe, además, una función muy importante reservada al vapor de agua. Al igual que el dióxido de carbono, es capaz de absorber calor, el cual penetra en la atmósfera en forma de energía radiante procedente del sol y de la tierra. El vapor de agua le da a la troposfera, las características de una capa aislante que evita el escape rápido del calor procedente de la superficie de la tierra.

La troposfera contiene un sin número de finas partículas de polvo, tan pequeñas y ligeras que el más leve movimiento del aire las mantiene en suspensión. Han sido transportadas al aire procedentes de llanuras desérticas secas, fondos de lagos y playas, o de explosiones volcánicas. Los fuertes vientos que soplan sobre el océano levantan gotitas de agua en el aire. Éstas pueden evaporarse, dejando como residuo cristales de sal extremadamente diminutos que son transportados a zonas elevadas del aire. Los incendios forestales son todavía otra importante fuente de partículas de polvo atmosférico. Innumerables meteoritos, que se desintegran al entrar en las capas altas de la atmósfera a causa del calor de la fricción, han contribuido también a incrementar el número de partículas de polvo atmosférico.

El polvo existente en la troposfera contribuye a que se forme el crepúsculo y los colores rojizos de la salida y puesta del sol, pero la función más importante de las partículas de polvo no es observable y raramente se aprecia. Ciertos tipos de partículas de polvo actúan como *núcleos* o centros alrededor de los cuales se condensa el vapor de agua y se originan las partículas de las nubes. Esto queda patente en el aire que envuelve a ciudades industriales que desprenden gran cantidad de polvo químicamente activo. Tan efectivos son estos polvos en condensar humedad a su alrededor, que sobre la ciudad pesa siempre una densa calina o *smog*.

La estratosfera y las capas superiores están virtualmente libres de polvo y vapor de agua. En la estratosfera son raras las nubes y no se producen tormentas, aunque se han observado vientos a gran velocidad.

Presión atmosférica

Aunque su presencia nos pase desapercibida, el aire es una sustancia material y tangible. Al nivel del mar, la atmósfera ejerce una presión de aproximadamente 1 kg por centímetro cuadrado sobre toda superficie, sólida o líquida.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 7.5. Esquema de un barómetro de mercurio.

situada en su seno. Dado que esta presión se ve compensada exactamente por la que ejerce el aire en el seno de los líquidos, en el interior de los objetos huecos y en el de las sustancias porosas, sus efectos no son aparentes. La presión ejercida sobre un centímetro cuadrado de superficie representa el peso de una columna de aire que tiene esa sección y que se extiende verticalmente hasta el límite exterior de la atmósfera. Puesto que el aire es muy comprensible, las capas inferiores de la atmósfera son las más fuertemente comprimidas y, por lo tanto, son las más densas. A medida que nos elevamos, tanto la densidad como la presión atmosférica disminuyen con gran rapidez.

Figura 7.6. Tres tipos de barómetros de mercurio. (Fotografía de L. E. Johnson. Cortesía del U.S. Weather Bureau.)

Los meteorólogos utilizan un método para determinar la presión atmosférica que se basa en el clásico experimento de Torricelli, realizado por primera vez en el año 1643 por este físico italiano. Un tubo de vidrio de aproximadamente 1 m de longitud y cerrado por un extremo se llena completamente de mercurio. El extremo abierto se obtura temporalmente. Se invierte entonces el tubo y se introduce su extremo tapado en una cubeta que contiene mercurio. Al destapar la abertura, el nivel del mercurio desciende unos centímetros pero permanece fijo a unos 76 cm por encima de la superficie del mercurio de la cubeta (fig. 7.5). La presión atmosférica equilibra el peso de la columna de mercurio. Si la presión atmosférica aumenta o disminuye, la columna de mercurio asciende o desciende correspondientemente. Tenemos así un instrumento que nos permite medir la presión atmosférica y sus variaciones.

Cualquier instrumento que sirve para medir la presión atmosférica recibe el nombre de *barómetro*. El tipo ideado por Torricelli recibe el nombre de *barómetro de mercurio*. Con varios perfeccionamientos de su sencillo modelo inicial sigue siendo el instrumento más utilizado para medir la presión atmosférica (figura 7.6). Ésta se puede expresar en *milímetros de mercurio*, correspondientes a la altura de la columna de mercurio. La presión normal al nivel del mar es de 760 mm en esta escala.

Los meteorólogos han introducido una nueva unidad, el *milibar* (mb). Un milímetro de mercurio equivale a 1,33 milibares. La presión normal al nivel del mar es de 1013,2 milibares. En este libro emplearemos ambas unidades para expresar la presión atmosférica.

Otro tipo de barómetro es el *barómetro metálico*, antiguamente llamado *aneroide* (fig. 7.7). Consiste en una cápsula metálica hueca en la que se ha hecho un vacío parcial y que se ha cerrado después herméticamente. Las paredes de esta cápsula son flexibles, de forma que se contraen y se dilatan al variar la presión atmosférica. Estos movimientos actúan sobre una aguja cuya posición varía sobre un limbo graduado. El barómetro metálico es de pequeño tamaño y fácilmente transportable.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

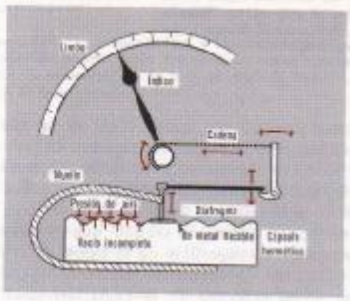


Figura 7.7. Barómetro (arriba) y esquema de su funcionamiento (abajo). (Fotografía por cortesía del U.S. Weather Bureau. Esquema según Wold, *College Physics.*)

Distribución vertical de la presión

La figura 7.8 indica cómo disminuye la presión al aumentar la altitud. Por cada 275 m de ascenso, la columna de mercurio desciende 1/30 de su altura. Como demuestra la gráfica (por la pendiente de la curva), el ritmo de descenso del mercurio se hace cada vez menor a medida que aumenta la altura, hasta que, por encima de los 50 km, el descenso es prácticamente inapreciable.

En el capítulo 11 se tratarán los efectos de la disminución de la presión del aire sobre la fisiología humana, el punto de ebullición del agua y la pérdida o ganancia de calor atmosférico.

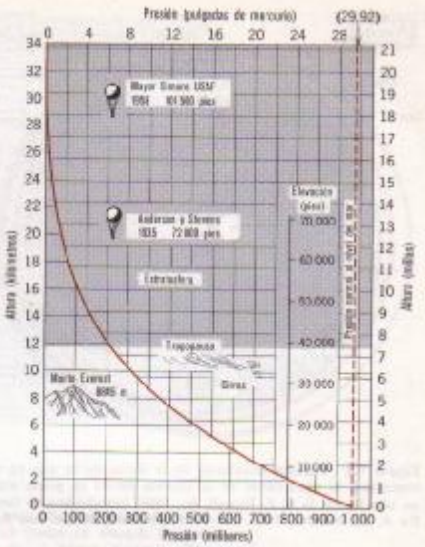


Figura 7.8. La presión del aire disminuye rápidamente a medida que aumenta la altura. (Datos de Humphreys, Physics of the Air.)

Fenómenos en la atmósfera exterior

El hombre sigue extendiendo sus actividades a capas de la atmósfera cada vez más distantes. De particular interés para los estudios de geografía son los avances en el empleo de satélites de comunicación e instrumentos de control remoto que escudriñan la superficie de la tierra. Los satélites meteorológicos orbitan continuamente la tierra proporcionando fotografías que ayudan materialmente a la predicción del tiempo y a la pronta detección de tormentas tropicales. Ciertos fenómenos físicos de las regiones exteriores de la atmósfera son, pues, de importancia en el amplio campo de la geografía física.

De particular interés en el desarrollo de la comunicación por radio a escala global es una capa conocida como *ionosfera*, localizada a una altura que oscila entre los 80 y 400 km. Adviértase que esta posición coincide con la parte baja de la heterosfera, donde se encuentran las capas de nitrógeno molecular y oxígeno atómico (véase fig. 7.2). Además, la ionosfera ocupa una posición prácticamente idéntica a la de la base de la termosfera. La ionosfera está constituida por una serie de capas en las que tiene lugar el proceso de *ionización*. Aquí, las moléculas y átomos de nitrógeno y oxígeno absorben los rayos gamma y rayos X de alta ener-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

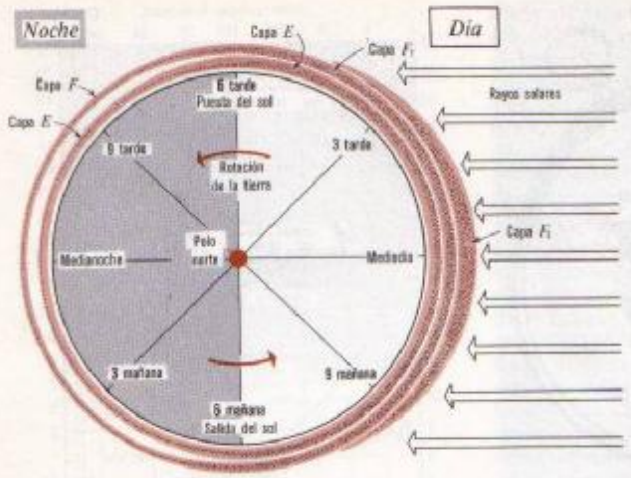


Figura 7.9. Sección ecuatorial de la tierra en la que se observan las distintas capas de la ionosfera. El observador ve la sección desde un punto situado sobre el polo norte. (Basado en una figura de B. F. Howell, Jr., 1959, Introduction to Geophisics, **McGraw-Hill, Nueva York. De A. N. Strahler, 1963,** The Earth Sciences, **Harper and Row, Nueva York.)**

gía procedentes del espectro de radiación solar. En el proceso de absorción, cada molécula o átomo cede un electrón, convirtiéndose en un *ion* cargado positivamente. Los electrones así desprendidos originan una corriente eléctrica que se mueve libremente a escala global por la ionosfera. De particular interés en la geografía de la radiocomunicación es la capacidad que poseen los estratos ionizados para reflejar las ondas de radio y devolverlas de este modo hacia la tierra. La mayor parte de la reflexión importante de las ondas largas de radio tiene lugar en la parte inferior de la ionosfera, que recibe el nombre de *capa de Kennelly-Heaviside*. Sin esta reflexión no sería posible la comunicación por radio a larga distancia. Como los procesos de ionización requieren de radiación solar directa, las capas ionosféricas, que son cinco, se forman en la parte de la tierra que toca la luz del sol (fig. 7.9). En la parte oscura, donde es de noche, las capas tienden a debilitarse y desaparecer.

Otro fenómeno, de vital importancia para el hombre y todas las demás formas de vida de la tierra lo constituye la presencia de una *capa de ozono* en la región comprendida entre los 20 y 35 km de altura, aunque también se extienda a los 50 y 55 km (véase fig. 7.2). La capa de ozono se extiende, pues, de la parte superior de la estratosfera a la mesosfera. Es una región de concentración de la forma de la molécula de oxígeno denominada *ozono* (O_3), en la que se combinan tres átomos de oxígeno en vez de dos como es normal (O_2). El ozono se produce por la acción de los rayos ultravioleta sobre los átomos ordinarios de oxígeno. Así, la capa de ozono actúa como un escudo que protege la troposfera y la superficie de la tierra de la mayor parte de la radiación ultravioleta encontrada en el espectro de la radiación solar. Si estos rayos ultravioleta alcanzasen la superficie de la tierra con toda su intensidad, serían destruidas todas las bacterias a ellos expuestas y quedarían seriamente quemados los tejidos animales. Así pues, la presencia de la capa de ozono es un elemento esencial en el medio ambiente del hombre. También es interesante hacer notar que las elevadas temperaturas de la mesosfera se deben a la absorción de los rayos ultravioleta en la parte superior de la capa de ozono. El nivel de mayor concentración de ozono alcanza su máxima altura en las bajas latitudes (48 km), pero desciende hasta el valor mínimo en las latitudes árticas (35 km). Existen también notables variaciones estacionales en las latitudes medias.

La magnetosfera

En el capítulo 3 se describió el campo magnético de la tierra como semejante al que originaría una barra imantada orientada sobre un eje polar magnético que estuviera inclinado

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

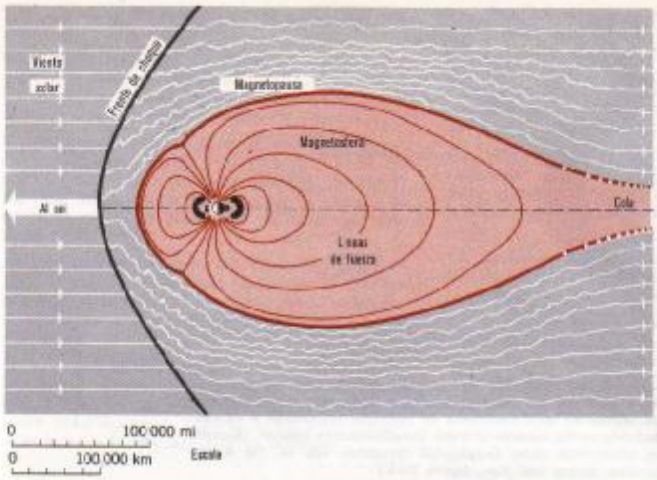


Figura 7.10. La magnetosfera y la magnetopausa se hallan muy distorsionadas debido a la presión del viento solar. Frente a la magnetopausa existe un frente de choque. La composición y extensión de la cola es todavía incierta. (Según C. O. Hines, Science, 1963, y B. J. O'Brien, Science, 1965.)

unos pocos grados con respecto al eje geográfico de la tierra. Las líneas de fuerza indicadas en la figura 3.7 también se extienden hacia el espacio constituyendo el *campo magnético externo*. Si suponemos, a fin comparativo, que la atmósfera de la tierra se extiende hasta una distancia igual a dos veces su propio radio, 13 000 km, resulta evidente que el campo magnético se extiende más allá de los límites externos de la atmósfera. El límite efectivo del campo magnético externo de la tierra se halla quizás entre los 64 000 y 130 000 km. Toda la región comprendida entre estos límites se denomina *magnetosfera*, y su límite externo, *magnetopausa*.

El modelo geométrico más simple para representar la magnetosfera sería el de un anillo de forma alargada que rodease la tierra. El plano del anillo coincidiría con el plano del ecuador magnético, mientras que la tierra ocuparía la abertura del centro. En realidad no existe esta forma ideal debido a la acción del *viento solar*, un flujo más o menos continuo de electrones y protones emitidos por el sol. La presión del viento solar actúa sobre la magnetopausa acercándola hacia la tierra por la parte más cercana al sol (fig. 7.10). En esta zona, la distancia a la magnetopausa es del orden de 10 radios terrestres (unos 64 000 km). Las líneas de fuerza se acercan más unas a otras en esta región y se intensifica el campo magnético. En la parte opuesta de la tierra, la magnetopausa, alineada con el sol, se pierde en el espacio a medida que se van atenuando las líneas de fuerza. No se conoce la extensión de esta "cola", pero la forma completa de la magnetosfera se ha descrito como semejante a la de un cometa. La longitud de la cola magnética se ha estimado en 6 400 000 km al menos, y es posible que sea mucho más larga.

Los cinturones de radiación

En 1958, los satélites *Explorer I* y *III*, que llevaban a bordo contadores Geiger, mandaron a la tierra información sobre la existencia de una región de intensa radiactividad en el interior de la magnetosfera. Pronto se descubrió que existían dos cinturones de radiación, uno situado en el interior del otro (fig. 7.11). Estos anillos se denominaron *cinturones de radiación de Van Allen*, por ser éste el físico que primero los describió. Se encontró que el cinturón interno se hallaba situado a unos 3600 km de la tierra, y el externo, de mucha mayor intensidad, entre 13 000 y 19 000 km de distancia.

Los cinturones de radiación de Van Allen representan concentraciones de partículas carga-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

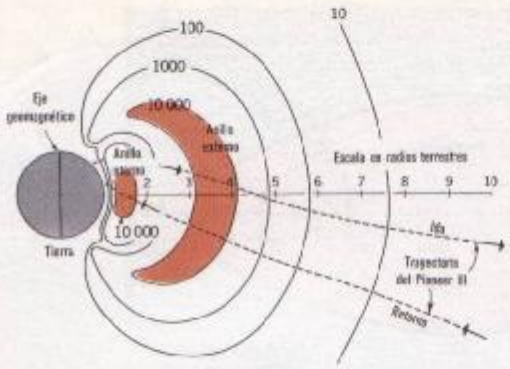


Figura 7.11. Sección transversal de los cinturones de radiación de Van Allen tal como se interpretaron por primera vez a partir de los datos mandados a la tierra por los satélites Explorer IV y Pioneer III. **Las curvas de igual intensidad de radiación pertenecen a valores relativos, siendo cada cantidad diez veces superior al valor inmediatamente inferior. (Basado en los datos de J. A. Van Allen, 1959, Jour. Geophysical Research, vol. 64. De A. N. Strahler, 1963,** The Earth Sciences, **Harper and Row, Nueva York.)**

das —protones y electrones— atrapadas entre las líneas de fuerza del campo magnético externo de la tierra. Estas partículas, altamente energéticas, proceden del sol y quedan atrapadas al penetrar en la magnetopausa. La intensidad de la radiación atrapada presenta grandes fluctuaciones. Las protuberancias solares tienen lugar en la superficie del sol a intervalos irregulares y mandan ráfagas de nubes de iones hacia la tierra. En estos instantes, se incrementa notablemente la intensidad de radiación de las partículas atrapadas. Una manifestación de tales acontecimientos es la *aurora*, que es más intensa en las latitudes árticas y antárticas. En la tierra, la llegada de estas nubes de iones procedentes de las protuberancias solares crea intensas anomalías en el campo magnético, conocidas con el nombre de *tormentas magnéticas*, que alteran seriamente las comunicaciones por radio.

Cuestionario de repaso

1. Describir la tierra, mar y aire como constituyentes del medio ambiente del hombre. ¿De qué modo está relacionada la geografía física con las ciencias que tratan de la atmósfera y los océanos?

2. Describir los estados sólido, líquido y gaseoso de la materia. ¿Constituyen en la tierra estos estados de la materia tres reinos completamente separados y distintos? ¿Cómo están relacionados los cambios de energía con los cambios de estado?

3. Establecer definiciones de los términos *atmósfera* y *meteorología*. ¿Cuál es la razón de subdividir la atmósfera en homosfera y heterosfera?

4. Enumerar los componentes gaseosos constantes de la homosfera en orden decreciente según su proporción en volumen, dando los porcentajes aproximados de cada uno. Evaluar cada gas según sea su importancia respecto a la vida vegetal y animal de la tierra.

5. Describir las capas de la heterosfera de abajo arriba. ¿Es brusco el paso de una capa a otra? Explicar el desarrollo de las capas. ¿Hasta dónde se extiende la atmósfera terrestre?

6. Describir las subdivisiones de la homosfera. ¿Qué condiciones de temperatura imperan en dicha zona? ¿A qué altura se halla la tropopausa sobre el ecuador? ¿Y sobre los polos? ¿Y sobre las latitudes medias? ¿Qué variaciones de altura experimenta la tropopausa durante el transcurso del año?

7. ¿Por qué la troposfera es de especial interés para los geógrafos? ¿Cuáles son los constituyentes de la troposfera además de los gases del aire puro

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

y seco? ¿Qué importancia tienen cada constituyente?

8. ¿Cuál es la causa de la presión atmosférica? ¿Cómo se mide esta presión? Describir el experimento de Torricelli y explicar el principio en el que se basa. Describir un barómetro de mercurio.

9. ¿Qué valor arbitrario en milímetros y pulgadas de mercurio se da a la presión a nivel del mar? ¿Cuál es el valor equivalente en milibares? Dar una buena razón para escoger el empleo de milibares en vez de pulgadas o milímetros de mercurio.

10. Explicar el principio del barómetro aneroide. ¿Qué ventajas presenta este tipo sobre el barómetro de mercurio? Explicar cómo puede emplearse el barómetro aneroide como altímetro en navegación aérea.

11. ¿A qué ritmo disminuye la presión del aire con el incremento de altura? ¿Es constante este ritmo? ¿Revela la posición de la tropopausa la curva presión-altura? Explicar cómo está relacionada la presión del aire con su densidad.

12. Explicar la formación de la ionosfera. ¿En qué capa se encuentra la ionosfera? ¿Qué relación existe entre la intensidad de desarrollo de las capas ionosféricas y la exposición de la atmósfera a la luz del sol? ¿Cómo facilita la ionosfera la radiocomunicación a gran distancia? ¿Qué es la capa de Kennelly-Heaviside?

13. ¿Qué es la capa de ozono? ¿A qué altura se encuentra? ¿Cómo se origina el ozono? ¿Cómo influye la capa de ozono en el medio ambiente de la vida vegetal y animal de la superficie de la tierra?

14. Describir la magnetosfera. ¿Qué es la magnetopausa? ¿Cómo está afectada por el viento solar la forma de la magnetosfera?

15. ¿Qué son los cinturones de radiación de Van Allen? ¿Cómo fueron descubiertos? ¿Cuál es la causa de la radiactividad de estos cinturones? ¿En qué difiere la actividad de las partículas cargadas de los cinturones de radiación con respecto a la de los átomos y moléculas de los gases de la heterosfera? ¿De qué modo están relacionadas las auroras y las tormentas magnéticas con la magnetosfera y los cinturones de Van Allen?

Ejercicios

1. En Chicago, Illinois, en un día del mes de abril, la temperatura del aire es de 50°F. Un sondeo vertical de la atmósfera con globo revela una disminución de temperatura casi constante de 3,6°F cada 1000 pies. En la tropopausa se encuentra una temperatura de —58°F. *a*) Calcular la altura de la tropopausa (suponiendo que Chicago se halle a nivel del mar). *b*) Expresarla en kilómetros. *c*) Construir una gráfica similar a la figura 7.3 representando la curva de gradiente vertical de temperatura. Indicar la posición de la tropopausa. (Datos de S. Petterssen.)

2. En el mismo día que se llevan a cabo las observaciones del ejercicio 1 se efectúa un sondeo atmosférico similar en la isla de Nauru, situada en el centro del Pacífico, cerca del ecuador. Allí la temperatura a nivel del mar es de 30°C y el gradiente vertical de temperatura es constante y vale 6,6°C por kilómetro. La tropopausa se halla a 16,8 km de altura. *a*) Calcular la temperatura del aire en la tropopausa. *b*) Pasarla a grados Fahrenheit. *c*) Colocar los datos en la misma gráfica empleada en el ejercicio 1. Establecer las escalas de altitud y temperatura en unidades métricas e inglesas. (Datos de S. Petterssen.)

3. *a*) Construir una curva de presión-altura sabiendo que la presión del aire decrece 1/30 de su valor cada 300 m de ascenso. Considérese la presión inicial a nivel del mar de 767 mm de mercurio. Así, a una altura de 300 m, la presión se reducirá a 736,6 mm. A 600 m la presión se habrá reducido 1/30 de 736,6 mm, es decir, 24,6 mm y mediremos, por tanto, 711,9 mm. Calcular presiones hasta los 15 000 m de altura como mínimo. Represéntese cada valor como un punto y únanse mediante una curva. *b*) Comparar los resultados con la curva de la figura 7.8. Una curva de este tipo se denomina *curva exponencial negativa*. Curvas similares son la del período de desintegración del uranio 238, la de velocidad de enfriamiento por radiación de un objeto caliente y muchas otras representativas de importantes fenómenos de la ciencia.

4. Empleando la gráfica de la figura 7.8 como fuente directa de información, responder a lo siguiente: *a*) ¿Cuál es la presión barométrica en milímetros de mercurio sobre el monte Everest? *b*) ¿Cuál es la presión en milibares a 21 600 m, la altura alcanzada por Anderson y Stevens en 1935? ¿Y a la altura de 30 000 m alcanzada por el hombre en globo en 1958? *c*) ¿Cuál es el ritmo de variación de presión, expresada en milibares por kilómetro, en la región comprendida entre 5 y 8 km de altura? *d*) ¿Cuántos milibares de presión descendería el barómetro al pasar de 9000 a 18 000 m?

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Capítulo 8
Calentamiento y enfriamiento de la superficie terrestre

El geógrafo físico trata de describir y explicar las condiciones del medio ambiente natural del hombre. En lo que a influencias atmosféricas se refiere directamente, son los elementos meteorológicos y climáticos los que atañen directamente al hombre. Estos temas constituyen fases descriptivas y explicatorias de las ciencias de la meteorología y la climatología.

El *tiempo meteorológico* puede definirse como el estado de la atmósfera en un punto y época determinada, y puede describirse con respecto a una única estación de observación o a una determinada área en particular de la superficie de la tierra. Por el contrario, *clima* es la condición característica de la atmósfera deducida de largos períodos de repetidas observaciones. El clima incluye no sólo un análisis de los valores medios, sino también las desviaciones de estos promedios y las probabilidades de repetición de series particulares de condiciones. Se deduce, pues, que el conocimiento del clima es consecuencia del conocimiento de tiempo meteorológico y que el primero representa una generalización mientras el último refleja un acontecimiento en particular.

Un informe del tiempo meteorológico es una suma de un cierto número de parámetros descriptivos, denominados a menudo *elementos meteorológicos*, que pueden dividirse en los siguientes grupos: 1) *temperatura del aire;* 2) *presión atmosférica;* 3) *vientos* (dirección y velocidad del aire en movimiento horizontal), y 4) *humedad atmosférica*, que comprende *a*) la *humedad* (medida del contenido en vapor de agua), *b*) *nubes y niebla*, cuando las hay, y *c*) *precipitación*, caída de partículas de agua líquidas o sólidas. La determinación de los elementos meteorológicos se efectúa mediante instrumentos y la observación visual directa en una estación terrestre fija, y puede extenderse a los niveles superiores mediante el empleo de instrumentos transportados en globo. Idealmente, una descripción completa del tiempo debería ser tridimensional, extendiéndose verticalmente por la troposfera además de horizontalmente sobre una serie de esta-

Termómetro de máxima y mínima. [Culver Pictures.]

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

ciones. La zona comprendida entre dos estaciones de observación se estudia mediante *interpolación*, y se lleva a cabo mediante el trazado de líneas de igual valor (*isopletas*) que indican valores estimados de los distintos elementos metereológicos sobre una región y las velocidades y ritmos de cambio de estos valores de un lugar a otro. La preparación de *mapas meteorológicos*, que indican las condiciones meteorológicas simultáneas mediante los datos de una estación y las isopletas, constituye una rama de la ciencia meteorológica denominada *meteorología sinóptica*. Los mapas meteorológicos no sólo pueden construirse a nivel de superficie, sino también para diversas alturas.

Un informe del clima se basa en los mismos grupos de elementos que un informe del tiempo meteorológico. Sin embargo, ciertas categorías de información reciben un mayor énfasis. En muchos sistemas climáticos, las temperaturas del aire y el régimen de precipitaciones constituyen las bases más sólidas para definir los tipos de clima y diferenciarlos unos de otros. La naturaleza de los datos climáticos se trata con detalle en el capítulo 13.

Concepto de un balance global de calor

Este capítulo trata básicamente del elemento meteorológico que es la temperatura del aire y de las correspondientes temperaturas de las tierras y de las superficies de las aguas. A todos les es familiar la medida de la temperatura del aire mediante el termómetro. La mayor parte de nosotros recibe e interpreta rutinariamente las lecturas termométricas como guía para planificar la indumentaria o las actividades fuera de casa. Todavía debemos recordar que la temperatura del aire es simplemente una indicación de la cantidad de energía calorífica existente en el mismo. Este calor, que puede denominarse *calor sensible*, existe a causa de la *energía cinética* (energía de movimiento) de las moléculas. A medida que aumenta la temperatura, se incrementa la energía del movimiento molecular. Por tanto, debemos centrar nuestra atención en la energía calorífica y la manera en que se recibe y transmite, intercambiándose con las superficies líquidas y sólidas, y en cómo se almacena en forma latente.

Todos estamos familiarizados con la naturaleza cíclica de los cambios de temperatura. Existe un ritmo diario de ascenso y descenso de la temperatura así como otro estacional. Tienen también lugar variaciones sistemáticas en las temperaturas del aire desde las latitudes ecuatoriales a las polares, así como de las superficies oceánicas a las continentales. Correspondientemente, la parte inferior de la atmósfera y la superficie de los continentes y océanos deben de recibir y ceder energía calorífica durante estos ciclos diarios y estacionales. Deben existir también grandes diferencias entre las cantidades de calor recibidas y cedidas a medida que se pasa de las latitudes bajas a las elevadas.

A pesar de la existencia de ciclos térmicos y contrastes latitudinales de temperatura, la la historia humana y pruebas geológicas indican una uniformidad general del ambiente térmico global a través del tiempo. Parece que la tierra mantiene como planeta un *equilibrio térmico*, pero si no fuera este el caso, la deriva gradual hacia el incremento o disminución de calor habría conducido finalmente a la superficie de la tierra a ser demasiado cálida o fría para mantener la vida.

Para todos los cálculos prácticos, la única fuente de energía calorífica de la superficie terrestre es el sol. Las diminutas cantidades de calor que fluyen hacia la superficie de la tierra procedentes de las fuentes internas radiactivas y volcánicas pueden dejarse de lado como intrascendentes. El calor solar es interceptado por nuestro esférico planeta, y el nivel de energía calorífica tiende a elevarse. Al mismo tiempo, nuestro planeta irradia calor hacia el espacio exterior, proceso que tiende a disminuir el nivel de energía calorífica. Estos procesos de entrada y salida de energía están continuamente en acción. En un mismo lugar y tiempo se gana más calor del que se pierde, en otro se pierde más del que se gana.

Estas consideraciones conducen al concepto de un *balance global de calor*, análogo en muchos aspectos al balance económico de una institución compleja como pueda ser una gran corporación o un gobierno. Una primera premisa del concepto de balance de calor es que, durante un período de tiempo largo, el nivel medio de energía calorífica del sistema en conjunto permanece absolutamente constante. Todas las desviaciones del valor medio, sean en ciclos de cortos o largos períodos de tiempo, están compensadas por desviaciones opuestas de igual magnitud. Además, como las regiones ecuatoriales reciben mucho más calor del que se pierde directamente al espacio, y las polares pierden mucho más calor del que reciben, deben incluirse en el sistema mecanismos de transferencia calorífica adecuados a exportar el exceso de calor de una región y a conducirlo hasta otra deficitaria de él. En nuestro planeta, los movimientos de la atmósfera y los océanos actúan como mecanismos de transferencia calorífica. Así pues, un estudio del balance de calor de la tierra no será completo hasta que se

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

describan y expliquen en los capítulos 9 y 10 los tipos de circulación global del aire y del agua.

Una parte importante del balance terrestre de calor la constituye el almacenamiento de energía calorífica en forma latente. Ya se advirtió en la introducción al capítulo 7 que los cambios de estado a gas, líquido o sólido iban acompañados de pérdidas o ganancias de energía calorífica. El agua en sus tres estados —como vapor de agua en la atmósfera y como líquido y sólido en los océanos y sobre la superficie de los continentes— absorbe y libera calor cuando pasa de un estado a otro. En consecuencia, no se completará el estudio del balance de calor de la tierra hasta examinar en los capítulos 11, 12 y 14 el proceso de cambio de estado del agua en la atmósfera.

Al considerarlo, parece claro que el movimiento del agua a través de la atmósfera, océanos y sobre los continentes constituya un sistema de igual importancia al del flujo calorífico y que las actividades de ambos sistemas estén íntimamente relacionadas. El concepto de *balance hídrico* puede desarrollarse junto con el de *equilibrio hídrico*, y esto se lleva a cabo al lado del balance calorífico (caps. 14 y 25). El balance calorífico puede considerarse relacionado con la energía, y el hídrico con la materia. Conjuntamente, estos dos grandes sistemas de energía y materia constituyen un único y enorme sistema planetario que nos permite relacionar y explicar numerosos fenómenos ambientales de nuestra tierra en un único sistema unificado.

Una introducción sistemática al balance calorífico de la tierra comienza con un examen de la procedencia u origen de la energía de la radiación solar. Esta radiación puede seguirse cuando penetra en la atmósfera de la tierra y es absorbida o transformada. Entonces pasamos al mecanismo de liberación de calor por la tierra, como si fuera ésta un emisor secundario.

La radiación solar

Nuestro sol, una estrella de masa y temperatura intermedia si la comparamos con la extensa gama de estrellas, tiene una temperatura superficial de unos 6000°C. El gas incandescente que constituye la superficie solar emite una forma de energía conocida como *radiación electromagnética*. Esta forma de energía puede considerarse como una colección o *espectro*, de ondas de una amplia gama de longitudes, que viajan a la velocidad constante de 300 000 kilómetros/seg. La energía viaja en línea recta apartándose radialmente del sol y tarda aproximadamente 9 1/3 min en recorrer los 150 millones de kilómetros que separan al sol de la tierra. Aunque la radiación solar viaja por el espacio sin pérdida de energía, la intensidad de la radiación en una sección determinada (por ejemplo, 1 cm²) decrece inversamente al cuadrado de la distancia del sol. La tierra intercepta así sólo dos mil millonésimas partes de la energía total emitida por el sol.

El espectro de la radiación solar está constituido por *a*) rayos X, rayos gamma y rayos ultravioleta, que transportan el 9 % de la energía total, *b*) rayos visibles de luz, el 41 % y *c*) rayos infrarrojos invisibles y rayos caloríficos, 50 %. La tabla 8.1 da las longitudes de onda en micras de los diversos componentes del espectro. Una micra equivale a una milésima de milímetro. En adelante, aplicaremos el nombre de radiación de *onda corta* a la porción visible y ultravioleta del espectro (longitudes de onda inferiores a 0,7 micras) para distinguirla de la porción *infrarroja* (longitudes de onda superiores a 0,7 micras). Vemos que la energía total del espectro de la radiación puede dividirse casi por igual en una porción de onda corta y otra infrarroja.

La fuente de la energía solar se halla en el interior del sol, donde, bajo una enorme presión de confinamiento y elevada temperatura, el hidrógeno se convierte en helio. En este proceso de fusión se genera una enorme cantidad de calor, que escapa por conducción y convección hacia la superficie del sol. Como la velocidad de producción de energía es constante, la emisión de radiación solar es también invariable. De aquí que, a la distancia media del sol, la cantidad de energía solar que incide sobre una unidad de superficie que forma ángulo recto con los rayos del sol sea también uniforme. Conocida con el nombre de *constante solar*, esta radiación tiene un valor de 2 calorías gra-

TABLA 8.1

		Longitud de onda	Tanto por ciento de energía total
(mínima)	Rayos X y rayos gamma	1/2000 a 1/100 micras	9
	Rayos ultravioletas	0,2 a 0,4 micras	
	Radiación visible	0,4 a 0,7 micras	41
(máxima)	Rayos infrarrojos	0,7 a 3000 micras	50

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

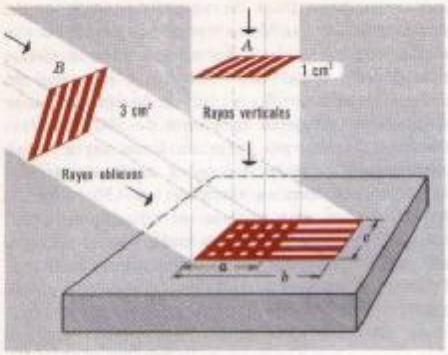


Figura 8.1. El ángulo de incidencia de los rayos solares determina la intensidad de insolación del suelo. Mientras que la energía de los rayos verticales A se concentra en el cuadrado a, la misma energía en los rayos oblicuos B se reparte sobre el rectángulo b.

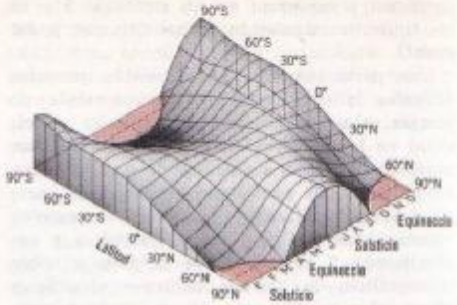


Figura 8.2. La influencia de la latitud y la estación del año sobre la intensidad de insolación se representa en esta figura para todo el globo. En una determinada latitud y fecha, la energía recibida es proporcional a la altura de la superficie, contada a partir de la base de la figura. (Según W. M. Davis.)

mo por centímetro cuadrado por minuto. Se supone, desde luego, que la radiación se mide más allá de los límites de la atmósfera terrestre y que, por tanto, no se pierde nada de ella. Una caloría gramo por centímetro cuadrado constituye una unidad media de la energía calorífica denominada *langley*. Por tanto, podemos decir que la constante solar es igual a 2 langleys por minuto. En unidades de calor inglesas, la constante solar es equivalente a 430 Btu por pie cuadrado por hora. Los satélites espaciales que orbitan la tierra equipados con instrumentos adecuados para medir la intensidad de la radiación electromagnética han proporcionado datos precisos sobre la constante solar.

La insolación sobre el globo

Debido a que la tierra es una esfera (si hacemos caso omiso de su achatamiento), sólo un punto de la misma —sobre el cual son perpendiculares los rayos del sol en el mediodía— presenta una superficie que forma ángulo recto con los rayos del sol. En todas las direcciones alejadas de este punto, la curva superficie de la tierra forma un ángulo cada vez menor con los rayos, hasta que se completa el círculo de iluminación. A lo largo de este círculo máximo los rayos son paralelos a la superficie. (Véase el cap. 4 para conocer la relación existente entre la tierra y los rayos del sol durante el año.)

Supongamos que la tierra es una esfera perfectamente uniforme que carece de atmósfera. Sólo en el punto subsolar será interceptada la energía a la razón máxima de 2 langleys por minuto. (De ahora en adelante se empleará el término *insolación* para designar la intercepción de energía solar por una superficie.) En cualquier lugar en particular de la tierra, la cantidad de insolación recibida en un día dependerá de dos factores: 1) el ángulo con el que incidan los rayos solares sobre la tierra, 2) el tiempo de duración de la exposición a estos rayos. Estos factores varían con la latitud y con los cambios estacionales que experimenta la trayectoria del sol en el firmamento.

La figura 8.1 muestra que la intensidad de la insolación es máxima donde los rayos del sol inciden casi verticalmente, como sucede durante el mediodía en la latitud igual a la declinación del sol entre los trópicos de Cáncer y Capricornio. Al disminuir el ángulo, la misma cantidad de energía solar se extiende sobre una zona mayor de la superficie terrestre. Así pues, por término medio, son las regiones polares las que reciben la mínima cantidad de calor por unidad de área. Este hecho ayuda a explicar la distribución general de las temperaturas medias del aire sobre el globo, desde las máximas a bajas latitudes hasta las mínimas cerca de los polos.

Hemos visto en el capítulo 4 que, debido a la inclinación del eje de la tierra, el ángulo del sol a mediodía varía 47° de un solsticio a otro. Este ciclo no hace que la insolación total anual del globo entero sea diferente a la de una situación ideal en la que el eje de la tierra no estuviera inclinado, sino que causa una enorme diferencia en la distribución latitudinal y estacional de la insolación.

Consideremos en primer lugar que, si el eje de la tierra fuese perpendicular al plano de la

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

elíptica, los polos no recibirían insolación alguna, independientemente de la época del año, mientras que el ecuador recibiría un máximo constante. La inclinación del eje de la tierra, al exponer los polos alternativamente a la radiación solar, redistribuye el total anual de insolación hacia las latitudes altas a expensas de la zona ecuatorial.

En segundo lugar, la inclinación del eje de la tierra hace que la insolación correspondiente a una latitud fija varíe en las distintas estaciones del año, y estas diferencias aumentan hacia los polos, donde se hacen máximas (seis meses de día, seis meses de noche). Conjuntamente con la variación del ángulo de incidencia de los rayos solares, actúa otro factor: la duración de la luz diurna. En la estación en que el recorrido del sol en el cielo es más alto, el intervalo de tiempo que permanece sobre el horizonte es máximo. Ambos factores contribuyen a intensificar el contraste entre la insolación de los solsticios opuestos.

El diagrama tridimensional de la figura 8.2 indica cómo varía la insolación con la latitud y con la estación del año. La figura 8.3 muestra gráficos de insolación en diversas latitudes seleccionadas desde el ecuador al polo norte. Estos diagramas representan la insolación relativa en las capas exteriores de la atmósfera y corresponden, por lo tanto, a la superficie de un globo terrestre que no tuviera atmósfera que absorbiera o reflejara la radiación. Obsérvese que el ecuador posee dos períodos de máxima insolación (correspondientes a los equinoccios cuando el sol se encuentra directamente sobre el ecuador), y dos períodos de insolación mínima (correspondientes a los solsticios) cuando la declinación solar es máxima tanto al norte como al sur del ecuador). En el círculo polar ártico, a 66 ½° N, la insolación es nula el día del solsticio de invierno, y a medida que nos desplazamos hacia el polo el período de insolación nula se hace mayor. Todas las latitudes comprendidas entre los trópicos de Cáncer y de Capricornio tienen dos máximos y dos mínimos, pero el máximo domina a medida que nos acercamos al trópico. Entre los 23 ½° y los 66 ½°, la insolación es continua, con un máximo en un solsticio y un mínimo en el otro.

La figura 8.4 representa todavía de otro modo estos datos de insolación. Las líneas de igual radiación solar total diaria se han dibujado sobre una gráfica en la que las coordenadas están constituidas por la latitud y los meses del año. Esta gráfica puede tomarse como la base sobre la que se ha construido el diagrama tridimensional de la figura 8.2, mientras que las curvas

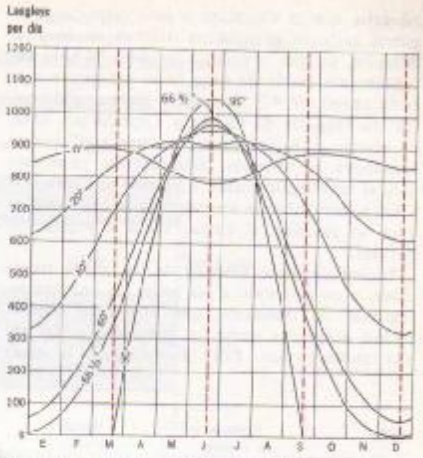


Figura 8.3. Insolación a diferentes latitudes en el hemisferio norte. (Datos de la Smithsonian Institution, Washington, D.C. De A. N. Strahler, 1963, The Earth Sciences, Harper and Row, Nueva York.)

de la figura 8.3 pueden considerarse como secciones transversales de la figura 8.4 en latitudes determinadas.

Zonas latitudinales del mundo

La trayectoria del sol en el cielo, que determina el flujo de energía solar que llega a la superficie de la tierra —y, por tanto, gobierna el medio térmico del hombre— proporciona unas bases para dividir el globo en zonas latitudinales (fig. 8.5). No se pretende que los límites específicos de cada zona sean absolutos y estrictos, sino que sirvan más bien para establecer una terminología conveniente que sea útil para referirnos en este libro a unas zonas del mundo determinadas.

La *zona ecuatorial* se halla situada sobre el ecuador y se extiende 10° de latitud hacia el Norte y el Sur. En esta zona, el sol da lugar durante el año a una intensa insolación, mientras el día y la noche son de aproximadamente igual duración. Sobre los trópicos de Cáncer y Capricornio se hallan respectivamente la *zona tropical norte* y la *zona tropical sur*, que se extienden desde los 10° hasta los 25° de lat. N y S. En esta zona, el sol sigue una trayectoria cercana al cenit en un solsticio y es apreciablemente más baja en el solsticio opuesto. Por esta razón existe un marcado ciclo estacional, pero combinado con una insolación anual potencialmente intensa. El estudiante de geografía puede

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

advertir que la literatura a este respecto y algunos trabajos geográficos difieren de lo aquí descrito, ya que la palabra *trópicos* ha sido extensamente empleada para hacer referencia a la zona entera de 47° de latitud comprendida entre los trópicos de Cáncer y Capricornio. Ésta, en efecto, es la definición de "trópicos" que se encuentra en muchos diccionarios, pero este uso, si bien clásicamente correcto, se ajusta mal a las necesidades de la geografía física, como se verá al estudiar el clima, suelo y vegetación natural.

Inmediatamente después de las zonas tropicales, y en dirección a los polos, se encuentran regiones de transición que han sido ampliamente aceptadas entre los geógrafos como *zonas subtropicales*. Por conveniencia, a estas zonas se les ha asignado la latitud comprendida entre los 25° y 35° N y S pero quede claro que el adjetivo "subtropical", tal como se aplica a las regiones geográficas, puede extenderse unos cuantos grados más hacia los polos o el ecuador de estos paralelos.

Las *zonas de latitud media*, situadas entre los 35° y 55° de lat. N y S, constituyen regiones en las que la trayectoria del sol en el mediodía varía entre límites relativamente amplios, de manera que los contrastes estacionales, en lo que respecta a la energía solar recibida, son notables. Existen marcadas diferencias estacionales en la duración del día y la noche comparado con las zonas tropicales.

Bordeando las zonas de latitud media en dirección al polo se encuentran las *zonas subár-*

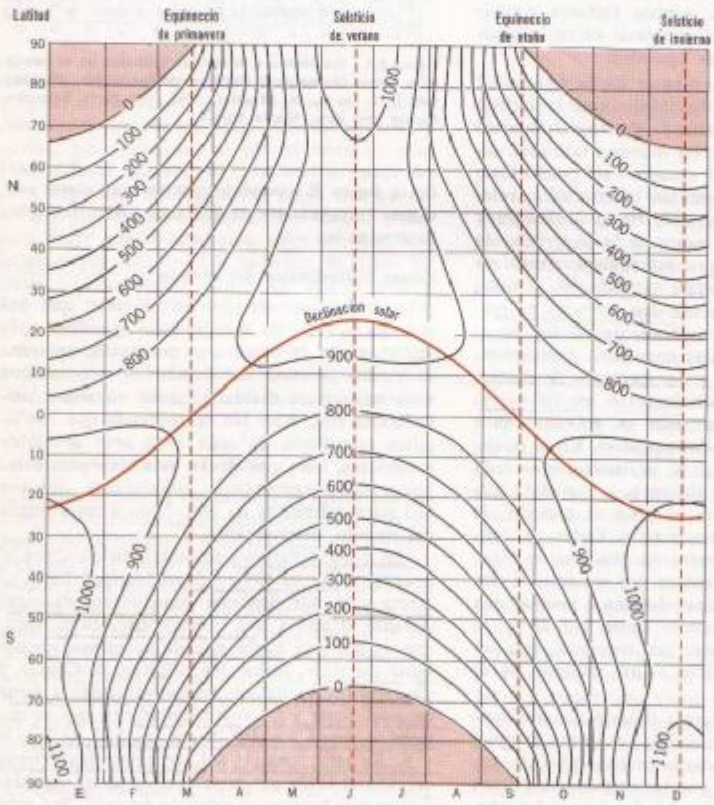


Figura 8.4. Radiación solar recibida en una superficie horizontal fuera de la atmósfera terrestre. (Datos de S. Fritz, 1951, Compendium of Meteorology. De A. N. Strahler, 1963, The Earth Sciences, Harper and Row, Nueva York.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

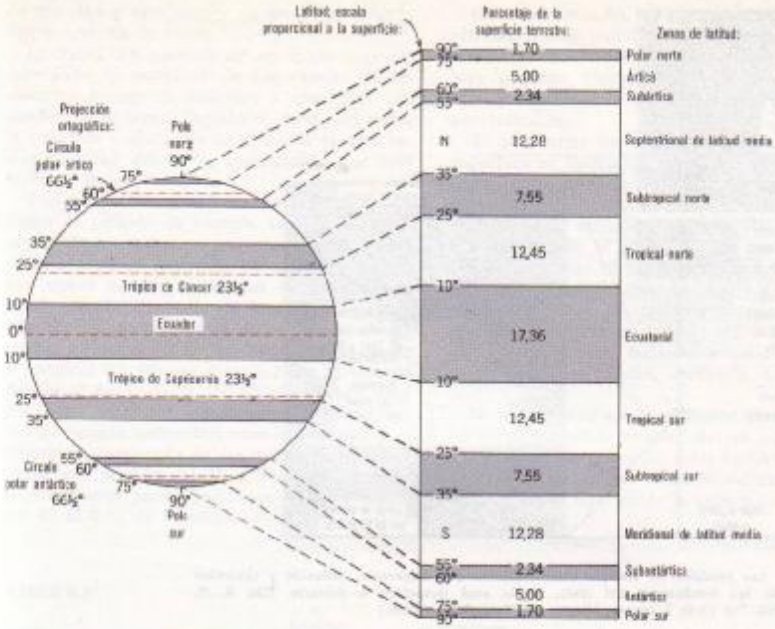


Figura 8.5. Sistema geográfico de zonas de latitud.

ticas, 55° y 60° de lat. N y S, de transición entre las zonas de latitud media y las árticas.

Sobre los círculos ártico y antártico, a 66,5° de lat. N y S, se hallan situadas las *zonas árticas*, que pueden diferenciarse todavía, si se desea, en una *zona ártica* y una *zona antártica*. La extensión latitudinal de las zonas árticas se define aquí entre los 60° y 75° de lat. Norte y Sur, pero estos límites no deben tenerse en cuenta de una manera estricta. Las zonas árticas tienen una variación anual de la longitud del día y de la noche extremadamente grande, existiendo enormes contrastes de energía solar de solsticio a solsticio. Nótese que en lenguaje clásico, tal como se encuentra en los diccionarios corrientes, se considera como "ártico" o región "ártica" toda el área comprendida desde el círculo ártico al polo norte, y el mismo sentido para la "antártica" en el hemisferio sur. Los términos "trópicos", "ártico" y "antártico", en sentido literario, no se adaptan bien a las necesidades de la geografía física.

Las *zonas polares*, norte y sur, son las regiones circulares comprendidas entre los 75° de latitud y los polos. Aquí predomina el régimen solar polar de seis meses de día y seis de noche, y tienen lugar los máximos contrastes de entrada de energía solar.

Pérdidas de insolación en la atmósfera

A medida que penetra la radiación solar en la atmósfera de la tierra, van teniendo lugar una serie de pérdidas selectivas y desviaciones de la energía.

A una altura de 150 km, el espectro de la radiación posee casi el 100 % de su energía original, pero a medida que penetran en la atmósfera, a una altura de 88 km, la absorción de los rayos X es casi completa y parte de la radiación ultravioleta también ha sido absorbida. Como se hizo notar en el capítulo 7, en esta región de la atmósfera se desarrolla la ionosfera por el efecto de los rayos X, rayos gamma y rayos ultravioleta, de alta energía, sobre las moléculas y átomos de nitrógeno y oxígeno.

A medida que la radiación solar penetra en capas más profundas y densas de la atmósfera,

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

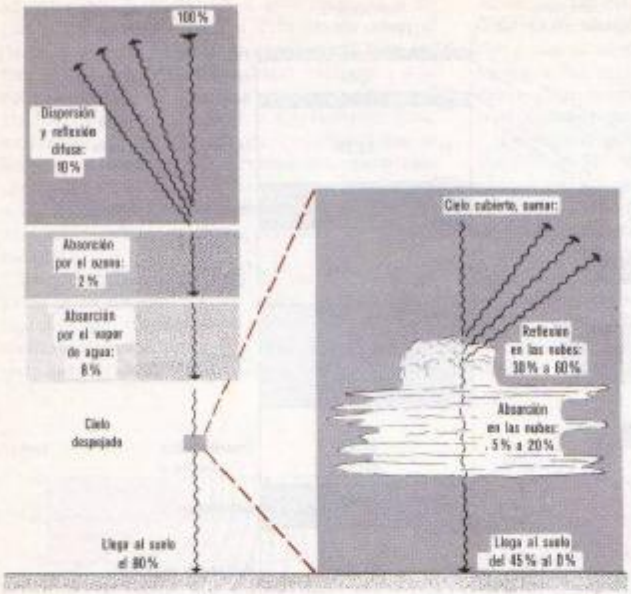


Figura 8.6. Las pérdidas de energía solar incidente por dispersión, reflexión y absorción dependen de las condiciones del cielo, según esté despejado o cubierto. (De A. N. Strahler, 1963, The Earth Sciences, Harper and Row, Nueva York.)

las moléculas de gas hacen que los rayos de luz visibles se desvíen en todas las direcciones posibles, proceso denominado *dispersión de Rayleigh*. En las partículas de polvo de la troposfera tienen lugar más dispersiones. El proceso total puede describirse como de *reflexión difusa*. Que el cielo tenga color azul se explica por la dispersión de Rayleigh de las longitudes de onda visible más cortas. Estas ondas de luz predominantemente azul llegan indirectamente a nuestros ojos de todas las partes del cielo. Las longitudes de ondas rojas y los rayos infrarrojos están menos sometidos a dispersión y siguen en su mayor parte una trayectoria continua en línea recta hacia la tierra. La puesta del sol es roja porque una parte de los rayos rojos escapan a la desviación de la línea visual.

Como consecuencia de todas las formas de dispersión de onda corta, parte de la energía solar es devuelta al espacio perdiéndose para siempre, mientras que al mismo tiempo parte de la energía de onda corta dispersada vuelve a dirigirse hacia la tierra. Esta última recibe el nombre de *radiación difusa* o *dispersión descendente*. Una causa adicional, aunque de menor importancia, de pérdida de energía es la que tiene lugar en la capa de ozono (véase cap. 7) a medida que se rompen las moléculas de oxígeno en átomos y éstos se reagrupan en forma de moléculas de ozono.

Otra forma de pérdida de energía tiene lugar cuando los rayos del sol penetran en la atmósfera. El dióxido de carbono y el vapor de agua son capaces de absorber directamente la radiación infrarroja. La radiación se traduce en una sensible elevación de la temperatura del aire. Así pues, parte del calentamiento directo de la atmósfera inferior tiene lugar durante la entrada de radiación solar. Aunque la cantidad de dióxido de carbono en el aire es constante (0,033 % en volumen), el contenido en vapor de agua varía enormemente de un lugar a otro, siendo tan bajo como el 0,02 % de las condiciones desérticas hasta tan elevado como el 1,8 % de las regiones ecuatoriales húmedas. La absorción varía correspondientemente de un ambiente a otro.

Todas las formas de absorción directa mencionadas anteriormente en la ionosfera y en la capa de ozono, sea de rayos X, rayos gamma o rayos ultravioletas, combinadas con la absorción directa del dióxido de carbono, vapor de agua y otras moléculas gaseosas y partículas de polvo, se estiman en un 10 % en condiciones

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

de claridad y aire seco y en un 30 % cuando existe cubierta de nubes.

La figura 8.6 muestra de un modo muy esquemático la magnitud de los valores de las distintas formas de reflexión y absorción que pueden tener lugar. Cuando el cielo está claro, la reflexión y absorción combinadas pueden sumar un total del 20 %, permitiendo que sólo el 80 % llegue al suelo.

Todavía puede representarse en la figura otra forma de pérdida de energía. La superficie superior de las nubes es extremadamente buena reflectora de la radiación de onda corta. Los que viajan en avión conocen lo molesto que puede resultar el brillo de la superficie superior de una nube cuando se la observa desde arriba. La reflexión en las nubes puede llegar a justificar un regreso directo hacia el espacio del 30 al 60 % de la radiación entrante total (fig. 8.6). Así pues, vemos que, bajo condiciones de intensa nubosidad, sólo la reflexión y la absorción combinada de las nubes pueden justificar una pérdida del 35 al 80 % de la radiación entrante, permitiendo que llegue al suelo del 45 al 0 % de la misma.

Las superficies de los continentes y océanos reflejan alguna radiación de onda corta directamente a la atmósfera. Esta cantidad, que es muy pequeña, puede combinarse con la reflexión de las nubes al evaluar las pérdidas totales por reflexión.

El porcentaje de energía reflejada por una superficie se denomina *albedo*. Es una propiedad importante de la superficie terrestre ya que determina la velocidad relativa de calentamiento de la superficie cuando está expuesta a la insolación. El albedo de un agua superficial es muy bajo (2 %) para rayos casi verticales, pero elevado cuando el ángulo de incidencia es pequeño. Es también extremadamente alto para la nieve o el hielo (45 a 85 %). El albedo de campos, bosques y suelo desnudo es de valor intermedio, oscilando desde el 3 al 25 %.

Se han llevado a cabo intentos para calcular los valores medios anuales de los porcentajes de pérdidas de radiación solar incidente en el hemisferio norte. Una de tales estimaciones se da en la parte superior de la tabla 8.2.

TABLA 8.2*

	Porcentaje	Langleys/minuto
Total de energía incidente perdida o absorbida en la atmósfera	100	0,485
PERDIDA O ABSORBIDA EN LA ATMÓSFERA		
Absorción por la atmósfera, incluidas las nubes	19	0,092
Pérdidas por radiación difusa hacia el espacio	9	0,044
Pérdidas por reflexión en las nubes y el suelo	25	0,121
Pérdida total	53	0,257
RECIBIDA EN EL SUELO		
Por penetración directa	41	0,199
Por radiación difusa	6	0,029
Total recibido en el suelo	47	0,228
DEVUELTA A LA ATMÓSFERA		
Por radiación de onda larga (valor neto)	14	0,069
Por transferencia de calor latente (evaporación y condensación)	23	0,111
Por conducción (valor neto)	10	0,048
Total devuelto por el suelo	47	0,228

*Datos de H. G. Houghton, 1954. On the Annual Heat Balance of the Northern Hemisphere. Journal of Meteorology, Vol. 11, págs. 1-9.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

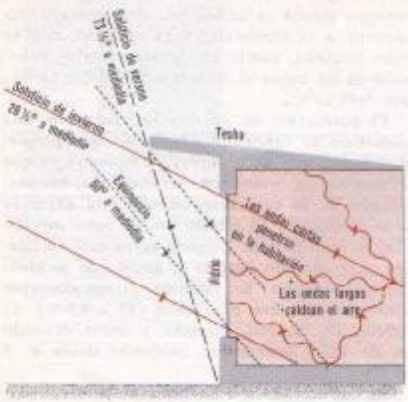


Figura 8.7. La calefacción solar se basa en el hecho de que las ondas caloríficas de pequeña longitud pueden penetrar a través del vidrio, mientras que la irradiación de gran longitud de onda no puede hacerlo. Un diseño apropiado del alero del tejado permite penetrar al sol en invierno y proporciona sombra en verano.

Radiación del suelo y calentamiento atmosférico

Cualquier sustancia que posea calor libera energía de su superficie en forma de radiación electromagnética. La cantidad de energía radiante así liberada es directamente proporcional a la cuarta potencia de la temperatura absoluta de la sustancia. También, cuanto más baja es la temperatura del material radiante, mayores son las longitudes de onda de los rayos emitidos.

El suelo o la superficie del océano, que poseen calor procedente originalmente de la absorción de los rayos del sol, irradian continuamente esta energía hacia la atmósfera en un proceso denominado *radiación del suelo* o *radiación terrestre*. Esta radiación infrarroja está constituida de longitudes de onda superiores a 3 ó 4 micras y se denomina aquí *radiación de onda larga*. La atmósfera también irradia energía hacia la tierra y hacia el espacio, donde se pierde. Nótese que la radiación de onda larga es completamente diferente de la reflexión, en la que los rayos invierten directamente su camino sin ser absorbidos. La radiación de onda

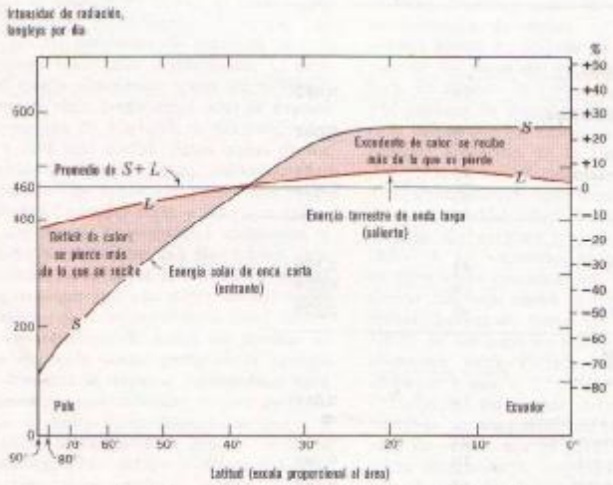


Figura 8.8. Durante el año existe un excedente de calor en las latitudes bajas y un déficit en las altas. (Datos según H. C. Houghton, 1954. De A. N. Strahler, 1963, The Earth Sciences, Harper and Row, Nueva York.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

larga del suelo y de la atmósfera prosigue durante la noche, cuando no se recibe ningún tipo de radiación solar.

La energía irradiada desde el suelo es fácilmente absorbida por la atmósfera debido a que consiste en su mayor parte en longitudes de onda muy largas (de 4 a 30 micras), en contraste con los rayos de luz visibles (0,4 a 0,7 micras) y los rayos infrarrojos, más cortos (0,7 a 3 micras), que constituyen casi toda la radiación solar incidente. La absorción de la radiación de onda larga por el vapor de agua y el dióxido de carbono tiene lugar en su mayor parte para longitudes de onda de 4 a 8 y de 12 a 20 micras. Sin embargo, la radiación comprendida en la gama de longitudes de onda de 8 a 12 micras pasa libremente a través de la atmósfera terrestre y se proyecta hacia el espacio exterior. De una cuarta a una tercera parte de la radiación de onda larga que sale directamente hacia fuera, deja la atmósfera de este modo. Así pues, la atmósfera recibe calor mediante un proceso indirecto en el que la energía radiante en forma de onda corta puede pasar a su través, pero no toda la de onda larga puede escapar. Por esta razón, la atmósfera inferior, con su vapor de agua y dióxido de carbono, actúa como una pantalla que devuelve calor a la tierra y ayuda a mantener las temperaturas superficiales impidiendo que desciendan excesivamente durante la noche o en invierno en las latitudes medias y altas. Algo de este principio es lo que se emplea en los invernaderos y casas que usan el método de calefacción solar (figura 8.7). Aquí el cristal permite la entrada de la energía de onda corta. El calor acumulado no puede escapar mezclándose con el aire más frío del exterior. Los meteorólogos han empleado la expresión *efecto de invernadero* para describir el principio del calentamiento atmosférico.

Volviendo a considerar el balance calorífico total de la tierra, es necesario que para que exista un equilibrio de calor salga, por término medio, la misma energía del planeta Tierra hacia el espacio como la que se recibe del sol. También puede deducirse que, al cabo del año, la superficie total de la tierra (incluidos continentes y océanos) debe devolver a la atmósfera tanta energía como recibe, ya que de otro modo, la temperatura de la superficie se incrementaría hasta un calor intenso o descendería a fríos extremos.

La superficie terrestre no sólo devuelve energía calorífica a la atmósfera por radiación de onda larga, descrita anteriormente, sino también por medio de otros dos mecanismos de transferencia de calor. El primero de ellos es mediante el *calor latente* asociado a la evaporación y subsecuente condensación del agua. A medida que el agua se evapora de las superficies líquidas y del suelo húmedo, la energía calorífica queda en forma latente (almacenada) en el vapor de agua. Este vapor se difunde y se mezcla con la atmósfera inferior llevando el calor latente con él. La condensación en las nubes y la precipitación en forma de lluvia y nieve libera el calor latente en forma de calor sensible, elevando la temperatura de la atmósfera. (Este proceso se tratará con más detalle en los capítulos 11 y 14.)

El segundo mecanismo adicional de transferencia de energía calorífica del suelo a la atmósfera es por conducción directa. El calor se transmite directamente de la superficie del suelo o del mar al aire en contacto con él. Los movimientos turbulentos de aire que acompañan a los vientos mezclan el aire caliente con el de niveles superiores. Desde luego, cuando el suelo está más frío que el aire que hay encima de él, la conducción actúa en sentido contrario y el suelo recibe calor del aire.

En la tabla 8.2 se estima en un 47 % la proporción de energía solar incidente recibida en la superficie de la tierra como media anual para el hemisferio norte. La tabla 8.2 también da las cifras en las que se distribuye este 47 %. Vemos que la pérdida neta por radiación de onda larga es del 14 %. Por pérdida neta se entiende aquí la diferencia entre la radiación de onda larga ascendente y descendente. La pérdida ascendente por transferencia de calor latente es del 23 %; la pérdida neta por conducción directa de calor sensible es del 10 %.

Aunque el balance se ha llevado a cabo en tanto por ciento respecto al 100 % de energía entrante, es posible emplear unidades absolutas de flujo energético como son, por ejemplo, los langleys por minuto. Nuestras 100 unidades de energía solar incidente equivalen a un valor medio anual de 0,485 langleys por minuto para el hemisferio norte. El valor del 47 % es equivalente a 0,228 langleys por minuto. Las restantes equivalencias se han colocado en la tabla 8.2.

Efecto de la latitud

Hasta ahora, al examinar el balance calorífico total de la tierra, incluida su atmósfera, no se ha tenido en cuenta el efecto de la latitud. Lógicamente, una media anual de un hemisferio completo no revela el hecho de que las latitudes bajas poseen un gran excedente de radiación anual, mientras en las altas existe un marcado déficit anual. La figura 8.8 es un intento de evaluar el desequilibrio entre la energía entrante y saliente de la superficie terrestre

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

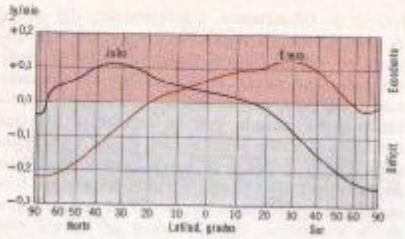


Figura 8.9. Radiación neta de polo a polo de enero y julio. La latitud se ha dibujado proporcional a la superficie terrestre. (Datos de G. C. Simpson, 1929. Según B. Haurwitz y J. M. Austin, 1944, Climatology, McGraw-Hill Book Company, Nueva York.)

y la atmósfera según sea la latitud. En esta gráfica, la latitud se ha colocado en el eje horizontal conservando la proporción existente en la superficie terrestre entre el área de los respectivos paralelos. Sobre el eje vertical se hallan los porcentajes. Un valor positivo representa un exceso de radiación con respecto al valor medio, que es la línea cero. Un valor negativo representa un déficit. Una curva es para la energía entrante de onda corta; otra para la radiación saliente de onda larga. Las áreas comprendidas entre estas dos líneas representan la magnitud del excedente y del déficit; ambas son iguales. Desde los 38° de latitud hacia el ecuador existe un excedente anual de radiación; desde este paralelo hacia el polo, un déficit igual. El déficit de radiación se incrementa hasta alcanzar el máximo en el polo.

Es evidente que no pueden mantenerse en todo el mundo las temperaturas moderadas a menos que se transmita el calor de las latitudes bajas a las altas. Esta transferencia de calor, de hecho, tiene lugar por la acción del viento y de los sistemas de corrientes oceánicas. Estos vastos movimientos se tratarán en los capítulos 10 y 11.

Desequilibrios estacionales en el balance calorífico

Del mismo modo que el ciclo estacional anual de radiación entrante presenta contrastes de verano a invierno tanto más acentuados a medida que pasamos de las regiones ecuatoriales a las polares (fig. 8.3), el balance de radiación goza también de excedentes veraniegos y déficits invernales al pasar de las latitudes bajas a las altas. La figura 8.9 es una gráfica en la que se compara la diferencia entre la radiación entrante y saliente con la latitud. Una curva representa julio, la otra enero. Cerca del ecuador se observa un excedente de calor en ambas estaciones. A unos 20° de latitud del polo, la estación invernal presenta un valor negativo, o déficit, que se incrementa en cada polo. Los excedentes veraniegos, que se comportan de forma diferente con la latitud, alcanzan el máximo valor a los 30° ó 35° de latitud, descendiendo entonces al aumentar esta última. Las curvas presentan efectivamente valores negativos en verano, a unos 65° de latitud en dirección a los polos. Al buscar la latitud a la que el excedente estival es igual al déficit invernal, encontramos que se halla entre los 35° y 40° de lat. N y S. Volviéndonos a referir a la figura 8.8, la latitud a la que se cortan las curvas de radiación entrante y saliente es de 38° N, que coincide bien con la figura 8.9. Debemos tener en cuenta que los datos de las figuras 8.8 y 8.9 son generalizaciones y estimaciones basadas en datos globales muy incompletos.

Diferencia de comportamiento entre la tierra y el agua

Como consideración final al analizar el balance calorífico de la tierra, es necesario introducir el hecho de que las superficies de la tierra y del agua tienen propiedades bastante diferentes en lo que respecta a la absorción y radiación de calor. La ley general puede establecerse como sigue. Las superficies continentales se calientan rápida e intensamente bajo la acción de los rayos solares, mientras que las superficies del agua lo hacen sólo lenta y moderadamente. Por otra parte, las superficies continentales se enfrían con más rapidez y alcanzan temperaturas mucho más bajas que las del agua cuando no se recibe radiación solar. Los contrastes de temperatura son pues grandes sobre las zonas continentales, pero sólo moderados en las marinas. Es cierto además que cuanto mayor es la masa de tierra, más grandes son los contrastes estacionales de temperatura. Del mismo modo que el calentamiento de las superficies del suelo y del agua controla el calentamiento de la atmósfera situada encima, la temperatura del aire actúa del mismo modo sobre la temperatura superficial.

Una explicación a los contrastes existentes entre el comportamiento de la tierra y el agua puede encontrarse en la aplicación de ciertos principios elementales de física (fig. 8.10). El agua es transparente y permite que los rayos caloríficos penetren en ella algunos metros, distribuyéndose de este modo el calor en estos metros de agua. La superficie del suelo, al ser opaca, absorbe calor sólo en la superficie, que de este modo alcanza una mayor temperatura que la superficie del agua. Las aguas de los

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

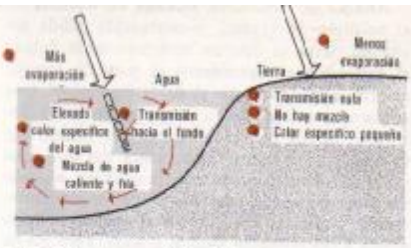


Figura 8.10. La superficie del suelo se calienta con mayor rapidez e intensidad que la superficie del océano, a causa de las cuatro diferencias físicas que existen entre ambas sustancias.

océanos se mezclan por movimientos de ascenso y descenso vertical del estrato superficial, permitiendo que el calor se distribuya y almacene en la gran masa de agua, pero en el suelo no pueden tener lugar estos movimientos. La superficie del agua permite la evaporación continua, que es un proceso de enfriamiento que sirve para disminuir el calor superficial. La superficie del suelo, que está comúnmente húmeda y cubierta de vegetación, también permite enfriar por evaporación, pero en menor grado que las superficies oceánicas. Como nueva causa de contraste, el agua debe absorber casi cinco veces más energía calorífica para elevar su temperatura que la misma cantidad de roca o suelo seco. Si se aplica la misma cantidad de calor a ambas sustancias, el suelo adquirirá una mayor temperatura mucho antes que el agua; se dice que el *calor específico* del agua es grande, y que el de la roca o suelo es pequeño.

Medida de la temperatura del aire

El resto de este capítulo trata de la temperatura superficial del medio ambiente, y, específicamente, del calor sensible que se pone de manifiesto por la temperatura del aire. En todas las estaciones meteorológicas, la temperatura del aire se lee a intervalos regulares mediante termómetros montados en el interior de una caja protectora situada a varios decímetros del suelo (fig. 8.11). Los instrumentos están protegidos de la luz del sol directa, pero el aire puede circular libremente a través de la caja. El equipo corriente consiste en un par de termómetros de *máxima y mínima*, uno de los cuales marca la temperatura máxima y el otro la mínima del período desde que tuvo lugar el último ajuste. Además puede emplearse un termómetro de registro automático, denominado *termógrafo*, que dibuja un registro continuo de la

Figura 8.11. Este cobertizo de la Oficina Meteorológica de los EE.UU. protege los termómetros de máxima y mínima. Los termómetros están a cubierto del sol, pero el aire puede pasar libremente a través de las rendijas. Arboles y matorrales rodean el cobertizo. Obsérvese el pluviómetro a la izquierda. (Cortesía de la Oficina Meteorológica de los EE.UU.)

temperatura sobre una hoja de papel adecuada (fig. 8.12).

A través de este libro se emplea la escala de temperaturas *Fahrenheit* —la más común en los Estados Unidos—. La temperatura de solidificación del agua es de 32° y su punto de ebullición 212° (fig. 8.13). El Servicio Meteorológico de los Estados Unidos emplea esta

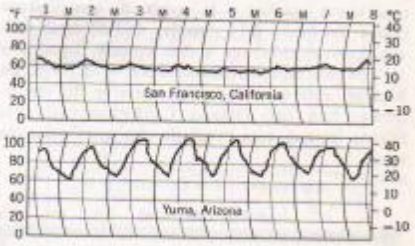


Figura 8.12. Esta figura muestra un registro continuo de la temperatura durante una semana. La aguja de un termómetro de registro automático ha trazado el ascenso y descenso diario de la temperatura. En San Francisco, cerca del océano, las variaciones de temperatura son pequeñas, pero en Yuma, Arizona, las variaciones diarias son muy elevadas. (Según Kincer, Departamento de Agricultura de los EE.UU.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

escala, al igual que numerosos textos elementales de meteorología y climatología descriptiva publicados en este país. Una ventaja de esta escala es que cualquier lector puede relacionar las temperaturas Fahrenheit con el grado de comodidad o incomodidad corporal. La escala de temperaturas *centígrada* o de *Celsius*, en la que el 0° es el punto de congelación y 100° el de ebullición, se emplea en el continente europeo y se usa normalmente en física, química y meteorología superior. Las medidas Fahrenheit y Centígradas (Celsius) se designan con las letras "F" o "C" a continuación de la cifra numérica.

Todavía se emplea otra escala de temperaturas en meteorología, la *Kelvin*, que se designa por la letra "K". El grado Kelvin tiene el mismo valor que el grado centígrado (Celsius), pero la escala Kelvin comienza en el *cero absoluto*, que equivale a — 273° C. El cero de la escala Centígrada (Celsius) es por tanto equivalente a 273° K. Donde se emplea en el texto la palabra "temperatura absoluta" se refiere a la escala Kelvin.

Ciclo anual de temperatura

Con el fin de conseguir un criterio estadístico sobre temperaturas para períodos de duración superior a un día, se utiliza una unidad conocida como la *temperatura media diaria*. La Oficina Meteorológica de los Estados Unidos sigue un procedimiento muy simple para obtener la temperatura media diaria, a partir de lecturas de los termómetros de máxima y mínima realizadas una vez al día. El valor máximo y el mínimo correspondientes a un mismo día se suman y se divide la suma por 2. Si se registran las temperaturas medias diarias durante muchos años y se promedian para cada día o para cada mes, el gráfico resultante muestra una curva similar a la curva de temperatura diaria. La figura 8.14 muestra dos de estas curvas, correspondientes a dos puntos situados a 40° de latitud aproximadamente. Concordia, en Kansas, está situada en el interior del continente; San Luis Obispo, California, casi a la misma latitud, está cerca de una gran masa de agua.

Aunque la insolación alcanza un máximo en el solsticio de verano, la parte más cálida del año en tierra es casi un mes más tarde debido al retraso que experimenta el pico de energía calorífica con respecto al de la insolación. Una causa que contribuye a este retraso es la absorción de los primeros calores del verano por el suelo. La máxima temperatura del aire, que coincide estrechamente con la máxima emisión de calor del suelo, también es correspondientemente atrasada. (Recuérdese que este ciclo se aplica a las latitudes medias y altas, pero no en la región comprendida entre los trópicos de Cáncer y Capricornio.) Del mismo modo, la época más fría del año en las zonas continentales es enero, cerca de un mes después del solsticio de invierno, ya que la superficie del suelo continúa perdiendo calor incluso después de que comienza a aumentar la insolación.

En los océanos encontramos dos diferencias: 1) las temperaturas máxima y mínima se alcanzan un mes más tarde que en el interior del continente —en agosto y febrero respectivamente—, debido a que las grandes masas líquidas se calientan y se enfrían mucho más despacio que las masas continentales. 2) La variación anual es inferior a la de los continentes, tal como corresponde al diferente comportamiento térmico de la tierra y del agua. Las regiones litorales se ven influidas por la proximidad de los océanos y en ellas las temperaturas máxima y mínima tienen lugar en una época posterior a la de las zonas interiores, tal como se observa claramente en la curva correspondiente a Atlantic City (fig. 8.14).

Un conocimiento completo de las características del ciclo de temperatura de un lugar determinado requiere algunas otras cifras mensuales además de las ya mencionadas. Estas cifras vienen consignadas e ilustradas en la figura 8.15.

Mapas de temperatura

La distribución de temperaturas en un área de gran extensión se aprecia más claramente en un mapa de *isotermas*. Similares a las líneas de nivel, cuyo significado y trazado se estudia con detalle en el apéndice I, 18, las isotermas unen

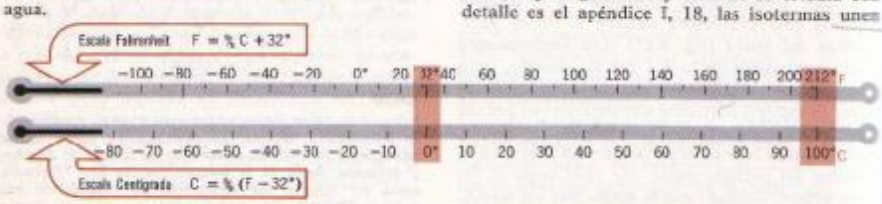


Figura 8.13. Los grados Fahrenheit pueden convertirse en grados centígrados (y viceversa) mediante lectura directa en esta escala o usando fórmulas de conversión.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

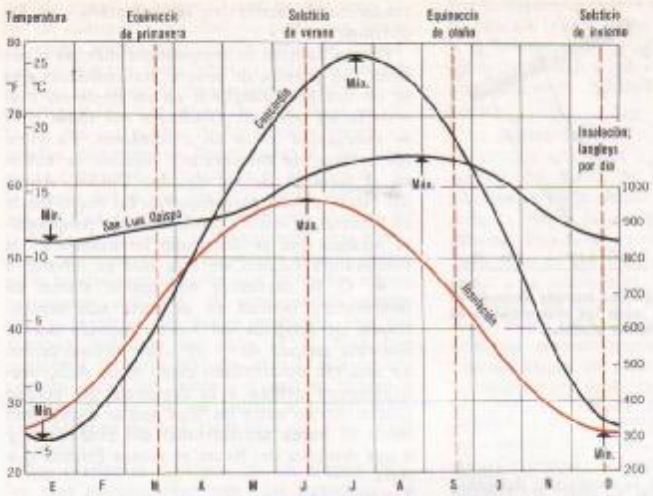


Figura 8.14. El ciclo anual de temperatura en dos estaciones de latitudes medias. (Datos del Departamento de Agricultura de los EE.UU. De A. N. Strahler, 1963, The Earth Sciences, Harper and Row, Nueva York.)

puntos que poseen la misma temperatura. La figura 8.16 muestra un mapa del tiempo en el que aparecen las temperaturas correspondientes a los distintos puntos. Estas cifras representan observaciones hechas para toda una zona en un mismo instante, o valores medios para un periodo de muchos años, correspondientes a un cierto día o a un cierto mes del año, según el fin al que se destine el mapa. Habitualmente, las isotermas se trazan con intervalos de 5° ó 10°, aunque pueden trazarse para cualquier temperatura que se desee. Las isotermas pasan por la estación meteorológica tan sólo cuando la observación realizada en ella coincide con el valor dado a la isoterma. De lo contrario, es necesario trazar las isotermas realizando una estimación aproximada de su posición entre las estaciones. La importancia de los mapas de isotermas radica en que reflejan claramente las características más destacadas de las temperaturas reinantes. Los centros de temperatura máxima y mínima aparecen adecuadamente señalados. Las zonas de variación brusca se observan fácilmente. Un mapa que mostrara un enjambre de cifras sin otra indicación sería de lectura casi imposible.

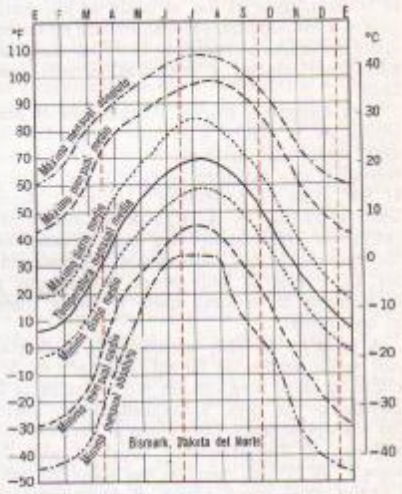


Figura 8.15. Un estudio completo de las características de temperatura anual de un determinado punto requiere siete curvas. Estas siete curvas proporcionan un conocimiento de la variabilidad de las temperaturas mucho mejor que el que proporcionaría una única curva de temperaturas mensuales medias. (Según J. B. Kincer, Departamento de Agricultura de los EE.UU.)

Distribución de la temperatura mundial

En las figuras 8.17 y 8.18 aparecen representados mapas mundiales isotérmicos corres-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

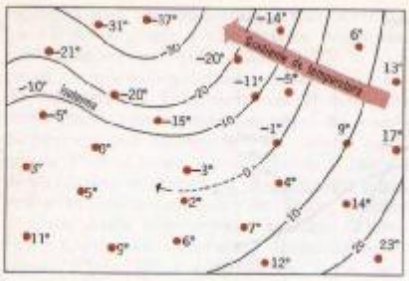


Figura 8.16. Las isotermas pueden trazarse después de haber representado sobre el mapa las observaciones de muchas estaciones meteorológicas distintas.

pondientes a los meses de enero y julio. La variación anual de temperatura está indicada en la figura 8.19. Las isotermas poseen una cierta uniformidad en sentido Este-Oeste, debido al decrecimiento de la insolación del ecuador a los polos. La uniformidad y el paralelismo de las isotermas en sentido Este-Oeste se aprecia mejor en el hemisferio sur, por debajo del paralelo 25, donde las áreas continentales son pequeñas. En el hemisferio norte, las isotermas presentan amplias desviaciones, hacia el Norte o hacia el Sur al pasar de los continentes a los océanos, particularmente en enero, época en la que el contraste entre las temperaturas continentales y oceánicas es más acusado.

Este fenómeno aparece ilustrado en el diagrama de la figura 8.20, que representa un área continental del hemisferio norte. La isoterma del mes de enero aparece desviada hacia el Sur sobre el continente y hacia el Norte sobre el océano. A lo largo de un mismo paralelo, las temperaturas son más elevadas en los océanos y más bajas sobre los continentes. En el mes de julio sucede lo contrario, y la isoterma se desplaza hacia el Norte sobre el continente.

A lo largo del año, las isotermas se desplazan varios grados de latitud, siguiendo la declinación solar pero con un retraso respecto a aquélla de un mes, aproximadamente. Sobre los grandes océanos, tales como el Pacífico meridional, el desplazamiento anual es sólo de unos 5° de latitud, mientras que sobre los continentes, tales como África, el desplazamiento puede alcanzar los 20° de latitud (obsérvese la variación de la posición en las isotermas de 21° C sobre África). La explicación de este hecho la encontramos también en la rapidez e intensidad con que se calientan y enfrían las masas continentales en comparación con los océanos.

Ciertos centros de temperatura máxima y mínima son puestos de relieve por isotermas que se cierran envolviéndolos en un contorno oval o de forma irregular. Obsérvese que todos ellos se encuentran sobre los continentes. En julio, los centros de temperatura máxima se hallan en el suroeste de los Estados Unidos, África del Norte y Asia suroccidental. En enero existe en Siberia un centro continental de temperatura mínima que se desarrolla intensamente; la temperatura mínima de este mes es inferior a — 46° C. Se encuentra un centro similar de temperatura mínima en la parte más septentrional de América del Norte, rodeado por la isoterma cercada de — 34°. Este último centro no está tan desarrollado como el de Asia, probablemente debido a la presencia del océano Glacial Ártico entre las islas que se encuentran sobre el borde septentrional del continente y a que América del Norte es menos extensa que Asia.

Existen dos centros permanentes de temperatura mínima sobre Groenlandia y la Antártica, regiones cubiertas permanentemente por un casquete de hielo. Sin embargo, las temperaturas en Groenlandia no alcanzan los mínimos extremos propios de Siberia septentrional en enero, aunque la temperatura media anual de los casquetes de hielo es mucho más baja.

Analizando la proyección polar de la figura 8.17 se observa que, en enero, la región de frío extremo forma una elipse distorsionada con su eje mayor que se extiende a través del océano Ártico desde el este de Siberia al norte de Canadá, pero con un agudo y profundo entrante en Groenlandia. En contraposición, la región antártica está constituida de isotermas concéntricas perfectamente centradas en el polo sur.

Resulta instructiva una comparación entre las temperaturas invernales de ambos polos, ya que uno se halla en una región de océano abierto y el otro en el corazón de un continente de gran altura. Debido a la conductividad calorífica del hielo que flota en el mar, que no tiene más de 5 m de grosor, la temperatura media en enero en el polo norte es probablemente de unos — 35° C. En contraposición, la media de julio en el polo sur es de cerca de — 60° C, debido en parte a que el calor que se desprende rápidamente de la elevada meseta no es reemplazado desde abajo. El auténtico polo del frío del continente antártico dista de 7° a 8° del polo sur geográfico (fig. 8.18). Aquí la media de julio es inferior a — 68° C. El in-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

tervalo anual de temperaturas medias mensuales de cualquier localidad en particular puede estimarse aproximadamente a partir de los mapas de enero y julio, pero es más conveniente analizar un mapa de temperaturas medias anuales (fig. 8.19). Las líneas de este mapa se dibujan por los puntos de igual valor térmico y pueden denominarse *líneas corange*. En Siberia septentrional, la variación es de unos 61° C, la mayor del globo. Sigue la parte septentrional del Canadá central, exactamente al oeste de la bahía de Hudson, y Groenlandia, con variaciones de unos 40° C. El océano Glacial Ártico y los bordes continentales que lo limitan tienen variaciones similares. A continuación siguen África, América del Sur y Australia, con variaciones máximas de unos 17° C. Una faja ecuatorial de unos 35° de latitud, que se encuentra sobre los océanos y que se reduce a una anchura de 10° de latitud al cruzar África y América del Sur, tiene una variación anual 3° o menos.

Las corrientes oceánicas tienen efectos locales muy pronunciados sobre las isotermas. La corriente del Atlántico Norte, que fluye en sentido Nordeste, ejerce su influencia sobre las islas Británicas y la costa de Noruega, causando un pronunciado desplazamiento hacia el Norte de las isotermas en invierno, cuando los contrastes de temperatura son más marcados. Algo similar sucede a lo largo de las costas occidentales de América del Sur y de África, donde las corrientes frías que se mueven hacia el Norte hacen que las isotermas se desvíen hacia el ecuador.

Ciclo diario de la temperatura del aire

Si se llevan a cabo lecturas termométricas cada hora o media hora durante 24 horas y las lecturas se sitúan en una gráfica, la curva de un día despejado presenta típicamente un mínimo cerca de la salida del sol y un máximo a media tarde unidos entre sí por una curva bastante suave. Este ascenso y descenso rítmico de la temperatura del aire se denomina *ciclo diario, o diurno, de la temperatura del aire*.

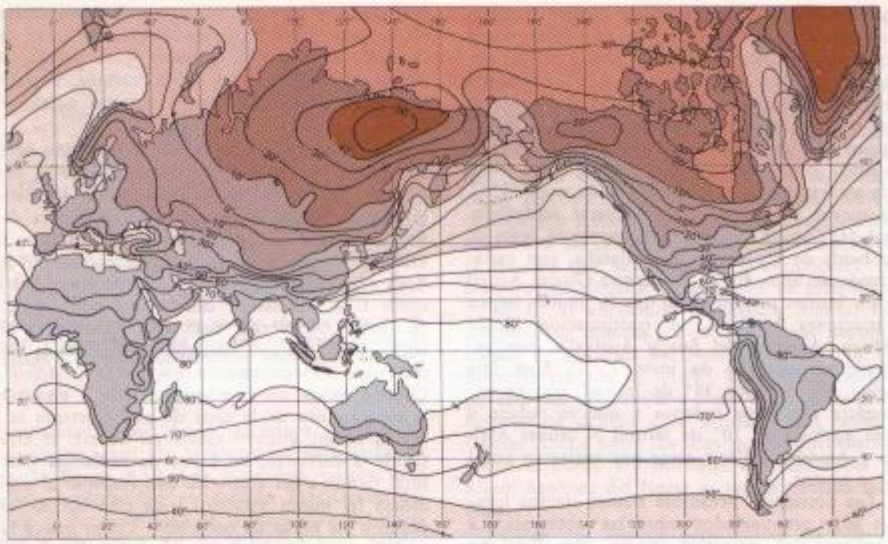
La figura 8.21 relaciona la curva típica de la temperatura diaria del aire (abajo) con los ciclos de energía calorífica entrante y saliente. Los diagramas son esquemáticos y se refieren a una localidad de latitud típicamente media (de 40° a 45° de latitud). Lo referimos todo a condiciones equinocciales (21 de marzo o 23 de septiembre) con la salida y la puesta del sol a las 6 y 18 horas respectivamente. La gráfica de más arriba representa la radiación entrante de onda corta en un día despejado. Se incluye la radiación de onda corta directa e indirecta. No teniendo en cuenta las pequeñas cantidades de energía indirecta de onda corta de antes de la salida del sol y de después de su puesta, la curva comienza a las 6 de la mañana, alcanza un máximo al mediodía y finaliza a las 18 horas.

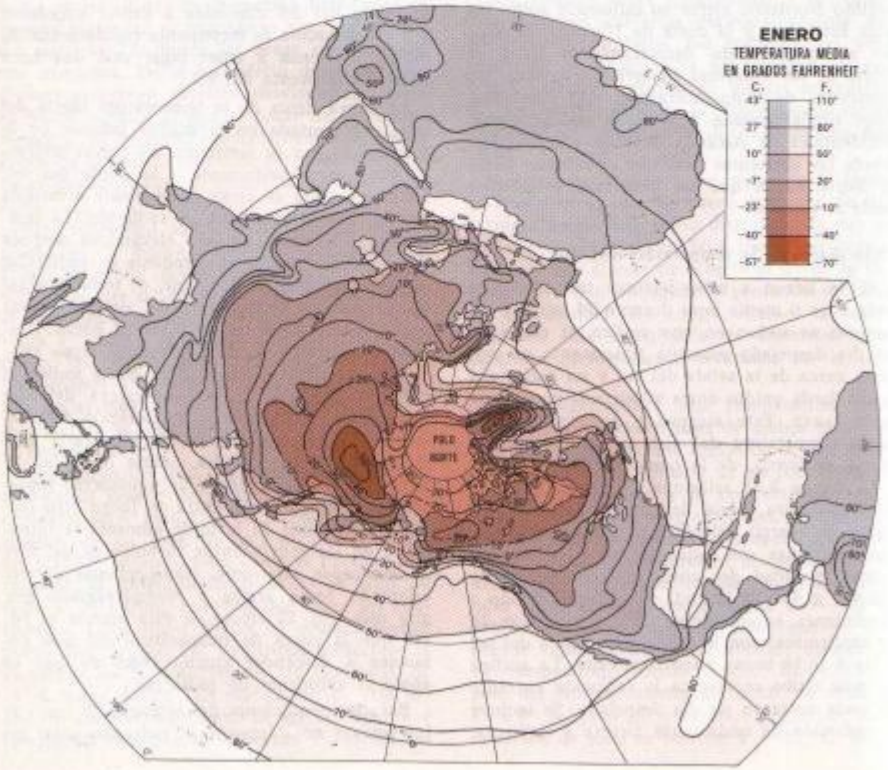
La gráfica del centro indica la radiación neta de energía que llega y se desprende de la superficie del suelo. Se incluyen todas las longitudes de onda. Aquí vemos solamente la diferencia entre la energía radiante entrante y saliente. Donde la curva está por encima de la línea cero, es que pasa el exceso de energía del suelo a la atmósfera; donde está por debajo, el exceso de energía pasa de la atmósfera al suelo. Estos valores positivos y negativos se denominan respectivamente *excedente* y *déficit*. Cuando existe un excedente, tiende a elevarse la temperatura de la capa de aire existente sobre el suelo; cuando existe un déficit, el aire tiende a enfriarse. La curva de radiación neta total tiende a ser simétrica con respecto al mediodía (el punto máximo) y es casi horizontal durante las horas de oscuridad. Como indica la gráfica, aproximadamente una hora después de la salida del sol comienza a existir excedente y a continuación se incrementa rápidamente. El déficit comienza a tener lugar casi una hora antes de la puesta del sol.

La curva típica de la temperatura diaria del aire, representada en la gráfica inferior de la figura 8.21, no es simétrica. El punto mínimo se sitúa aproximadamente a la salida del sol. La temperatura se eleva rápidamente a medida que lo hace el excedente de radiación. La temperatura del aire continúa elevándose después del mediodía ya que el excedente de radiación, aunque comienza a disminuir, es todavía grande. La máxima temperatura del aire se alcanza normalmente entre las 14 y las 16 horas. Después comienza a disminuir, aunque sigue existiendo excedente de radiación, como indica la curva del centro. Si la temperatura del aire dependiese únicamente de la radiación del suelo, la temperatura máxima se alcanzaría algo más tarde durante el día, quizás hacia las 17 horas, en las condiciones de equinoccio representadas. Sin embargo entra en juego otro factor. A comienzo de la tarde aumenta la intensidad de los movimientos turbulentos del aire de las capas inferiores, transportando el aire calentado hacia arriba y reemplazándolo por aire más frío. El efecto de esta mezcla es hacer que la curva de temperatura del aire comience a descender mucho antes de que se agote el excedente de radiación.

Bajo las condiciones del solsticio de junio se incrementa notablemente la radiación solar in-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com





PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

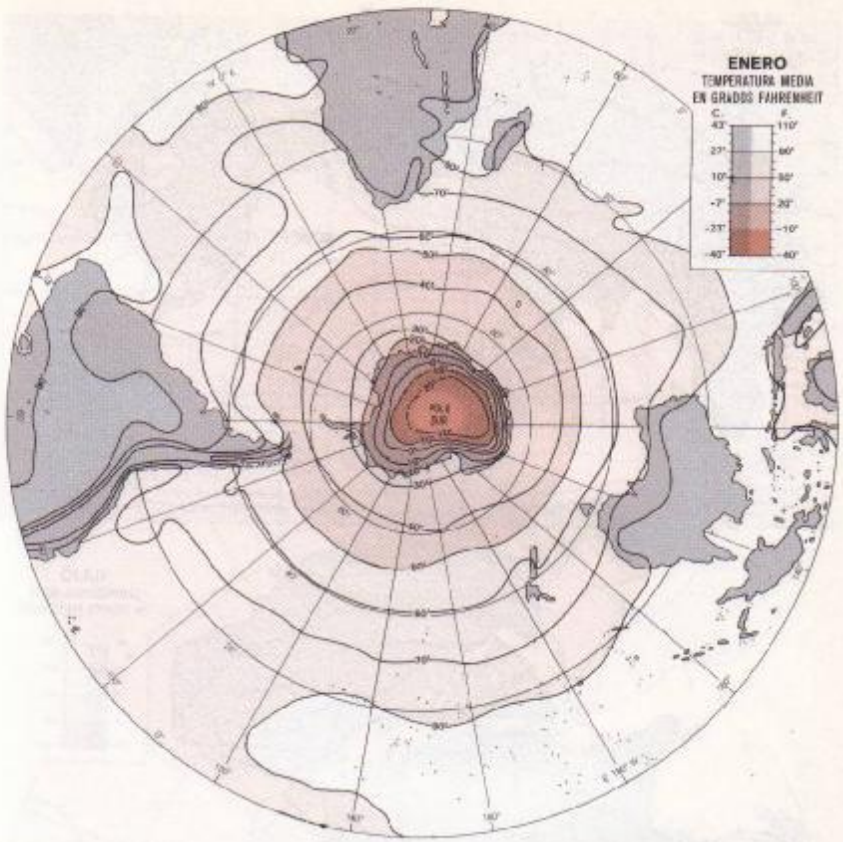
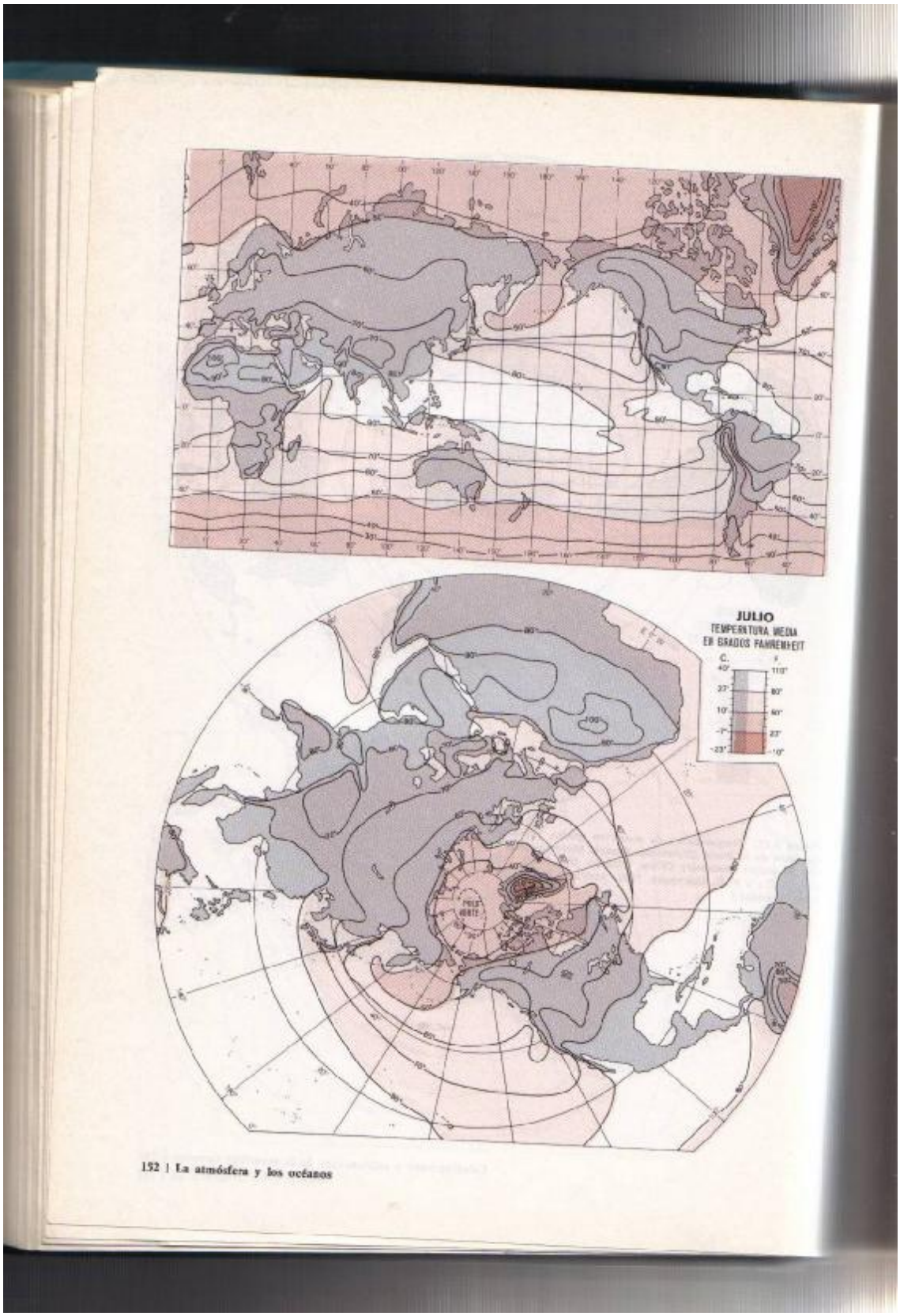


Figura 8.17. Temperaturas de enero en grados Fahrenheit. (Compilado por John E. Oliver de datos de la World Climatology Branch, Meteorological Office, Tables of Temperature, 1958, Her Majesty's Stationery Office, Londres; U.S. Navy, 1955, Marine Climatic Atlas, Washington, D. C.; y P. C. Dalrymple, 1966, American Geophysical Union. Mapas cartografiados por John Tremblay.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

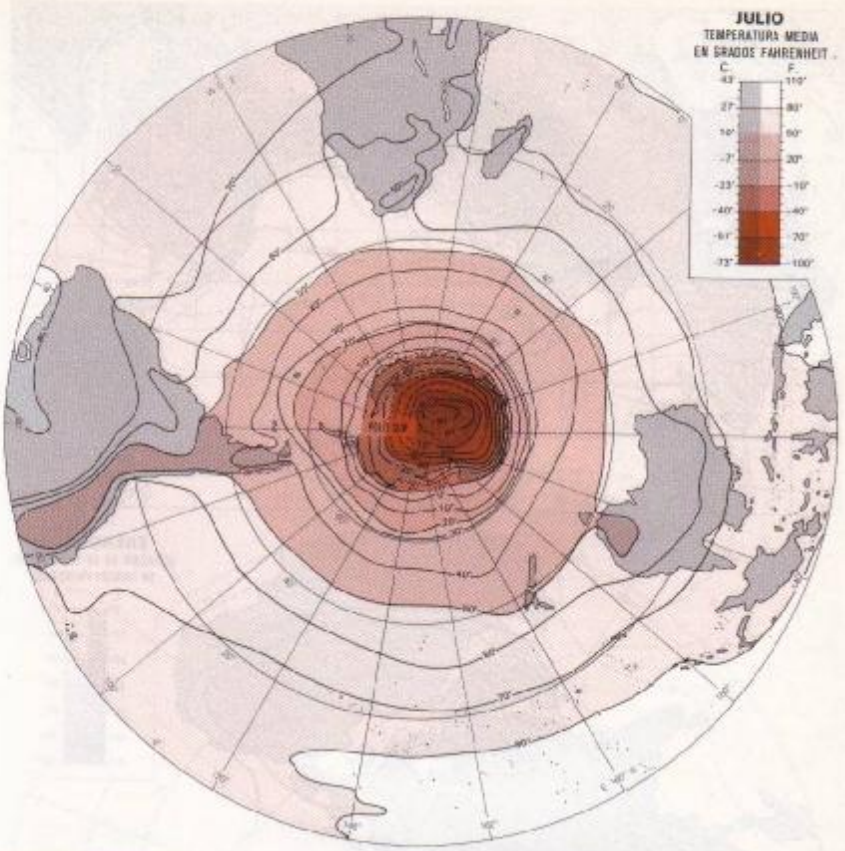
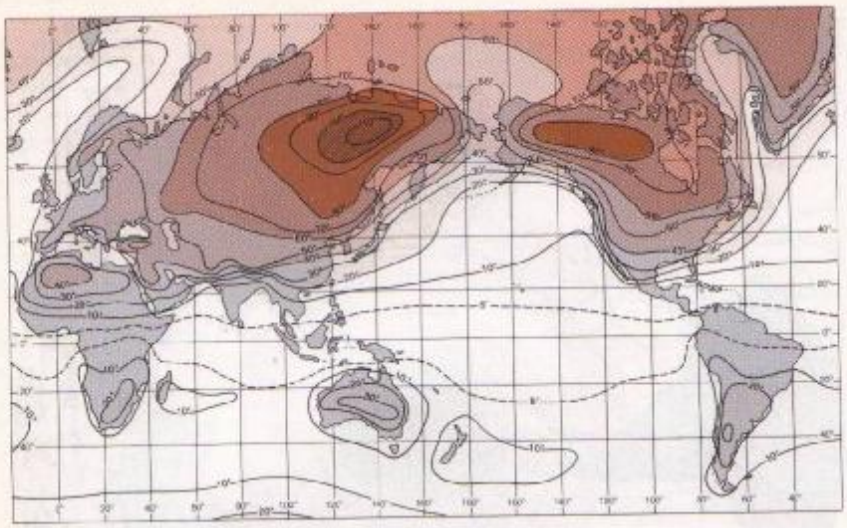
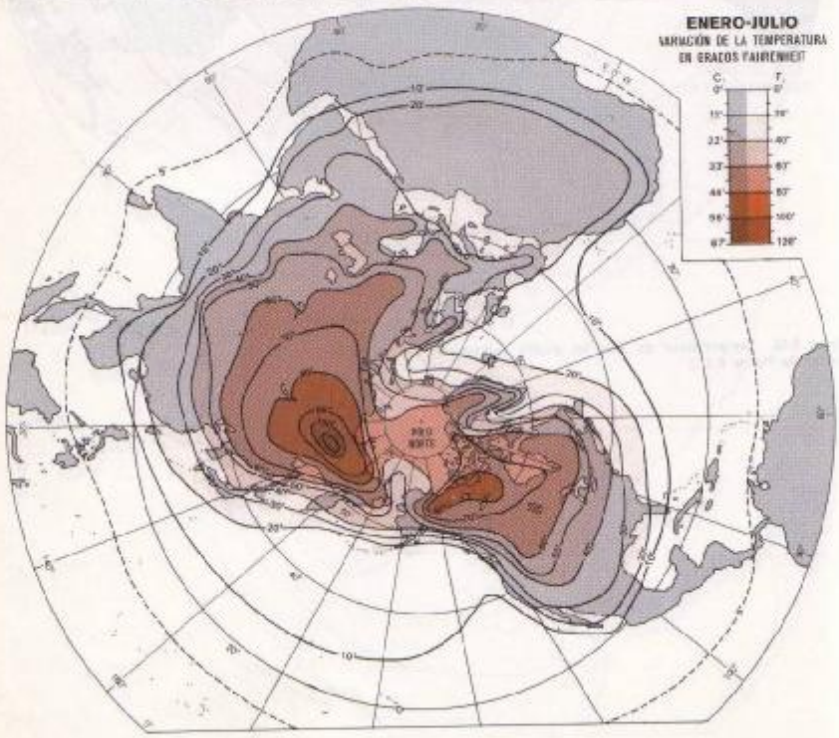


Figura 8.18. Temperaturas de julio en grados Fahrenheit. (Procedencia de los datos igual que en la figura 8.17.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com





PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

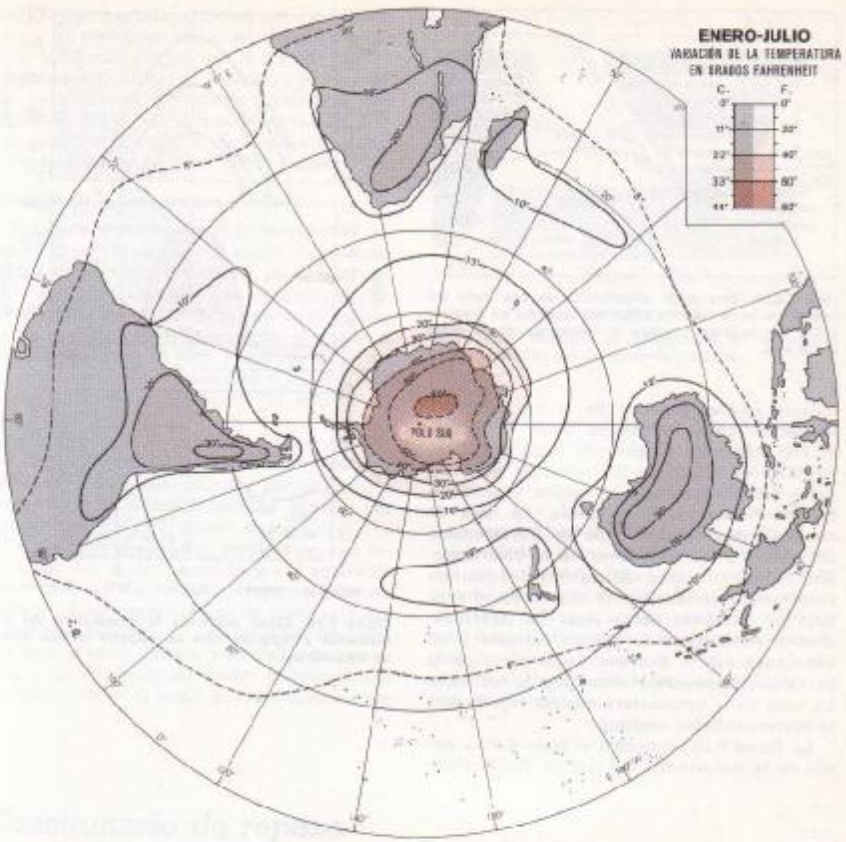


Figura 8.19. Mapa de la distribución anual de la temperatura del aire. Las isotermas indican la diferencia existente entre las temperaturas medias de los meses más cálido y más frío. Temperaturas en grados Fahrenheit. (Datos del mismo origen que los de las figuras 8.17 y 8.18.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

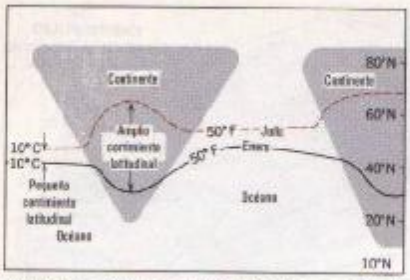


Figura 8.20. Este mapa esquemático de una parte del hemisferio norte muestra cómo una isoterma se desplaza sobre los océanos y sobre el continente desde enero hasta julio.

cidente (gráfica superior de la fig. 8.21); la insolación comienza mucho antes y finaliza mucho más tarde. La parte de la curva que representa el excedente de radiación neta del suelo (no representada), se amplía y aumenta, correspondientemente, de altura. La hora de mínima temperatura se sitúa en correspondencia quizás a las 4.00 horas de la madrugada. Sin embargo la hora de máxima temperatura permanece esencialmente la misma. En el solsticio de diciembre tienen lugar las correspondientes reducciones de energía entrante y un estrechamiento y descenso de la parte de la curva que representa el excedente de radiación. La hora de la temperatura mínima experimenta el correspondiente adelanto.

La figura 8.22 representa el ciclo diurno medio de la temperatura del aire en dos localida-

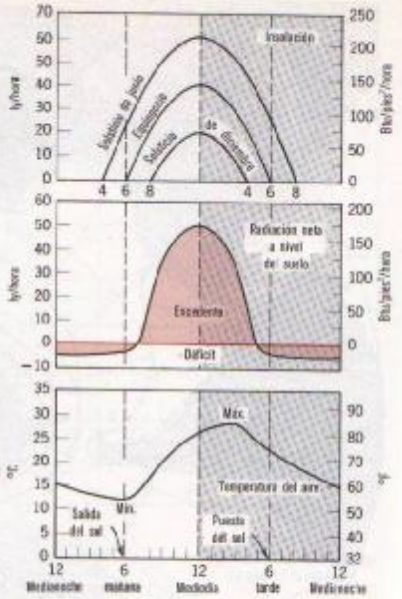


Figura 8.21. Curva diaria de la temperatura del aire, insolación y radiación neta en latitudes medias durante un equinoccio.

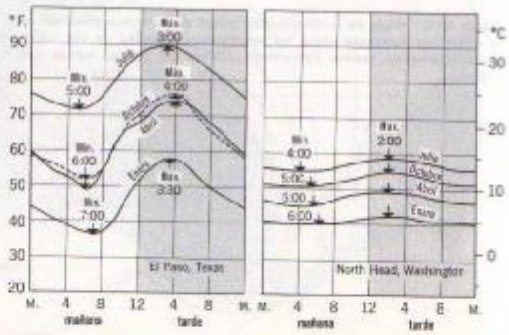


Figura 8.22. Ciclo diario de temperatura en dos estaciones meteorológicas distintas. (Según J. B. Kincer, Departamento de Agricultura de los EE.UU.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

...tura del aire, ...medias durante

... en dos esta... B. Kincer, De...

des, una en el interior del continente con clima seco y la otra muy cerca del océano en una costa occidental. Nótese que la hora de mínima temperatura varía con el solsticio y el equinoccio, pero que la de máxima permanece casi constante. Estas dos gráficas muestran los diferentes efectos del agua y la tierra en controlar el régimen de temperatura diaria y anual.

Inversión de la temperatura y heladas

Aunque por regla general la temperatura atmosférica desciende con la altura, hay ocasiones en que las condiciones de las capas bajas de la atmósfera son tales que, en lugar de descender, la temperatura crece con la altura antes de empezar a disminuir según el gradiente vertical (fig. 8.23). A este fenómeno se le llama *inversión de la temperatura* y significa que el aire caliente se encuentra por encima del aire frío.

La temperatura de inversión a nivel superficial, conocida con el nombre de *inversión de tierra*, tiene lugar generalmente por la noche a consecuencia de la rápida pérdida de calor por rerradiación que experimenta el suelo y el aire en contacto con él. Estas pérdidas se ven favorecidas por el aire en calma y una atmósfera clara. La inversión de tierra es particularmente acusada en las noches claras de invierno sobre superficies nevadas. Si las pérdidas de calor son muy grandes durante una noche de primavera o de principios de otoño, la temperatura del aire cercano al suelo puede descender por debajo de 0°, dando lugar a una helada muy perjudicial para las plantas cultivadas delicadas. Existen otras causas de las temperaturas de inversión y de las heladas, pero están relacionadas con movimientos de masas de aire y no con fenómenos de radiación calorífica.

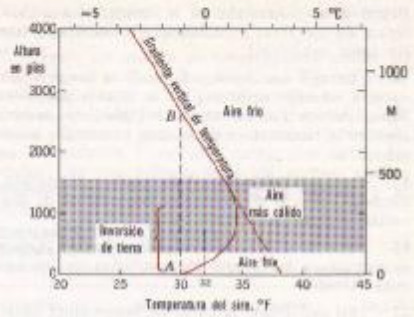


Figura 8.23. Inversión de temperatura en los niveles bajos, producida por la radiación nocturna.

Los efectos destructores de las heladas pueden ser evitados en las plantaciones de frutales provocando una circulación del aire que mezcle las capas cálidas superiores con las inferiores más frías. Esto puede conseguirse utilizando potentes hélices movidas a motor que hagan circular el aire tal como hace un ventilador en una habitación.

Cuestionario de repaso

1. Definir el tiempo y el clima. ¿Cuál es la diferencia entre ambos?
2. Enumere los elementos del tiempo.
3. ¿Cómo trata la meteorología sinóptica los elementos del tiempo?
4. ¿De qué fuente procede la energía calorífica que recibe la atmósfera terrestre? Describir el espectro de radiación solar. ¿Qué es la constante solar?
5. ¿Qué factores determinan la insolación recibida en un día determinado en un cierto lugar del globo? A lo largo del año y por término medio, ¿cómo está relacionada la insolación con la latitud?
6. ¿Qué efectos tiene el transcurrir de las estaciones (variación de la declinación solar) sobre la insolación en las latitudes ecuatoriales? ¿y en las latitudes medias (40° a 50°)? ¿Y en las regiones polares?
8. Describir las pérdidas de radiación solar en la troposfera. Explicar el motivo de las variaciones que experimenta la insolación recibida en la superficie del suelo de un día para otro.
9. ¿Cómo se calienta la atmósfera terrestre? ¿Qué relación tiene la radiación del suelo con el calentamiento atmosférico? ¿Qué importancia tiene la reflexión directa desde la superficie del agua o de la tierra para el calentamiento atmosférico?
10. ¿En qué se basa la calefacción solar de una vivienda? ¿Qué es el efecto de invernadero?
13. Explicar las diferencias fundamentales que existen en el comportamiento de la superficie terrestre y del océano en lo que se refiere a transmisión y a absorción de la insolación. ¿Cómo in-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

fluyen estas diferencias en la temperatura atmosférica de las áreas continentales en contraste con las áreas oceánicas?

14. ¿En qué condiciones se mide la temperatura en una estación ordinaria de la Oficina Meteorológica de los Estados Unidos? ¿Qué instrumento registra la temperatura de manera continua y automática?

15. Comparar las escalas Fahrenheit y centígrada. Explicar cómo se transforma la temperatura de una escala a otra. Describir la escala Kelvin.

16. ¿Qué es la temperatura media diaria? ¿Cómo se calcula en la Oficina Meteorológica de los Estados Unidos?

17. ¿En qué difiere la curva de temperatura anual de un punto situado en las latitudes medias en el interior del continente de la de un punto litoral? ¿Existe diferencia en la hora en que se producen las temperaturas máximas y mínimas normalmente en ambos lugares? ¿Por qué?

18. ¿Qué son las isotermas? ¿Cómo se trazan? ¿Qué ventajas presentan los mapas de isotermas sobre los mapas que muestran simples cifras de temperatura en el estudio del tiempo y del clima?

19. ¿Cuál es la tendencia general de las isotermas del globo? ¿Qué influencia tiene la variación de la declinación solar sobre las isotermas de las temperaturas medias mensuales? El desplazamiento latitudinal de las isotermas, ¿es mayor sobre el continente o sobre el océano? Explicar la respuesta.

20. ¿Qué efecto tienen las masas continentales de América del Norte y Asia sobre las isotermas de junio y julio? ¿Dónde se registra la mayor variación anual de temperatura? ¿Dónde sería lógico encontrar una variación anual mínima de temperatura?

21. Describir la curva normal de temperatura diaria. ¿Cuándo se alcanzan normalmente las temperaturas máxima y mínima? ¿Qué relación existe entre el ciclo de temperatura atmosférica y el ciclo de insolación y la rerradiación neta de toda onda? Describir cómo influye el transcurso de las estaciones en las latitudes medias sobre la hora en que se registra la temperatura diaria mínima.

22. ¿Qué es una inversión de temperatura? Explicar cómo se originan las inversiones de tierra. ¿En qué forma la radiación de calor da lugar a heladas destructoras?

Ejercicios

1. *a*) Teniendo en cuenta tan sólo la latitud y considerando la insolación por unidad de superficie horizontal en el ecuador como el 100 %, ¿qué porcentaje deberá asignarse a la unidad de área a 30° de lat. N? *b*) ¿y a 45° de lat. S? *c*) ¿y a 60° de lat. S? *d*) ¿y a 90° de lat. N? Estas respuestas serán válidas exclusivamente en condiciones equinocciales.

2. *a*) A partir de la tabla de insolación de Angot que figura en el pie de esta página, trazar gráficos que muestren las condiciones de la insolación a lo largo del año en el ecuador, a 20° N, a 40° N, a 60° N y en el polo norte. Comparar con la figura 8.3. *b*) ¿Por qué recibe el polo sur más insolación en enero, que el polo norte en julio? *c*) ¿Por qué es la total anual a 90° S menor que a 90° N?

TABLA DE INSOLACIÓN DE ANGOT
(Ejercicio 2)

Esta tabla detalla la insolación recibida durante cada mes del año en diversas latitudes, suponiendo una atmósfera completamente transparente. Se ha tomado como unidad 889 calorías gramo por centímetro cuadrado, radiación recibida en el ecuador durante un día en el equinoccio. (Datos de *Physical and Dynamical Meteorology*, de Brunt, Cambridge University Press, 1939.)

Latitud	En.	Feb.	Mar.	Ab.	Mayo	Jun.	Jul.	Ag.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	Total del año
90	...	...	1,9	17,5	31,5	36,4	32,9	21,1	4,6	...	...	...	145,9
80	...	0,1	5,0	17,5	30,5	35,8	32,4	20,9	7,4	0,6	...	...	150,2
60 °N	3,0	7,4	14,8	23,2	30,2	33,2	31,1	24,9	16,7	9,0	3,8	1,9	199,2
40	12,5	17,0	23,1	28,6	32,4	33,8	32,8	29,4	24,3	18,4	13,4	11,1	276,8
20	22,0	25,1	28,6	30,9	31,8	32,0	31,8	30,9	28,9	25,8	22,5	20,9	331,2
Ecuador	29,4	30,4	30,6	29,6	28,0	27,1	27,6	28,6	30,1	30,2	29,5	28,9	350,0
20	33,8	32,2	29,0	24,9	21,2	19,6	20,5	23,7	27,7	31,1	33,3	34,1	331,1
40 °S	34,8	30,4	23,9	17,4	12,5	10,4	11,6	15,8	21,9	28,5	33,6	36,0	276,8
60	33,0	25,3	16,0	8,1	3,3	1,7	2,7	6,5	13,6	22,6	31,1	35,3	199,2
80	34,2	20,5	6,3	0,3	...	...	...	...	3,8	16,0	31,0	38,1	150,2
90	34,7	20,7	3,2	...	...	...	...	...	1,0	15,6	31,5	38,7	145,4

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

3. Transformar las siguientes temperaturas Fahrenheit a la escala centígrada: 32°, 0°, 212°, 71°, —22°, 44°.

4. Transformar las siguientes temperaturas centígradas a la escala Fahrenheit: 0°, 100°, 32°, 11°, 37°, —40°.

5. Las cifras que figuran a continuación son temperaturas medias mensuales (°F), correspondientes a Buenos Aires (Argentina), a 35° de lat. S. (Datos de Trewartha.) *a*) Trazar un gráfico similar al de la figura 8.14 para ilustrar el ciclo de temperatura anual en esta localidad. Numerar la escala en grados Fahrenheit y en grados centígrados. *b*) ¿Cuál es la máxima media mensual? *c*) ¿En qué mes tiene lugar? *d*) ¿Cuál es la media mensual más baja? *e*) ¿En qué mes tiene lugar? *f*) ¿Cuál es la variación anual?

Enero 74°F	Mayo 55°F	Septiembre 55°F
Febrero 73°F	Junio 50°F	Octubre 60°F
Marzo 69°F	Julio 49°F	Noviembre 66°F
Abril 61°F	Agosto 51°F	Diciembre 71°F

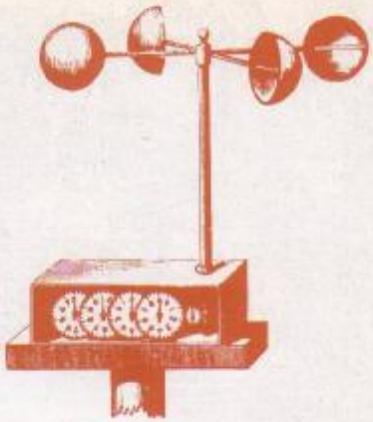
6. Completar el trazado de las isotermas de la figura 8.16 sobre una hoja de papel de calcar. Dibujar con lápiz rojo las isotermas con un intervalo de 5° C. Esto puede llevarse a cabo transformando las temperaturas centígradas (es decir 5° C) en Fahrenheit e interpolando esta isoterma entre las líneas ya trazadas.

7. Trazar un gráfico de temperaturas similar al de la figura 8.22 con los datos que figuran en la tabla siguiente y en la que se detallan las temperaturas en cada hora durante un período de 24 horas. Trazar el gráfico con unidades Fahrenheit en la izquierda y unidades centígradas en la derecha. Una vez representados los puntos, unirlos mediante una curva. Determinar el máximo y el mínimo.

BISMARCK, Dakota del Norte.
Medias horarias de Julio
(Datos procedentes del Departamento de Agricultura de los EE.UU.)

12 medianoche	66,5°F	1 de la tarde	76,5°F
1 de la mañana	64,5°F	2 de la tarde	77,5°F
2 de la mañana	63,0°F	3 de la tarde	78,5°F
3 de la mañana	61,5°F	4 de la tarde	80,0°F
4 de la mañana	60,0°F	5 de la tarde	80,0°F
5 de la mañana	59,0°F	6 de la tarde	79,0°F
6 de la mañana	58,0°F	7 de la tarde	78,0°F
7 de la mañana	58,5°F	8 de la tarde	77,0°F
8 de la mañana	61,0°F	9 de la tarde	74,0°F
9 de la mañana	64,0°F	10 de la tarde	70,5°F
10 de la mañana	67,0°F	11 de la tarde	68,0°F
11 de la mañana	72,0°F	12 medianoche	66,5°F
12 mediodía	74,0°F		

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



Capítulo 9
Los vientos y su circulación en el globo

Hasta ahora, en nuestro estudio de la atmósfera, poco o nada se ha dicho sobre el aire en movimiento. En el capítulo 7 se describió la estructura de la atmósfera como si en ella no existiera ningún tipo de movimiento. En el capítulo 8 se examinaron los ritmos diarios y estacionales de calentamiento y enfriamiento, pero sin explicar los movimientos del aire que originan estos desequilibrios térmicos. Vamos a tratar, por tanto, del tema de los vientos y de su circulación en el globo.

Los principios básicos implicados en el movimiento de la atmósfera terrestre son: el no uniforme calentamiento y enfriamiento de la atmósfera de la tierra hace que la distribución horizontal de la presión barométrica, que es la que tiende a poner el aire en movimiento, sea también irregular. Cuando tiene lugar el movimiento del aire, el calor se transmite de un sitio a otro. El intercambio de calor por esta mezcla atmosférica es de gran importancia en los tipos mundiales de tiempo y de clima, y en el balance calorífico de la tierra. El aire en movimiento también transporta vapor de agua de un lugar a otro, y este proceso es igualmente de gran importancia en el tiempo y el clima. En el capítulo 11 se tratará del papel que juega el agua, con sus cambios de estado, en la atmósfera.

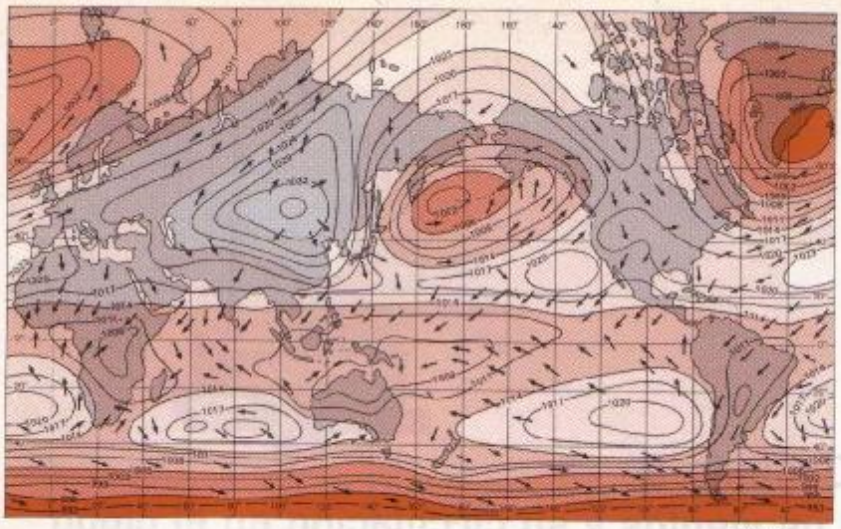
Figura 9.1. Este barógrafo de registro automático traza un gráfico continuo de los cambios de presión. (Cortesía de la Oficina Meteorológica de los EE.UU.)

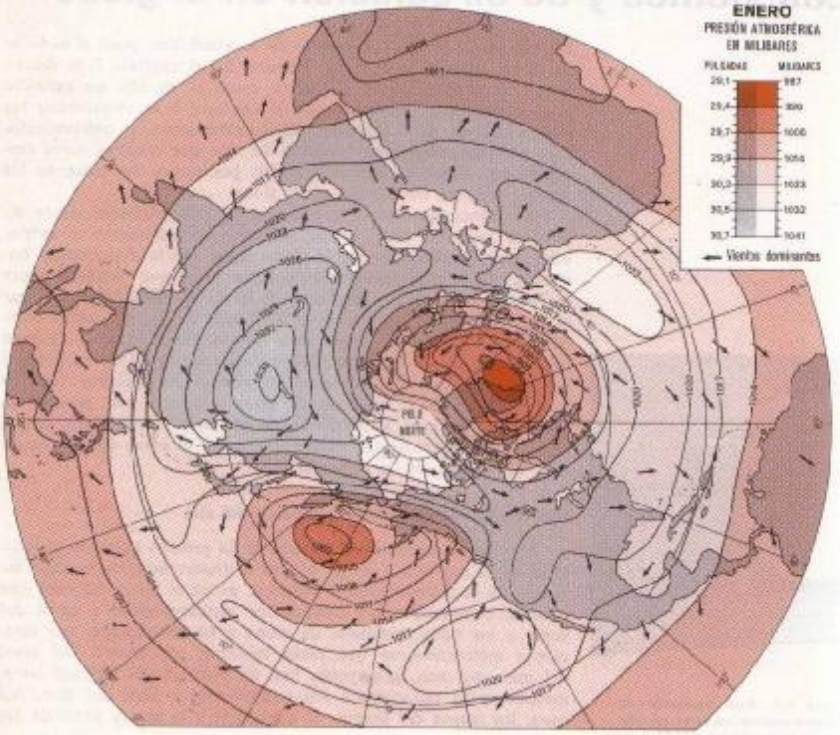
Distribución horizontal de la presión del aire

Aunque la disminución vertical de la presión barométrica descrita en el capítulo 7 es de interés e importancia en muchos aspectos de la meteorología y aviación, no es el elemento vital que permite comprender las condiciones meteorológicas a nivel del suelo o los tipos mundiales de clima y su distribución. Las estaciones meteorológicas que están bastante por encima del nivel del mar, que son la mayoría, han de corregir sus lecturas barométricas para reducirlas a sus equivalentes a nivel del mar. Así pues, los mapas del tiempo de superficie y la mayor parte de las

Anemómetro de cuatro cazoletas. (Matthew F. Maury, **Physical Geography**, 1885.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com





PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

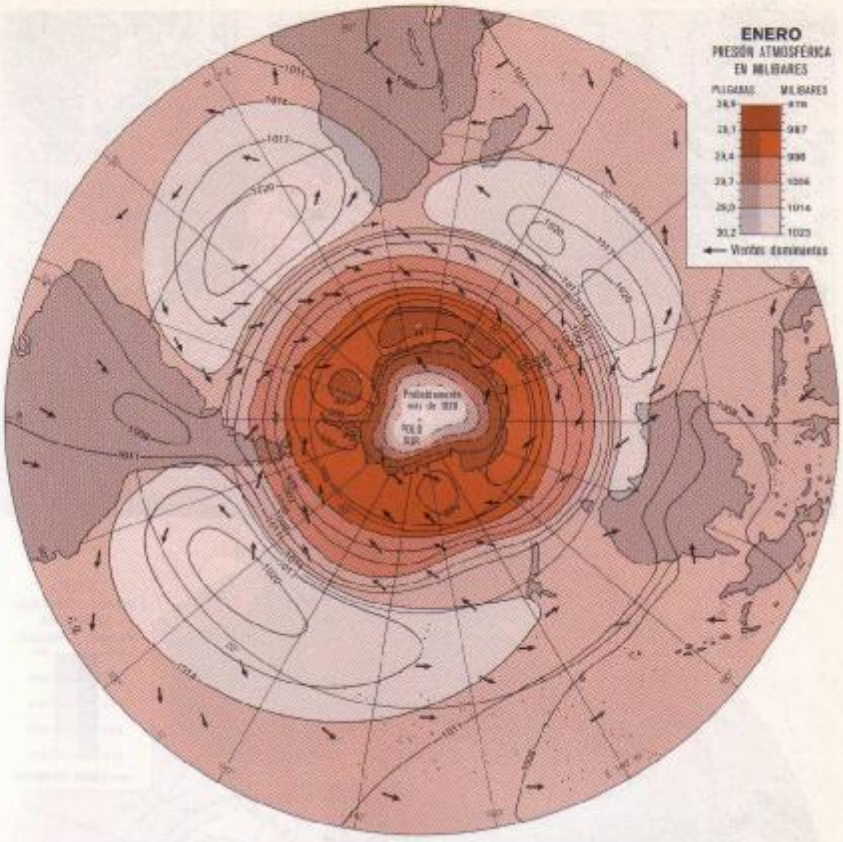
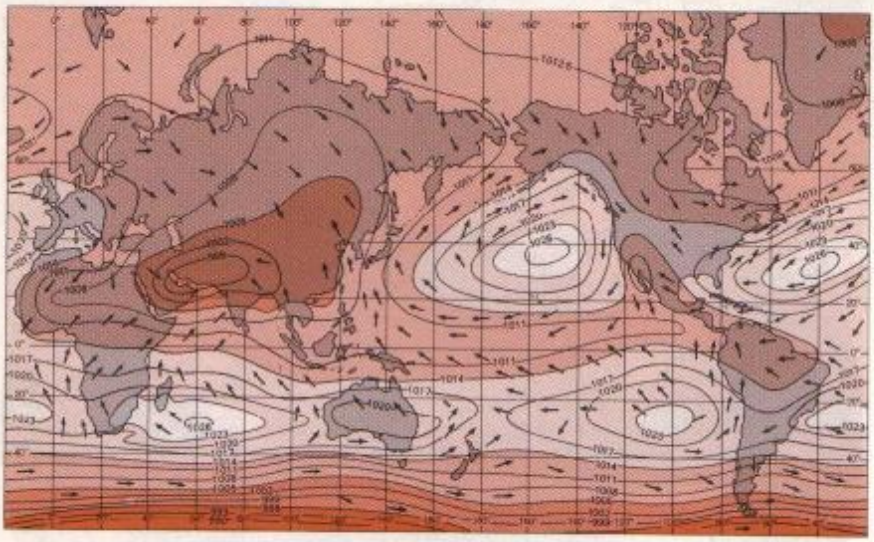
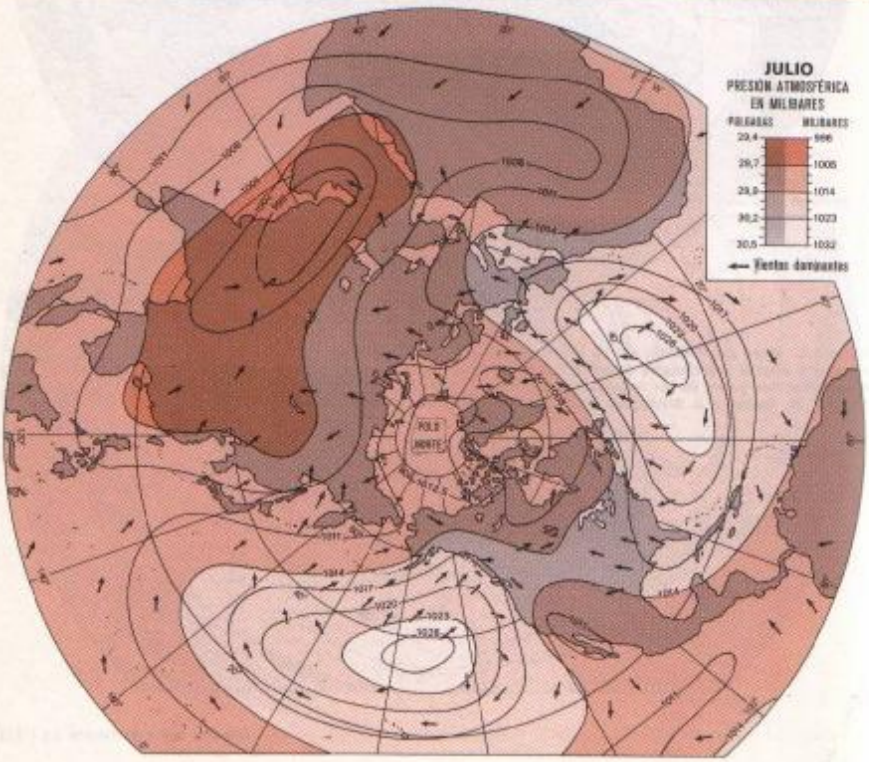


Figura 9.2. Mapa generalizado de las presiones atmosféricas (milibares, reducidos al nivel del mar) y vientos superficiales en enero. La dirección de los vientos en las regiones polares inferida, en gran parte, de las isobaras. (Compilado por John E. Oliver de datos de Y. Mintz, G. Dean, R. Geiger y J. Blüthagen. Mapas cartografiados por John Tremblay.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com





PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

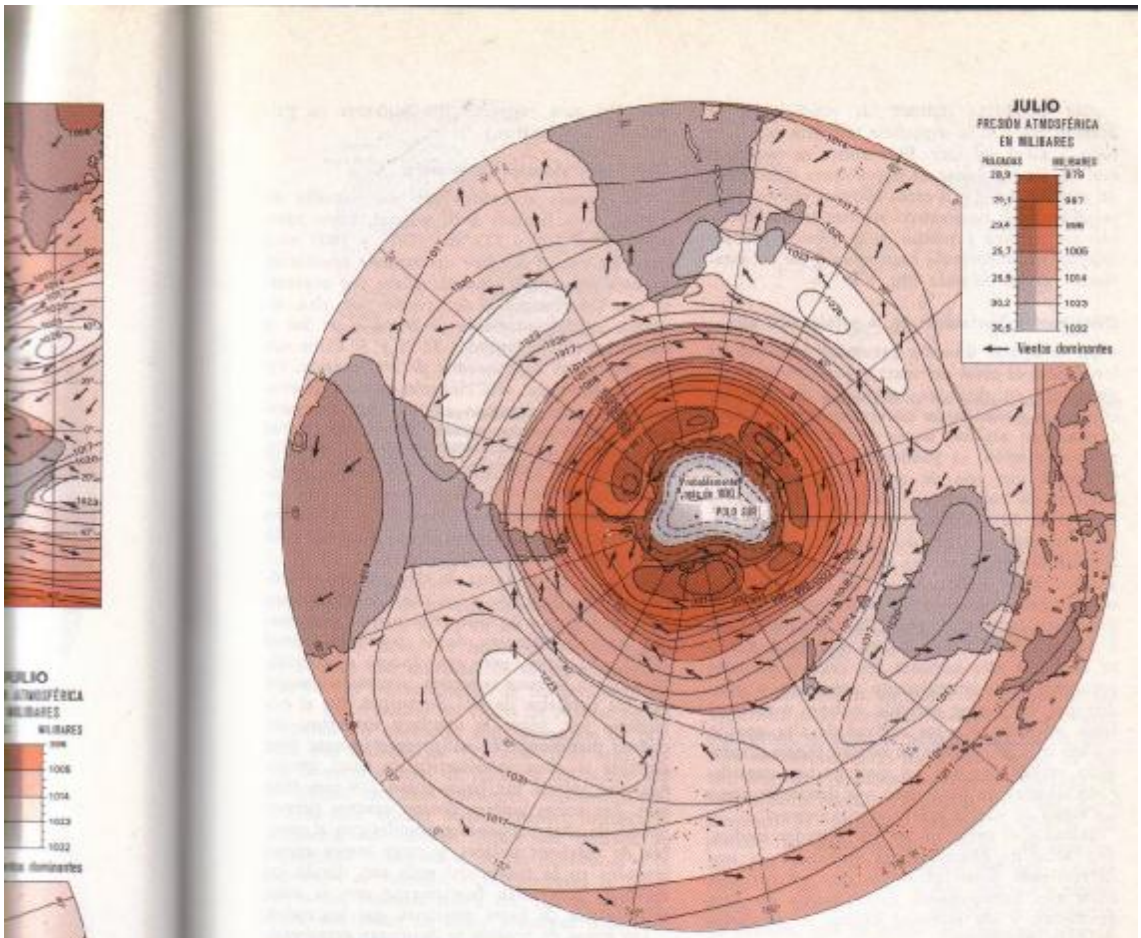


Figura 9.3. Mapa generalizado de las presiones atmosféricas y los vientos en julio. (Procedencia de los datos igual que en la figura 9.2.)

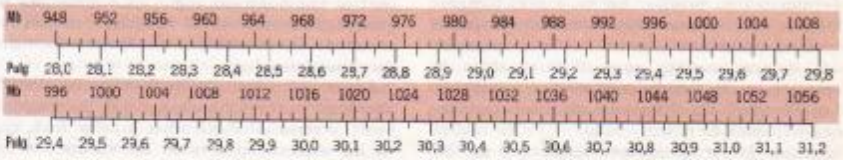


Figura 9.4. Escala para la conversión de milibares a pulgadas.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

cartas climáticas indican las condiciones de presión como si la superficie terrestre estuviera toda a nivel del mar. Este ajuste es necesario con el fin de poner al descubierto diferencias de presión debidas a otros factores que no sean la altura. Los barómetros registradores establecen un registro continuo de la presión y constituyen un importante instrumento en las estaciones meteorológicas (fig. 9.1).

Distribución horizontal de la presión del aire

Al comparar diversas presiones atmosféricas (reducidas al nivel del mar) registradas simultáneamente en distintas estaciones de observación, o la sucesión de lecturas de presión efectuadas con algunas horas de diferencia en la misma estación, se pueden apreciar ligeras diferencias que son de gran importancia para analizar las condiciones de tiempo. Si se toma la presión de 760 mm (1013 mb) como la presión normal a nivel del mar, se observarán frecuentemente presiones superiores a ésta, que pueden llegar a veces hasta 780 mm (1040 mb) o más. Estas presiones se denominan *altas*. Las presiones que oscilan entre 760 mm (1013 mb) y 725 mm (982 mb) o menos son *bajas*. Como se explicará más adelante, los centros de bajas presiones van generalmente asociados a condiciones de tiempo variable, nuboso o tormentoso, mientras que los centros de alta presión suelen ir acompañados de tiempo bueno y seco. Esto explica por qué los marinos han considerado siempre un barómetro que desciende como un signo de que se acerca el mal tiempo.

Durante el invierno, en las latitudes medias, una serie de observaciones realizadas en una determinada localidad revela que los períodos fríos van acompañados generalmente de altas presiones, y los períodos cálidos o templados de bajas presiones.

Mapas de isobaras

La distribución de presiones puede representarse en un mapa por medio de *isobaras*, que son líneas que pasan por los lugares que tienen la misma presión. Sobre un mapa diario del tiempo, que representa las condiciones a una hora fija, las isobaras son esenciales para representar la situación de los centros móviles de alta o baja presión. En los mapas climatológicos, las isobaras representan las presiones medias, calculadas a partir de datos acumulados durante muchos años. Fijemos ahora la atención en las condiciones medias mundiales. Las figuras 9.2 y 9.3 representan las condiciones reinantes en enero y julio, meses en que se alcanzan las temperaturas extremas y en los que los contrastes son máximos. (La figura 9.4 será útil para convertir los milibares en pulgadas y centímetros.)

Cinturones globales de presión

En la zona ecuatorial hay un cinturón de presión algo inferior a la normal, cuyo valor oscila entre 760 y 757 mm (1011 y 1008 mb), conocida con el nombre de *vaguada ecuatorial*. La baja presión se pone de relieve por contraste con los cinturones de presión más alta, situados aproximadamente al Norte y al Sur y centrados en las latitudes 30°N y S. Estos son los *cinturones subtropicales de alta presión*. En el hemisferio sur, este cinturón está claramente definido, pero contiene centros de altas presiones, denominadas *células de presión*. En el hemisferio norte, en el verano la zona de altas presiones era dominada por dos células oceánicas, una sobre el Pacífico Oriental y otra sobre la parte oriental del Atlántico Norte. Las presiones medias exceden los 770 mm (1026 mb) en los centros de las células.

A partir de las zonas de alta presión subtropicales y en dirección a los polos se encuentran grandes regiones de baja presión que se extienden aproximadamente de la zona de latitud media a la ártica, pero centrándose e intensificándose en la zona subártica, aproximadamente por los paralelos de 60° de latitud. En el hemisferio sur, sobre la continua extensión del océano meridional, se halla especialmente bien definida la *zona subantártica de bajas presiones*, con valores tan bajos como 739 mm (984 mb). Las zonas polares poseen centros permanentes de altas presiones conocidas con el nombre de *máximos polares*, y están mejor representados en la región del polo sur, donde los máximos contrastan fuertemente con la zona subantártica de bajas presiones que los rodea.

Las zonas de presión se desplazan estacionalmente varios grados de latitud, al igual que lo hacen las zonas isotérmicas que las acompañan. Se prestará más atención a este desplazamiento cuando se expliquen los climas.

Centros de presión del hemisferio norte

Las vastas masas continentales de América del Norte y Asia, separadas por los Océanos Atlántico Norte y Pacífico Norte, ejercen un control tan poderoso sobre las condiciones de presión reinantes en el hemisferio norte que no existe la distribución de cinturones típica del hemisferio sur.

Las zonas terrestres desarrollan centros de alta presión al mismo tiempo que las temperaturas invernales descienden mucho más que en los océanos adyacentes. En verano, las zonas continentales, sobre las cuales la tempera-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

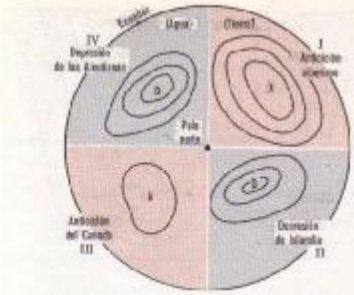


Figura 9.5. Este mapa esquemático del hemisferio norte indica que los centros semipermanentes de altas y bajas presiones ocupan cuadrantes opuestos. En enero, mes al que corresponde este esquema, los contrastes son máximos.

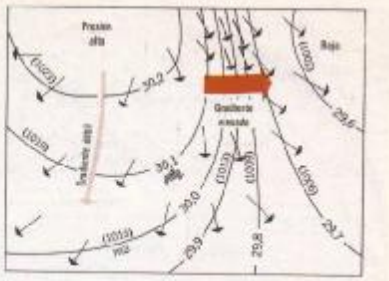


Figura 9.6. La disposición de las isobaras determina los gradientes de presión y los vientos de superficie.

tura en la superficie es mucho más elevada que la de los océanos adyacentes, desarrollan centros de baja presión. Las zonas oceánicas presentan centros de presión opuestos a los de las tierras, tal como se ve en los mapas isobáricos de enero y julio. En invierno, los contrastes de presión son mayores, de la misma manera que lo son los contrastes de temperatura. Sobre la parte central del Norte de Asia se forma el *anticiclón siberiano*, con promedios de presión que exceden los 777 mm (1035 mb). Sobre la parte central de América del Norte hay un núcleo de altas presiones, claramente definido, pero mucho menos intenso, llamado el *anticiclón del Canadá*. Sobre los océanos se encuentran la *depresión de las Aleutianas* y la *depresión de Islandia*, cuyos nombres se refieren a las regiones sobre las que se centran. Estas dos zonas de bajas presiones tienen en invierno un tiempo muy nuboso, mientras que es característico de los anticiclones continentales el tener elevada proporción de días despejados y secos.

La figura 9.5 representa un diagrama de los centros de presión, tal como aparecen agrupados alrededor del polo norte. Los anticiclones y los ciclones ocupan cuadrantes opuestos.

En verano, las condiciones de presión reinantes son exactamente opuestas a las del invierno. Sobre Asia y América del Norte se forman depresiones, pero la de Asia es más intensa y está centrada en el Sur, donde se funde con el cinturón ecuatorial de bajas presiones. Sobre los océanos Pacífico y Atlántico, hay dos núcleos bien desarrollados del cinturón subtropical de altas presiones, desviadas hacia el Norte con respecto a la posición que ocupan en invierno y de extensión mucho mayor. Se denominan, respectivamente, *anticiclón de las Azores o Bermudas* y *anticiclón de las Hawaii*.

Relación entre los vientos y la presión barométrica

La figura 9.6 es un mapa de isobaras de un centro de altas presiones. Puesto que el centro representa el lugar de presión máxima, la presión va descendiendo hacia los bordes, es decir, hay una *pendiente de presión* desde el centro hacia fuera, en cualquier dirección. Este descenso se denomina también *gradiente de presión*. La dirección del gradiente de presión, indicada por flechas, forma siempre ángulo recto con las isobaras. Si hay centros o cinturones de presión, existe siempre un gradiente de presión, que va desde las presiones altas a las bajas. Las isobaras muy justas entre sí indican que el gradiente es fuerte y que los cambios de presión se producen rápidamente en una distancia horizontal corta. Las isobaras muy separadas indican un gradiente débil.

Los vientos generalizados y persistentes de la tierra son los movimientos del aire originados por diferencias de presión. La *fuerza del gradiente de presión*, actuando en dirección del gradiente de presión, tiende a desencadenar el flujo de aire desde las presiones altas a las bajas. Los gradientes de presión fuertes, indicados en el mapa por isobaras muy próximas entre sí, ocasionan vientos fuertes, mientras que donde las isobaras estén muy distanciadas, se puede esperar que produzcan vientos débiles. Las calmas se producen en los centros de presión alta.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

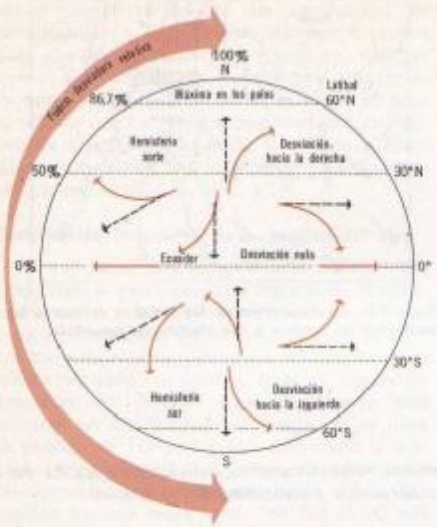


Figura 9.7. Fuerza desviadora producida por la rotación de la tierra.

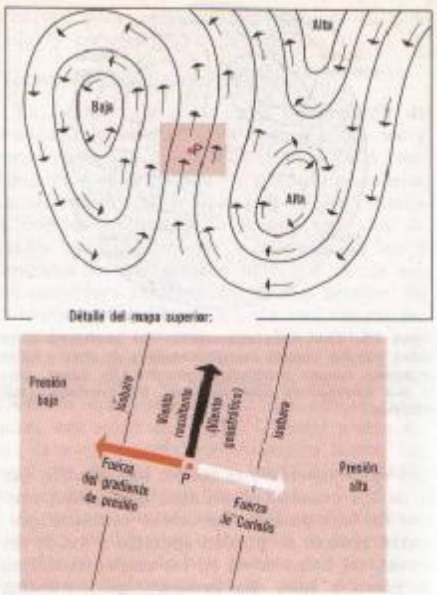


Figura 9.8. En los niveles altos, el viento sigue las isobaras.

La fuerza de Coriolis y su efecto en los vientos

Si la tierra no girase sobre su eje, los vientos seguirían la dirección del gradiente de presión. En lugar de esto, la rotación de la tierra origina otra fuerza, la *fuerza de Coriolis*, que tiende a curvar las corrientes de aire. La dirección en que actúa la fuerza de Coriolis es determinada por la *ley de Ferrel:* cualquier objeto a fluido que se mueva horizontalmente en el hemisferio norte tiende a ser desviado hacia la derecha de su trayectoria, independientemente de la orientación que ésta tenga. En el hemisferio sur se produce una desviación similar hacia la izquierda de la trayectoria. La fuerza de Coriolis está ausente en el ecuador, pero aumenta progresivamente hacia los polos.

En la figura 9.7, las diversas flechas indican cómo una trayectoria inicialmente rectilínea se ve modificada por la fuerza desviadora. Nótese especialmente que el rumbo inicial de la trayectoria no ejerce influencia alguna. Para un observador que mire corriente abajo, la desviación siempre tiene lugar hacia la derecha en el hemisferio norte. Puesto que la fuerza desviadora es muy débil, por lo común sólo puede observarse en los fluidos que se mueven libremente, tales como el aire o el agua. La dispersión de las corrientes oceánicas está afectada grandemente por ella y los ríos presentan a veces en el hemisferio norte cierta tendencia a erosionar sus orillas derechas. Los troncos que flotan a la deriva en los ríos de elevada latitud Norte se concentran en la orilla derecha de la corriente. Las balas de fusil de largo alcance se desvían ligeramente.

Aplicando estos principios a la relación entre los vientos y la presión (fig. 9.8), la fuerza del gradiente (actuando en la dirección del gradiente de presión) y la fuerza de Coriolis (actuando hacia la derecha del recorrido) llegan a compensarse sólo cuando el viento se ha desviado hasta el punto de soplar en una dirección que forma ángulo recto con el gradiente de presión, es decir, cuando es paralelo a las isobaras. El viento ideal en este estado de equilibrio con respecto a las dos fuerzas se denomina *viento geostrófico* para aquellos casos en que las isobaras son rectas. En general, en latitudes altas el viento fluye paralelamente a las isobaras (fig. 9.8). La regla que indica la relación entre el viento y la presión en el hemisferio norte es denominada *ley de Ballot*. Dice así: Situándose de espaldas al viento, la presión baja estará a la izquierda del observador y la alta a la derecha.

Cerca de la superficie de la tierra, a alturas

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

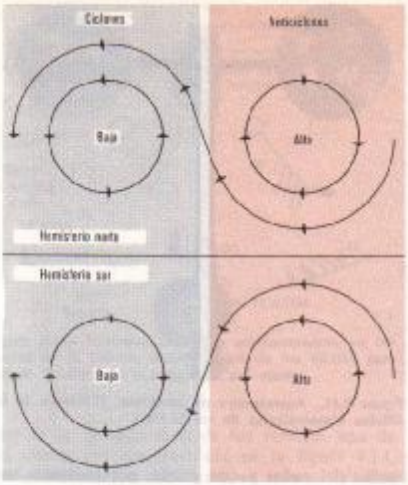


Figura 9.9. Vientos en niveles altos en torno a ciclones y anticiclones.

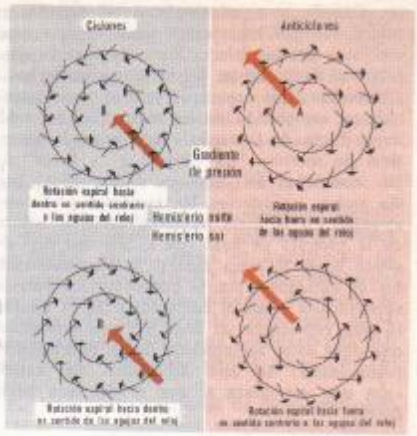


Figura 9.10. Dirección de los vientos superficiales en los ciclones y anticiclones.

entre el suelo y unos 600 a 9000 m, actúa todavía otra fuerza que modifica la dirección del viento. Es la fuerza de rozamiento del aire con el suelo. Actúa de tal manera que contrarresta en parte la fuerza de Coriolis e impide que el viento sea desviado hasta fluir paralelamente a las isobaras. En lugar de ello, el viento sopla oblicuamente a través de las isobaras, formando con ellas un ángulo entre 20° y 45°. La figura 9.6 ilustra una distribución de vientos en superficie y es típica de las condiciones que se dan en el mapa del tiempo de superficie. El ángulo es grande para los terrenos accidentados y pequeño para las superficies lisas, tales como el agua o una llanura. La velocidad del viento es reducida en proporción a la fricción con el suelo.

Ciclones y anticiclones

En el lenguaje de la meteorología y climatología, un centro de bajas presiones recibe el nombre de *ciclón;* uno de altas presiones, *anticiclón.* Los ciclones y anticiclones pueden ser de tipo estacionario o semipermanente, como el centro de bajas presiones de las Aleutianas y el de altas de Siberia descritos al tratar de los centros de presiones del globo, o pueden moverse rápidamente como los que crean las alteraciones meteorológicas descritas en el capítulo 12. Será de gran ayuda para el estudiante de meteorología y climatología tener un esquema claro de la dirección de los vientos en las zonas ciclónicas y anticiclónicas de los hemisferios norte y sur.

Como se indica en la figura 9.8, el aire se mueve a gran altura, donde no actúa la fricción superficial, lo hace paralelamente a las isobaras. Podemos, pues, establecer la regla de que, en el hemisferio norte, los vientos se mueven en sentido opuesto a las manecillas del reloj en régimen ciclónico, y en sentido de las mismas en situación anticiclónica. En el hemisferio sur estos esquemas son totalmente inversos: en sentido de las agujas del reloj en régimen ciclónico, y en sentido opuesto en régimen anticiclónico. El sencillo mapa del aire de las capas superiores de la figura 9.9 indica cómo se aplican estas reglas.

En la figura 9.10 se ha representado el movimiento de los vientos superficiales, que se desplazan oblicuamente respecto a las isobaras, en los sistemas ciclónicos y anticiclónicos de ambos hemisferios. Para construir las flechas que indican el sentido del viento se dibuja primero una flecha mayor que indique la dirección del gradiente de presión. Después se dibujan pequeñas flechas en los puntos donde la flecha de gradiente corta a cada isobara. Las flechas de los vientos se desvían a la derecha en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el sur. Después de llevar a cabo esta operación en cuatro extremos de un centro de presiones, se obtendrá el esquema y podrá completarse con facilidad. Para evitar cualquier confusión dibújense las flechas de los vientos cortas y rectas, tal como se hace en los mapas del tiem-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

po. Cuando se haya completado el esquema se podrá ver que los vientos giran en una zona ciclónica del hemisferio norte en sentido contrario al de las agujas del reloj apuntando hacia el interior de la espiral; y en una zona anticiclónica, en sentido de las manecillas del reloj hacia fuera de la espiral. Adviértase la inversión de sentidos "en contra" y "a favor" de las manecillas del reloj en el hemisferio sur. En ambos hemisferios, los vientos superficiales apuntan en la zona ciclónica hacia el centro de la espiral; de aquí que el aire sea *convergente* hacia la zona central y deba ascender. En el anticiclón, por el contrario, los vientos superficiales apuntan hacia fuera de la espiral, lo que representa un flujo de aire *divergente* que debe estar acompañado de un hundimiento (subsidencia) del aire del centro, del anticiclón que reemplaza al que se desplaza hacia fuera.

Figura 9.11. Anemómetro de cazoletas. (Cortesía de la Oficina Meteorológica de los EE.UU.)

Medida del viento

Para describir el viento, es necesario describir dos magnitudes: la dirección y la velocidad. La dirección se determina fácilmente por medio de la *veleta*, conocida por todos porque se monta frecuentemente sobre los tejados y es uno de los instrumentos de viento más comunes entre los observadores aficionados. Se toma como dirección del viento aquélla de donde procede. Así, un viento del Este viene del Este pero la dirección de movimiento del aire es hacia el Oeste. La dirección del movimiento de las nubes bajas es un excelente indicador de la dirección del viento, que puede ser observado sin la ayuda de instrumento alguno.

La fuerza o velocidad del viento se mide por medio del *anemómetro*. Hay varios tipos. El que se ve más corrientemente en las estaciones meteorológicas es el *anemómetro de cazoletas*. Consta de tres o cuatro cazoletas hemisféricas montadas como si estuviesen en los extremos de los radios de una rueda horizontal (fig. 9.11). Las cazoletas se desplazan con una velocidad proporcional a la del viento. Otros tipos de anemómetros dependen de la medida de la fuerza ejercida por el viento sobre una superficie colocada perpendicularmente a él.

Para medir las velocidades del viento en niveles más altos, se suelta un pequeño globo lleno de hidrógeno, cuya velocidad de ascenso se conoce, y se observa a través de un telescopio (fig. 9.12). Conocida la altura del globo midiendo el tiempo transcurrido, se puede calcular la deriva horizontal del globo al moverse viento abajo. Modernamente, para medir la dirección y velocidad del viento en altura se cuelga del globo una pantalla que refleja las ondas del radar y que puede, por lo tanto, ser seguida cuando el cielo está cubierto.

Se han establecido símbolos convencionales para indicar la dirección y la fuerza del viento en los mapas meteorológicos. Para observaciones aisladas, tales como las de los mapas diarios del tiempo, se utiliza una flecha del tipo representado en la figura 9.13. El círculo ocupa el lugar de la punta de la flecha y se centra en la estación de observación. Junto al eje de la flecha hay líneas cortas o barbillas y triángulos, cuyo número indica la fuerza del viento según una clave preestablecida.

Para resumir las observaciones de vientos recogidas durante un período de tiempo largo, se

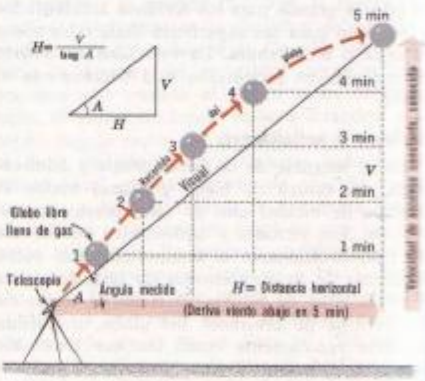


Figura 9.12. La velocidad del viento puede calcularse siguiendo el recorrido de un globo libre lleno de gas por medio de un instrumento telescópico.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 9.13. Símbolos utilizados corrientemente en los mapas de la Oficina Meteorológica de los EE.UU. para indicar la dirección o intensidad del viento.

emplea la llamada *rosa de los vientos*, una de las cuales aparece ilustrada en la figura 9.14. Las observaciones del viento se reducen a ocho direcciones, indicadas por líneas que parten radialmente del punto central. El porcentaje del tiempo total durante el cual el viento sopla de estas direcciones se indica por la longitud de los respectivos segmentos. Los mapas que representan rosas de los vientos suelen llevar una escala adjunta que permite medir los porcentajes. Para indicar la fuerza media del viento durante el período para el que se ha construido la rosa, se emplean pequeñas barbillas, unidas a los extremos de los segmentos radiales.

Durante mucho tiempo se utilizó una escala de números para determinar la fuerza del viento. Era ésta la *escala de Beaufort*, ideada por el almirante sir Francis Beaufort, de la Marina Británica, en 1806. Está constituida por números que van de 0 a 12. La tabla 9.1 da una descripción de esta escala, junto con observa-

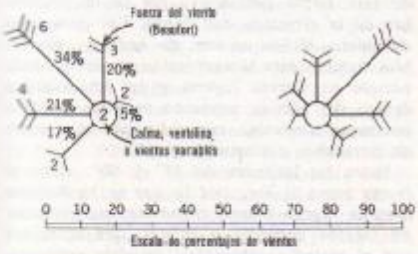


Figura 9.14. En las cartas marinas piloto de la Oficina Hidrográfica de los EE.UU. se utiliza una rosa de los vientos para indicar la duración o intensidad medias de los vientos cada 5° cuadrados de latitud y longitud.

ciones corrientes que permiten estimar diversas fuerzas del viento y sus velocidades equivalentes.

Actualmente, la escala de Beaufort ha sido reemplazada en gran parte por una determinación directa de la velocidad del viento en millas por hora, nudos, o metros por segundo.

Sistemas de viento superficial en la tierra

Los vientos dominantes en superficie durante los meses de enero y julio aparecen indicados por flechas en los mapas de distribución de presiones, figuras 9.2 y 9.3. Una representación muy esquemática de los sistemas de viento de la figura 9.15 representa la tierra como si no hubiera zonas de tierra que modificasen la disposición por cinturones de las zonas de presión.

En la vaguada ecuatorial de bajas presiones, el intenso calentamiento del sol hace que el aire húmedo se divida en grandes columnas de convección, de manera que se produce una elevación general del aire. Esta región, situada más o menos entre 5° S y 5° N de lat., se denominó durante mucho tiempo *cinturón ecuatorial de vientos variables y calmas*. En ella no hay vientos dominantes en superficie, sino una distribución equilibrada de las direcciones de viento (fig. 9.16). Las calmas prevalecen hasta una tercera parte del tiempo. Son frecuentes las tormentas violentas con fuertes turbonadas. Situada en el centro de un cinturón de baja presión, esta zona no tiene gradientes de presión fuertes que produzcan un flujo de vientos persistente.

Al Norte y al Sur de la zona de calmas ecuatoriales se encuentran los *cinturones de vientos alisios*, que abarcan aproximadamente las zonas situadas entre 5° y 30° de lat. N y S. Los alisios son el resultado de un gradiente de presión desde el cinturón subtropical de altas presiones hasta la vaguada ecuatorial de bajas presiones. En el hemisferio norte, el aire que se mueve hacia el ecuador es desviado por la rotación de la tierra y sopla hacia el Suroeste. Así, el viento dominante procede del Nordeste y los vientos se denominan *alisios del Nordeste*. En el hemisferio sur, la desviación hacia la izquierda del aire ocasiona los *alisios del Sureste*.

Los vientos alisios se reconocen por su regularidad y la constancia de su dirección. La figura 9.16 representa rosas de los vientos en los cinturones de alisios. Nótese que la mayor parte de los vientos proviene de un mismo cuadrante de la brújula.

El sistema de calmas ecuatoriales y alisios deriva estacionalmente al Norte y al Sur varios

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

TABLA 9.1 ESCALA DE VIENTOS DE BEAUFORT*

Número de la escala	Nombre del viento	Caracteres observables	Velocidad en millas por hora, 6 m sobre el suelo	Equivalente en kilómetros por hora
0	Calma	El humo sube verticalmente.	Menos de 1	Menos de 1,6
1	Ventolina	El humo se inclina; el viento no mueve la veleta.	1 a 3	1,6 a 4,8
2	Flojito	El viento se siente en el rostro; las hojas susurran; la veleta se mueve.	4 a 7	6,4 a 11,3
3	Flojo	Hojas y ramitas en movimiento constante; el viento extiende las banderas ligeras.	8 a 12	12,9 a 19,3
4	Bonancible	El viento mueve las ramas pequeñas y levanta polvo y papeles sueltos.	13 a 18	20,9 a 29,0
5	Fresquito	Los arbolitos con hojas comienzan a cimbrearse; se forman olitas con cresta en charcas, etc.	19 a 24	30,6 a 38,6
6	Fresco	El viento mueve ramas grandes; hace silbar los hilos telegráficos.	25 a 31	40,2 a 49,9
7	Frescachón	El viento mueve incluso los troncos de los árboles gruesos; es difícil andar en contra del viento.	32 a 38	51,5 a 61,1
8	Duro	Se rompen las ramas delgadas; es imposible andar contra el viento.	39 a 46	62,8 a 74,0
9	Muy duro	Daños en edificios; caen tejas y chimeneas.	47 a 54	75,6 a 86,9
10	Temporal	Es raro tierra adentro; los árboles son arrancados de cuajo; considerables daños en los edificios.	55 a 63	88,5 a 101,4
11	Borrasca	Muy rara; daños graves y muy generalizados en los edificios.	64 a 75	103,0 a 120,7
12	Huracán		Más de 75	Más de 120,7

* Según el U.S. Weather Bureau.

grados de latitud, lo mismo que hacen los cinturones de presión que los originan. A causa de las grandes zonas continentales existentes en el hemisferio norte, estos cinturones tienen una cierta tendencia a desviarse más hacia el Norte en verano (julio) de lo que se desvían hacia el Sur en invierno (enero). Los alisios están mejor desarrollados sobre los océanos Atlántico y Pacífico, pero en la región del océano Índico son desordenados por la proximidad de la gran masa continental asiática.

Los vientos alisios constituían una espléndida avenida para viajar hacia el Oeste en los días de los barcos de vela. La persistencia del viento y el tiempo generalmente claro hacían de esta zona la favorita de los marinos. Atravesar la zona de calmas ecuatoriales era aventurado por la posibilidad de ser inmovilizado durante largos períodos y por la incertidumbre de la dirección del viento. Los cinturones de vientos alisios no son, sin embargo, favorables siempre para la navegación marina y aérea, porque en ciertos lugares y en determinadas épocas del año se producen en ellos terribles borrascas tropicales, conocidas con el nombre de huracanes o tifones (cap. 12).

Entre las latitudes de 35° y 60°, tanto al Norte como al Sur, está lo que se ha llamado durante mucho tiempo *cinturones subtropicales de vientos variables y calmas*, que coinciden con el cinturón subtropical de altas presiones. Sin embargo, en lugar de ser cinturones regulares continuos las zonas de altas presiones están concentradas en distintos centros, o cé-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

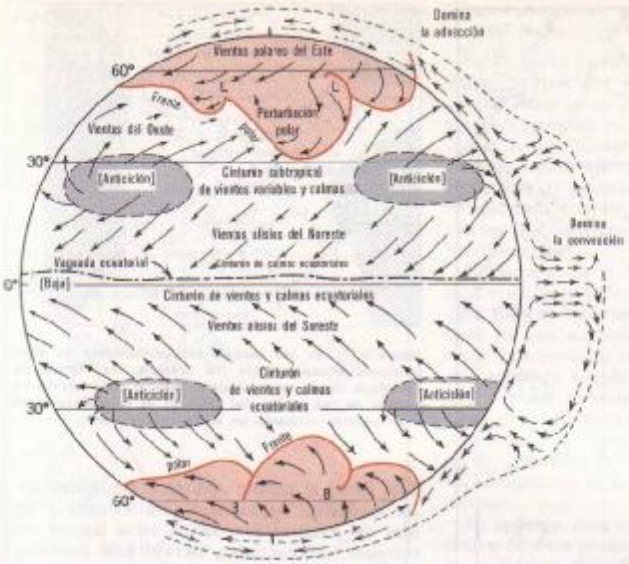


Figura 9.15. Esquema general de la circulación atmosférica representado sobre una proyección ortográfica ecuatorial.

lulas, situados sobre los océanos. La figura 9.17 representa centros de altas presiones del hemisferio norte y sur y los vientos de superficie resultantes. El movimiento espiral hacia fuera, del aire está dirigido en dirección del ecuador hasta dentro del sistema de vientos alisios del Este, y en dirección del polo hasta dentro del sistema de vientos del Oeste. Las células de altas presiones están mucho más desarrolladas en verano (enero en el hemisferio sur; julio en el hemisferio norte). Hay también una deriva de latitud que sigue la declinación del sol. Es menos de 5° en el hemisferio sur, pero es aproximadamente de 8° para el fuerte anticición de las islas de Hawaii, localizado en el noroeste del Pacífico.

Las rosas de los vientos para el cinturón de calmas subtropicales aparecen representadas en la figura 9.18. Los vientos están distribuidos alrededor de un intervalo considerable de direcciones. Las calmas se dan hasta una cuarta parte del tiempo. Los núcleos de altas presiones tienen generalmente tiempo bueno y despejado, con fuerte tendencia a la sequía. La mayor parte de los grandes desiertos del mundo están en esta zona y en el cinturón adyacente de vientos alisios. La explicación de por qué el tiempo es tan seco y despejado está en el hecho de que las células de altas presiones son centros de aire descendente, que procede de los altos niveles de la atmósfera y se extiende cerca de la superficie de la tierra. El aire descendente, tal como se explicará más a fondo en el capítulo 11, se hace cada vez más seco.

Entre las latitudes de 35° y 60°, tanto al Norte como al Sur, se encuentra el *cinturón de los vientos del Oeste* o *vientos dominantes del Oeste*. Moviéndose desde los cinturones subtropicales de altas presiones hasta los ciclones subpolares, estos vientos de superficie aparecen representados en la figura 9.15 soplando desde el cuadrante Suroeste en el hemisferio norte y desde el cuadrante Noroeste en el hemisferio sur. Sin embargo, esta generalización puede inducir a error, porque los vientos de las direcciones polares son frecuentes y fuertes. Es más exacto decir que, dentro del cinturón de vientos del Oeste, los vientos soplan desde cualquier dirección, pero que las componentes del Oeste son claramente predominantes. Las borrascas son comunes en este cinturón, de la misma manera que lo son los días nubosos con precipitación ininterrumpida. El tiempo es muy variable.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

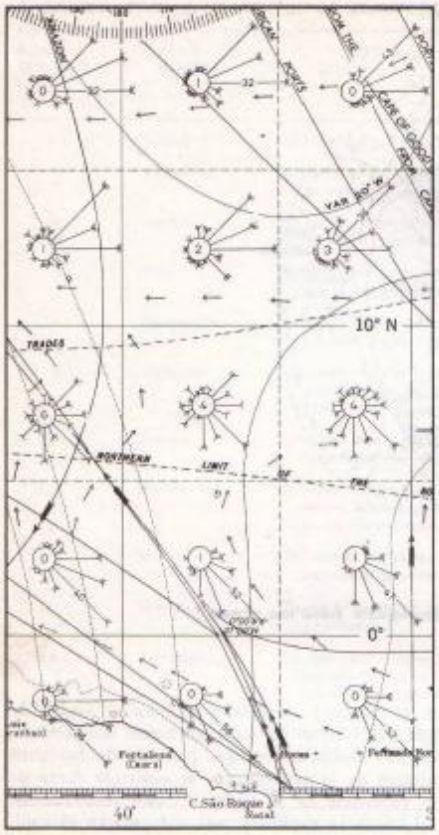


Figura 9.16. Fragmento de una carta de piloto del Atlántico Norte de la Oficina Hidrográfica de los EE.UU., correspondiente al mes de julio, en la que aparecen indicados parte de los cinturones de vientos alisios del Noreste y Sureste, así como el estrecho cinturón de calmas ecuatoriales situado entre ellos. La zona aquí representada es la comprendida entre 5° de lat. S y 20° de lat. N. Las rosas de los vientos ocupan cuadrados de 5° de lado. (Carta 1400 de la Oficina Hidrográfica de la Marina de los EE.UU.)

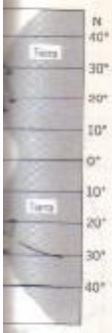
Figura 9.17. En los centros semipermanentes de altas presiones situados sobre los océanos, los vientos de superficie tienen un movimiento espiral hacia afuera en sentido de las agujas del reloj en el hemisferio norte y en sentido contrario en el hemisferio sur.

En el hemisferio norte, las masas continentales ocasionan una gran distorsión del cinturón de vientos del Oeste, pero en el hemisferio sur, entre las latitudes de 40° y 60° S, hay un cinturón casi ininterrumpido de océano. Aquí los vientos del Oeste ganan considerablemente en fuerza y persistencia, dando lugar a las expresiones de los marineros "los rugientes cuarenta", "los furiosos cincuenta" y "los silbantes sesenta". Este cinturón era muy utilizado por los barcos de vela que viajaban hacia el Este desde el océano Atlántico meridional hacia Australia, Tasmania, Nueva Zelanda y las islas del Pacífico Sur. Desde estos lugares era entonces fácil continuar hacia el Este alrededor del mundo, para volver a los puertos de Europa. Doblar el cabo de Hornos era relativamente fácil en un viaje hacia el Este, pero en dirección opuesta, con los fuertes vientos del Oeste en contra, representaba un gran peligro.

Aunque los cinturones de vientos del Oeste ya no ejercen gran influencia sobre las rutas de los transatlánticos modernos, son importantes en los vuelos a larga distancia. Los vuelos transoceánicos y transcontinentales en dirección Este necesitan menos combustible y menos tiempo. En los vuelos en dirección Oeste, los fuertes vientos de proa pueden hacer disminuir peligrosamente la reserva de combustible del avión y, en cualquier caso, es necesario llevar menos carga.

Se ha descrito un sistema de vientos, denominado frecuentemente *vientos polares del Este*, como característico de las latitudes árticas y antárticas (fig. 9.15). Este concepto es muy simplificado, si es que en realidad no es erróneo. Quizá en la Antártida, donde hay una masa continental cubierta de hielo que reposa sobre el polo y está rodeada por una vasta extensión oceánica, el flujo en forma de espiral hacia el exterior de los vientos polares del Este es un concepto válido. Desviados hacia la izquierda en el hemisferio sur, los vientos radiales girarían en espiral, en dirección contraria a las agujas del reloj, produciendo un sistema de vientos del Sureste, como lo indican las flechas en la figura 9.2 y 9.3.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



...tas de altas
...s vientos de
...acia afuera en
...misferio norte
...ur.

...idional ha-
...anda y las
...lugares era
...e alrededor
...s de Euro-
...elativamente
...o en direc-
...s del Oeste
...igro.
...s del Oeste
...s las rutas
...importan-
...Los vuelos
...en direc-
...ible y me-
...ción Oeste,
...hacer dis-
...combusti-
...es necesa-

...ntos, deno-
...res del Es-
...des árticas
...ño es muy
...no es erró-
...hay una
...que reposa
...vasta ex-
...de espiral
...es del Este
...acia la iz-
...ntos radia-
...contraria
...un sistema
...ndican las

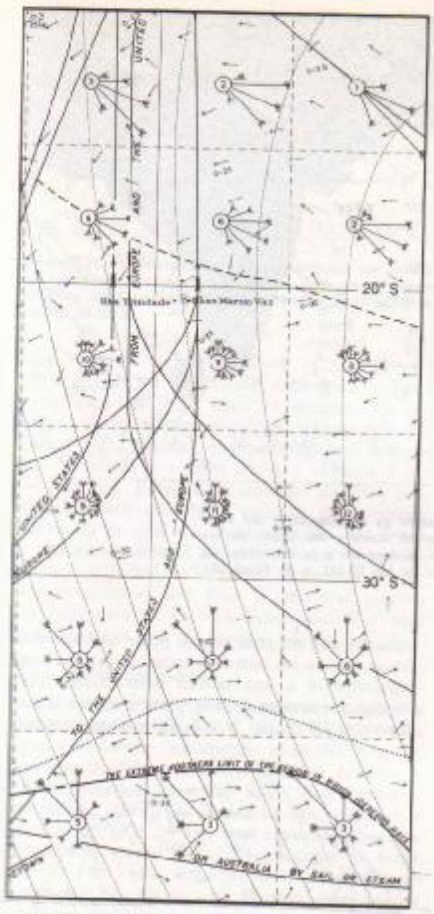


Figura 9.18. El cinturón subtropical de vientos variables y calmas está situado en el centro de ese fragmento de carta piloto del Atlántico Sur de la Oficina Hidrográfica de los EE.UU., correspondiente a los meses de junio, julio y agosto. Al norte se encuentran los alisios permanentes del Sureste y al sur los vientos variables del Noroeste. La zona aquí representada es la comprendida entre 10° y 40° de lat. S. Las rosas de los vientos ocupan cuadrados de 5° de lado. (Carta 2600 de la Oficina Hidrográfica de la Marina de los EE.UU.)

Vientos monzónicos de Asia y América del Norte

Se ha hecho referencia frecuentemente al poderoso control que Asia y América del Norte ejercen sobre las condiciones de presión y temperatura reinantes en el hemisferio norte. Puesto que la distribución de presiones controla los vientos, resulta obvio que dichas regiones deben presentar sistemas de vientos relativamente independientes de los sistemas de cinturones de vientos que aparecen tan bien definidos en el hemisferio sur.

En verano, en el Sur de Asia se forma un centro de bajas presiones, hacia el cual se produce un flujo considerable de aire. Puede tratarse de una *depresión térmica* limitada a las capas inferiores de la atmósfera (fig. 9.19). El aire cálido y húmedo procedente del océano Indico y del suroeste del Pacífico sopla hacia el Norte y el Noroeste internándose en Asia y pasando sobre India, Indochina y China (véase fig. 9.3). Este es el *monzón de verano*, que va acompañado de fuertes lluvias en el Sureste asiático.

En invierno, Asia está dominada por un fuerte centro de altas presiones, del cual parte un flujo de aire en dirección inversa al del monzón de verano (véase fig. 9.2). El *monzón de invierno*, que sopla hacia el Sur y Sureste, va acompañado de tiempo claro y seco de varios meses de duración.

América del Norte, por ser de menor extensión, no experimenta los vientos monzónicos en la forma extremada del Sureste asiático, pero hay sin embargo una alternancia de las condiciones de presión y temperatura entre invierno y verano. Un análisis de los vientos registrados indica que en verano hay una apreciable tendencia a que el aire que se origina en el golfo de México se traslade hacia el Norte, atravesando la parte central y este de los Estados Unidos, mientras que en invierno prevalece la tendencia a que el aire se mueva hacia el Sur desde sus fuentes del Canadá (figs. 9.2 y 9.3). También Australia presenta un efecto monzónico, pero por estar situada al sur del ecuador, las condiciones son las inversas de Asia.

Sistemas de circulación global

Los vientos de superficie descritos hasta ahora se refieren sólo a una capa superficial de aire de unos 1000 m de espesor, mientras que la troposfera tiene de 8 a 20 km. ¿Cuál es la naturaleza de las corrientes de aire en estas capas más altas? Desde la Segunda Guerra Mundial, un gran número de estaciones de observación han estado realizando mediciones en

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

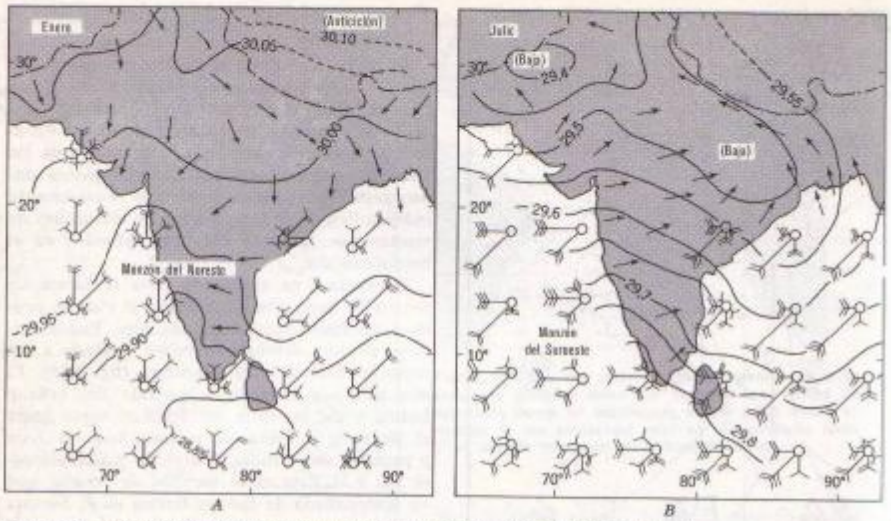


Figura 9.19. El cambio de dirección de los vientos dominantes es característico del ciclo anual de los monzones en la India. Las flechas de viento en tierra y las rosas de los vientos sobre el mar Arábigo y el golfo de Bengala indican la duración y la intensidad de los vientos. (Datos de la Oficina Hidrográfica de la Marina de los EE.UU. y de Blanford.)

el aire superior a alturas de 25 km o más por medio de la *radiosonda*, conjunto compacto de instrumentos meteorológicos que transmite automáticamente información en clave sobre la presión, temperatura y humedad por medio de un transmisor de radio. Elevado por medio de un globo lleno de gas, el transmisor de la radiosonda se puede seguir por medio de un radioteodolito. A partir de las observaciones realizadas simultáneamente en varios lugares, puede trazarse un mapa del tiempo de las condiciones reinantes en las capas superiores de aire. Se ha encontrado que hay sistemas de altas y bajas presiones que se mueven lentamente, pero que en general presentan una configuración sencilla, con isobaras de curvatura suave. Los vientos, que pueden ser extremadamente fuertes y siguen fielmente la dirección de las isobaras, se mueven en sentido contrario a las agujas del reloj alrededor de los anticiclones, tal como se indica en la figura 9.8.

En la figura 9.20 aparece un esquema de la distribución media de las corrientes de aire superior. Hay dos sistemas dominantes. Uno es el sistema de los *vientos del Oeste*, que soplan en un circuito completo alrededor de la tierra desde la latitud de 20° hasta casi los polos. En las altas latitudes, estos vientos del Oeste constituyen el *vórtice circumpolar*, que coincide con un gran centro polar de bajas presiones. Hacia las latitudes bajas, la presión sube regularmente a una latitud determinada, para formar dos crestas de alta presión en las latitudes entre 15° y 20° N y S. Estas constituyen la

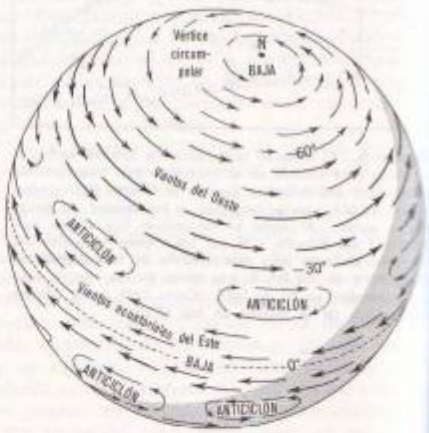


Figura 9.20. Esquema de la circulación en la parte superior de la troposfera (de 6000 a 12 000 m de altura).

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

...r de bajas pre-
...la presión sube
...rminada, para
...n en las latitu-
...constituyen la

...en la parte su-
...00 m de altura).

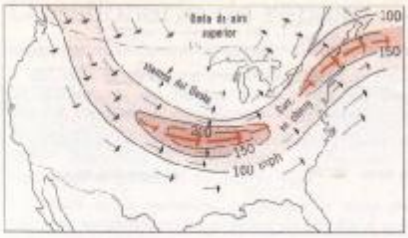


Figura 9.21. La corriente en chorro, indicada por líneas de velocidad de viento constante, es parte de una gran onda de aire superior. (Según la Oficina Meteorológica de los EE.UU.)

parte alta de los anticiclones subtropicales, pero están algo desviados hacia el ecuador. En las zonas de altas presiones, las velocidades del viento son pequeñas, exactamente igual que en las de calmas y vientos flojos y variable a nivel del mar. Entre los cinturones de altas presiones existe una débil vaguada de presiones bajas, en la cual los vientos soplan del Oeste y que comprende el segundo sistema importante de circulación en el globo, denominado *vientos ecuatoriales del Este*. A menores alturas, su influencia se extiende hasta latitudes algo más elevadas que los vientos alisios.

La corriente en chorro

Los vientos del Oeste superiores tienden a formar curvas y meandros, dando lugar a ondas que se mueven lentamente y en las que los vientos se dirigen primero hacia el ecuador y luego hacia los polos (fig. 9.21). Asociadas a la formación de dichas *ondas de aire superior* a alturas de 10 ó 20 km, hay estrechas zonas en las que el viento alcanza velocidades de hasta 300 ó 400 km/h. Este fenómeno, denominado *corriente en chorro*, está formado por oleadas de aire que siguen un camino que forma una curva amplia (fig. 9.21). En sección recta, la corriente en chorro puede compararse a una corriente de agua que se mueve a través de una manga, con el eje de máximas velocidades rodeado de zonas concéntricas de fluido que se mueve más lentamente, tal como aparece ilustrado en la figura 9.22.

Por medio de las ondas de aire superior, el aire caliente de los trópicos es arrastrado hacia el Norte, al mismo tiempo que el aire frío de las regiones polares es transportado hacia el ecuador. Es así como la mezcla horizontal o *advección* se desarrolla a escala gigante y contribuye al intercambio de calor entre las regiones de mucha y poca insolación.

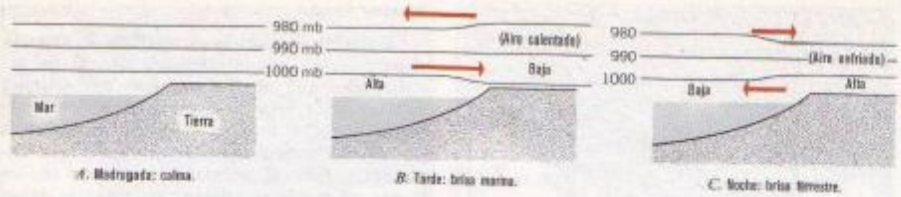
Vientos locales

En ciertas localidades favorables, se generan *vientos locales* por la influencia directa del terreno, más que por los sistemas de presiones a gran escala que originan vientos de importancia global y tormentas que se desplazan a grandes distancias. Los vientos locales son importantes para el geógrafo interesado en los climas, ya que la repetición característica de un viento local constituye por sí misma un aspecto importante del clima local.

Un sistema simple de vientos locales, de gran difusión en las zonas costeras, es la *brisa terrestre* y la *brisa marina* (fig. 9.23), en la que el viento sopla durante el día del mar a la tierra, pero durante la noche lo hace de la tierra al mar. El viento diurno, o brisa marina, es debida a un descenso hacia tierra del gradiente de presión barométrica a consecuencia del calentamiento diurno de la capa inferior de aire que está en contacto con la tierra. Como la superficie del mar adyacente no se calienta con tanta intensidad, permanece relativamente más fría. En respuesta al gradiente de presión local, el aire se dirige hacia tierra a baja altura. La brisa marina es relativamente fría y

Figura 9.22. La corriente en chorro tiene un núcleo central de vientos de gran velocidad. (Según la Oficina Meteorológica de los EE.UU., serie de Aviación, núm. 3.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



A. Madrugada: calma. *B.* Tarde: brisa marina. *C.* Noche: brisa terrestre.

Figura 9.23. Brisas marina y terrestre.

proporciona un agradable alivio en una estrecha franja de la zona costera en las calurosas tardes del verano. Por la noche se invierte la diferencia de temperatura debido al más rápido enfriamiento de la superficie del terreno. El gradiente de presión es ahora de tierra al mar, motivando un flujo de aire hacia el océano (la brisa terrestre).

Los *vientos de montaña* y *de valle* son vientos locales que experimentan una alternancia diaria de dirección de un modo similar a la brisa terrestre y marina. El aire se desplaza durante el día, cuando las laderas están intensamente calentadas por el sol, desde los valles hacia las cumbres, ascendiendo por las laderas de las montañas. Cuando, por la noche, estas mismas laderas se han enfriado por radiación del calor desde el suelo al aire, éste se desplaza hacia el valle. Estos vientos responden, pues, a gradientes de presión locales originados por el calentamiento o enfriamiento de la capa inferior de aire.

Todavía se conoce otro tipo de vientos, los *vientos de drenaje* o *vientos catabáticos*, en los que el aire frío se desplaza, bajo la influencia de la gravedad, de las regiones más altas a las más bajas. Este aire frío y denso puede acumularse en invierno sobre una altiplanicie o sobre algún valle interior. Cuando las condiciones meteorológicas son favorables, parte de este aire frío se desparrama por divisorias más bajas o a través de desfiladeros y llega hasta las zonas bajas adyacentes en forma de viento fuerte y frío. Los vientos de drenaje se originan en muchas regiones montañosas del mundo y reciben distintos nombres locales. El *bora* de la costa norte del Adriático y el *mistral* del sur de Francia son ejemplos bien conocidos. En el sur de California se forma de vez en cuando en el valle de Santa Ana un fuerte y seco viento del Este, el *Santa Ana*, que sopla a través de la llanura costera. Este aire es de origen desértico y puede transportar en suspensión gran cantidad de polvo y limo. En los casquetes glaciares de Groenlandia y la Antártida se forman poderosos vientos catabáticos a favor del gradiente de la superficie del hielo que se encauzan a través de los valles costeros, dando lugar a ventiscas que duran varios días.

Todavía existen otros tipos de vientos locales, que llevan nombres como *foehn* y *chinook*, que se forman cuando fuertes vientos regionales pasan sobre una cordillera montañosa y se ven forzados a descender por la vertiente de sotavento con el consiguiente resultado de que el aire se calienta y se seca. Este proceso se explica en el capítulo 11.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Cuestionario de repaso

1. ¿Cómo es tenida en cuenta la altitud al reducir las lecturas del barómetro de modo que puedan ser comparadas en un mapa del tiempo?

2. ¿Qué es la presión atmosférica? ¿Cómo se mide? Describase el experimento de Torricelli y explíquese el principio en que se basa.

3. ¿Cuál es la variación de presión a nivel del mar que normalmente se produce de un día a otro y de una estación a otra en un lugar determinado? ¿Qué se considera presión alta? ¿Qué es presión baja?

4. ¿Qué son las isobaras? Explíquese cómo se traza un mapa de isobaras.

5. Describir los principales cinturones de presión del globo, dando la latitud y las presiones aproximadas de cada uno de ellos.

6. ¿Por qué los cinturones de presión cambian de latitud a lo largo del año? ¿Es esta desviación tan grande como la declinación del sol?

7. ¿Por qué las masas continentales de Asia y América del Norte alteran el modelo de los cinturones de presión del globo? ¿Qué presiones se producen en estas zonas continentales durante el solsticio de invierno? ¿Y durante el solsticio de verano?

8. ¿Qué centros de presión dominan en los océanos Atlántico Norte y Pacífico Norte durante los meses de verano? ¿Y durante los meses de invierno? Dar los nombres de las depresiones y anticiclones.

9. Explíquese la relación del gradiente de presión con las isobaras y con la producción de vientos. ¿Qué es la fuerza de Coriolis? Enunciar la ley de Ferrel. ¿Qué es el viento geostrófico? ¿Cómo queda modificado en la proximidad de la superficie terrestre? Enunciar la ley de Ballot.

10. Los centros de altas presiones, ¿son lugares de descenso o de elevación del aire? ¿Cómo puede indicar la separación entre las isobaras de un mapa si los vientos serán fuertes o débiles?

11. Defina los términos *ciclón* y *anticiclón*. Describir el movimiento del aire en un ciclón en los hemisferios norte y sur. Ídem de anticiclón.

12. ¿Con qué instrumentos se miden los vientos? ¿Qué información se necesita acerca de los vientos? ¿Cómo se indica la dirección del viento? ¿Cómo puede determinarse la dirección y la fuerza del viento en niveles superiores?

13. Explicar cómo se construye una rosa de los vientos. ¿Qué símbolos se utilizan en los mapas para indicar los vientos superficiales? ¿Y para indicar los vientos en altura?

14. Describir brevemente la escala de Beaufort.

15. ¿Cuáles son las condiciones de vientos y calmas que prevalecen en la vaguada ecuatorial? ¿Por qué están ausentes de ella los vientos regulares y constantes?

16. Describir los vientos alisios. ¿En qué dirección soplan en el hemisferio norte? ¿Y en el hemisferio sur? Explicar la dirección de los vientos alisios. ¿Cómo utilizaban los marinos los vientos alisios en los tiempos de los barcos de vela?

17. ¿Qué son los cinturones subtropicales de vientos variables y calmas? Describir los núcleos de alta presión de los cuales se compone este cinturón. ¿Cómo varía su latitud con la estación?

18. Describir los cinturones de vientos del Oeste. ¿Qué son los vientos del Oeste en comparación con los alisios en lo que se refiere a constancia de dirección y fuerza? ¿Cómo influye el viento del Oeste en la navegación transoceánica y en la aviación?

19. ¿Qué son los vientos polares del Este? ¿Por qué pueden estar mejor desarrollados en el hemisferio sur que en el hemisferio norte?

20. Describase el sistema de vientos monzónicos del Sureste asiático. ¿Qué tipo general de condiciones meteorológicas está asociado al monzón de verano? ¿Y al monzón de invierno? ¿Por qué no existe un sistema monzónico tan fuertemente desarrollado en otros continentes, como, por ejemplo, África?

21. ¿Cómo se obtiene información acerca del tiempo reinante en las capas superiores de la atmósfera? ¿Cómo se relacionan los vientos con las isobaras en niveles altos? ¿Cómo circula el aire alrededor de un centro de bajas presiones? ¿Y alrededor de uno de altas?

22. Describir la circulación global general en la troposfera media y alta. ¿Qué son los vientos del Oeste? ¿Y los vientos ecuatoriales del Este? ¿Qué es el vórtice circumpolar? ¿Con qué presión barométrica está asociado?

23. Describir la corriente en chorro y su relación con las de aire de los vientos del Oeste.

24. ¿Qué son vientos locales? Explicar las causas de las brisas de mar y de tierra. ¿Qué vientos locales están relacionados con la topografía montañosa? Dar ejemplos. ¿Qué son los vientos catabáticos? ¿Dónde se producen?

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Ejercicios

1. Las siguientes presiones del aire se dan en milímetros o milibares. Transformar la cifra dada en la otra unidad.

Pulgadas	Milímetros	Milibares
30,12		
	710	
		1006
29,60		
		984,5

2. Trazar flechas de viento, del tipo utilizado en los mapas diarios del tiempo (fig. 9.13), para cada uno de los casos siguientes:

	Dirección	Velocidad nudos
(a)	SSO	15
(b)	N	35
(c)	ESE	10
(d)	290°	75
(e)	260°	110

3. Utilizando la escala de porcentajes de viento que se acompaña, calcular aproximadamente los porcentajes del tiempo durante el cual el viento sopla de cada uno de los sectores de la rosa de los vientos en la parte derecha de la figura 9.14. Sumar los porcentajes y restarlos del 100 %, con el fin de determinar la cifra que debería ir en el círculo que representa calma o viento flojo variable. (Medir la longitud de los segmentos desde el centro del círculo.)

4. Preparar una rosa de los vientos para los datos siguientes. Utilizar el mismo método del ejercicio 3. (Datos procedentes de la Oficina Hidrográfica de la Marina de los EE.UU.) ¿De qué cinturón de vientos se ha tomado esta rosa de los vientos? Comparar con las figuras 8.17 y 8.19 y encontrar esta rosa de los vientos.

Sector	Porcentaje de tiempo	Fuerza media (Beaufort)
N	21	5
NE	12	5
E	6	5
SE	6	5
S	8	5
SO	10	5
O	12	5
NO	20	5

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Capítulo 10
La superficie de los océanos

La superficie del océano ocupa unas siete décimas partes del área total del globo. En el capítulo 8 se trataron las propiedades de la superficie del océano como absorbedora y emisora de calor en comparación con las distintas propiedades térmicas de la superficie del suelo. Con este conocimiento del calentamiento y enfriamiento de los océanos y del sistema de circulación atmosférica de la tierra, tratado en el capítulo 9, volvemos a considerar la respuesta de la superficie oceánica a la acción del viento. Las olas y las corrientes oceánicas, generadas por el viento, y el hielo marino de las altas latitudes constituyen fenómenos de gran interés para el geógrafo interesado en el empleo del mar por el hombre para el transporte y la extracción de alimento. También es conveniente en este momento revisar un cierto número de propiedades químicas y físicas del agua del mar que varían de un lugar a otro y dictan de este modo los esquemas geográficos de la distribución de las reservas de alimento en los mares. Todos juntos, estos temas constituyen una rama de la ciencia conocida con el nombre de *oceanografía física*.

Composición del agua del mar

El agua de los océanos puede describirse como una *disolución de sales* acumuladas a lo largo de enormes períodos de tiempo geológico y procedentes de los continentes. En ellos las sales se formaron mediante procesos de envejecimiento, en los que ácidos débiles reaccionaron con los minerales que constituyen las rocas. La evaporación del agua del mar, al devolver el vapor de agua a la atmósfera, deja un residuo de sales.

La composición del agua del océano tiene interés para el geógrafo a causa del enorme depósito de materia mineral que se encuentra en el mar y la posibilidad de extraer y utilizar algunos de sus componentes. Una manera de describir la composición del agua del mar consiste en indicar los ingredientes prin-

Iceberg. (Informe de la expedición de Grinnell. 1854.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

cipales que entrarían a formar parte de una disolución artificial similar al agua del mar. Estos ingredientes aparecen relacionados en la Tabla 1. De los diversos elementos que aparecen combinados en estas sales, el cloro solo constituye el 55 % en peso de toda la materia disuelta, y el sodio el 31 %. También importantes, aunque se encuentren en menor abundancia que los elementos de las cinco sales que figuran en la lista, son el bromo, el carbono, el estroncio, el boro, el silicio y el flúor. En el agua del mar pueden encontrarse al menos indicios de la mitad de los elementos conocidos. El agua del mar también contiene disueltas pequeñas cantidades de todos los gases atmosféricos, principalmente nitrógeno, oxígeno, argón, anhídrido carbónico e hidrógeno.

La proporción de sales disueltas en agua pura se denomina *salinidad*. Se mide habitualmente en tanto por mil en peso, que se designa por el símbolo ‰. La cifra 34,5 ‰, que figura como total en la tabla 10.1, representa el 3,45 %. La

TABLA 10.1

Nombre de la sal	Fórmula química	Gramos de sal por 1000 g de agua
Cloruro sódico	ClNa	23
Cloruro magnésico	Cl_2Mg	5
Sulfato sódico	SO_4Na_2	4
Cloruro cálcico	Cl_2Ca	1
Cloruro potásico	ClK	0,7
Ingredientes de menor importancia hasta totalizar		34,5

Figura 10.1. El exceso de salinidad en las zonas del océano dominadas por los centros subtropicales de altas presiones y la acumulación excesiva en las zonas correspondientes a la depresión ecuatorial tienden a producir el movimiento superficial del agua.

salinidad del agua del océano varía de un punto a otro. En zonas de precipitación muy abundante, tales como las ecuatoriales, la salinidad oscila entre 34,5 y 35 ‰, mientras que en áreas muy secas, tales como el cinturón de anticiclones subtropicales, la evaporación eleva la salinidad del agua próxima a la superficie hasta valores superiores al 35,5 ‰ (figs. 10.1 y 10.2).

Densidad del agua del mar

La *densidad* de una sustancia es la masa de una unidad de volumen. La densidad se mide en gramos por centímetro cúbico. En el caso del agua, este valor es aproximadamente igual a 1 para temperaturas próximas a la de fusión del hielo. El agua alcanza su densidad máxima a 4° C: un centímetro cúbico de agua tiene una masa casi exactamente igual a un gramo. Utilizando el valor 1,000 como densidad del agua pura, el agua del océano tiene una densidad que oscila entre 1,027 y 1,028. La densidad del agua del mar es determinada por dos factores: la salinidad y la temperatura. Cuanto mayor es la salinidad, mayor es la densidad. A medida que desciende la temperatura aumenta la densidad, hasta alcanzar el punto de congelación, que es aproximadamente de —2° C.

La densidad es un factor de importancia primordial en la circulación de las aguas oceánicas, dado que ligeras diferencias en la misma provocan movimientos de las masas de agua. En aquellos puntos donde aumenta la densidad debido a enfriamiento o a evaporación en la superficie, el agua tiende a descender, desplazando el agua menos densa situada debajo. Estas corrientes verticales pueden describirse como corrientes de convección.

Olas u ondas marinas

Casi todas las olas marinas que se pueden observar son producidas por el viento: una rara excepción la constituyen las olas que acompañan a los temblores de tierra. La energía del aire en movimiento se transmite a las ondas de agua, que a su vez la emplean erosionando las

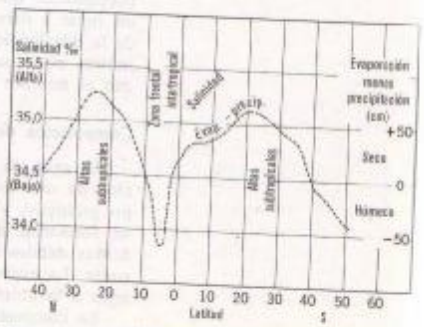


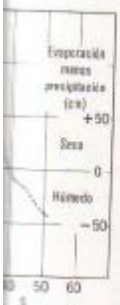
Figura 10.2. La salinidad del agua del océano guarda estrecha relación con el cociente entre la evaporación y la lluvia y varía de una manera sistemática con la latitud. (Según Sverdrup, Oceanography for Meteorologists.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

es la masa de
nsidad se mide
co. En el caso
adamente igual
a la de fusión
nsidad máxima
de agua tiene
l a un gramo.
densidad del
iene una den-
1,028. La den-
terminada por
temperatura.
yor es la den-
la temperatura
nzar el punto
adamente de

portancia pri-
aguas oceáni-
en la misma
sas de agua.
nta la densi-
vaporación en
scender, des-
tuada debajo.
n describirse

e se pueden
viento: una
las que acom-
La energía del
a las ondas
rsionando las



océano guarda
la evaporación
mática con la
for Meteoro-

Figura 10.3. Terminología de las olas.

costas de los continentes y produciendo las plataformas que se describen en el capítulo 30. Nos dedicaremos aquí a estudiar únicamente el crecimiento y descomposición de las olas de agua profunda.

Las olas marinas generadas por el viento pertenecen a un tipo conocido como *ondas oscilatorias progresivas*, porque la ola se propaga a través del agua originando en ésta un movimiento oscilatorio. En la figura 10.3 aparece ilustrada una sencilla terminología que se aplica a las olas. La *altura* de la ola es la distancia vertical entre el *seno* y la *cresta* y se mide generalmente en metros o pies. La *longitud de onda* es la distancia horizontal entre dos senos o dos crestas consecutivas. La velocidad con que avanza la ola a través del agua es la *velocidad de la ola*, que se mide en metros por segundo o en nudos (millas marinas por hora). El tiempo transcurrido entre dos pasos consecutivos de la cresta de la ola por un punto fijo es el *período* que se mide en segundos.

En el movimiento oscilatorio progresivo, una partícula diminuta, como por ejemplo, una gota de agua o un pequeño objeto flotante, describe un círculo vertical completo, u *órbita*, con el paso de cada onda (fig. 10.4). Las partículas se mueven hacia delante en la cresta de la ola y hacia atrás en su seno. En la superficie del mar, la órbita tiene un diámetro igual a la altura de la ola, pero este diámetro disminuye rápidamente con la profundidad. En las olas largas y bajas, las partículas de agua vuelven al mismo punto de partida cuando termina cada órbita; por consiguiente, no hay avance en la dirección del viento. Tan solo la energía de la ola y su forma se transmiten a través del agua. Sin embargo, en las olas escarpadas y altas, las órbitas no son círculos perfectos. La partícula se mueve algo más rápidamente hacia delante cuando está en la cresta de la ola que hacia atrás cuando está en su seno, por lo que, al final de cada circuito la partícula ha realizado un pequeño avance. Esto tiene como efecto un lento desplazamiento superficial en la dirección en que se mueven las olas, a una velocidad llamada *velocidad de transporte de masa*. En condiciones favorables, el desplazamien-

Figura 10.4. Movimiento orbital correspondiente a olas de pequeña altura con aguas profundas.

Figura 10.5. Esta vista aérea de la superficie del mar muestra el complejo aspecto de ésta causado por series de ondas que se cruzan (arriba). Sin embargo, el paralelismo general de las crestas es conspicuo. Las olas que se mueven del extremo superior de la fotografía son desviadas hacia tierra por la refracción en agua somera. La localidad es Chatham Harbor, Cabo Cod, Mass. (Foto de Robert Perron.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

to puede alcanzar una velocidad de hasta dos nudos (unos 2,5 km/h) y tenderá a levantar el nivel del agua a lo largo de la costa contra la que rompen las olas. Este movimiento no es el mismo que el causado por el rozamiento del viento con el agua.

Las olas distan mucho de ser crestas y senos paralelos espaciados de forma regular; por el contrario, tienen formas muy variadas y alturas distintas, debido a la interferencia entre los diversos trenes de ondas que existen simultáneamente. No sólo poseen diferentes períodos, sino que se desplazan en direcciones algo distintas, cruzándose en muchos puntos (fig. 10.5). Cuando dos crestas coinciden, la altura de la ola aumenta, formándose un máximo. Cuando coinciden dos senos, la depresión se acentúa.

Olas de viento

Los oceanógrafos distinguen dos tipos de olas: *las olas de viento*, que van mantenidas o formadas activamente por el viento, y la *marejada*, que consiste en olas de viento que, abandonando la región donde se formaron, alcanzan zonas de viento menos intenso o de calma y disminuyen gradualmente de tamaño. Las olas de viento se forman mediante la acción de dos mecanismos. En primer lugar, el impulso directo del aire en movimiento sobre la pendiente de barlovento de la ola arrastra a ésta al igual que haría con un objeto flotante o con la vela de un barco; en segundo lugar, el *rozamiento* del aire con la superficie del agua ejerce una tracción en la dirección de movimiento de la ola. En la cresta de la ola, donde el rozamiento es más intenso, el movimiento orbital es complementado, añadiéndose energía mecánica a la ola. En el seno, que se encuentra protegido, el rozamiento es más débil y, por consiguiente, no contrarresta el movimiento orbital inverso con la misma intensidad con que es auxiliada en las crestas. El resultado es un crecimiento uniforme de la altura y de la longitud de la ola, hasta el máximo permisible bajo la acción de un viento de intensidad determinada. Sorprendentemente, las olas alcanzan con gran frecuencia velocidades muy superiores a las de los vientos que las producen, hecho que no podría explicarse sin la acción del rozamiento.

La altura máxima que pueden alcanzar las olas de viento viene determinada por tres factores. En primer lugar, la velocidad del viento es un factor primordial, dado que determina la cantidad de energía recibida por la ola. En segundo lugar, la duración del viento determina la posibilidad de que las olas alcancen o no su máximo tamaño. En tercer lugar, la superficie de mar abierto existente frente a la ola en movimiento influye sobre su tamaño, dado que las olas crecen a medida que se desplazan. Si las olas se desarrollan en una gran masa oceánica durante un período de muchas horas sin encontrar obstáculos, su altura máxima es proporcional al cuadrado de la velocidad del viento. Dando por válida la fórmula *altura de la ola en metros = 0,0079 velocidad del viento en kilómetros por hora al cuadrado*, puede formarse la siguiente tabla:

Velocidad del viento en nudos	5,0	10	15	20	25	30	40	50
Velocidad del viento en km/h	10	20	30	40	50	60	70	90
Altura de la ola en metros	0,2	0,9	2,0	3,6	5,8	8,2	10,1	19,9

Estas cifras representan el tamaño máximo que pueden alcanzar las olas.

La duración del viento es un factor de gran importancia en las primeras etapas del desarrollo de las olas. Bajo la acción de vientos muy fuertes, por ejemplo, de unos 30 nudos (55 km/h), las olas continuarán creciendo durante un tiempo superior a las 32 horas, aunque el crecimiento más rápido tiene lugar en las primeras 15 horas. La extensión de mar abierto puede limitar el crecimiento de las olas en bahías pequeñas o en estrechos, pero es un factor que carece de importancia para áreas superiores a los 1600 km sin obstáculos.

A medida que las olas crecen, no sólo aumenta su velocidad, sino también su longitud. En las zonas de fuera de la región de los vientos fuertes que las formaron, las olas se transforman en marejada, que consiste en olas muy bajas, de crestas simples, iguales y paralelas. Se cree que cuando la marejada ha recorrido una distancia en millas marinas igual a su longitud en pies, pierde un tercio de su altura. La energía se pierde por rozamiento con el aire. La marejada aumenta considerablemente su longitud y su período a medida que se desplaza; las olas que han recorrido de 5000 a 6500 km pueden alcanzar períodos de 15 a 20 segundos, mientras que en el punto donde se originaron pudieran tener períodos de 6 a 10 segundos.

Olas sísmicas

Cuando en el fondo del océano tienen lugar bruscos movimientos sísmicos, se origina un tren de ondas que se transmite por el océano.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

La causa puede ser el deslizamiento a lo largo de una falla (cap. 33), una erupción volcánica (cap. 34) o un amplio deslizamiento de tierras submarino. Las olas que se producen se denominan *olas sísmicas* o *tsunami* (en japonés) y se parecen en muchos aspectos a las generadas al arrojar una piedra en un estanque. Estas olas son de enorme longitud (de 100 a 200 km), comparadas con las olas del viento. En las áreas de gran profundidad, las olas sísmicas tienen alturas que oscilan entre 0,3 y 0,6 m, y, dado que son mucho más largas que altas, pasan inadvertidas por los observadores a bordo de los barcos. Su período está comprendido entre 10 y 30 minutos y se desplazan a una velocidad que varía entre 500 y 800 km/h.

Al llegar a las zonas poco profundas cercanas a la costa, la ola sísmica produce un levantamiento muy pronunciado del nivel del océano. Se ha observado que la altura del levantamiento puede ser de 15 m en muchos casos, y en casos raros bastante más de 30 m. No sólo se producen inundaciones en áreas bajas, sino que al superponerse las olas de viento con la ola sísmica, se origina un conjunto de considerable altura. Los efectos de este fenómeno pueden ser catastróficos, tanto en daños humanos como materiales. Aunque la hora y lugar en que tendrá lugar un movimiento sísmico causante de este tipo de olas es imposible de predecir, sí es posible informar del hecho con tiempo suficiente gracias al sismógrafo, que registra las ondas sísmicas que se transmiten con gran rapidez por la corteza terrestre. En el océano Pacífico existe un sistema de alarma a cargo de sismólogos, debido a la gran cantidad de olas de origen sísmico que se producen. Se calcula la velocidad de la ola y se pone sobre aviso a aquellas zonas costeras que se encuentren en su área de probable influencia.

Las olas de origen sísmico no deben confundirse con otros dos tipos de olas que poseen también magnitudes considerables. Una de ellas es la ola de marea, ya explicada en el capítulo 6. La otra es la *tromba marina*, que consiste en la formación de muros de agua turbulenta que penetran en las áreas costeras bajas como resultado de la acción conjunta de vientos muy fuertes y de la marea alta. La tromba marina no tiene nada que ver con los movimientos sísmicos submarinos y se produce generalmente a causa de los huracanes (cap. 12). Las olas de origen sísmico no tienen ninguna relación con las tormentas de tipo local ni con las olas de viento.

Corrientes marinas

La dirección del movimiento de las corrientes oceánicas superficiales se determina observando, mediante una brújula, el sentido en que se mueve el agua. Se ha obtenido abundante información sobre la dirección y la velocidad de las corrientes utilizando botellas selladas que contienen instrucciones y que se abandonan a la deriva con la esperanza de que alguien las recoja en un punto distante y devuelva la tarjeta situada en su interior. Para medir corrientes, los barcos anclados pueden sumergir correntómetros, que indican la dirección y velocidad de la corriente. Estos instrumentos son muy parecidos a los que se utilizan para medir corrientes fluviales (fig. 25.8). Gran parte de nuestro conocimiento sobre las corrientes procede de observaciones hechas a bordo de barcos. La dirección y la velocidad de una corriente se pueden calcular cuando se determina la verdadera posición del barco por métodos astronómicos después de un día de travesía. La posición verdadera se compara con la posición teórica calculada a partir de la velocidad y de la dirección del movimiento del barco el día precedente. La diferencia entre ambas posiciones permite medir la deriva oblicua, consecuencia de la acción de la corriente sobre el barco (fig. 10.6).

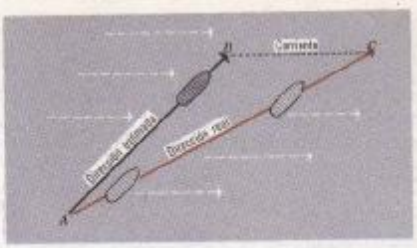


Figura 10.6. Puede calcularse la intensidad y la dirección de la deriva superficial del mar si se conocen la velocidad del barco y la dirección de la línea AB, y se determina la posición del barco en A y B mediante métodos astronómicos.

Casi todas las corrientes marinas importantes son causadas por los vientos que soplan sobre la superficie. La energía se transmite del viento al agua a través del rozamiento del aire sobre la superficie del océano. Debido a la fuerza de Coriolis, el movimiento del agua se ve desviado hacia la derecha en el hemisferio norte y, por consiguiente, la corriente tiene en la superficie una dirección que forma un ángulo de 45° con la dirección del viento. Bajo la influencia de los vientos, las corrientes pueden tender a acumular el agua en zonas próximas a la costa de los continentes, en cuyo caso la fuerza de la gravedad tenderá a igualar el nivel del agua, dando lugar así a otras corrientes.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

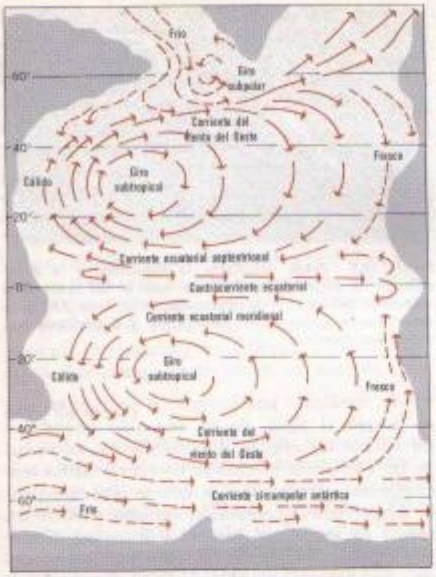


Figura 10.7. Este mapa esquemático del océano ilustra el sistema general de corrientes oceánicas y su influencia sobre las isotermas.

Las diferencias de densidad también pueden provocar un flujo de agua oceánica. Estas diferencias son consecuencias de un mayor calentamiento por insolación, o de un mayor enfriamiento por radiación, que tiene lugar en ciertos puntos. De este modo, el agua superficial enfriada en los océanos Ártico y Antártico se sumerge hacia el fondo, extendiéndose hacia el ecuador y desplazando hacia arriba el agua menos densa y más cálida. Las diferencias de densidad también pueden ser consecuencia de la distinta salinidad, tal como se muestra en la figura 10.1. La corriente tiende a fluir desde las áreas de salinidad baja a las áreas de salinidad elevada, pero es desviada por la fuerza de Coriolis, con lo que el flujo resulta paralelo al gradiente de densidad entre ambos lugares.

Existe todavía otro factor que contribuye a determinar los movimientos del agua del océano. Se trata de la configuración de las cuencas oceánicas y de las costas. Las corrientes inicialmente provocadas por los vientos llegan a la costa y son desviadas localmente, dando lugar a nuevas corrientes, o confinadas en los estrechos o golfos.

La acción combinada del viento y de las diferencias de densidad da lugar a un sistema de circulación oceánica que incluye movimientos tanto horizontales como verticales. En este es-

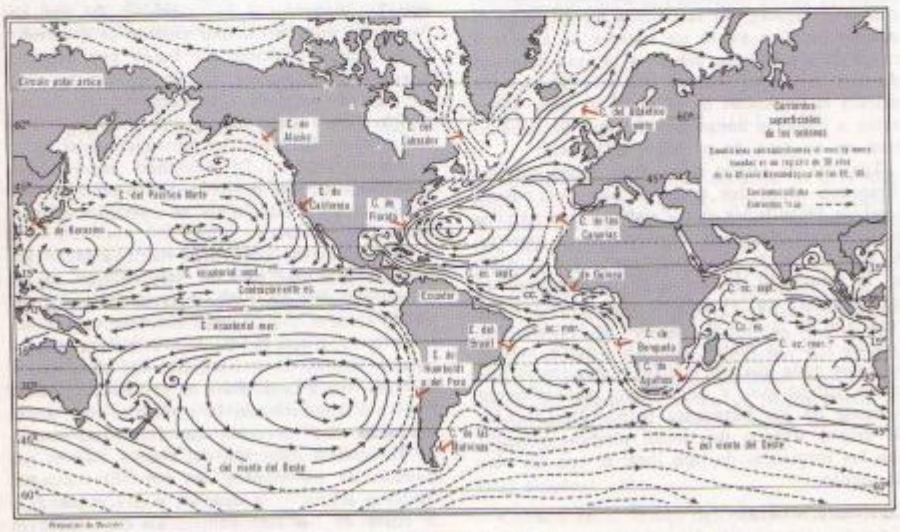


Figura 10.8. Corrientes superficiales de los océanos (enero). (Según la Oficina Hidrográfica de la Marina de los EE.UU.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 10.9. Los bordes exteriores de la zona de los hielos antárticos se caracteriza durante el verano por la presencia de numerosos fragmentos resultantes de la rotura del hielo contiguo. (Fotografía Oficial de la U.S. Guard Coast.)

tudio previo se dará mayor importancia a las corrientes situadas en la superficie oceánica, toda vez que son estos movimientos los que afectan más directamente a la navegación marítima y poseen una destacada influencia sobre el clima de los distintos puntos del globo.

Esquema general de las corrientes oceánicas

Para ilustrar la circulación superficial del agua oceánica, imaginaremos un océano teórico que se extiende a lo largo del ecuador hasta alcanzar los 60° ó 70° de latitud a cada lado del mismo (fig. 10.7). Quizá los movimientos más destacados sean los de tipo circular, que tienen lugar alrededor de los anticiclones subtropicales, centrados a unos 25° ó 30° de latitud N y S. Una *corriente ecuatorial* indica el cinturón de los alisios. Aunque los alisios soplan hacia el Suroeste y el Noroeste, en dirección oblicua a los paralelos de latitud, el movimiento del agua sigue los paralelos. De esta manera, las corrientes oceánicas forman un ángulo de 45° con los vientos predominantes, debido a la fuerza deflectora provocada por la rotación terrestre.

En la zona de los vientos del Oeste, el agua posee un lento movimiento en dirección Este, que se denomina *corriente del viento del Oeste*. Esta corriente cubre una amplia faja de latitud entre los 35° y los 45° en el hemisferio norte y entre los 30° ó 35° en el hemisferio sur en las áreas donde existen grandes masas oceánicas.

Las corrientes ecuatoriales están separadas por una *contracorriente ecuatorial*. Esta contracorriente se encuentra muy desarrollada en los océanos Índico, Atlántico y Pacífico (figura 10.8).

En las latitudes bajas y a lo largo de los bordes occidentales de los océanos, la corriente ecuatorial se dirige hacia los polos, dando lugar a una corriente cálida paralela a la costa. Ejemplos de este fenómeno son la *corriente del Golfo* (corriente de *Florida* o del *Caribe*), la *corriente del Japón* (*Kuro-sivo*) y la *corriente del Brasil*, que contribuyen a elevar las temperaturas medias de estas costas. En el diagrama ideal de la figura 8.18 este hecho aparece claramente indicado por la desviación hacia el Sur de la isoterma de 20° en enero a lo largo del borde occidental de la zona meridional del océano.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

La corriente del viento del Oeste, al aproximarse al borde oriental del océano, se desvía a lo largo de la costa hacia el Norte y hacia el Sur. La corriente que se dirige hacia el ecuador es una corriente fría, producida por el ascenso de agua a baja temperatura desde las profundidades. Este hecho viene reflejado por la *corriente de Humbolt* (corriente del Perú), que se origina en la costa de Chile y Perú; por la *corriente de Benguela*, que se origina en la costa suroccidental africana, por la *corriente de California*, que se origina en la costa occidental de los Estados Unidos, y por la *corriente de las Canarias*, que se origina en las costas norteafricana y española. Obsérvese que este ascenso de agua fría provoca una marcada desviación de las isotermas hacia el ecuador, ilustrada en la figura 8.17 por la curva en dirección septentrional que experimenta la isoterma de 21° de enero a lo largo del borde oriental de la zona Sur del océano.

En el noreste del océano Atlántico, la cocorriente del viento del Oeste se desvía hacia el polo norte en forma de corriente relativamente cálida. Se trata de la *corriente del Atlántico Norte*, que se extiende alrededor de las islas Británicas y penetra en el mar del Norte hasta alcanzar la costa noruega. El puerto de Murmansk, situado en el círculo polar ártico es navegable todo el año gracias a esta corriente. Obsérvese que en el diagrama teórico, la isoterma de 10° de julio se desvía hacia el Norte al cruzar esta corriente. En invierno, este efecto es mucho más acusado.

En el hemisferio norte, donde el océano Glacial Ártico se encuentra rodeado de continentes, el agua fría fluye hacia el ecuador a lo largo del borde occidental de los amplios estrechos que conectan ese océano con la cuenca atlántica. Hay tres corrientes frías principales: la *corriente de Kamchatka*, que fluye hacia el Sur bordeando la península de Kamchatka y las islas Kuriles; la *corriente de Groenlandia*, que se dirige hacia el Sur bordeando la costa de Groenlandia y atravesando el estrecho de Dinamarca, y la *corriente de Labrador*, que se mueve hacia el Sur desde la zona de la bahía de Baffin, a través del estrecho de Davis, para llegar a las costas de Terranova, Nueva Escocia y Nueva Inglaterra.

En la parte septentrional de los océanos Atlántico y Pacífico las bajas de Islandia y las islas Aleutianas coinciden de una manera aproximada con dos centros de circulación en sentido contrario a las agujas del reloj, comprendiendo las corrientes frías árticas y las del viento del Oeste.

El esquema de las corrientes de la región antártica es relativamente sencillo y consiste en una simple *corriente antártica circumpolar* que se mueve en el sentido de las agujas del reloj alrededor del continente antártico en la faja de latitud comprendida entre los 50° y los 65° S, donde existe una área ininterrumpida de océano.

Los oceanógrafos admiten hoy que la circulación oceánica está relacionada con complejos movimientos de masas de agua de diferente temperatura y salinidad. El esquema simplificado de las corrientes superficiales descrito en este capítulo no tiene en cuenta los movimientos de estas masas de agua a diferentes profundidades.

Hielo marino

El interés creciente de los investigadores tanto civiles como militares por las latitudes altas, ha contribuido a desarrollar el estudio de los fenómenos relacionados con los hielos marinos flotantes. La necesidad de enviar suministros a los puestos avanzados árticos y antárticos por vía marítima, el mantenimiento de estaciones meteorológicas sobre masas de hielo flotante y la navegación submarina en los mares polares son distintos aspectos de las actividades sobre las que pueden influir los hielos marinos.

El oceanógrafo distingue entre *hielo marino*, formado por congelación directa del agua del mar, y los *icebergs* e *islas de hielo*, que son grandes masas de hielo continental separadas de la costa y procedentes de los glaciares y plataformas litorales de hielo que son alcanzados por la marea. Además de estas diferencias de origen, existe otra fundamental entre el hielo marino y las masas de hielo flotantes. Se trata del grosor. El hielo marino, que empieza a formarse cuando la superficie del agua se enfría hasta temperaturas inferiores a —2° C, no supera los 5 m de espesor, dado que el calor suministrado por las capas inferiores del agua alcanza las superiores con la misma rapidez con que éstas lo pierden, una vez formada la capa aislante de hielo.

Hielo continuo o *pack ice* es el nombre que se asigna al hielo que cubre completamente la superficie del océano (fig. 10.9). Bajo la acción del viento y de las corrientes, el hielo continuo se rompe en bloques que se denominan *masas de hielo*. Entre éstas existen estrechas franjas de mar sin obstáculos. Allí donde las masas de hielo se acumulan por la acción de los vientos, los bordes se entrelazan y levantan por la presión, tomando aspecto de paredes irregulares (fig. 10.10). Las dificultades de viajar a pie por los mares polares se ven aumen-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 10.10. El rompehielos norteamericano Northwind se abre paso a través del hielo del estrecho de McClure, isla de Banks, Territorio del Noroeste del Canadá, a mediados de agosto. A la izquierda puede verse un paso practicable. Cruzando la fotografía de izquierda a derecha hay una zona escabrosa de crestas de presión. (Fotografía oficial del U.S. Coast Guard.)

tadas por la presencia de estos obstáculos. La zona superficial de hielo marino está compuesta de agua pura, ya que la sal se ha perdido en el proceso de congelación.

El océano Glacial Ártico, que se encuentra rodeado de masas continentales, está normalmente cubierto por hielo continuo durante todo el año, aunque en verano hay numerosas vías practicables. La corriente del Atlántico Norte, que es relativamente cálida, mantiene libre de hielo la costa septentrional de Noruega. Las condiciones son muy distintas en el Antártico, donde la zona de hielo está rodeada por una gran masa oceánica en el lado del ecuador. Dado que los bloques de hielo pueden derivar libremente hacia el Norte hacia aguas cálidas, la masa de hielo antártica nunca sobrepasa los 60° de latitud Sur en la estación fría. En marzo, a finales de la estación cálida, el hielo se reduce a una estrecha zona que bordea el continente antártico.

Icebergs e islas de hielo

Los icebergs se forman al separarse grandes bloques de hielo de un valle glaciar o de un casquete de hielo que penetra en el mar y pueden alcanzar grosores superiores al centenar de metros. La densidad del iceberg es algo menor que la del agua del mar, por lo que flota muy bajo, con aproximadamente cinco sextas

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

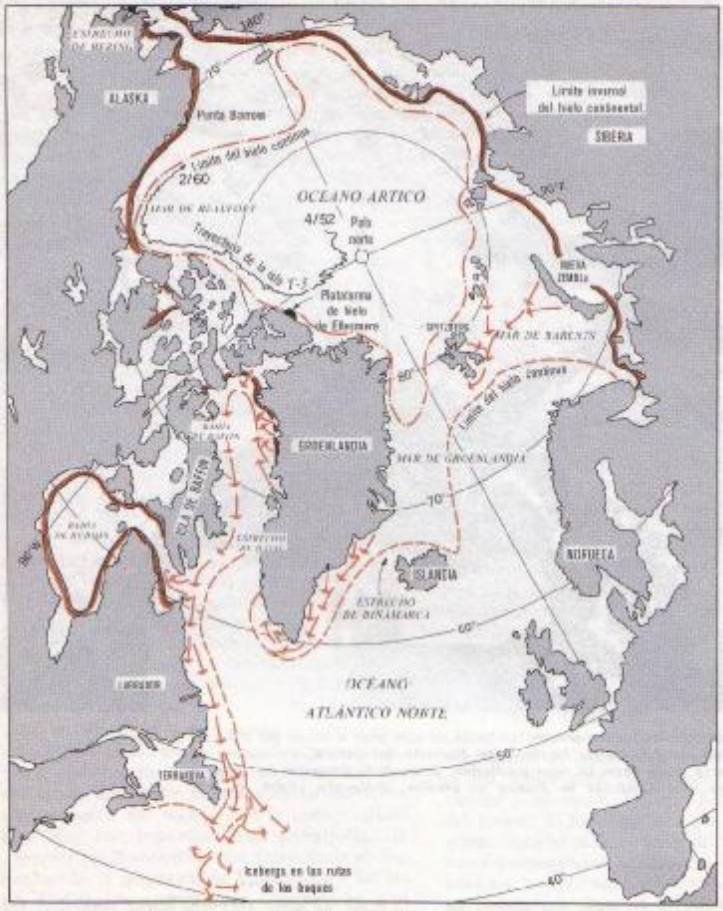


Figura 10.11. El hielo marino del océano Ártico. Las flechas indican las trayectorias más comunes de los icebergs. En el mapa se ha empleado una proyección homalográfica inclinada. (Basado en los datos del National Research Council. De A. N. Strahler, 1963, The Earth Sciences, Harper and Row, Nueva York.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

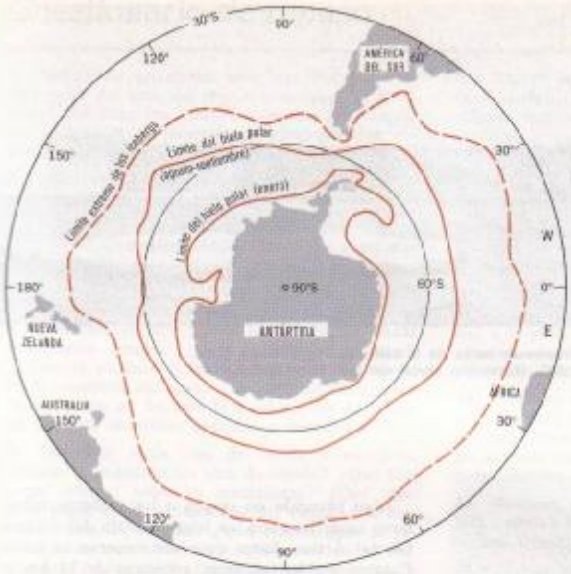


Figura 10.12. El hielo marino de la región antártica. (Datos de la Academia Nacional de Ciencias y de la Sociedad Geográfica Americana. De A. N. Strahler, 1963, The Earth Sciences, Harper and Row, Nueva York.)

partes de su tamaño por debajo de la superficie (fig. 10.13). Su hielo es dulce dado que está formado de nieve compacta y recristalizada.

En el hemisferio norte, los icebergs proceden en gran parte de las lenguas del casquete de hielo de Groenlandia (fig. 2.9). Se mueven lentamente hacia el Sur llevados por las corrientes de Groenlandia y del Labrador y pueden alcanzar el Atlántico Norte en las proximidades de Terranova. Los icebergs antárticos son muy distintos. Mientras los del Atlántico Norte son de forma irregular y presentan agudas aristas que sobresalen del agua, los antárticos son de forma *tabular*, de parte superior llana y bordes verticales (fig. 10.14). Este hecho se explica teniendo en cuenta que los icebergs antárticos son partes de las plataformas de hielo, o sea, las grandes prolongaciones flotantes y en forma de placa del casquete de hielo del continente (cap. 29). Un iceberg tabular antártico puede alcanzar una anchura de varias docenas de kilómetros y un grosor superior a los 600 m, con una pared de hielo que se eleva del océano a alturas de 60 a 90 m.

Figura 10.13. Este enorme iceberg en el este del océano Artico norteamericano hace parecer un barco de juguete al rompehielos norteamericano Eastwind. **(Fotografía oficial del U.S. Coast Guard.)**

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 10.14. Este iceberg tabular fue observado cerca de la bahía de las Ballenas, Little America, en la Antártida, en enero de 1947. (Fotografía oficial del U.S. Coast Guard.)

Figura 10.15. La isla de hielo T-3. En la figura 10.11 se indica la trayectoria de esta isla. (Cortesía del Departamento de Defensa de los EE.UU.)

Algo parecido en origen a los icebergs tabulares antárticos son las islas de hielo del océano Glacial Ártico. Estas enormes mesetas de hielo flotante pueden alcanzar anchuras de 32 km y superficies de 800 km². Su escarpado sobresale de 6 a 9 m por encima del hielo continuo que los rodea, lo que indica un grosor de más de 60 m. Las pocas islas de hielo que se conocen proceden probablemente de la plataforma de hielo glacial situada en la isla Ellesmere (véase fig. 10.11), a unos 83° de lat. N. Estas islas de hielo se mueven despacio, llevadas por las corrientes del océano Glacial Ártico y sus rumbos sobre el mapa proporcionan datos sobre la circulación en este océano. Dado su carácter permanente, las islas de hielo sirven como base de investigación científica y desde ellas pueden realizarse observaciones oceanográficas, meteorológicas y geofísicas durante largos períodos.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

icebergs tabu-
hielo del océano
mesetas de hielo
as de 32 km y
pado sobresale
o continuo que
mor de más de
que se conocen
plataforma de
Ellesmere (véa-
. N. Estas islas
levadas por las
rtico y sus rum-
an datos sobre
ado su carácter
rven como base
de ellas pueden
gráficas, meteo-
largos períodos.

Cuestionario de repaso

1. Indicar las principales sales que entran a formar parte del agua del mar y la proporción aproximada de cada una. Indicar asimismo los elementos adicionales de importancia. ¿Qué gases se encuentran disueltos en el agua del mar?

2. ¿Qué es la salinidad? ¿Cómo se mide? ¿En qué cantidades varía? ¿Por qué?

3. ¿Qué es la densidad? ¿Qué densidad tiene el agua pura? Comparar la densidad del agua del mar y la del agua pura. ¿Cuáles son los dos factores que causan variaciones en la densidad del agua del mar?

4. Describir el movimiento orbital de las ondas oscilatorias simples. ¿Qué profundidad alcanza? ¿Cómo se produce el lento movimiento de avance de la superficie del agua? ¿Qué efectos tiene sobre la formación de las olas la combinación de trenes de onda de diferentes períodos y direcciones?

5. Distinguir entre olas de viento y marejada. ¿Cómo se producen las olas de viento? ¿Qué factores influyen sobre su crecimiento? ¿Qué relación existe entre la velocidad del viento y la máxima altura de las olas? ¿Qué efectos tiene la extensión de mar abierto sin obstáculos en el crecimiento de las olas? ¿Cómo cambia la marejada a medida que se desplaza?

6. ¿Qué son las olas de origen sísmico? ¿Cómo se producen? ¿Cuáles son su longitud, altura y período característicos? ¿Por qué son peligrosas en ciertas costas? Distinguir entre olas de origen sísmico, trombas marinas y olas de marea.

7. ¿Cómo se mide la dirección y la velocidad de las corrientes oceánicas?

8. Discutir las causas de las corrientes oceánicas superficiales. Explicar cómo su dirección se ve modificada por la fuerza de Coriolis.

9. Dibujar un océano hipotético según el modelo atlántico o pacífico, indicando la marcha general de las corrientes superficiales y dando los nombres correspondientes a cada una de ellas.

10. Indicar tres corrientes cálidas y tres corrientes frías, así como la situación y dirección de cada una. ¿Qué efecto tienen estas corrientes sobre las isotermas de la temperatura atmosférica?

11. ¿Qué sistemas de corrientes llevan agua muy fría a la parte septentrional del océano Atlántico? ¿Cuáles son las corrientes predominantes en la parte meridional?

12. ¿En qué se diferencia el hielo marino de los icebergs y de las islas de hielo? ¿Cuál es el grosor del hielo marino? ¿Por qué está limitado? Describir el hielo continuo, las masas de hielo y las paredes debidas a la presión.

13. Explicar en qué difiere la distribución del hielo marino del océano Glacial Ártico de la del océano Glacial Antártico.

14. ¿Cómo se forman los icebergs? ¿Cuál es la magnitud de la parte sumergida? Comparar el aspecto y el origen de los icebergs del Atlántico Norte con los de la región antártica.

15. ¿Qué es una isla de hielo? ¿Cuál es su origen? ¿Cómo se utilizan las islas de hielo con propósitos científicos?

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Capítulo 11
Humedad, nubes y precipitación

La naturaleza física y la importancia del vapor de agua atmosférico, han sido tocadas en los capítulos 7 y 8, en los que se describió la capacidad de ese vapor para absorber energía calorífica radiante. Consideraremos ahora las distintas proporciones en que el vapor de agua puede estar contenido en la atmósfera y las formas en que puede condensarse para dar lugar a nubes, nieblas, lluvias y nieve.

La cantidad de vapor de agua contenida en la atmósfera en un instante determinado varía considerablemente de un lugar a otro. En el aire frío y seco de las regiones árticas casi no existe vapor de agua en invierno, mientras que en las áreas húmedas y calurosas próximas al ecuador puede alcanzar el 4 ó 5 % del volumen atmosférico.

El vapor de agua existente en la atmósfera procede de la superficie de los océanos, lagos y ríos, y de la tierra húmeda. Parte del vapor de agua atmosférico es suministrado por las plantas en su actividad fisiológica (cap. 14). Las enormes extensiones de océano y de bosques de la superficie terrestre garantizan una abundante evaporación.

Estados físicos del agua y calor

El agua se presenta en tres estados físicos, 1) congelada en forma de hielo, un *sólido* cristalino, congelado, 2) *líquido* y 3) *gaseoso*, en forma de vapor. Las moléculas de agua pueden pasar del estado gaseoso al estado líquido por *condensación*, o, si las temperaturas son inferiores a los 0°C, directamente al estado sólido, por *sublimación*, produciéndose cristales de hielo. En el proceso de *evaporación*, las moléculas abandonan la superficie del agua líquida y se transforman en moléculas gaseosas, constituyendo el vapor de agua. El cambio directo del estado sólido al gaseoso se denomina asimismo sublimación. Además, el agua puede pasar del estado líquido al estado sólido por *congelación*, y del estado

Cristales de nieve. (John Tyndall, **The Glaciers of the Alps**, 1861.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

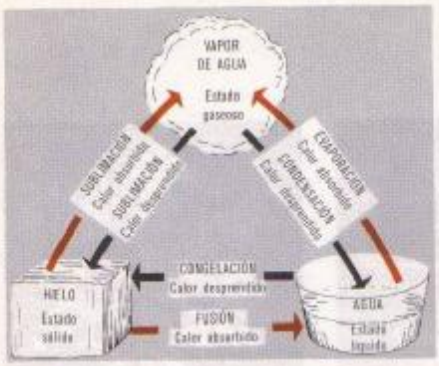


Figura 11.1. El agua en la atmósfera puede presentarse en sus tres estados. (Según C.A.A. Technical Manual 104, Departamento de Comercio de los EE.UU.)

sólido al líquido por *fusión*. Todos estos cambios pueden esquematizarse mediante un triángulo (fig. 11.1) en el que los tres estados físicos ocupan los vértices. Las flechas indican los seis posibles cambios de estado.

En meteorología son de gran importancia los intercambios de calor que acompañan a los cambios de estado. Por ejemplo, cuando el agua se evapora, una cierta cantidad de *calor sensible*, es decir, el calor que se puede sentir y medir con un termómetro, queda almacenado en el vapor de agua y se le denomina *calor latente de vaporización*. Como consecuencia de este cambio, disminuye la temperatura en el agua restante. El efecto refrescante que tiene sobre el organismo la transpiración es un fenómeno que todos experimentamos a menudo. Por cada gramo de agua que se evapora quedan almacenadas en el vapor unas 600 calorías en forma de calor latente. En el proceso inverso de condensación se libera la misma cantidad de calor en forma sensible, y la temperatura asciende correspondientemente. De forma similar, el proceso de congelación libera energía calorífica en unas 80 calorías por gramo, mientras que el de fusión lo absorbe en igual proporción. Este último se denomina *calor latente de fusión*. En la sublimación, el calor absorbido por vaporización o liberado por cristalización es todavía mayor que en los casos precedentes, dado que en la sublimación los calores de vaporización y de fusión tienen que sumarse.

Humedad

El término *humedad* hace referencia simplemente a la cantidad de vapor de agua contenida en la atmósfera. A cada temperatura le corresponde un límite característico en la cantidad de vapor de agua que la atmósfera puede contener. Este límite se conoce con el nombre de *punto de saturación*. El cociente entre la cantidad de vapor de agua contenida en la atmósfera y la máxima que podría contener se expresa en forma de porcentaje y se denomina *humedad relativa*. En el punto de saturación la humedad relativa es del 100 %; cuando la cantidad de vapor que contiene la atmósfera es igual a la mitad de la máxima posible, la humedad relativa es del 50 %, y así sucesivamente.

La humedad relativa de la atmósfera puede variar por dos motivos. Si existe una superficie de agua sometida a evaporación, ésta hará aumentar la humedad relativa. Este proceso es lento y requiere que el vapor de agua alcance capas cada vez más altas por difusión. El otro motivo es una variación de la temperatura. Aunque no se añada vapor de agua a la atmósfera, un descenso de la temperatura se traduce en un aumento de la humedad relativa. Este hecho es automático y consecuencia lógica de la disminución de la capacidad de la atmósfera para contener vapor de agua al descender la temperatura; de esta forma, la cantidad de vapor ya existente representa un porcentaje más alto de la capacidad total de la atmósfera. De manera similar, un ascenso de la temperatura se traduce en una disminución de la humedad relativa, aunque el vapor de agua presente en el aire sea el mismo. El principio de cambio de la humedad relativa causado por el cambio de temperatura es ilustrado por un gráfico de estas dos propiedades a lo largo del día en la figura 11.2. Al aumentar la temperatura del aire, la humedad relativa desciende, y viceversa.

Un ejemplo muy sencillo nos servirá para ilustrar estos hechos. En un cierto lugar la temperatura del aire es de 60°C y la humedad relativa del 50 %. Si la atmósfera se calienta al absorber la energía radiante procedente del sol y del suelo y su temperatura aumenta hasta 32°C, la humedad relativa pasa a valer un 20 %, cifra que corresponde a aire bastante seco. Si el aire se enfría durante la noche hasta que la temperatura alcanza los 5°C, la humedad relativa sube inmediatamente hasta la saturación, es decir, el 100 %. Si el aire sigue enfriándose, tendrá lugar condensación del vapor de agua sobrante, que pasará al estado líquido. A medida que la temperatura atmosférica sigue descendiendo, el vapor sigue condensándose y la humedad relativa conserva su valor del 100 %. Puede formarse así la niebla y los objetos quedar cubiertos de gotas de ro-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

cío. Si el descenso de la temperatura sobrepasa el punto de congelación, las superficies al aire libre se cubren de escarcha.

La temperatura crítica correspondiente a la saturación, y por debajo de la cual tiene lugar la condensación, se denomina *punto de rocío*. Un excelente ejemplo de condensación del vapor de agua por enfriamiento nos lo proporcionan las gotas de agua que se forman en verano en el exterior de un vaso o jarro que contiene agua enfriada con hielo. El aire inmediatamente adyacente al vidrio se enfría lo suficiente para sobrepasar el punto de rocío, haciendo que la humedad atmosférica se condense sobre el vaso.

Para una mejor comprensión de las relaciones entre la temperatura atmosférica y la humedad relativa, la siguiente consideración de tipo doméstico resulta de gran utilidad. Una esponja de tocador, si se introduce en agua, absorbe líquido hasta el máximo de su capacidad. De manera análoga, el aire aumenta su humedad hasta alcanzar el punto de saturación situado sobre una superficie de agua a temperatura constante. Si la esponja se saca del agua y se sostiene con cuidado, continuará conteniendo líquido. Supongamos ahora que la esponja es estrujada lentamente. El agua es expulsada. De manera similar, el enfriamiento de la atmósfera hace que, sobrepasado el punto de rocío, el exceso de vapor de agua sea expulsado por condensación. Después que la mayor parte del agua ha sido extraída, podemos dejar la esponja, pero sin que toque el agua. Esto es análogo al ascenso que experimenta la temperatura del aire hasta alcanzar de nuevo su valor inicial, pero sin absorber vapor. Estas condiciones serían las propias de una región desértica interior. El aire, al igual que la esponja, contiene sólo una pequeña fracción de la cantidad total de humedad posible. Si se enfría de nuevo, no se producirá condensación hasta que se sobrepase la temperatura mínima inicial, de la misma manera que la esponja no expulsará agua si no es oprimida con mayor fuerza que la primera vez.

Humedad absoluta

Aunque la humedad relativa es un dato de gran importancia sobre el estado del vapor de agua en el aire, tan solo indica la cantidad relativa con respecto a la de saturación. La cantidad real de humedad presente en la atmósfera se denomina *humedad absoluta* y se define como la masa de vapor de agua que está contenida en un volumen dado de aire. La humedad absoluta se mide en gramos por metro cúbico. Para cada temperatura del aire existe

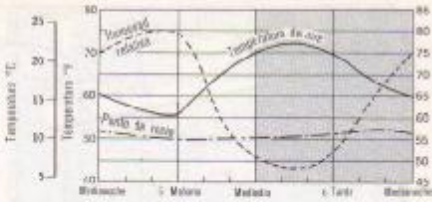


Figura 11.2. El ciclo diario de humedad relativa está en fase opuesta al de temperatura del aire. El gráfico da los valores medios para el mes de mayo en Washington, D.C. (Según la Oficina Meteorológica de los EE.UU.; de A. N. Strahler, 1963, The Earth Sciences, Harper and Row, Nueva York.)

una masa máxima de vapor de agua que puede contener un metro cúbico (la cantidad de saturación). La figura 11.3 es un gráfico que muestra la humedad máxima del aire para una amplia gama de temperatura.

En cierto sentido, la humedad absoluta es el dato que permite al geógrafo medir un recurso natural básico —el agua— desde las regiones polares hasta las ecuatoriales. La humedad absoluta le indica la cantidad de agua que se puede extraer de la atmósfera en la precipitación. El aire frío sólo puede proporcionar una pequeña cantidad de lluvia o nieve; el aire cálido puede suministrar grandes cantidades.

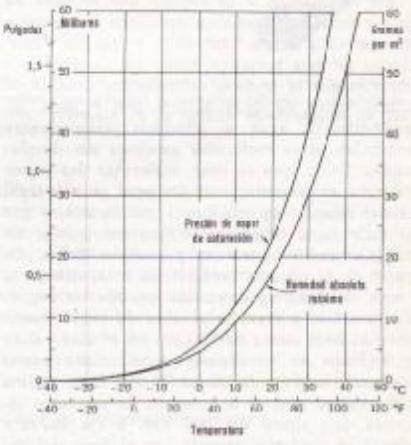


Figura 11.3. Este gráfico indica cómo aumentan la presión de vapor y la humedad absoluta a medida que aumenta la temperatura del aire. (De A. N. Strahler, 1963, The Earth Sciences, Harper and Row, Nueva York.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

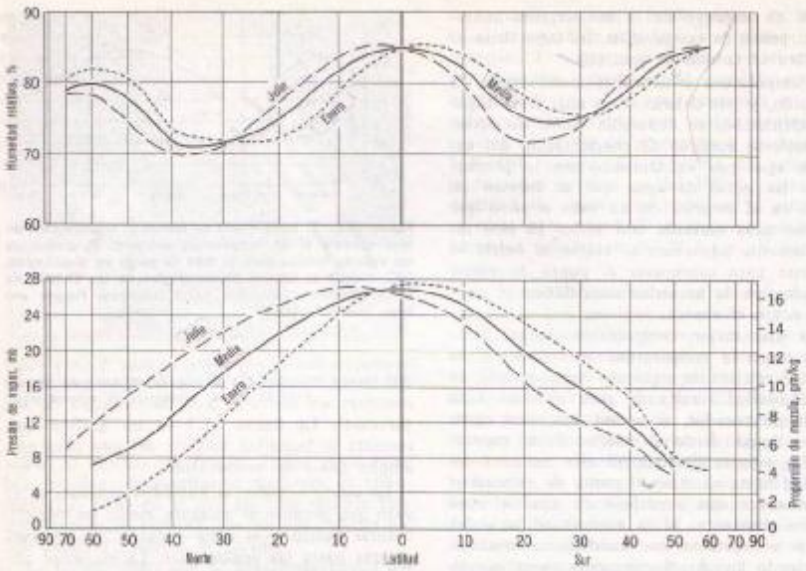


Figura 11.4. Relación entre la humedad relativa y la latitud (arriba), y la proporción de mezcla y la latitud (abajo). Los valores de la proporción de mezcla son numéricamente similares a los de la humedad específica. (Según Haurwitz y Austin, 1944, Climatology.)

Presión de vapor

En el capítulo 7 se explicó que el peso de una columna atmosférica equilibra la columna de mercurio de un barómetro y que las variaciones de ésta permiten medir los cambios que experimenta la presión atmosférica. Cuando se añade vapor de agua al aire frío y seco, las moléculas de agua se difunden perfectamente entre las otras moléculas gaseosas sin desplazarlas. Dado que el peso molecular del vapor de agua es menor que el del agua pura y seca, el aire húmedo es más ligero (menos denso) que el seco si se comparan volúmenes iguales de agua a una temperatura y presión dadas. La parte de la presión barométrica total debida al vapor de agua se denomina *presión de vapor*. En aire frío y seco, la presión de vapor puede ser tan baja como 0,013 cm; en el aire cálido y húmedo de las regiones ecuatoriales puede alcanzar valores de hasta 2 cm. Esta última cifra indica que, si la columna de mercurio alcanza una altura de 76,2 cm, 2 cm de esta altura es contrabalanceada por el peso del vapor de agua atmosférico.

La figura 11.3 muestra la presión de vapor máxima para una serie de temperaturas que van desde un frío intenso hasta un calor muy acusado. Tanto la presión de vapor como la humedad absoluta nos indican la cantidad de vapor de agua presente en el aire, aunque de forma algo distinta.

Humedad específica y proporción de mezcla

Un inconveniente de utilizar la humedad absoluta cuando se estudia la humedad atmosférica es que, cuando el aire se eleva o desciende, sufre los cambios de volumen correspondientes, expansionándose o comprimiéndose. Por consiguiente, la humedad absoluta correspondiente a una misma masa de aire no es constante. Por ello, la meteorología moderna utiliza otra magnitud para medir la humedad, la *humedad específica*, que es el cociente entre la masa de vapor de agua y la masa de aire húmedo (aire que incluye vapor de agua). La humedad específica se mide en gramos de vapor de agua por kilogramo de aire húmedo. Cuando una determinada masa de aire se eleva sin ganar o perder humedad, la humedad específica permanece constante, a pesar del aumento de volumen.

La humedad específica se utiliza a menudo

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

para describir las características de humedad de una gran masa de aire. Por ejemplo, el aire extremadamente frío y seco de las regiones árticas en invierno puede tener una humedad específica de sólo 0,2 gramos por kilogramo, mientras que el aire cálido y húmedo de las regiones tropicales puede contener hasta 28 gramos por kilogramo. La variación total a escala mundial es tal que los valores máximos de la humedad específica pueden llegar a ser 100 ó 200 veces mayores que los valores mínimos.

Los meteorólogos utilizan también frecuentemente la *proporción de mezcla*, que es el cociente entre la masa de vapor de agua y la masa de aire seco (aire que no incluye vapor); se mide en gramos por kilogramo. La proporción de mezcla difiere numéricamente muy poco de la humedad específica.

La figura 11.4 es un gráfico en el que se expresa la relación de la proporción media de mezclas y la latitud. Obsérvese que el aire cálido de las regiones ecuatoriales contiene normalmente mucho más vapor de agua que el aire frío de las regiones polares. Sin embargo, la humedad relativa sigue una curva diferente, hallándose los valores mínimos en los anticiclones tropicales secos.

Medida de la humedad

La humedad del aire se puede medir de dos formas. Existe un instrumento llamado *higrómetro*, que indica la humedad relativa sobre una escala graduada. Un tipo de higrómetro muy sencillo utiliza varios cabellos humanos que se estiran y acortan según la humedad relativa, reflejando sus cambios de longitud en la escala graduada. Un registro continuo de la humedad puede obtenerse mediante un *higrógrafo*. Utiliza el mismo mecanismo básico que el higrómetro, pero va provisto de un tambor rotatorio cubierto por una hoja de papel milimetrado, sobre la que quedan impresos los cambios de humedad.

El *psicrómetro* utiliza un fundamento algo distinto. Este instrumento consta de dos termómetros, uno al lado del otro. Uno de ellos es de tipo ordinario; el otro lleva un trozo de tejido húmedo alrededor del depósito de mercurio. Si el aire está saturado (humedad relativa 100 %), el tejido húmedo no experimentará evaporación y ambos termómetros marcarán lo mismo. Si, por el contrario, el aire no está saturado, tendrá lugar evaporación y el termómetro cubierto por el tejido húmedo marcará una temperatura inferior a la del termómetro ordinario. Dado que el grado de evaporación depende de la sequedad del aire, la diferencia de temperaturas entre ambos termómetros aumentará a medida que descienda la humedad relativa. Existen tablas que relacionan la humedad relativa con la diferencia de temperaturas entre ambos termómetros. Para asegurarnos de que tiene lugar la máxima evaporación posible, los termómetros están sujetos a una plataforma que se puede hacer girar manualmente. Otros tipos llevan un ventilador que arroja el aire sobre el termómetro húmedo.

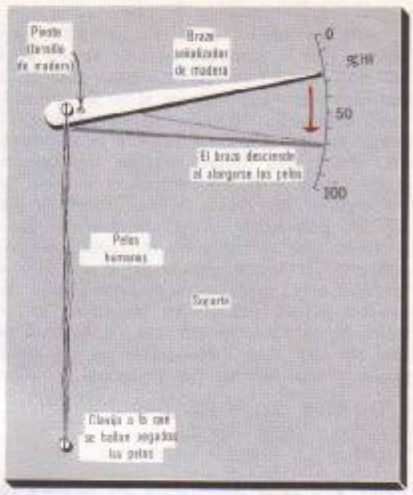


Figura 11.5. Higrómetro simple construido con unos pelos humanos.

Figura 11.6. El psicrómetro es un instrumento que se emplea para calcular la humedad relativa y el punto de rocío. (Cortesía de la Oficina Meteorológica de los EE.UU.)

Índice de humedad-temperatura

El bienestar humano depende no sólo de la temperatura atmosférica, sino también de la humedad relativa, que afecta a la velocidad de evaporación de la transpiración y, por lo tanto,

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

al grado de enfriamiento del cuerpo. Una temperatura atmosférica de 27°C puede ser muy agradable si la humedad relativa es tan sólo del 20 %, pero francamente insoportable si la humedad relativa es superior al 90 %. Son factores adicionales la velocidad de pérdida de energía calorífica por radiación y la velocidad del viento. Esta última no tiene importancia si consideramos el bienestar en el interior de los hogares. La Oficina Meteorológica de los EE.UU., después de largos estudios e investigaciones, ideó el *índice de humedad-temperatura o THI* como medida del grado de comodidad o incomodidad experimentado por los americanos que trabajan en verano en el interior de habitaciones con una rápida circulación del aire. Este índice puede ser calculado mediante una de estas tres fórmulas:

$$THI = 0{,}8\ (T_{seco} + T_{humedo}) + \dots$$
$$THI = \dots\ T_{seco} - 3{,}2\ T_{rocío} + \dots$$
$$THI = T_{seco} - (0{,}9 - 0{,}9\ HR)\ (T_{seco} - \dots)$$

donde T_{seco} es la temperatura del termómetro seco en °C; T_{humedo} es la temperatura del termómetro húmedo en °C; $T_{rocío}$ es la temperatura del punto de rocío en °C, y HR es la humedad relativa expresada como decimal (por ejemplo, 0,35 en lugar de 35 %).

La tercera fórmula puede utilizarse ventajosamente con la información contenida en los partes meteorológicos habituales que se reciben por teléfono o por radio. Las temperaturas del termómetro húmedo y del punto de rocío no se dan ordinariamente en partes meteorológicos destinados al público, pero pueden obtenerse con el psicrómetro.

Una interpretación del índice se ha conseguido a partir de estadísticas de las opiniones de personas que trabajan en lugares cerrados durante el verano. Los valores comprendidos entre 0 y 5 son los aceptados generalmente como más agradables. Cuando el índice alcanza el valor 75, por lo menos la mitad de la gente se encuentra incómoda. Cuando llega a 79, muy poca gente se siente a gusto. Un índice de 80 ó más puede servir de fundamento para cerrar las oficinas y enviar los empleados a casa para el resto del día, aunque una buena brisa o un ventilador potente pueden reducir considerablemente la incomodidad.

Mecanismo de la condensación

La lluvia, nieve, aguanieve o granizo, que se designan colectivamente con el nombre de *precipitación*, sólo pueden producirse cuando grandes masas de aire sufren un descenso uniforme de temperaturas por debajo del punto de rocío. Estas condiciones no se producen mediante el simple enfriamiento del aire por pérdida de calor en la radiación nocturna. Por el contrario, es necesario que la gran masa de aire se eleve a grandes alturas. Esta afirmación requiere la explicación de un nuevo principio de meteorología.

Una de las leyes más importantes de la meteorología es que el aire que asciende, al igual que cualquier gas, experimenta un descenso en su temperatura, aunque no pierda energía calorífica (fig. 11.7). Esta disminución de temperatura es consecuencia del descenso de la presión atmosférica a medida que aumenta la altura. El aire, al elevarse, aumenta su volumen. Las moléculas de gas se encuentran más separadas unas de otras y no chocan con tanta frecuencia, por lo que la temperatura del gas se hace sensiblemente menor. Cuando no se produce condensación, el descenso de temperatura con la altura, denominado *gradiente adiabático seco* es de aproximadamente 1°C cada 100 m de elevación. El punto de rocío también desciende con la elevación; el descenso de 0,2°C cada 100 m. En la figura 11.7 la bajada en punto de rocío es señalada con el nombre de *gradiente geométrico vertical de punto de rocío*.

Si el vapor de agua atmosférico se condensa, el gradiente adiabático es algo menor, de 0,6°C cada 100 m, debido a que el descenso de temperatura se ve contrarrestado por la liberación del calor latente durante el proceso de condensación. Este coeficiente se denomina *gradiente adiabático saturado*. El gradiente adiabático no debe confundirse con el gradiente geométrico vertical, explicado en el capítulo 7. El gradiente geométrico vertical se aplica tan sólo al aire, cuya temperatura se mide a niveles cada vez más altos.

Las diversas causas por las que las grandes masas de aire se ven obligadas a ascender se tratan con más detalle en un párrafo posterior. Dado que la lluvia, la nieve y otras formas de precipitación van precedidas de la formación de nubes, es conveniente considerar en primer lugar los varios tipos de nubes y su significado.

Nubes

Las nubes consisten en diminutas gotas de agua de 0,002 a 0,006 mm de diámetro o en pequeños cristales de hielo son sostenidas por los más ligeros movimientos ascendentes del aire. Para que se formen las gotitas que constituyen las nubes, es necesario que partículas microscópicas de polvo sirvan de centros o *núcleos* de condensación. Las partículas de polvo con gran afinidad por el agua (higroscópicas) son extraordinariamente abundantes en la atmósfera.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

aire por pér-
cturna. Por el
gran masa de
sta afirmación
uevo principio

tes de la me-
iende, al igual
n descenso en
da energía ca-
ción de tem-
escenso de la
e aumenta la
ta su volumen.
ntran más se-
can con tanta
ratura del gas
Cuando no se
o de tempera-
gradiente adia-
nte 1°C cada
rocío también
descenso de
11.7 la bajada
el nombre de
unto de rocío.
co se conden-
go menor, de
e el descenso
tado por la li-
nte el proceso
se denomina
El gradiente
on el gradiente
el capítulo 7.
se aplica tan
mide a nive-

ue las grandes
a ascender se
trafo posterior.
tras formas de
la formación
erar en primer
su significado.

utas gotas de
diámetro o en
sostenidas por
scendentes del
tas que consti-
partículas mi-
centros o *nú-*
culas de polvo
(higroscópicas)
ntos en la at-

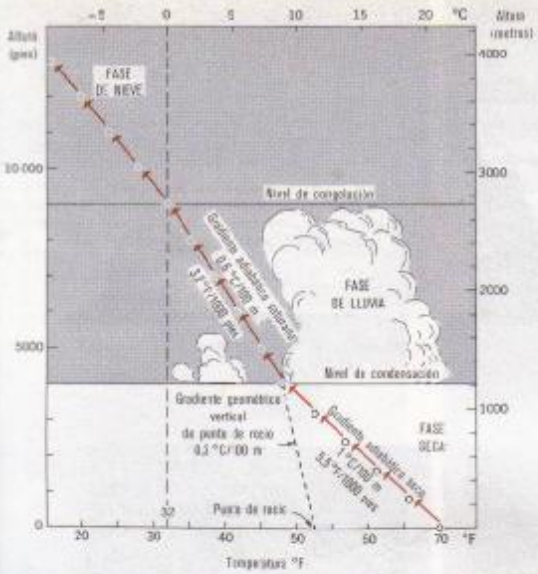


Figura 11.7. Cambios adiabáticos de temperatura en una masa de aire ascendente. (De A. N. Strahler, 1963, The Earth Sciences, Harper and Row, Nueva York.)

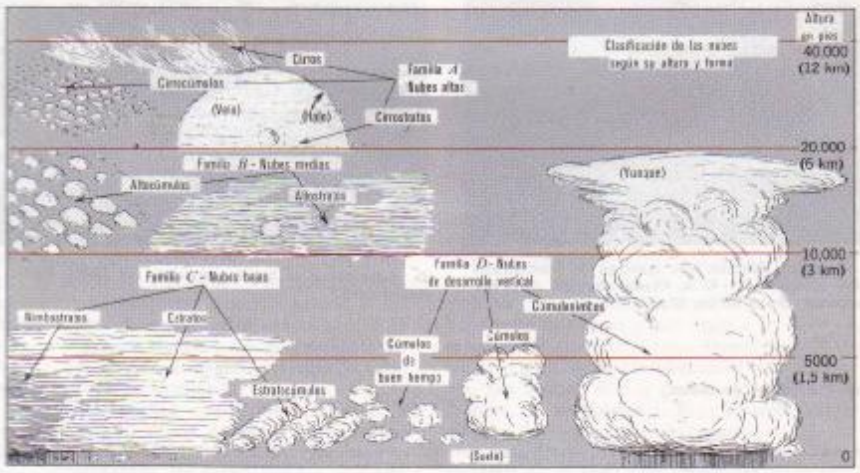


Figura 11.8. Los diversos tipos de nubes se agrupan en familias según su altura y forma.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

B. Cirrocúmulos. (Fotografía de Ray Atkeson.)

C. Altostratos delgados con manchas de fractostratos debajo. (Fotografía de G. A. Clarke. Cortesía de la Oficina Meteorológica de los EE.UU.)

D. Altocúmulos en bandas paralelas. (Ed Finley, Photo Researchers.)

Figura 11.9. Tipos de nubes.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

E. Estratos extendiéndose en forma de capa uniforme por debajo de la cima de la colina, con tiras de fractostratos visibles contra la falda de la colina. (Fotografía de G. A. Clarke. Cortesía de la Oficina Meteorológica de los EE.UU.)

F. Estratocúmulos vistos desde abajo. (Fotografía de Ray Atkeson.)

G. Cúmulos de buen tiempo. (David Donoho, Photo Researchers.)

H. Cumulonimbo. La célula del centro está en estado activo. (Myron Wood, Photo Researchers.)

Finley, Photo

Allí donde la temperatura del aire está muy por debajo del punto de congelación, las nubes pueden estar formadas por diminutos cristales de hielo. El agua, en cantidades tan pequeñas, puede conservar el estado líquido a temperaturas muy inferiores a la de congelación. Así, a temperaturas de 0°C y hasta unos —12°C existen en las nubes pequeñas gotas de agua; entre los —12°C y los —30°C una mezcla de gotas de agua y cristales de hielo, y a partir de —30°C predominan los cristales de hielo. Por debajo de —40°C toda la nube está constituida por hielo. Las nubes son de color blanco cuando tienen poco grosor o cuando el sol brilla sobre su superficie. Cuando son muy densas y gruesas tienen color gris o negro debido a que ofrecen al observador situado en el suelo su lado no iluminado.

Las nubes pueden clasificarse atendiendo a su forma o a su altura. Atendiendo a su forma, las nubes pueden dividirse en dos grandes grupos: *estratiformes*, de forma tabular, y *cumuliformes*, de forma globular.

Las nubes estratiformes cubren extensas zonas, pero en general son bastantes más largas que gruesas. Se subdividen según la altura a la que se encuentran situadas. Las que se hallan a mayor altura son los *cirros* y sus formas afines, los *cirrostratos* y los *cirrocúmulos* (fig. 11.9*A* y 11.9*B*). Se encuentran a una altura aproximada de 6000 a 12 000 m y están constituidas por cristales de hielo. Los cirros son nubes delicadas y en forma de mediones que forman a menudo rayas y franjas sobre el cielo. No impiden el paso de la luz solar o lunar y aparecen casi inmóviles para un observador terrestre. Los cirrostratos constituyen capas de nubes más completas y dan lugar a un halo alrededor del sol o de la luna. Donde la capa de nubes consta de masas globulares muy apretadas, que forman filas o grupos se les aplica el nombre de cirrocúmulos. Popularmente a este cielo se le llama cielo aborregado.

A una altura intermedia, entre los 2000 y los 6000 m, se hallan los *altostratos* y los *altocúmulos* (figs. 11.9*C* y 11.9*D*). Los altostratos

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

se disponen formando una extensa capa, que a menudo cubre todo el cielo visible. Son de color grisáceo, generalmente con la parte inferior lisa, y hacen aparecer el sol como una mancha luminosa. Los altocúmulos forman capas de masas nubosas que se unen para dar lugar a formas geométricas. Son de color blanco, o algo grisáceos en los bordes a la sombra, y dejan ver el cielo azul por los claros. Los altostratos se asocian generalmente con la proximidad del mal tiempo, mientras que los altocúmulos son, en general, indicio de condiciones atmosféricas benignas.

El grupo de las nubes bajas, situadas entre el suelo y los 2000 m, comprenden los *estratos*, los *nimbostratos* y los *estratocúmulos*. Los estratos forman capas bajas, de color gris oscuro de gran densidad (fig. 11.9*E*). Si cae lluvia o nieve procedente de la nube, ésta recibe el nombre de nimbostrato, donde el prefijo *nimbo* significa meramente que la precipitación procede de la nube. Los estratocúmulos son capas bajas de nubes formadas por masas bien definidas y de color grisáceo, entre las cuales puede verse el cielo azul. Las distintas nubes toman a menudo aspecto de largos cilindros orientados perpendicularmente a su movimiento y a la dirección del viento. Los estratocúmulos suelen ser indicio de buen tiempo, aunque a veces algunas de sus masas producen chubascos o nevadas.

La *niebla* es simplemente un estrato situado a nivel del suelo. Existe un tipo denominado *niebla de radiación*, que acompaña a las inversiones de temperatura y se forma durante la noche cuando la temperatura de las capas inferiores de la atmósfera desciende por debajo del punto de rocío. Otro tipo, conocido con el nombre de *niebla de advección*, resulta del movimiento de aire cálido y húmedo sobre la superficie del suelo fría o nevada. Al perder calor hacia el suelo, el aire disminuye de temperatura hasta más abajo del punto de rocío, iniciándose la condensación. Un tipo similar de niebla de advección se forma sobre el océano cuando aire procedente de una corriente cálida se sitúa sobre una corriente fría adyacente. Las nieblas de los grandes bancos de Terranova tienen este origen, dado que en esta área la corriente del Golfo (cálida) se encuentra con la de Labrador (fría).

Las nubes cumuliformes tienden a alcanzar alturas iguales o superiores a sus dimensiones horizontales. Los *cúmulos* son nubes blancas, parecidas a una masa de lana, con la base frecuentemente plana y la parte superior llena de bultos, lo que les da aspecto de coliflor. Estas nubes son de color blanco en sus zonas iluminadas por el sol, pero pueden ser grises en su base o en sus partes a la sombra. Los cúmulos de pequeño tamaño indican buen tiempo (figura 11.9*G*). En ciertas condiciones, que se estudian más adelante, las distintas masas crecen para constituir *cumulonimbos*, nubes de tormenta de tamaño gigantesco que dan lugar a precipitaciones muy intensas, truenos, rayos y vientos borrascosos (fig. 11.9*H*). Un cumulonimbo grande puede empezar a una altura de 300 a 600 m sobre el suelo y extenderse hasta los 9000 ó 12 000. Vista desde una considerable distancia, la parte superior del cumulonimbo es blanca, pero los observadores situados debajo ven un cielo muy oscuro, casi comparable a la noche. Hablaremos con mayor detalle de este tipo de nube al tratar de las tormentas.

Formas de precipitación

La precipitación tiene lugar cuando en el interior de una nube se produce la condensación con gran rapidez. La *lluvia* se produce por la coalescencia de numerosas gotas de pequeño tamaño que dan lugar a gotas mayores, incapaces de mantenerse en suspensión. Las gotas pueden seguir aumentando de tamaño al chocar unas con otras, hasta alcanzar los 7 mm de diámetro; por encima de estas dimensiones son inestables y se rompen en gotas más pequeñas. Cuando las gotas tienen un diámetro inferior a 1/2 mm, constituyen la denominada *llovizna*.

El *aguanieve*, tal como se emplea el término en Estados Unidos (sleet), está formado por pedazos de hielo que se producen por congelación de la lluvia. Las gotas de lluvia se forman en una capa superior más cálida, pero al caer penetran en una capa inferior más fría. En el resto de los países de habla inglesa y en los de habla castellana se entiende por aguanieve una mezcla de lluvia y nieve.

La *nieve* está constituida por masas de cristales de hielo, formados directamente a partir del vapor de agua atmosférico allí donde la temperatura del aire es inferior al punto de congelación. Los cristales de hielo, que pueden ser recogidos sobre una superficie negra y examinados mediante una potente lupa, aparecen como cristales planos exágonales o como prismas. Presentan una enorme variedad en sus formas, bellas y simétricas (fig. 11.10).

El *granizo* consiste en piedras redondeadas de hielo, con una estructura interna en capas concéntricas muy similar a la de una cebolla. Ordinariamente, el hielo no es transparente, sino translúcido. El granizo tiene un diámetro que oscila generalmente entre 0,5 y 5 cm y puede ser extraordinariamente destructivo para

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

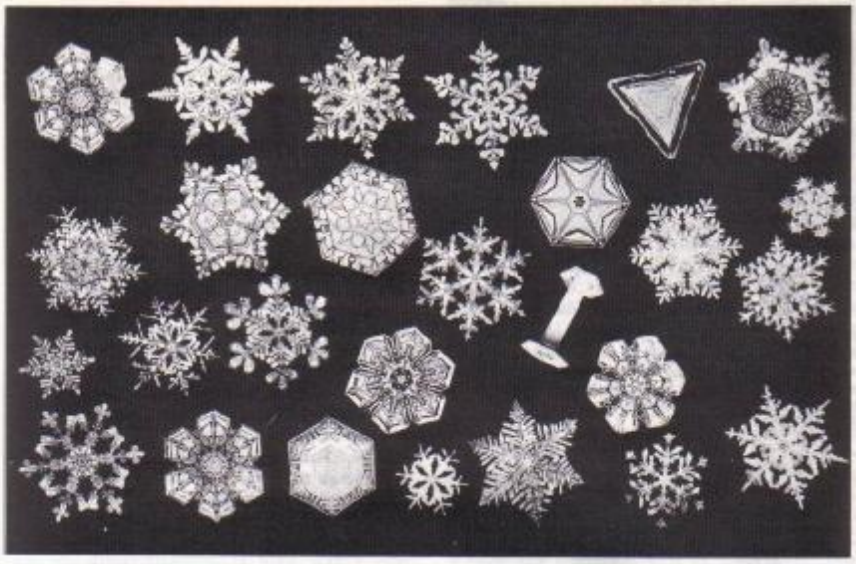


Figura 11.10. Los copos de nieve están constituidos por conglomerados de diminutos cristales de hielo como éstos. (Fotografía de Ewing Galloway.)

los cultivos y edificios poco consistentes (figura 11.11). El granizo se forma tan sólo en el interior de los cumulonimbos, donde existen fortísimas corrientes de aire ascendente. Las gotas de lluvia son arrastradas hasta grandes alturas, donde se congelan para volver a caer. Mantenida en suspensión por las poderosas corrientes de aire ascendente, cada piedra de granizo crece por la unión y congelación de numerosas gotas, de la misma forma que se acumula el hielo en el borde frontal del ala de un avión. Al final, el granizo escapa a la corriente ascendente y cae a tierra.

Cuando la lluvia cae sobre un suelo cubierto por una capa de aire de temperatura inferior al punto de congelación, el agua se transforma en hielo transparente al alcanzar el suelo u otras superficies, tales como árboles, casas o cables (fig. 11.12). La costra de hielo que se forma recibe el nombre de *escarcha dura* y se dice que ha tenido lugar una *tormenta de hielo*. En realidad, no cae hielo, de modo que el hielo transparente no es una forma de precipitación. Las tormentas de hielo causan grandes daños a las líneas telefónicas, telegráficas y de conducción eléctrica, así como a las ramas de los árboles. Las carreteras y aceras se vuelven muy peligrosas.

Figura 11.11. Este granizo, de tamaño superior a huevos de gallina, cayó en Girard, Illinois, el 13 de agosto de 1929. [Cortesía de la Oficina Meteorológica de los EE.UU.)

Medida de la precipitación

La precipitación se mide generalmente en centímetros o pulgadas, caídos por unidad de tiempo. Un centímetro de precipitación cubre el suelo hasta una altura de un centímetro, suponiendo que no haya pérdidas por escorrentía, evaporación o filtración. Un pluviómetro muy simple se obtiene utilizando un recipiente de fondo plano y bordes verticales y midiendo la profundidad del agua recogida durante un

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 11.12. Los alambres y ramas cubiertos de abundante escarcha, consecuencia de una tormenta de hielo, causaron graves daños en el estado de Nueva York en enero de 1943. (Cortesía de la Oficina Metereológica de los EE.UU. y de la New York Power and Light Co., Albany, N.Y.)

Figura 11.13. Este pluviómetro es uno de los utilizados corrientemente en las estaciones meteorológicas. (Cortesía de la Oficina Meteorológica de los EE.UU.)

cierto período. Ahora bien, a no ser que el período sea corto, alternará mucho los resultados. Por otra parte, cantidades muy pequeñas de precipitación, del orden de los 2,5 cm, darían lugar a una capa demasiado fina para poder ser medida exactamente. Para evitar este inconveniente, así como para evitar pérdidas por evaporación, los pluviómetros de calidad tienen forma de cilindro cuya base es un embudo que conduce a un estrecho tubo (fig. 11.13). Por pequeña que sea la precipitación, alcanzará gran altura en el interior del tubo estrecho y será fácil de medir con exactitud, utilizando una escala graduada. Este pluviómetro requiere ser vaciado con frecuencia a no ser que lleve un dispositivo automático con tal fin.

La nieve se mide fundiendo una columna y reduciéndola a su equivalente en agua. De esta manera, la lluvia y la nieve pueden ser comparadas. Habitualmente, una capa de nieve de 10 cm de grueso equivale a 1 cm de lluvia, aunque esta proporción puede ser de 30 a 1 si la nieve es muy poco densa, o de 2 a 1 en nieve vieja y parcialmente fundida.

Condiciones que dan lugar a precipitación

Por lo dicho hasta ahora, queda claro que la precipitación se produce cuando el aire se eleva y se enfría adiabáticamente por debajo del punto de rocío con tal rapidez que no sólo se forman nubes sino que también se produce lluvia, nieve o granizo. Consideraremos, pues, el mecanismo que hace alcanzar grandes alturas a las masas de aire. Las tres maneras posibles son: 1) *por convección*, 2) *orográficas*, y 3) *ciclónica* o *frontal*.

La precipitación por convección procede de una *célula de convección*, que consiste simplemente en una corriente ascendente de aire más cálido, que se dirige a zonas más altas porque es más ligero que el aire circundante (fig. 11.14). La célula va acompañada de una corriente descendente de aire más frío y más denso. Supongamos que en una mañana de verano limpia y cálida el sol brilla sobre un paisaje que consista en áreas de bosque alternando con otras de campo abierto. Algunas de estas superficies, tales como el suelo desnudo, se calientan más rápidamente y transmiten energía radiante al aire situado encima. El aire situado sobre una zona más cálida se calienta más que el aire circundante y empieza a ascender, formando una columna, al igual que el aire caliente y el humo salen de una chimenea. Las corrientes verticales de este tipo son denominadas a menudo *térmicas* por los pilotos de los planeadores, que las utilizan para elevarse.

A medida que el aire asciende, se enfría adia-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 11.14. La lluvia debida a tormentas de convección puede evaporarse por el calor solar, formándose rápidamente masas de aire húmedo o inestable.

báticamente, hasta que alcanza la misma temperatura que el aire circundante y se detiene. Antes de que esto suceda, sin embargo, puede alcanzar una temperatura inferior al punto de rocío. Empieza entonces la condensación y la columna de aire ascendente aparece como un cúmulo, cuya base indica el nivel crítico en el que comienza la condensación (fig. 11.14). La parte superior de la nube, en forma de coliflor, representa la vanguardia de la columna de aire ascendente, introduciéndose en niveles cada vez más altos. Si esta columna de convección continúa desarrollándose, la nube podría continuar creciendo hasta formar un cumulonimbo del cual caería fuerte lluvia.

La descripción anterior adolece de un serio defecto: cualquier persona atenta se preguntará por qué la convección continúa con igual fuerza una vez la nube se ha hecho suficientemente grande como para dar sombra al suelo, o bien cuando ha sido arrastrada suficientemente lejos de dicha área. En realidad, el desigual calentamiento del suelo sirvió sólo como efecto desencadenador para originar un ascenso espontáneo, alimentado por la energía latente liberada por el vapor de agua que se condensa. Recuérdese que por cada gramo de agua formado por condensación son liberadas 600 calorías.

El gráfico de la figura 11.15A representa la variación de la temperatura del aire en función de la altura. Los círculos representan una masa de aire que se ve forzada a ascender de manera regular, siguiendo el mismo gradiente adiabático seco de enfriamiento que aparece en la figura 11.15. A la derecha hay una línea de trazo continuo que indica la temperatura del aire circundante que no ha sido alterado: es el gradiente geométrico vertical, igual al que aparece en la figura 7.3. Supongamos que la masa de aire se eleva desde un punto situado en las cercanías del suelo, donde su temperatura es de 32°C. Una vez la masa de aire ha ascendido hasta 600 m, su temperatura ha descendido unos 6°C y es ahora de 26°C, mientras que el aire que le rodea se ha enfriado sólo 4°C y tiene una temperatura de 28°C. La masa que se ha elevado estaría por tanto más fría que el aire ambiente a 600 m y, si ya nada la forzase a seguir subiendo, descendería de nuevo hasta el suelo. Estas condiciones son características del aire *estable*, en el que no se suelen formar células de convección, porque el aire se resistiría a elevarse.

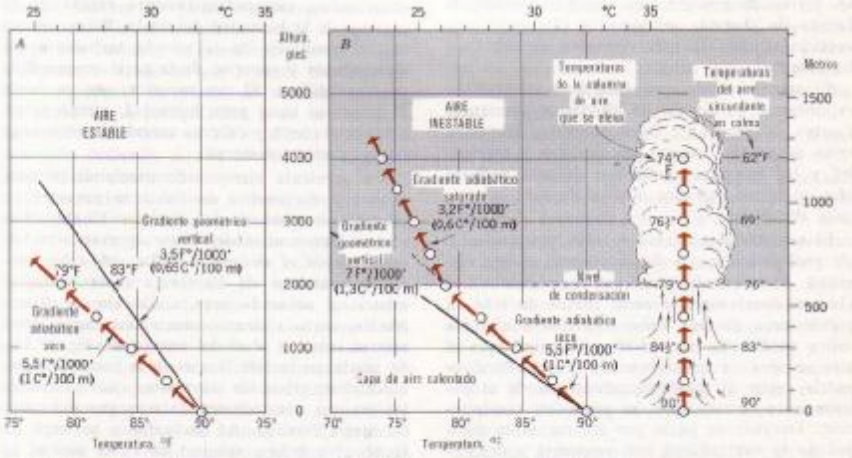


Figura 11.15. A. Subida forzosa de aire estable. B. Subida espontánea de aire inestable.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Cuando el aire próximo al suelo es calentado excesivamente por el sol, el gradiente geométrico está fuertemente aumentado (la línea continua se inclina a una pendiente menor, figura 11.15*B*). La masa de aire situada próxima al suelo empieza a elevarse espontáneamente porque es más ligera que el aire situado sobre zonas del suelo adyacentes, calentadas menos intensamente. Aunque se enfríe adiabáticamente cuando se eleva, la partícula de aire tiene a 300 m una temperatura de 29°C, todavía muy por encima de la del aire quieto que la rodea. Por consiguiente, la masa de aire es más ligera que el aire que la rodea y continúa elevándose. A 500 m se alcanza el punto de rocío y empieza la condensación. Entonces la masa de aire que se eleva se enfría según el gradiente adiabático saturado reducido de 0,6° por cada 100 m, porque el calor latente desprendido en la condensación atenúa el descenso debido a la expansión. A 900 m, la masa de aire que se eleva está todavía algunos grados más caliente que el aire circundante y, por consiguiente, prosigue su elevación espontánea.

El aire caracterizado por elevarse espontáneamente durante la condensación es inestable en sus propiedades. En este aire, la corriente ascendente tiende a aumentar en intensidad a medida que transcurre el tiempo, de una manera muy parecida a como aumenta la intensidad de una hoguera a medida que la corriente ascendente que origina va aspirando mayores cantidades de oxígeno. Evidentemente, en altitudes muy grandes, una vez la mayor parte de vapor de agua se ha condensado y ha caído en forma de precipitación, ha desaparecido la fuente de energía; entonces la célula de convección se debilita y la elevación de aire cesa finalmente.

El aire inestable, propenso a la convección espontánea en forma de lluvias y tormentas fuertes, es propio de zonas cálidas y húmedas, tales como los océanos ecuatoriales y tropicales y las tierras circundantes durante todo el año, y de las latitudes medias durante la estación veraniega.

El segundo mecanismo susceptible de producir precipitaciones se llama *orográfico*, que significa "relacionado con las montañas". Los vientos dominantes u otras masas de aire en movimiento pueden verse forzados a elevarse sobre cordilleras (fig. 11.16). A medida que el aire se eleva a barlovento de la cordillera, se enfría según el gradiente adiabático. Si el enfriamiento es suficiente, se producirá precipitación. Después de pasar por encima de la cumbre de la montaña, el aire empezará a descender por la ladera sotavento de la cordillera.

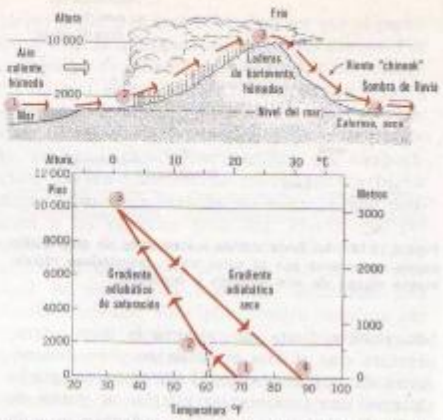


Figura 11.16. El ascenso forzado de las masas de aire oceánicas provoca lluvias intensas y desiertos de sombra de lluvia.

Entonces experimentará un calentamiento causado por el mismo proceso adiabático y, no teniendo fuente alguna de la cual recoger humedad, se hará muy seco. En la ladera de sotavento de la cordillera puede existir a menudo una faja de clima seco, denominado *sombra de lluvia*. Algunos de los desiertos más importantes del globo son de este tipo.

Los vientos *foehn* (en Europa) y *chinook* (en la parte noroeste de los Estados Unidos), cálidos y secos, que se producen a sotavento de una cadena montañosa, pueden ocasionar una evaporación extraordinariamente rápida de la nieve o de la humedad del suelo. Estos vientos son el resultado de la mezcla turbulenta del aire inferior y superior de la parte resguardada de la cordillera. El aire superior, que ya desde el principio tiene poca humedad, queda extremadamente seco y caliente cuando es arrastrado hasta niveles inferiores.

Un excelente ejemplo de precipitación orográfica y de sombra de lluvia se presenta en el extremo oeste de los Estados Unidos. Los vientos dominantes del Oeste aportan aire húmedo desde el océano Pacífico sobre las cordilleras costeras de California septentrional y central y sobre la gran alineación de Sierra Madre, cuyas cimas se alzan hasta unos 4000 metros sobre el nivel del mar (véase fig. 17.10). Se producen fuertes lluvias en la parte de estas cordilleras orientada al Oeste, que alimentan las grandes plantaciones de secuoyas del oeste de Sierra Nevada. Al deslizarse a lo largo de la abrupta ladera oriental de estas sierras, el aire debe descender hasta casi el nivel del mar,

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

e incluso por debajo de él en el Valle de la Muerte. El calentamiento adiabático así producido da lugar a una de las mayores zonas desérticas de América, que cubre una franja de California oriental y todo Nevada.

La mayor parte de lluvia orográfica es en realidad del tipo convectivo, puesto que toma la forma de chubascos intensos y tormentas de convección. Sin embargo, las tormentas están indicadas por el ascenso forzado de aire inestable al pasar por encima de la barrera de montañas.

Un tercer tipo de precipitación es la *ciclónica*. Esta cuestión no se puede explicar adecuadamente hasta que haya sido desarrollado en su totalidad el tema de las borrascas ciclónicas y de los frentes. Bastará con hacer notar aquí que en las latitudes medias y altas la mayor parte de la precipitación se produce en forma de borrascas ciclónicas, o centros de baja presión que se mueven hacia el Este, hacia los cuales converge el aire y es forzado a elevarse.

Tormentas

Una *tormenta* es una intensa borrasca local que va asociada a un cumulonimbo grande y denso en el que hay corrientes de aire ascendentes muy fuertes (fig. 11.9*H*). La tormenta va acompañada normalmente de truenos y relámpagos y la lluvia es fuerte, a menudo extremadamente intensa, durante un período corto. Al comienzo de la tormenta pueden producirse violentos vientos en superficie. Una tormenta no es un tipo de borrasca ciclónica de las que se describen en el capítulo 12, porque no existe ningún sistema de vientos convergentes hacia su centro. Por el contrario, puede describirse como una borrasca de convección, porque esencialmente se trata de una potente corriente de aire ascendente en busca de mayores alturas. La causa de la precipitación y de la elevación espontánea del aire se ha explicado ya en el apartado dedicado al aire inestable y la precipitación de convección.

El crecimiento de una tormenta se ha estudiado mediante el empleo conjunto de aviones, de estaciones meteorológicas de superficie, de estaciones de radiosonda y de radar de onda larga. La mayor parte de las tormentas constan de varias células, cada una de las cuales corresponde a una corriente de aire ascendente, que va generalmente asociada a otra de aire descendente. Las distintas células pasan por un ciclo como el que aparece en la figura 11.17, y una tormenta puede estar formada por células en diversos estadios de formación. El primero es la *fase de cúmulo*, durante la cual la célula es una simple corriente de aire ascendente en cuya parte alta se origina una nube que se eleva gradualmente. La corriente ascendente tiende a absorber aire de su alrededor a medida que se eleva. En la *fase madura*, la lluvia ha creado una corriente de aire descendente a causa del impulso que por rozamiento ejerce sobre el aire. Este aire, que alcanza el suelo y se extiende sobre él, es fresco. Cuando llega al suelo, la corriente de aire descendente produce fuertes rachas de viento que se observan normalmente antes o durante el comienzo de la lluvia.

La *fase de disipación* de la célula tormentosa se alcanza después de que la corriente de aire descendente se ha extendido por los niveles inferiores de la célula y ha cesado la corriente de aire ascendente. Entonces la parte superior de la nube ha adoptado forma de hongo o yunque y continúa extendiéndose, formando una capa de cirrostratos o altostratos. En una tormenta grande y compleja, se están formando nuevas células mientras otras se disipan, con lo que la tormenta se mantiene en constante actividad a medida que es arrastrada por el movimiento local del aire.

La corriente ascendente principal o chimenea, de una célula tormentosa puede ser sorprendentemente intensa. El hecho de que el granizo de 8 cm de diámetro requiera corrientes ascendentes de 200 km/h para sostenerse mientras se está formando, da una idea acerca de su intensidad. Las corrientes ascendentes de 110 km/h no son raras en el estado maduro de la tormenta. En general, para que haya una tormenta debe haber aire caliente, porque sólo éste puede contener grandes cantidades de vapor de agua. Las tormentas son más frecuentes en latitudes bajas y están virtualmente ausentes de las regiones polares. En las latitudes medias, las tormentas son más comunes durante el verano.

Las tormentas pueden clasificarse en diversos tipos, según el mecanismo o la causa de la elevación inicial de la columna de aire que ocasiona su formación espontánea. Un tipo común es la *tormenta térmica* o *de masa de aire*, que es producida por la convección térmica ocasionada por el calentamiento del suelo y de la capa inferior del aire por el sol. La figura 11.14 ilustra este proceso. Las tormentas de este tipo están a menudo muy dispersas sobre una vasta región cubierta de aire cálido y húmedo. Es típico que se produzcan avanzada la tarde, porque la temperatura del aire en las cercanías del suelo alcanza su valor máximo a esas horas.

En las *tormentas orográficas*, el aire se ve forzado a elevarse por encima de una barrera

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

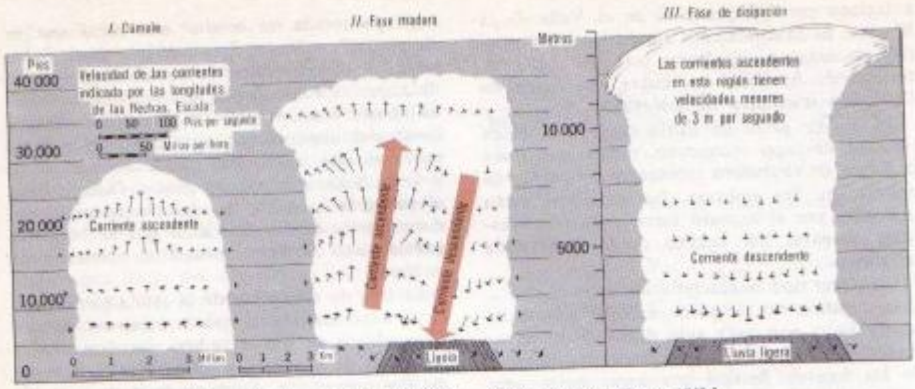


Figura 11.17. Fases del desarrollo de una célula tormentosa. (Según Horace R. Byers, 1949.)

de montañas, tal como aparece en la figura 11.16. Si el aire es cálido y húmedo, con características de inestabilidad, se transforma rápidamente en fuertes lluvias y tormentas. Pertenecen a este tipo la mayor parte de las lluvias monzónicas torrenciales de las cordilleras asiáticas y del este de la India. Por ejemplo, Cherrapunji, estación situada en una ladera montañosa y orientada hacia la corriente de aire monzónica de verano, registra en promedio 1082 cm de lluvia cada año. En el árido suroeste de los Estados Unidos, las cadenas montañosas aisladas y las altas mesetas reciben abundante lluvia en verano en forma de tormentas inducidas orográficamente. En ellas crecen ricos bosques, mientras que las zonas bajas que las rodean son desiertos estériles o de vegetación muy aislada.

Existen aún otros tipos de tormentas producidos por la elevación forzada de una capa de aire caliente sobre una capa de aire frío. Estas tormentas, que pueden ser definidas como *tormentas frontales*, se explicarán en el capítulo siguiente.

Distribución mundial de las lluvias

En la lámina I (mapa plegado del final del libro), está representado el promedio anual de lluvia en la tierra. Se han trazado líneas, denominadas isoyetas, que unen los lugares que tienen el mismo promedio anual de lluvia. Este mapa indica cómo se aplican los principios de pricipitación a las distintas regiones del mundo.

La lluvia es muy abundante, superior a los 200 cm, en la zona ecuatorial, donde las altas temperaturas y las grandes extensiones oceánicas proporcionan grandes cantidades de vapor de agua y las condiciones atmosféricas son generalmente inestables. Casi la totalidad de esta lluvia es de origen convectivo, aunque la presencia de los cinturones montañosos añade localmente el efecto orográfico. La lluvia es muy débil sobre los cinturones, o centros, subtropicales de altas presiones, debido a la general existencia de aire en descenso que se ha calentado adiabáticamente y por ello se ha hecho extremadamente seco. Los desiertos de África del Norte, Arabia e Irán están situados dentro de esta zona, así como también los de Australia, África del Sur y la costa occidental de América del Sur. Esta zona de aridez se extiende en dirección al ecuador hasta el cinturón de vientos alisios.

No hay que considerar los vientos alisios como vientos necesariamente secos. Donde soplan procedentes del océano sobre un cinturón costero de colinas o montañas, se origina una precipitación orográfica bastante fuerte. Un buen ejemplo de esto lo constituye América central; otro ejemplo es Madagascar: En ambos lugares, las costas del Este u orientadas hacia el viento reciben más de 200 cm de precipitación al año.

Al Este de los anticiclones subtropicales oceánicos se encuentran los cinturones costeros secos, tales como la costa del Perú en América del Sur y el desierto de Kalahari en el suroeste de África. En ellas el aire desciende en bloque desde la parte superior y se calienta adiabáticamente. En el capítulo 15 se da una explicación más detallada de los desiertos costeros del Oeste.

Los vientos monzónicos de Asia controlan en gran parte la lluvia del Sureste del continente. En verano, el flujo de aire tropical húmedo procedente del océano Índico y del oeste

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

del Pacífico se encuentra con diversas cadenas montañosas y produce fuertes precipitaciones orográficas. Esto aparece ilustrado en forma clarísima por las estrechas fajas que tienen precipitación superior a 200 cm y que coinciden con el Himalaya en el Norte de la India y con sus extensiones hacia Birmania y Malasia, y con el elevado borde occidental de la meseta del Decán, a lo largo de la costa Oeste de la península de la India. Las ásperas cadenas montañosas de Insulindia reciben precipitación orográfica asociada a los dos sistemas de vientos monzónicos que soplan entre Australia y Asia.

La precipitación en las latitudes medias ilustra claramente el efecto de los vientos dominantes del Oeste. Las costas occidentales de los continentes comprendidas entre las latitudes de 35° y 60° aparecen como estrechas fajas de intensa precipitación. Las más notables son la costa de la Columbia Británica y del sureste de Alaska en el hemisferio norte y la costa de Patagonia en el extremo meridional de América del Sur. En esas regiones, la copiosa precipitación orográfica es inducida por las cadenas costeras que fuerzan la elevación del aire húmedo procedente del océano Pacífico. Este efecto es menos notable en la costa atlántica de Europa y en las islas Británicas, en las que el relieve es menor, pero que no por ello deja de ser claramente evidente. Nótese también que Nueva Zelanda, situada al sur de los 40° de lat. S, tiene una marcada zona de precipitación extendida de Oeste a Este.

Los desiertos cuya causa es la sombra de lluvia se desarrollan en el cinturón de vientos del Oeste, en la parte resguardada de las cadenas costeras. La mejor ilustración de esto la constituye la gran cuenca desértica de Nevada, que ya ha sido citada como un ejemplo del principio de la formación de sombras de lluvia. Existe una relación semejante en la parte más meridional de América del Sur, pero no está tan bien desarrollada. Incluso la península Ibérica presenta una semiaridez en su mitad oriental, en comparación con la húmeda costa del Oeste. El vasto continente de Eurasia presenta una aridez que aumenta generalmente de Oeste a Este. No sólo el aire húmedo del Atlántico se seca a medida que se traslada hacia el Este, sino que también la mayor parte del aire tropical húmedo procedente del océano Índico queda bloqueado por las barreras montañosas del Sur.

Tanto la parte oriental de los Estados Unidos como la de Asia, incluyendo gran parte de China, Japón, Corea y Manchuria, son húmedas, aún cuando estén situadas en la parte Este, o de sotavento, de los continentes. Esto se explica por el predominio de las masas de aire húmedo que se mueven hacia el Norte desde los océanos subtropicales durante los meses de verano como parte de la circulación monzónica.

En las regiones árticas, la precipitación es muy escasa en cuanto al valor en centímetros del total anual, tal como claramente indica el mapa. Allí la atmósfera tiene temperaturas generalmente bajas, por lo que no contiene grandes cantidades de vapor de agua que puedan producir precipitación. Al mismo tiempo, las temperaturas bajas reducen la evaporación de tal manera que hay generalmente humedad en el suelo y agua superficial en verano y nieve y hielo durante el invierno.

Cuestionario de repaso

1. ¿En qué aspectos es importante la presencia del vapor de agua en el aire por lo que se refiere al tiempo y al clima? ¿Qué es calor latente? ¿Cuáles son las fuentes principales de humedad atmosférica?

2. Definir la humedad relativa. ¿Cuál es el efecto de un cambio de temperatura del aire sobre la humedad relativa? ¿Qué es la temperatura del punto de rocío? Explíquese el fenómeno de la condensación del vapor de agua.

3. Definir *humedad absoluta, humedad específica* y *presión de vapor*. ¿Cómo varía la humedad con la latitud sobre el globo?

4. ¿Cómo se mide la humedad del aire? Explicar el principio del psicrómetro. Explicar el uso del índice de temperatura-humedad.

5. Explicar el proceso por el que tiene lugar la precipitación como resultado de la elevación de una masa de aire. ¿Qué es el gradiente adiabático? ¿En qué se diferencia del gradiente geométrico normal?

6. ¿De qué están compuestas las nubes? ¿Cómo se clasifican? Nombrar los tipos corrientes de nubes, dando sus variaciones de altura y describiendo sus formas. ¿Qué son nubes estratiformes? ¿Y nubes cumuliformes?

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

7. Nombrar y describir las diversas formas de precipitación. ¿Es la escarcha una forma de precipitación? ¿Cómo se forma el granizo?

8. ¿En qué unidades se mide la lluvia? Describir un pluviómetro. ¿Cómo se mide la nieve caída? ¿Qué relación existe entre 1 cm de lluvia y 1 cm de nieve respecto a cantidad de agua?

9. ¿Cuáles son las tres maneras en que puede producirse precipitación en gran escala? Describir cómo actúa una columna de convección para producir lluvia. ¿Qué es lo que mantiene activa la corriente de aire ascendente durante una tormenta de convección? ¿Qué es una masa de aire inestable?

10. Explicar cómo se produce la precipitación orográfica. ¿Por qué existe a menudo una zona seca, o sombra de lluvia, en la parte protegida de una cadena de montañas? El aire que ha alcanzado una zona de sombra, ¿está normalmente más cálido o más frío de lo que estaba a la misma altura sobre la zona costera de la que proviene? Explicar.

11. Describir las condiciones meteorológicas internas de una tormenta. ¿Qué tamaño y altura alcanzan normalmente estas tormentas? ¿Cómo se forma el granizo en una tormenta? ¿Qué es lo que mantiene una tormenta en actividad? ¿Cuál es la fuente de energía?

12. Explicar los tres tipos comunes de tormentas. ¿Qué puede decirse acerca de la hora del día y de las regiones geográficas en que se producen cada uno de ellos?

13. ¿Cómo puede representarse en un mapa la distribución de lluvias? Resumir brevemente la distribución anual de lluvias sobre el globo, utilizando los cinturones de viento y presión como base de la discusión. ¿Cuáles son las regiones de situación más favorables para fuertes lluvias? ¿Cómo son los totales anuales de precipitación en las regiones árticas, comparados con los de las regiones ecuatoriales y tropicales?

Ejercicios

1. Una masa de aire que se eleva tiene una temperatura de 18°C a 300 m de altura. Si la temperatura del aire desciende según el gradiente adiabático seco, ¿cuál será a 1200 m? Suponiendo que este aire tenga un punto de rocío de 2°C, ¿a qué nivel se iniciará la condensación? Remitirse a la figura 11.7 como guía.

2. El pequeño recuadro del ángulo superior derecho de la figura 11.16 representa los cambios de temperatura del aire que acompañan al paso de una masa de aire sobre una cadena montañosa y a su descenso por el otro lado. Construir un gráfico de tamaño grande de este tipo, que represente lo que ocurre durante la sucesión siguiente de condiciones variables.

El aire a 29°C a nivel del mar se eleva siguiendo las pendientes de las montañas; alcanza la temperatura de rocío de 5,5°C; comienza la condensación. El aire continúa elevándose (según el gradiente adiabático húmedo) hasta que, en la cima, la temperatura ha descendido hasta 1,7°C. El aire desciende la ladera de sotavento de la cordillera hasta alcanzar el fondo de una cuenca interior, de 150 m de altura. (Desciende según el gradiente adiabático seco.)

a) ¿A qué altura se alcanzó el punto de rocío? *b*) ¿Cuál era la altura de la cima de la cordillera? *c*) ¿Cuál era la temperatura del aire al alcanzar éste el fondo de la cuenca interior? *d*) Comparar las humedades del aire al principio y al final de esta serie de cambios. *e*) Suponer que se forzase el aire a pasar sobre otra cadena de montañas de la misma altura y situada más al interior. ¿Se producirá de nuevo la misma serie de cambios? Explicar.

3. Durante una tormenta torrencial de verano, un pluviómetro de registro automático indicó que la lluvia caída a intervalos de 5 minutos era la que se da a continuación. El primer período empezó a las 3,40 de la tarde.

a) Representar estos datos mediante un diagrama de barras sencillo. Cada barra, de izquierda a derecha, representará un período de cinco minutos. La altura de cada barra será proporcional a la cantidad de lluvia, utilizando una escala de 1 cm del gráfico igual a 1 mm de lluvia. *b*) ¿Cuál es, en milímetros, la cantidad total de lluvia caída durante la tormenta? *c*) La lluvia más intensa ¿corresponde al período inicial o al final de la tormenta? *d*) ¿Cuánto duró el período de precipitación? Este ejercicio ilustra el estallido típico de una tormenta móvil.

4. El mapa adjunto de la región inferior del valle del Ohio indica la precipitación total caída durante una borrasca de cuatro días en octubre. Se han trazado líneas que unen las estaciones que registraron la misma cantidad de lluvia. Las líneas de este tipo, denominadas *isoyetas*, se trazan igual que las isobaras, las isotermas o los contornos topográficos. Completar las isotermas de este mapa trazándolas sobre una hoja de papel de calcar colocada sobre el mapa. Indicar las líneas de 125 y 250 mm. (Basado en datos de D. W. Mead.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

que proviene?

eorológicas in-
maño y altura
nas? ¿Cómo se
¿Qué es lo que
d? ¿Cuál es la

es de tormen-
la hora del día
e se producen

n un mapa la
brevemente la
el globo, utili-
presión como
las regiones de
iertes lluvias?
precipitación en
con los de las

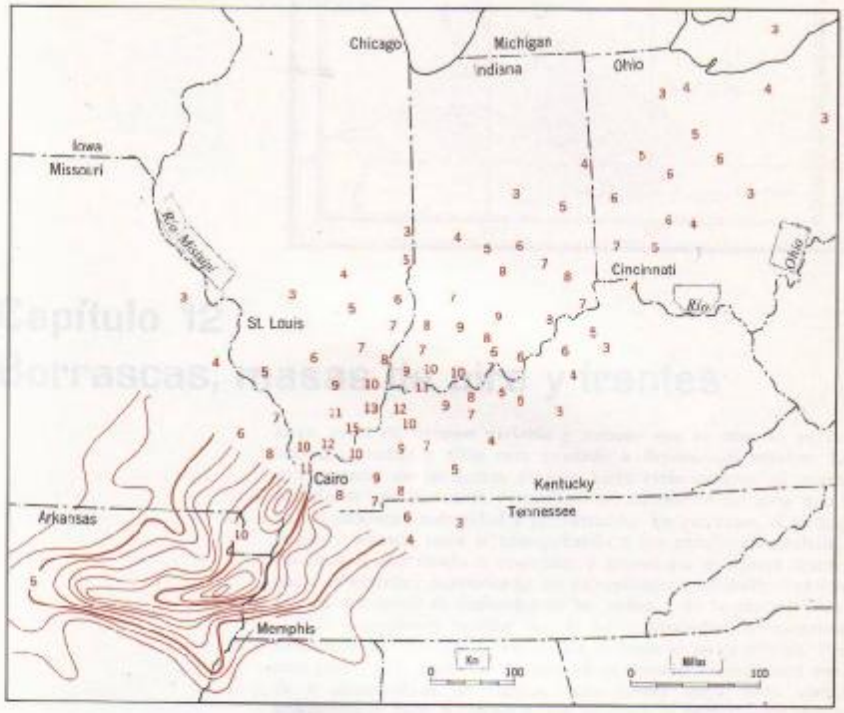
erior. ¿Se pro-
cambios? Ex-

de verano, un
indicó que la
ios era la que
iodo empezó a

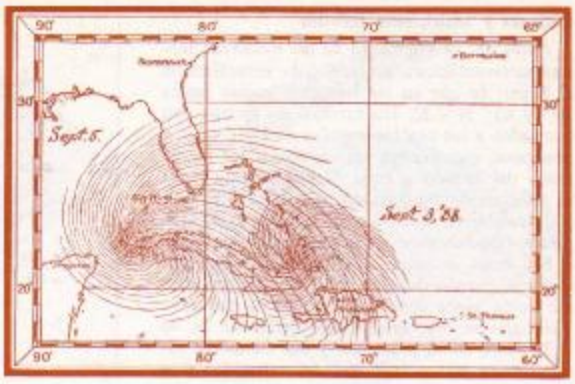
ste un diagra-
de izquierda a
de cinco minu-
proporcional a
una escala de
luvia. *b*) ¿Cuál
de lluvia caída
ás intensa ¿co-
inal de la tor-
de precipita-
llido típico de

erior del valle
otal caída du-
en octubre. Se
estaciones que
uvia. Las líneas
se trazan igual
contornos to-
de este mapa
de calcar co-
ineas de 125 y
W. Mead.)

Periodo de 5 minutos	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Precipitacion, mm	5,6	7,6	10,6	2,3	1,0	0,5	0,2	0,2	0,00



PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



Capítulo 12
Borrascas, masas de aire y frentes

Gran parte del tiempo variable y nuboso que se observa en las latitudes medias y altas está asociado a depresiones móviles. La convergencia de las masas de aire hacia estos centros va acompañada de una elevación y enfriamiento adiabático del aire, que a su vez producen nubosidad y precipitación. En contraste, el tiempo bueno y soleado suele ir acompañando a los anticiclones móviles. En ellos el aire tiende a descender y extenderse al mismo tiempo hacia el exterior, ocasionando un calentamiento adiabático, proceso que entorpece el desarrollo de las nubes y de la precipitación.

Las depresiones pueden ser de poca intensidad, ocasionando solamente un período de nubosidad y lluvia o nieve débiles. Por otra parte, si el gradiente de presión es elevado, la depresión puede ir acompañada de vientos, cuya fuerza varía entre viento bonancible y duro o temporal. En tal caso, la perturbación puede llamarse *borrasca ciclónica*.

Las depresiones móviles se clasifican en tres grupos generales: 1) las *depresiones de las latitudes medias* (o *depresiones extratropicales*) son típicas de las latitudes medias y altas. Su intensidad varía entre una débil perturbación y una intensa borrasca. 2) El *ciclón tropical* se encuentra sobre las zonas oceánicas de las latitudes bajas. Varía desde una ligera perturbación hasta el *huracán* o *tifón*, de terribles efectos destructivos. 3) El *tornado*, aunque es una depresión de extensión muy pequeña, es un intenso vórtice ciclónico de vientos enormemente fuertes. Su escala de magnitud es mucho menor que la de los otros tipos de depresiones y debe ser considerado aparte.

La tormenta, descrita ya en el capítulo 11, es una perturbación localizada, asociada a un gran cumulonimbo, en el que se produce por convección un rápido ascenso de aire. Carece del movimiento en espiral que caracteriza a los vientos ciclónicos. A veces se producen numerosas tormentas dentro de un solo núcleo ciclónico y ocasionalmente se desarrollan simultáneamente tornados dentro de las tormentas.

Un huracán de las Antillas, 1888. (Everett Hayden, «The Law of Storms», **National Geographic Magazine**, vol. 2, núm. 3.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Ciclones y anticiclones móviles

Antes del advenimiento de las modernas teorías meteorológicas, era conocido generalmente el hecho de que en las latitudes medias (entre 35° y 65° N y S), los cambios de tiempo van asociados a los centros móviles de altas y bajas presiones, que pueden ser representados en un mapa del tiempo y cuyo desplazamiento hacia el Este puede ser seguido día a día (fig. 1.1). La descripción que damos a continuación se aplica especialmente a los Estados Unidos.

Las *bajas*, o ciclones, están constituidos por isobaras concéntricas, en forma de elipse, cuyo eje suele tener dirección Noreste a Suroeste. Las bajas se desplazan a una velocidad de 40 ó 50 km/h como promedio, y sus diámetros oscilan entre 800 y 1600 km. La nubosidad y la precipitación están generalmente localizadas en la mitad Este o Sureste, y la parte Noroeste es generalmente una zona de tiempo despejado.

Entre bajas sucesivas se producen los anticiclones, o simplemente *altas*, que aportan tiempo fresco y bueno, con aire marcadamente más seco que en las bajas. En los Estados Unidos, las altas penetran generalmente desde el Norte, mientras que las bajas se desarrollan más corrientemente en las zonas del Sur y se mueven hacia el Noreste, aunque hay muchas excepciones.

Con la ayuda de los mapas diarios del tiempo, en los que aparecen las posiciones de las altas y las bajas, los meteorólogos experimentados realizaban con gran acierto la predicción del tiempo gracias a un conocimiento de los hábitos de las bajas adquirido como resultado de haber pasado muchos años observando su comportamiento. Se sabía que las bajas siguen ciertos rumbos con bastante regularidad; así, por ejemplo, se mueven a lo largo del valle del San Lorenzo.

Teoría ondulatoria de los ciclones

El simple análisis del tiempo que se ha puesto de relieve anteriormente deja por explicar muchos puntos sorprendentes. Durante la Primera Guerra Mundial, un meteorólogo noruego, J. Bjerknes, formuló una nueva teoría para explicar los ciclones y anticiclones extratropicales móviles. En las latitudes medias existe una línea de contacto entre el aire frío de origen ártico o polar y el aire cálido de origen subtropical. Esta línea de contacto se conoce con el nombre de *frente polar* (fig. 12.1). A cualquier porción grande de la atmósfera inferior de temperatura y humedad constantes se le dio el nombre de *masa de aire*. Podemos decir que un frente separa dos masas de aire de propiedades distintas.

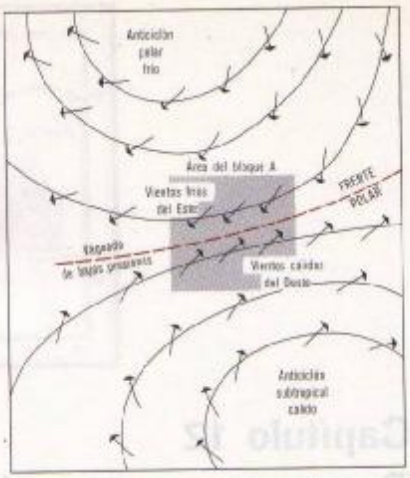


Figura 12.1. La vaguada situada entre dos zonas de alta presión es una región apropiada para el desarrollo de una depresión ondulatoria.

El término *frente* que empleó Bjerknes era especialmente apropiado a causa de la semejanza de éstos con los frentes de lucha del oeste de Europa, cuya actividad en aquellos momentos era muy grande. Al igual que los grandes ejércitos se enfrentaban a lo largo de un frente marcadamente definido que adelantaba y retrocedía, las masas de aire polar se enfrentaban con el aire cálido y húmedo procedente de las regiones subtropicales. En lugar de mezclarse libremente, estas masas de aire distintas permanecen claramente definidas, pero interaccionan a lo largo del frente polar en grandes vórtices, cuya estructura no difiere mucho de la forma de una ola oceánica observada en sección transversal.

Los distintos bloques de la figura 12.2 ilustran las diversas fases de la vida de un ciclón extratropical (o sea, de latitudes medias). Originalmente, el frente polar consiste simplemente en una suave línea de separación, a lo largo de la cual se mueven en dirección opuesta dos masas de aire de características distintas, tal como se muestra en la figura 12.1. En el bloque *A* de la figura 12.2 puede observarse que se empieza a formar en el frente polar una *onda*. El aire frío se desvía en dirección Sur y el cálido en dirección Norte, como si cada uno de ellos penetrase en el territorio del otro. La situación es muy semejante a la de dos individuos que penetran en una puerta giratoria des-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

dos zonas de
ra el desarrollo

Bjerknes era
de la seme-
de lucha del
en aquellos
igual que los
a lo largo de
que adelan-
aire polar se
húmedo pro-
ales. En lugar
masas de aire
definidas, pero
nte polar en
ra no difiere
ceánica obser-

gura 12.2 ilus-
de un ciclón
medias). Ori-
te simplemen-
ión, a lo largo
n opuesta dos
distintas, tal
2.1. En el blo-
observarse que
nte polar una
dirección Sur y
no si cada uno
io del otro. La
de dos indivi-
a giratoria des-

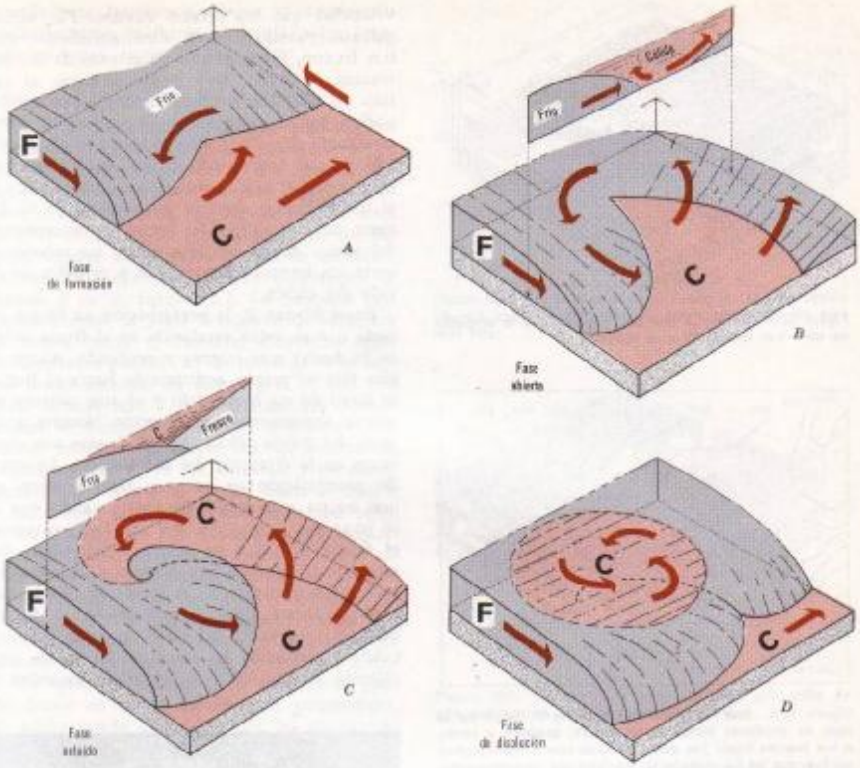


Figura 12.2. El desarrollo de una borrasca de las latitudes medias aparece representado aquí en cuatro fases.

de dos lados distintos. Girando sobre su eje, la puerta permite que cada individuo penetre en el dominio del otro. Es necesario ahora dejar por un momento la consideración de los diagramas de la figura 12.2 para estudiar lo que ocurre cuando el aire frío se traslada a una zona de aire caliente o viceversa.

Frentes cálidos y frentes fríos

En la figura 12.3 se muestra la estructura de una zona frontal de contacto en la que el aire frío está invadiendo la zona del aire caliente. Un frente de este tipo se denomina *frente frío*. La masa de aire frío, por ser más pesada, permanece en contacto con el suelo y fuerza a la masa de aire más cálido a elevarse por encima de ella. En la figura se ha exagerado enormemente la pendiente de la superficie del frente frío, pues en realidad es del orden de 1 a 40 hasta de 1 a 80 (lo que significa que la pendiente se eleva 1 m verticalmente por cada 80 m de distancia horizontal). Los frentes fríos van asociados a fuertes perturbaciones atmosféricas, pues el aire caliente que se eleva de esta manera da origen con frecuencia a violentas tormentas. Cuando estas tormentas se producen a lo largo de una línea que está bastante adelantada con respecto al frente frío, se origina una *línea de turbonada* (figura 12.4). Estas líneas de tormentas pueden verse en la pantalla de radar (fig. 12.5).

La figura 12.6 muestra un *frente cálido*, en el que el aire caliente está penetrando en una región de aire más frío. También en este caso la

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

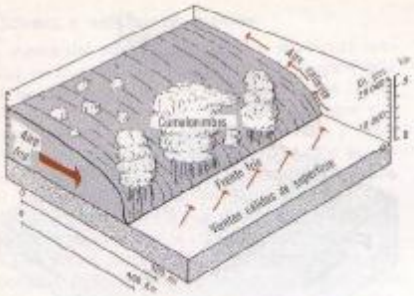


Figura 12.3. Un frente frío está formado por la irrupción de aire frío debajo de aire caliente.

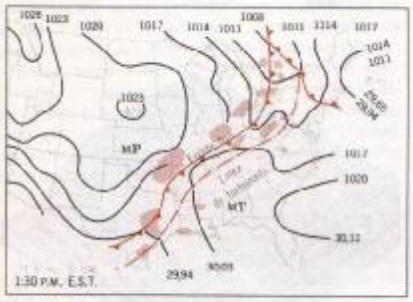


Figura 12.4. Una línea de turbonada, a lo largo de la cual se producen violentas tormentas, precede a veces a los frentes fríos. Las zonas oscuras representan puntos en los que se ha registrado precipitación recientemente. (Según el mapa diario del tiempo de la Oficina Meteorológica de los EE.UU.)

masa de aire frío permanece en contacto con el suelo, mientras que la masa de aire caliente se ve forzada a elevarse como si ascendiese por una larga rampa. Las pendientes de los frentes cálidos son menos pronunciadas que las de los frentes fríos, oscilando entre 1 a 80 y 1 a 200. Además, los frentes cálidos van generalmente acompañados de condiciones atmosféricas estables y carecen de los movimientos turbulentos del aire que tienen lugar en los frentes fríos. Resulta evidente que, si el aire cálido es inestable se formarán células de convección y que se producirán fuertes chubascos y tormentas. Así pues, podemos añadir a los distintos tipos de tormentas que se han descrito en el capítulo 11 las producidas por los frentes cálidos y fríos.

Los frentes fríos se mueven generalmente a lo largo de la superficie terrestre con mayor velocidad que los frentes cálidos. Por consiguiente, cuando existen simultáneamente ambos frentes, como ocurre en el caso de las borrascas, el frente frío puede alcanzar al cálido. Se produce entonces una curiosa combinación que se conoce con el nombre de *frente ocluido* (fig. 12.7). El aire más frío del frente frío, que se mueve con mayor rapidez, permanece junto al suelo, obligando al aire cálido y al menos frío a elevarse por encima de él. La masa de aire cálido se separa completamente del suelo. Ahora introduciremos las relaciones entre los frentes fríos, cálidos y ocluidos en la vida del ciclón.

En el bloque *B*, la perturbación en forma de onda que se había producido en el frente polar se ha hecho más intensa y profunda. Ahora el aire frío se mueve activamente hacia el Sur a lo largo de un frente frío y el aire caliente se mueve activamente en dirección Noreste a lo largo del frente cálido. Ambos frentes son convexos en la dirección del movimiento. La zona de precipitación es ya considerable, pero es más ancha a lo largo del frente cálido que a lo largo del frente frío. En una fase posterior, el frente frío, que se mueve rápidamente, ha reducido la zona de aire caliente a un estrecho sector. En el bloque *C*, el frente frío ha alcanzado al frente cálido, produciendo un frente ocluido, separando del suelo la masa de aire cálido y aislándola del resto de la zona de aire caliente. Así se corta la fuente de humedad y

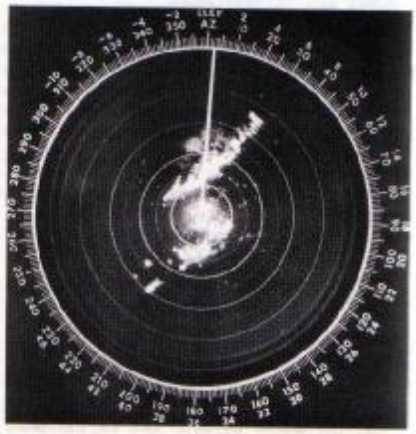


Figura 12.5. Fotografía de una pantalla de radar sobre la cual las líneas de tormentas aparecen como manchas claras. Las circunferencias más marcadas están separadas entre sí 50 millas náuticas (80 km). (Cortesía de la Oficina Meteorológica de los EE.UU.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

energía y la borrasca ciclónica va amainando paulatinamente, mientras el frente polar recupera su forma original (bloque *D*).

Bajas en el mapa diario del tiempo

En la figura pueden apreciarse más detalles y características de un ciclón ondulatorio. En ella aparecen representados dos mapas del tiempo. Corresponden, con sólo ligeros cambios, a los mapas de los días 4 y 5 de abril de 1945 de la Oficina Meteorológica de los Estados Unidos. En el mapa *A* aparece un ciclón en una fase aproximadamente equivalente al bloque *B* de la figura 12.2. La borrasca está centrada sobre la parte occidental de Illinois y se mueve hacia el Noreste. Conviene notar los siguientes puntos: *a*) las isobaras de la baja son líneas cerradas de forma oval. *b*) Las isobaras forman una V muy pronunciada cuando cruzan el frente frío. *c*) Las direcciones del viento, indicadas mediante flechas, forman un ángulo constante con las isobaras, y su distribución tiene forma de espiral hacia el centro y en sentido contrario a las agujas del reloj. *d*) En el sector de aire caliente el aire tropical fluye hacia el Norte, en dirección al frente cálido. *e*) El paso del frente frío va acompañado de un cambio repentino en la dirección del viento, tal como aparece indicado por las distintas direcciones del viento en las estaciones situadas en las cercanías del frente, pero a distintos lados del mismo. *f*) Se produce al paso del frente un fuerte descenso de temperatura, tal como puede apreciarse por las diferencias entre las temperaturas registradas a ambos lados del mismo. *g*) La precipitación representada por el color sepia, se encuentra sobre una amplia zona próxima al frente cálido y en la parte central del ciclón, pero se extiende hacia el Sur en forma de banda delgada a lo largo del frente frío. *h*) La nubosidad, representada por el distinto ennegrecimiento de los círculos correspondientes a las estaciones meteorológicas, es mayor en el sector cálido y en la parte Noreste del ciclón, mientras que en la parte occidental del cielo está casi completamente despejado. *i*) La baja va seguida al Oeste por una alta (anticiclón) en la que prevalecen las bajas temperaturas y los cielos despejados. *j*) La isoterma de 32°F (0°C) cruza diagonalmente el ciclón de Noreste a Suroeste, lo que indica que la parte Sureste es más cálida que la parte Noroeste.

Un corte vertical del mapa *A* realizado a través de la línea *AA'* indica la relación existente entre los frentes y las nubes. A lo largo del frente cálido existe una amplia zona de nubes estratiformes, en forma de cuña con una ligera capa de cirros en su parte anterior. Hacia el Este estos cirros aumentan de espesor, formando primero altostratos, luego estratos y convirtiéndose finalmente en nimbostratos, de los que cae regularmente la lluvia. Dentro del sector cálido, el cielo puede presentar claros con algunos cúmulos dispersos. A lo largo del frente frío se producen violentas tormentas que van acompañadas de fuertes lluvias, pero se trata solamente de una estrecha faja, que pasa rápidamente.

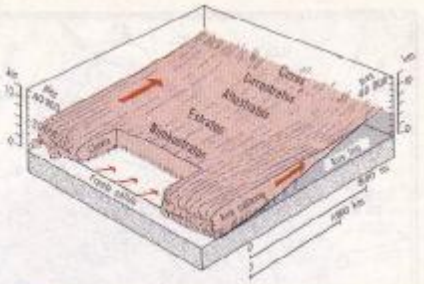


Figura 12.6. Un frente cálido se forma por la penetración de una cuña de aire caliente sobre una masa de aire más frío.

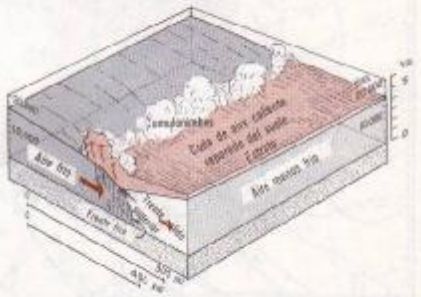


Figura 12.7. En un frente cálido ocluido, una cuña de aire caliente ha sido separada del suelo.

El segundo mapa del tiempo, el mapa *B*, muestra las condiciones reinantes 24 horas más tarde. El ciclón se ha desplazado hacia el Noreste, penetrando en Canadá. Su recorrido está indicado por la línea rotulada *trayectoria de la borrasca*. El centro se ha desplazado unos 1300 km en 24 horas, o sea, unos 55 km por hora. El ciclón se ha ocluido. Los distintos frentes cálido y frío de la parte central de la perturbación han sido reemplazados por un frente ocluido. La zona de alta presión, es decir, la lengua de aire polar frío, se ha despla-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

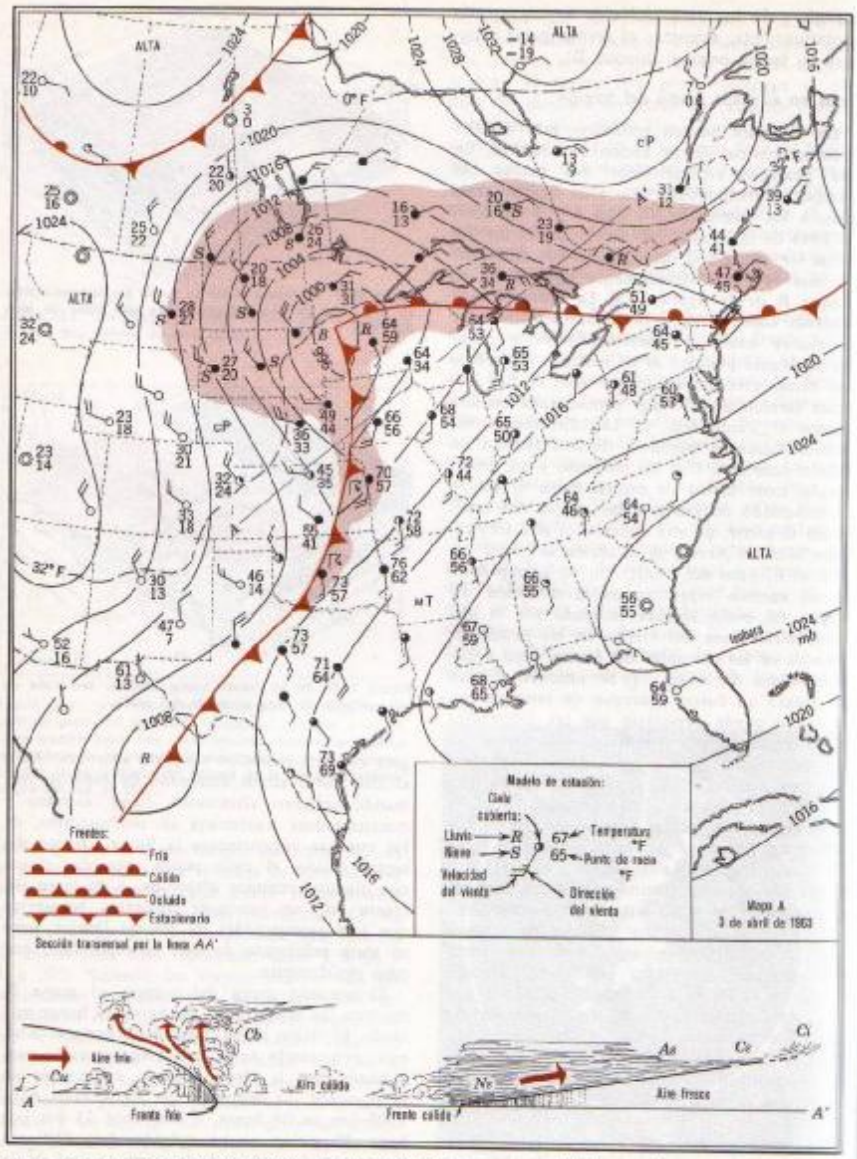
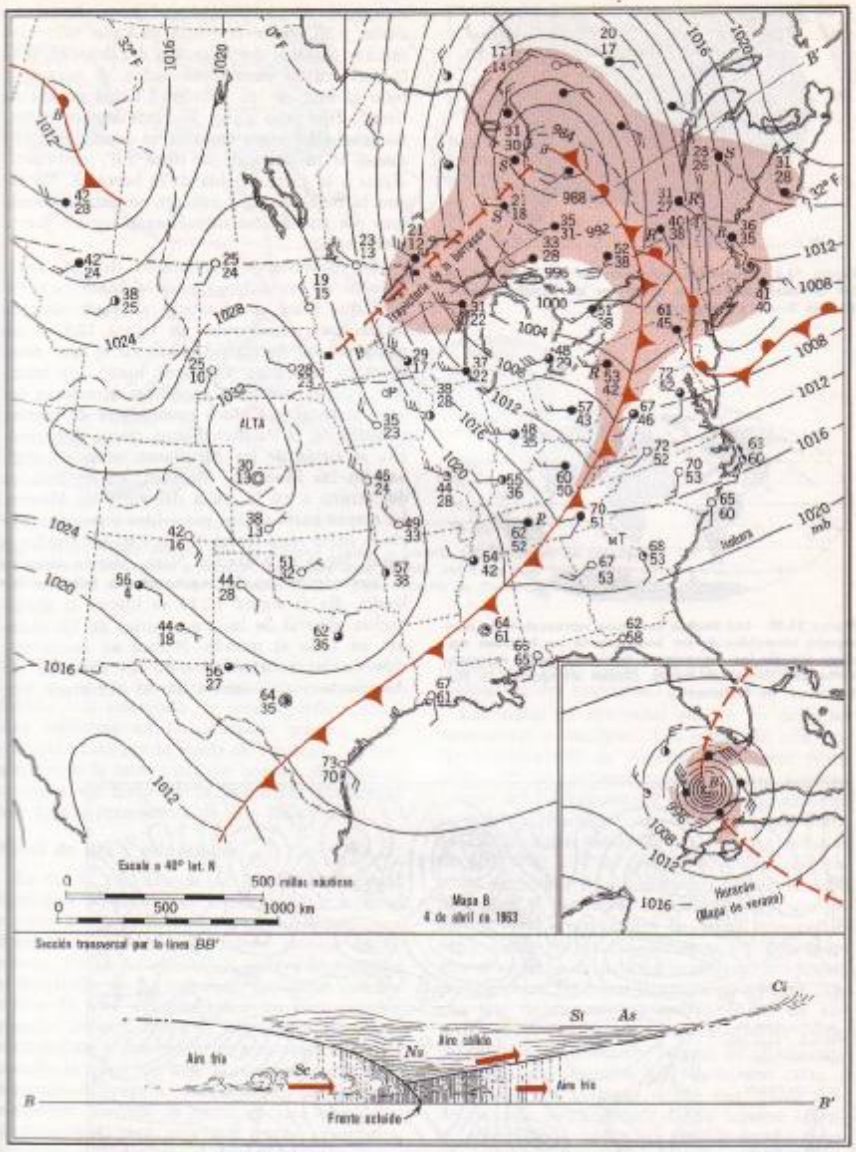


Figura 12.8. Una depresión de latitudes medias representada en mapas del tiempo de superficie para días sucesivos. Las presiones se dan en milibares; las temperaturas, en

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



grados Fahrenheit. Las áreas en las que hay precipitaciones están en color. Véase la figura 9.13 para la explicación de los símbolos de vientos.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 12.9. Recorridos corrientes de las borrascas de las latitudes medias que pasan por los Estados Unidos. (Según Bowie y Weightman.)

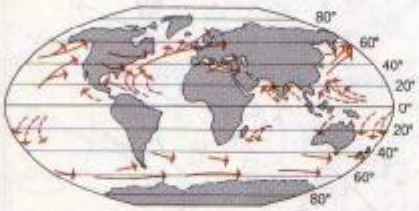


Figura 12.10. Las flechas continuas representan los principales recorridos de las borrascas de las latitudes medias; los de las depresiones tropicales están representados por flechas de trazos. (Según Introduction to Meteorology, de Pettersen.)

zado hacia la parte occidental y meridional del ciclón y el frente frío está pasando sobre los estados costeros del Este. Un día después, toda la borrasca se encontrará sobre el océano, y todo el este de los Estados Unidos gozará de tiempo frío pero claro. El corte vertical situado debajo del mapa muestra las condiciones reinantes a lo largo de la línea *BB'*, correspondiente a la parte ocluida de la borrasca. Nótese que la masa de aire caliente se está elevando muy por encima del suelo, dando lugar a fuerte precipitación.

Una observación prolongada de los movimientos de los ciclones y anticiclones ha revelado que éstos acostumbran a seguir siempre las mismas trayectorias. La figura 12.9 es un mapa de los Estados Unidos en el que éstas aparecen indicadas. Conviene notar que mientras algunas borrascas ciclónicas atraviesan todos los Estados Unidos procedentes de lugares situados en el Pacífico Norte, como, por ejemplo, el ciclón de las Aleutianas, otras se originan en las Montañas Rocosas, en los estados del centro o en la costa del golfo de México. La mayor parte de los recorridos convergen hacia la parte nororiental de los Estados Unidos y pasan luego al Atlántico Norte, donde tienden a concentrarse en la región de la baja de Islandia. En la figura 12.10 se ilustra la distribución general de las trayectorias de los ciclones en todo el mundo. Nótese su concentración en las proximidades de las bajas de las Aleutianas y de Islandia. En el hemisferio sur,

Figura 12.11. Un mapa mundial diario del tiempo para un determinado día de julio o agosto podría tener un aspecto semejante a este mapa, en el que se han reunido todas las características del tiempo. (Según M. A. Garbell.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

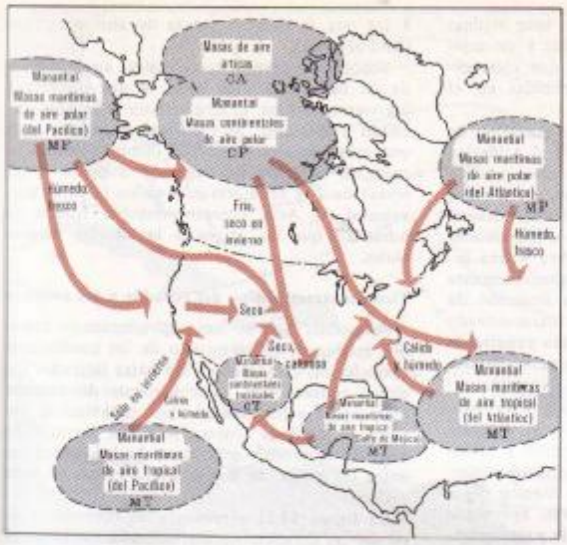


Figura 12.12. Puede decirse que los Estados Unidos y Canadá son el campo de batalla de las masas de aire polar y tropical. Esta área está situada entre los dos manantiales de masas de aire más importantes. (Según Haynes, Departamento de Comercio de los EE.UU.)

las trayectorias de los ciclones son más regulares y siguen los paralelos. Esto parece ser debido a la existencia de una superficie oceánica uniforme en las latitudes medias, interrumpida sólo por la punta de América del Sur, que rompe la monotonía del océano. Además, el casquete de hielo de la Antártida constituye una fuente permanente de aire polar.

Masas de aire y manantiales

La teoría ondulatoria de los ciclones extratropicales concede gran importancia a la interacción de masas de aire cuyas propiedades son distintas pero cuya naturaleza interna es la misma. Ya se ha puesto de relieve al explicar el desarrollo de las borrascas ciclónicas que las masas de aire se subdividen en dos grandes grupos: *polar* y *tropical*. Las propiedades que caracterizan a una masa de aire se desarrollan cuando la capa de aire permanece sobre una determinada región del océano, denominada *manantial*. Cuando la masa de aire abandona el manantial para atravesar otras superficies terrestres u oceánicas, el aire se calienta o enfría y gana o pierde humedad, según los casos. Así pues, una masa de aire evoluciona o cambia mientras sigue un recorrido característico o *trayectoria*, que puede llevarla a millares de kilómetros del manantial.

Las masas de aire polar pueden ser del tipo *continental* o *marítimo*. Las masas de aire polar continentales de América del Norte (símbolo, cP) se originan sobre la parte septentrional del Canadá central y se caracterizan por su baja temperatura y su escasa humedad (figura 12.12). Estas masas de aire forman lenguas de aire frío, que se extienden periódicamente hacia el Este y hacia el Sur, procedentes del manantial y producen anticiclones que, en invierno, van acompañados de bajas temperaturas y cielos despejados. Sobre el Pacífico Norte y el estrecho de Behring se originan las masas de aire polar marítimo (símbolo mP). Estas masas, que tienen amplias oportunidades de absorber humedad tanto en su manantial como en su viaje en dirección Sureste hacia la costa occidental de América del Norte, son frías y húmedas y en invierno tienen una cierta tendencia a la inestabilidad, dando lugar a intensa precipitación sobre las cordilleras costeras. Obsérvese que las masas de aire polar (mP, cP) se originan en la zona de latitud subártica (figura 8.5), no en la zona de latitud polar. La definición meteorológica del vocablo "polar"

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

para las masas de aire está desde hace tiempo en uso y tiene aceptación mundial y de aquí que no pueda ser cambiada para que concuerde con las zonas de latitud definidas en el capítulo 8.

Otra de las masas de aire polar marítimo de América del Norte se origina sobre el Atlántico Norte (fig. 12.12). También esta masa es fría y húmeda. A causa de su situación, en la parte oriental del continente norteamericano, alcanza a los Estados Unidos sólo en determinadas ocasiones, cuando es empujada sobre Nueva Inglaterra por un ciclón colocado favorablemente al Sur de Nueva Inglaterra. Esta situación da lugar a un *temporal del Noreste*, caracterizado por vientos de esa procedencia, frío penetrante y lluvia brumosa. Estos temporales se producen solamente en los estados del Noreste.

Las masas de aire tropical pueden ser también de tipo continental y marítimo. El visitante más corriente de los estados centrales y orientales es la masa de aire tropical marítimo (símbolo mT) procedente del golfo de México (figura 12.12). Se mueve hacia el Norte, aportando aire cálido, húmedo e inestable a la parte oriental del país. Especialmente en verano, esta masa de aire da origen a un tiempo cálido y bochornoso en todo el Este, produciendo frecuentes tormentas. En estrecha relación con la anterior está una masa de aire marítimo tropical originada en el océano Atlántico, al este de Florida, sobre las Bahamas. Tiene características semejantes a las de la masa de aire tropical del golfo de México y da lugar a fenómenos atmosféricos similares.

Durante el verano se origina sobre la parte noreste de México, el oeste de Texas, Nuevo México y Arizona una masa de aire tropical continental (símbolo cT), cálida y seca. Esta masa no efectúa grandes desplazamientos, pero rige el tiempo en la región donde se forma.

Sobre el océano Pacífico, en el núcleo de altas presiones situado en la parte suroccidental de la Baja California, se encuentra el manantial de otra masa de aire tropical marítimo. Esta masa penetra en Estados Unidos tan sólo en invierno y afecta únicamente a la costa meridional de California.

Además de las masas de aire de las latitudes medias que se han descrito, existen otros grupos típicos de las regiones ecuatoriales y polares. Sobre el océano Ártico y las tierras que lo bordean se desarrolla la masa de aire ártica (símbolo A), que es extremadamente fría y estable. Cuando esta masa de aire invade los Estados Unidos, produce una fuerte ola de frío. El continente antártico constituye un manantial de masas de aire extraordinariamente frías, a las que se designa masas de aire antárticas (símbolo AA).

Sobre los océanos ecuatoriales, en la vaguada de bajas presiones hacia la que convergen los vientos alisios, el aire se hace muy húmedo, cálido e inestable. Se clasifican entonces como una masa de aire ecuatorial (símbolo mE). Durante la estación del monzón húmedo, estas masas de aire ecuatoriales invaden la parte suroriental de Asia, constituyendo la fuente de humedad que da origen a las lluvias torrenciales.

Tiempo característico del ecuador y los trópicos

A medida que se han ido adoptando métodos modernos en el estudio de las condiciones atmosféricas reinantes en las bajas latitudes del globo, consecuencia principalmente del enorme incremento experimentado por la aviación durante la Segunda Guerra Mundial, ha surgido una visión mucho más clara de las relaciones entre las masas de aire y las borrascas en esas regiones.

La figura 12.11 representa un conjunto típico de las condiciones atmosféricas de la parte ecuatorial y subtropical de la tierra, así como el esquema general de ondas ciclónicas móviles de las latitudes medias y altas.

El esquema consiste, fundamentalmente, en dos hileras de anticiclones; a cada parte de océano o continente le corresponden uno o dos de estos anticiclones. La hilera septentrional se encuentra aproximadamente a lo largo del Trópico de Cáncer y la meridional a lo largo del Trópico de Capricornio. Entre los anticiclones subtropicales se encuentra la vaguada ecuatorial de bajas presiones, hacia la que convergen los vientos alisios del Noreste y Sureste. Por esta razón, esta vaguada se denomina *zona de convergencia intertropical*. En los niveles superiores de la troposfera, el flujo de aire tiene casi exactamente la dirección Este-Oeste, formando los *vientos tropicales del Este*, descritos en el capítulo 9.

Una de las formas más simples de perturbación atmosférica es la *onda del Este*, consistente en una vaguada de bajas presiones que se mueve lentamente dentro del cinturón de vientos tropicales del Este. Estas ondas se producen en una zona oceánica de 5° a 30° de latitud norte y al sur del ecuador, pero no sobre el mismo ecuador. La figura 12.13 es un mapa simplificado del tiempo de una onda del Este en la que aparecen representados los vientos, las isobaras y la zona de lluvia. La onda consiste simplemente en una serie de irregularidades en las isobaras que forman una vaguada poco profunda. Obsérvese que se mueve hacia

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

aire antárticas

, en la vagua-
que convergen
muy húmedo,
entonces como
bolo mE). Du-
húmedo, estas
n la parte sur-
la fuente de
lluvias torren-

y los trópicos

optando méto-
las condiciones
as latitudes del
nte del enorme
la aviación du-
ial, ha surgido
las relaciones
rrascas en esas

conjunto típi-
as de la parte
erra, así como
lónicas móviles

entalmente, en
cada parte de
den uno o dos
septentrional se
largo del Tró-
a lo largo del
os anticiclones
aguada ecuato-
que convergen
y Sureste. Por
omina *zona de*
los niveles su-
o de aire tiene
Este-Oeste, for-
del Este, descri-

nles de pertur-
del Este, consis-
presiones que se
nturón de vien-
ondas se produ-
° a 30° de lati-
, pero no sobre
2.13 es un mapa
onda del Este,
dos los vientos,
a. La onda con-
e de irregulari-
an una vaguada
se mueve hacia

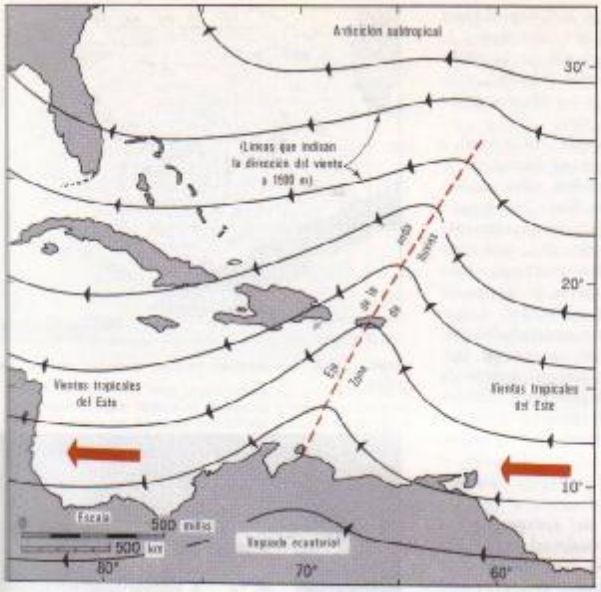


Figura 12.13. Una onda de viento del Este que pasa sobre las Antillas aporta alguna lluvia. (Según Riehl.)

BIBLIOTECA MUNICIPAL - UDAL LIBURUTEGIA - GETXO

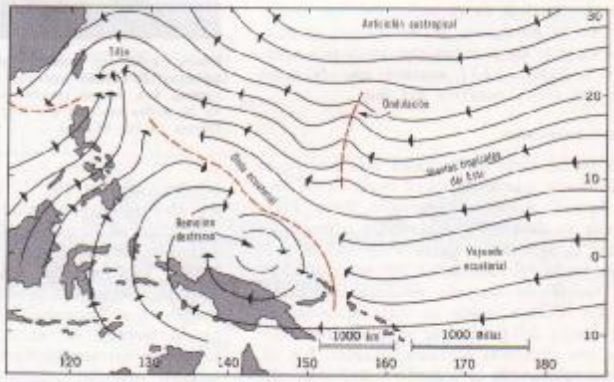


Figura 12.14. Una onda ecuatorial se asemeja a un remolino en los vientos del Este. (Según Riehl.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

el Oeste recorriendo de 325 a 500 km diarios. El flujo de aire tiende a converger hacia la parte oriental o posterior del eje de la onda. Esto provoca el ascenso del aire húmedo, y se producen chubascos y tormentas dispersas. La lluvia puede durar un día o dos.

Otra perturbación es la *onda ecuatorial*, o depresión *ecuatorial débil*, que se forma en el centro de la vaguada ecuatorial (fig. 12.14). Aunque normalmente el aire fluye de Este a Oeste, en ella forma un vórtice en la corriente del Este. Se invierte el flujo del aire, que tiende a oponerse a la corriente principal. Esto ocasiona un débil centro de bajas presiones, la onda ecuatorial, hacia la que convergen la mayor parte de las masas de aire ecuatoriales húmedas, ocasionando lluvia por numerosas tormentas de convección que se forman dentro de la baja. Varias de estas depresiones débiles aparecen en el mapa meteorológico mundial (fig. 12.11), situadas a lo largo del ecuador. Este mapa corresponde a un día de julio o agosto, por lo que la vaguada aparece bastante desviada al norte del ecuador.

Otra característica propia del tiempo en los trópicos es la penetración ocasional en latitudes muy bajas de poderosas lenguas de aire polar procedentes de las latitudes medias. Estas lenguas se conocen con el nombre de *irrupciones de aire polar* y producen un tiempo anormalmente frío y despejado, acompañado de vientos fuertes y persistentes que penetran tras el paso de un frente frío asociado a turbonadas. La irrupción de aire polar está mejor desarrollada en América. Las irrupciones que se mueven hacia el Sur, llegando al mar Caribe y América Central procedentes de los Estados Unidos se llaman *nortes* y las que llegan a la parte tropical de América del Sur procedentes de la Patagonia se denominan *pamperos* o *friagems*. En el mapa meteorológico mundial de la figura 12.11 aparece una de estas irrupciones sobre América del Sur.

Ciclones tropicales

Uno de los tipos de borrasca más poderosos y destructivos que se conocen es el *ciclón tropical*, llamado también *huracán* o *tifón*. Estas borrascas se desarrollan sobre los océanos en latitudes comprendidas entre 8° y 15° N y S, pero no en las proximidades del ecuador, donde la fuerza de Coriolis es extremadamente débil. En muchos casos se trata simplemente de un viento del Oeste que se intensifica, formando una profunda borrasca circular. Las altas temperaturas de la superficie del mar, que en estas latitudes son superiores a 27°C, son de importancia primordial en la formación de la

Figura 12.15. Un huracán (ciclón tropical) de las Antillas.

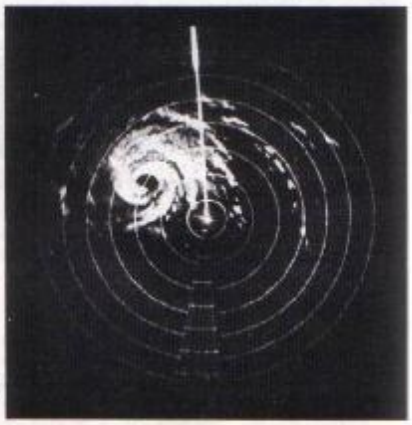


Figura 12.16. Un huracán sobre la pantalla de radar. Nótense las bandas espirales de nubes densas y el ojo central. Los anillos concéntricos están a una distancia de 50 millas marinas (80 km). (Fotografía oficial de la Marina de los EE.UU.)

borrasca (véase fig. 12.18). El calentamiento del aire en niveles bajos produce inestabilidad y predispone a su desencadenamiento. Una vez formada, la borrasca se mueve en dirección Este y hacia el polo a través del cinturón de vientos alisios, y a menudo penetra profundamente en el cinturón de vientos del Oeste. El ciclón tropical es un centro casi circular de presiones extraordinariamente bajas hacia cuyo interior los vientos giran en espiral con gran velocidad y acompañados de fuertes lluvias (figs. 12.15 y 12.16). Su diámetro puede ser

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

tropical) de las An-

pantalla de radar. densas y el ojo a una distancia grafía oficial de la

El calentamiento ce inestabilidad miento. Una vez en dirección del cinturón de nectra profunda- del Oeste. El casi circular de bajas hacia cuyo espiral con gran fuertes lluvias metro puede ser

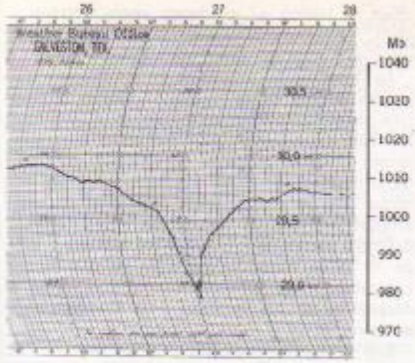


Figura 12.17. Esta hoja registradora de un barógrafo de Galveston, Texas, indica el descenso y ascenso del barómetro durante el huracán del 27 de julio de 1943. (Cortesía de la Oficina Meteorológica de los EE.UU.)

de 150 a 500 km; las velocidades del viento oscilan entre 120 y 200 km/h y a veces son aún mucho mayores y la presión barométrica desciende en el centro hasta 72,4 cm (965 mb) o menos (fig. 11.17).

Una breve descripción del paso de un ciclón tropical sobre el mar podría ser la siguiente: Durante el día que precede al ciclón el aire está generalmente en calma, la presión es algo superior a la normal y en el cielo aparecen largas filas de cirros que parecen proceder de un punto distante en el horizonte. Los cirros pueden ser semejantes a velos, confiriendo un halo al sol o a la luna y originando una puesta de sol rojiza. En el mar pueden observarse unas olas bajas y largas (mar de fondo), constituidas por el tren de ondas cada vez menores de la borrasca, que se han adelantado al centro de aquélla, que se mueve con mayor lentitud. A medida que se acerca el huracán, el barómetro empieza a bajar y se levanta viento, que alcanza rápidamente velocidades superiores a 120 km/h, llegando a veces hasta 200 ó 225 km/h. Grandes olas rompen contra los barcos y levantan cortinas de espuma que reducen la visibilidad prácticamente a cero.

Esta terrible borrasca continúa durante varias horas y es seguida bruscamente por una calma total y un cielo despejado, y a veces por un fuerte aumento de la temperatura. Entonces el barómetro ha alcanzado su punto más bajo y el barco se encuentra en el *ojo* o *centro* del huracán. Éste no es más que un vacío producido por el rápido movimiento en espiral del aire, semejante al que se forma en un remolino de agua que pasa por un desagüe. Aunque el aire está despejado y en calma, en el mar se forman enormes olas que se levantan hasta grandes alturas, constituyendo un grave peligro para el barco. El período de calma puede durar una media hora. Entonces se abate sobre el barco una gran cortina de nubes y de nuevo empiezan a soplar vientos de gran velocidad, aunque esta vez en dirección contraria a la que soplaban durante la primera mitad del paso del huracán. Éste continúa con toda su fuerza durante varias horas más, hasta que gradualmente se calma el viento, se rompe la cortina de nubes y vuelve a reinar el buen tiempo.

La distribución de los ciclones tropicales en el globo está limitada a seis regiones, situadas todas sobre los océanos tropicales y subtropicales (fig. 12.18): 1) Las Antillas, el golfo de México y el mar Caribe; 2) la parte occidental del Pacífico Norte, incluyendo las islas Filipinas, el mar de la China y el archipiélago del Japón; 3) el mar Arábigo y el golfo de Bengala; 4) la región costera del Pacífico oriental próxima a México y América central; 5) la parte meridional del océano Índico frente a Madagascar y 6) el Pacífico suroccidental en la re-

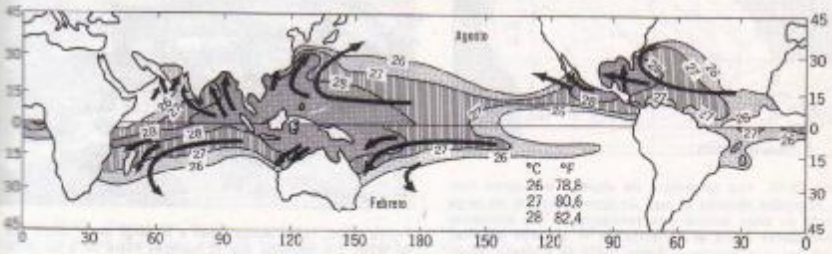


Figura 12.18. Recorridos típicos de ciclones tropicales en relación con las temperaturas de la superficie del mar en el verano del hemisferio respectivo. (Según Palmen, 1948.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

gión de Samoa y las islas Fiji y la costa oriental de Australia. Aunque resulta bastante curioso, estas borrascas son desconocidas en el Atlántico Sur. Los ciclones tropicales no se originan nunca sobre tierra, aunque penetra frecuentemente en los bordes de los continentes.

Los recorridos de los ciclones tropicales del Atlántico Norte (fig. 12.19) indican que la mayor parte de ellos se originan entre 10° y 20° de latitud, se desplazan hacia el Oeste y Noroeste atravesando la región de los alisios y entonces se desvían hacia el Noreste, aproximadamente a 30° ó 35° de latitud, penetrando en la región de los vientos del Oeste. Allí disminuye su intensidad y el ciclón se transforma en las típicas borrascas de las latitudes medias. En el cinturón de vientos alisios, los ciclones se desplazan a una velocidad comprendida entre 9 y 18 km/h, y en la región de vientos del Oeste entre 30 y 60 km/h.

Los ciclones tropicales se producen sólo durante ciertas épocas del año, según la situación de la región afectada. En las Antillas y las proximidades de la costa occidental de México, los ciclones tienen lugar principalmente entre mayo y noviembre, siendo su frecuencia máxima a finales de verano y principios de otoño. En la parte occidental del Atlántico Norte, golfo de Bengala y mar Arábigo están bastante repartidos a lo largo del año, pero son más frecuentes desde mayo a noviembre. Los de la parte meridional de los océanos Pacífico e Índico se producen entre octubre y abril. Vemos, pues, que están restringidos a la estación cálida en cada hemisferio.

La importancia geográfica de los ciclones tropicales estriba en su tremendo efecto destructivo sobre las poblaciones costeras e insulares. En varias ocasiones han destruido completamente diversas ciudades, pereciendo gran número de habitantes (fig. 12.20). Un terrible huracán que se abatió sobre Barbados en 1780 arrancó edificios de piedra de sus cimientos, destruyó fortalezas y arrastró los cañones a más de 30 m de distancia del lugar en que se encontraban. Los árboles fueron arrancados y despojados de sus cortezas. Más de 600 personas perecieron.

Los destrozos causados por las olas en las zonas costeras son quizá el efecto más temible de los ciclones tropicales. Allí donde asciende el nivel del mar por la fuerte presión del viento, grandes olas penetran tierra adentro. Esto es la *ola gigante* a la que nos referimos en el capítulo 10. Los barcos son alzados en vilo y arrastrados tierra adentro, donde quedan encallados. Si el ciclón coincide con la marea alta, la inundación es aún mayor. El terrible desastre de Galveston, Texas, en 1900, fue debido en gran parte por una repentina ola gigante que inundó esta ciudad costera, pereciendo ahogadas más de 6000 personas. En la boca del Hooghly, en el golfo de Bengala, perecieron 300 000 personas como consecuencia

Figura 12.19. Los recorridos de algunos huracanes típicos, ocurridos durante el mes de agosto durante un largo período de años indican una tendencia de las borrascas a desplazarse hacia el Noroeste en el cinturón de vientos alisios y a desviarse luego hacia el Noreste, penetrando en la zona de los vientos del Oeste. (Según la Oficina Hidrográfica de la Marina de los EE.UU.)

Figura 12.20. Esta devastación a lo largo de la costa sur de Haití fue causada por el huracán Flora el 3 de octubre de 1963. (Fotografía del Miami News hecha por Jay Spencer.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

tre octubre y
stringidos a la
io.
s ciclones tro-
efecto destruc-
as e insulares.
ido completa-
ndo gran nú-
Un terrible hu-
ados en 1780
sus cimientos,
cañones a más
en que se en-
arrancados y
de 600 perso-

as olas en las
o más temible
donde asciende
sión del vien-
adentro. Esto
eferimos en el
ados en vilo y
as quedan en-
la marea alta,
El terrible de-
1900, fue de-
gantina ola gi-
costera, pere-
ersonas. En la
e Bengala, pe-
consecuencia

go de la costa sur
ora el 3 de octu-
News hecha por

de la inundación producida por una ola gigante de 12 m que acompañó a un fuerte ciclón en 1737. Los bajos arrecifes de coral del Pacífico occidental pueden ser totalmente barridos por el agua del mar levantada por el viento, que arranca palmeras y casas, ahogando a sus habitantes.

Es también importante la gran cantidad de lluvia que cae durante un ciclón tropical. Una parte considerable de la precipitación estival de ciertas regiones costeras puede ser atribuida a menudo a unas pocas de estas borrascas.

Tornados

El *tornado* es la menor de las depresiones conocidas, pero también la más violenta. Parece ser típico de América, y es en los Estados Unidos donde es más frecuente y violento, aunque también se producen bastantes en Australia. Los tornados son conocidos también en las regiones tropicales y subtropicales del globo.

Figura 12.21. Esta nube en forma de embudo fue fotografiada por William L. Males en Amarillo, Oklahoma, el 4 de mayo de 1961. El tornado estaba a menos de una milla del observador cuando éste tomaba la fotografía.

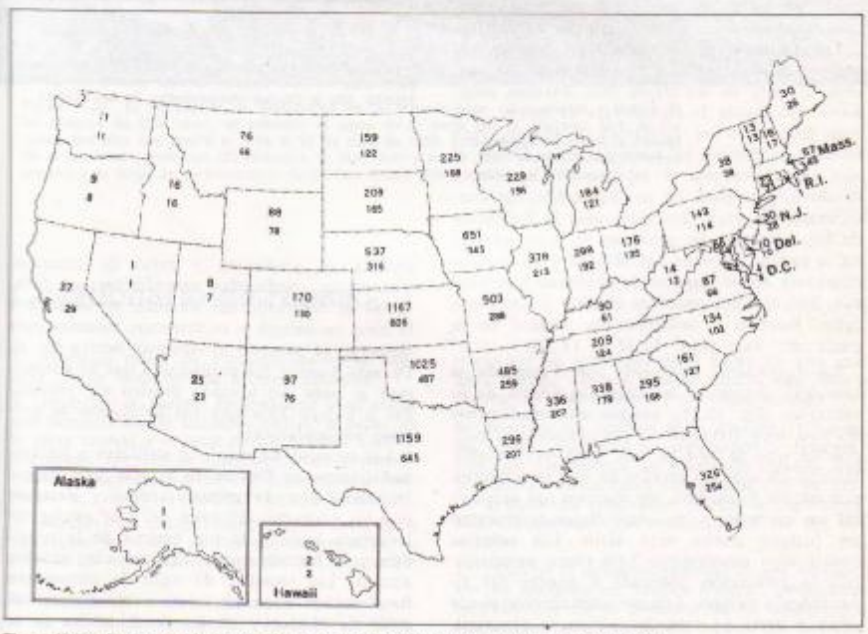


Figura 12.22. Frecuencia de los tornados por estados durante el período 1916-60. La cifra de arriba indica el número total de tornados registrados en cada estado durante ese período de 45 años; la de abajo indica el número total de días del mismo período en los que se registraron uno o más tornados en alguna parte del estado. (De la Oficina Meteorológica de los EE.UU.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

El tornado es una borrasca pequeña e intensa en la que el aire gira en espiral a terribles velocidades. Aparece un oscuro embudo que cuelga de un gran cumulonimbo. En su parte inferior el embudo puede tener un diámetro comprendido entre 100 y 500 m. Aparece oscuro como consecuencia de la gran densidad de humedad condensada, polvo y residuos barridos por el viento.

Las velocidades del viento en los tornados exceden a las de cualquier otra clase de borrasca conocida. Se cree que alcanzan hasta los 800 km/h. Además, en el embudo hay una violenta corriente ascendente. A medida que el tornado se traslada a través del país, el embudo se deforma y se retuerce. El extremo inferior del embudo puede alternativamente barrer el suelo, destruyendo completamente todo lo que encuentra a su paso, y elevarse, dejando el suelo intacto. El tornado destruye como consecuencia de la gran velocidad del viento y también de la disminución repentina de la presión del aire en el vórtice de la espiral. Las casas cerradas explotan virtualmente. Se ha dicho incluso que saltan los tapones de las botellas vacías, a causa de la gran diferencia de presión.

Los tornados se forman en los grandes cumulonimbos de la línea de turbonada que precede al paso de un frente frío. Parecen originarse allí donde la turbulencia es mayor. Son más frecuentes en primavera y verano, pero pueden producirse en cualquier mes. Donde el aire polar ocasiona el ascenso del húmedo y cálido aire tropical en un frente frío, las condiciones son muy favorables para la formación de los tornados. Se producen en gran número en la región del valle del Misisipí y en algunas ocasiones sobre regiones montañosas y selváticas. Son casi desconocidos al oeste de las Montañas Rocosas y relativamente escasos en la costa del Este (figs. 11.20 y 11.21).

La devastación producida por el tornado es completa dentro de los estrechos límites de su recorrido (fig. 12.24), aunque afortunadamente no son muy frecuentes y en conjunto el peligro de que se den en una zona es pequeño. Incluso en aquellos estados en que se producen con mayor frecuencia, las muertes por accidentes en carretera y de otras clases representan un peligro mucho más serio. Los refugios construidos enteramente bajo tierra proporcionan la protección adecuada si pueden ser alcanzados a tiempo. Aunque normalmente puede oírse o verse un tornado cuando se aproxima, un frente frío que pase durante las horas de oscuridad, como ocurre frecuentemente, puede presentarse sin previo aviso. La Oficina Meteorológica de los Estados Unidos mantiene un

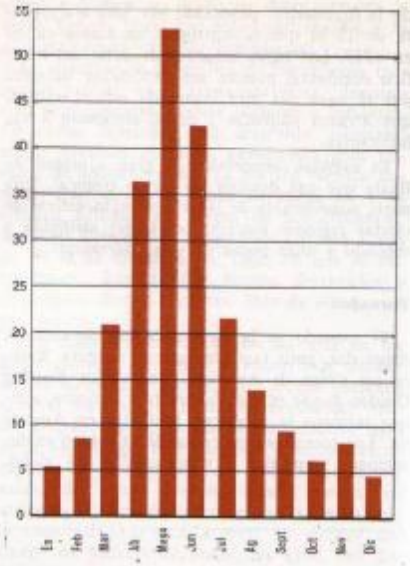


Figura 12.23. Número medio de tornados registrados en cada mes en los Estados Unidos durante el periodo 1916-60. (De la Oficina Meteorológica de los EE.UU.)

sistema de predicción y aviso de tornados. Cuando las condiciones atmosféricas son favorables al desarrollo del tornado, se advierte a la zona en peligro y se disponen sistemas para observar el tornado e informar acerca de él. De esta manera, las poblaciones que se encuentran al paso del tornado pueden ser prevenidas a tiempo para que sus habitantes se protejan adecuadamente.

Las *trombas de agua* son similares a los tornados, pero se forman en el mar bajo cumulonimbos. Son de menor tamaño y potencia que los tornados. El agua del mar puede ser levantada hasta 3 m por encima de la superficie y la rociada puede alcanzar aún mayores alturas. Las trombas de agua se encuentran frecuentemente en las aguas subtropicales del golfo de México y en las proximidades de la costa suroriental de los Estados Unidos y parece ser que son producidas por la turbulencia del aire que se forma cuando las masas de aire continental se extienden sobre estos océanos.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 12.24. La trayectoria de destrucción de un tornado pasa oblicuamente a través de los bloques de Oak Lawn, un suburbio al oeste de la parte sur de Chicago. Uno de los varios tornados que afectó el área el 21 de abril de 1967, esta tempestad causó la muerte de 31 personas y destruyó 129 viviendas en Oak Lawn y causó otros grandes daños en otros lugares a lo largo de su trayectoria de 26 km. (Fotografía del Chicago Tribune.)

Cuestionario de repaso

1. ¿Cuántas clases de borrascas ciclónicas existen? ¿Es la tormenta una borrasca ciclónica?
2. Describir el tiempo característico asociado a una borrasca de las latitudes medias, o bajas, en la parte central y oriental de los Estados Unidos. Explíquese también la distribución de presiones, vientos, nubosidad y zonas de precipitación, temperaturas, tamaño y velocidad con que viajan.
3. Describir el tiempo característico asociado a un anticiclón, o alta, de los que normalmente siguen a las borrascas mencionadas en la cuestión anterior.
4. Explicar la teoría ondulatoria de las depresiones en las latitudes medias ideada por J. Bjerknes. ¿Qué es el frente polar? ¿Qué es una masa de aire?
5. ¿Cómo se forma y evoluciona una borrasca a lo largo del frente polar? Describir un frente frío y explicar las relaciones entre masas de aire que lleva consigo. De una manera similar, describir y explicar un frente cálido y un frente ocluido.
6. Describir los cambios en la dirección y fuerza del viento, nubosidad y precipitación y temperatura que experimenta un observador cuando una borrasca de las latitudes medias pasa con su centro al norte del observador. Repetir la explicación para una borrasca cuyo centro pase al sur del observador.
7. ¿Cuál es la dirección principal en que se mueven las borrascas en Estados Unidos? ¿Presentan los recorridos de las borrascas alguna tendencia a concentrarse en determinados lugares del hemisferio norte? En caso afirmativo, ¿cuáles son estos lugares? ¿Puede esto explicar las presiones medias de estas regiones que aparecen indicadas en los mapas mundiales de presión?

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

8. ¿Cómo se clasifican y designan las masas de aire? Explicar las masas de aire de América del Norte, citando sus manantiales, sus recorridos y el tiempo que generalmente va asociado a cada una de ellas. ¿Qué masas de aire se encuentran sobre las regiones polares? ¿Y sobre el cinturón ecuatorial?

9. ¿Qué es una onda del Este? ¿Qué clase de tiempo la acompaña? ¿Qué es una onda ecuatorial? ¿Qué clase de tiempo la acompaña?

10. Describir las irrupciones de aire polar de las regiones tropicales. ¿Qué nombre se da localmente a estas irrupciones en la zona de América central? ¿Y en América del Sur?

11. Describir las características meteorológicas de un ciclón tropical o huracán. ¿Dónde se originan estas tormentas? ¿Cuál es el recorrido que siguen normalmente? Explicar el ojo central tranquilo de un ciclón tropical.

12. Nombrar las regiones del globo en que se producen los ciclones tropicales. Indicar la época en que son más frecuentes en cada una de ellas. ¿Qué relación tiene la estación de las tormentas con la posición de la vaguada ecuatorial?

13. Describir algunos de los efectos destructivos de los ciclones tropicales a lo largo de las costas bajas. ¿Cómo se ve afectado el nivel del océano por estas tormentas?

14. ¿Qué es un tornado? ¿Dónde y cuándo se produce? ¿Cuáles se cree que son las velocidades alcanzadas por el viento en un tornado? ¿Por qué en Estados Unidos los tornados son más frecuentes en primavera? ¿Qué es una tromba de agua?

Ejercicios

1. *a*) En los mapas del tiempo de la figura 12.8 trazar las isotermas para cada 5°C (—5°, 0°, 5°, 10°, etc.). Trazar las líneas sobre una hoja de papel de calcar colocada sobre la página. Dibujar también el contorno de los Estados Unidos. Superponer las dos hojas y localizar las áreas de mayor subida y descenso de las temperaturas. *b*) Describir la disposición de las isobaras y vientos en la profunda depresión del mapa *A*. *c*) Comparar las temperaturas en los centros de altas presiones localizados sobre el Labrador, las Montañas Rocosas y el sureste de los Estados Unidos. ¿Por qué existen tan grandes diferencias de temperatura en áreas que tienen presiones similares? *d*) Trazar un perfil de presión a través del mapa *A* desde Idaho a Georgia. El método para trazar este perfil es exactamente el mismo que se ilustra en la figura I.20 del Apéndice I, sustituyendo la presión por la altura. *e*) Estudiar las temperaturas de punto de rocío en el mapa *A*. Identificar las masas de aire presentes en el mapa y póngales su nombre en la misma hoja de calcar usada en *a*).

2. Utilizando la información de la figura 12.15, imaginar que este huracán se desvía ligeramente hacia el Oeste, de manera que apunta hacia Miami, Florida. Describir las distintas condiciones de vientos, presiones, nubosidad, precipitación, olas y mareas en Miami para cada día sucesivo, empezando el 12 de agosto. Suponer que el centro de la tormenta pasa sobre la ciudad y que la velocidad con que avanza el centro de la tormenta es la misma con que avanzaba entre los días 10 y 11 de ese mes. (Indicación: Trazar las isobaras y las flechas de viento sobre papel transparente y trasladarlas a continuación a posiciones sucesivas a lo largo del recorrido de la borrasca.)

3. Remitirse a la figura 12.11 y contestar a las preguntas siguientes: *a*) ¿Cuántos centros de bajas presiones aparecen representados en este mapa? *b*) ¿Cuántos de altas presiones? *c*) ¿Cuántas depresiones pertenecen a cada uno de los tipos siguientes: 1) borrascas ecuatoriales (de las latitudes medias); 2) borrascas tropicales; 3) depresiones débiles de la vaguada ecuatorial. *d*) ¿En qué latitud o cinturón de latitud se encuentra aproximadamente uno de los tipos siguientes: 1) vaguada ecuatorial; 2) células subtropicales de alta presión en el hemisferio norte; 3) células subtropicales de alta presión en el hemisferio sur; 4) centros depresionarios de las latitudes medias en el hemisferio norte; 5) centros depresionarios de las latitudes medias en el hemisferio sur? *e*) De las borrascas de las latitudes medias que aparecen representadas en este mapa, ¿cuántas están ocluidas y cuántas no lo están?

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Parte III

Clima, suelos y vegetación

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Capítulo 13
Clasificación de los climas y regímenes climáticos

La importancia del clima como dato geográfico es tan elevada y alcanza tantos aspectos de la vida humana que resulta imprescindible tratarlo con el debido énfasis.

El clima determina en alto grado el tipo de suelo y de vegetación propios de una determinada región e influye, por lo tanto, en la utilización de la tierra, ya se destine ésta a cultivo, ya a bosques, ya a pastos. El clima, junto con la topografía, determinan la capacidad de la tierra para alimentar a la población. Sin duda alguna, la ingeniería ha proporcionado agua y energía a zonas que de otra forma jamás las hubieran poseído, pero la distribución de la población mundial todavía acusa fuertemente las ventajas de un clima y una topografía favorables.

El clima ejerce una influencia notable sobre la fisiología. El clima frío, particularmente aquél en que alternan períodos fríos con períodos templados y que presenta variaciones en la nubosidad, precipitación y vientos, se cree que estimula la actividad humana, tanto mental como física.

Un factor que contribuye al progreso humano en las latitudes medias es que las temperaturas bajas reducen la actividad de muchos organismos causantes de enfermedades. En áreas tropicales, húmedas y cálidas, proliferan gran variedad de organismos parásitos, junto con numerosos animales y hospedantes necesarios para sus ciclos vitales. Son ejemplos bien conocidos la malaria y la fiebre amarilla, transmitidas por mosquitos y la enfermedad del sueño, cuyo vector es la mosca tsé-tsé. En las zonas tropicales excesivamente húmedas, los hongos aceleran la corrosión y el deterioro de los muebles, la ropa y la maquinaria.

Clasificación de los climas

Al igual que cuando trata cualquier fenómeno natural, el científico intenta construir esquemas de clasificación que incluyan todas las posibles variantes de clima, y dividir los distintos climas

Zonas fría, templada y tórrida. (Matthew F. Maury, **Physical Geography**, 1885.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

en grupos claramente definidos y fácilmente distinguibles. El éxito ha acompañado tan sólo parcialmente este intento. La naturaleza se resiste a ser comprimida en esquemas categóricos demasiado simples. Thomas A. Blair[1] escribe:

> El clima, que representa un concepto abstracto y complejo y que no posee existencia concreta en un determinado instante, es algo que no puede ser calculado exactamente. Al describir el clima de un cierto lugar, no es posible tener en cuenta todos los cambios atmosféricos y se hace necesario simplificar y generalizar. Las dificultades se incrementan cuando tratamos de describir el clima de un área extensa, ya que el clima varía con la posición geográfica y no es exactamente el mismo en todos los puntos de una zona, aunque ésta sea pequeña.

Los mapas climáticos inducen frecuentemente a error, a causa de las líneas que separan dos zonas climáticas de coloración uniforme hasta la misma línea de contacto. En realidad, la transición de un clima a otro no es brusca, sino gradual, y este hecho debería reflejarse en el mapa mediante colores intermedios. Los símbolos convencionales habituales sólo resultan adecuados cuando la presencia de una abrupta cadena montañosa da lugar a una frontera climática bien definida. Otro defecto de la mayor parte de las clasificaciones y de los mapas climáticos es el restringir las zonas climáticas a las áreas continentales. Los océanos, aunque presentan contrastes climáticos menos acusados, deben ser incluidos en el esquema general.

Si se toman los elementos determinantes del tiempo —temperatura, presión, vientos y precipitación— como base de clasificación, pueden construirse algunos sistemas bastante útiles. La distribución de la vegetación y de los suelos da lugar a otros tipos de clasificaciones.

La temperatura como base de una clasificación de los climas

El paralelismo entre las isotermas y los paralelos de latitud ha sido señalado ya en un capítulo anterior y quizá constituyó la primera base para una clasificación de los climas. En el capítulo 8 se definieron una serie de zonas latitudinales: ecuatorial, tropical, subtropical, de latitud media, subártica, ártica y polar (figura 8.5). Desgraciadamente, debido a las diferentes propiedades térmicas que presentan las masas de tierra y de agua, no podemos correlacionar directamente los regímenes de temperatura con las zonas latitudinales.

Con una inteligente aplicación, la temperatura se ha convertido en un factor fundamental en muchas clasificaciones climáticas. Pueden definirse tres grandes grupos climáticos: 1) climas sin invierno de latitud bajas, 2) climas de latitudes medias con verano y una estación invernal, y 3) climas sin verano de latitudes altas. Un clima sin invierno se define comúnmente como aquel en el que ningún mes del año posee una temperatura media inferior a los 18°C. En un mapa del mundo (fig. 13.1) se indica la posición aproximada de la isoterma correspondiente. Nótese que la isoterma abarca una considerable gama de latitudes, doblándose hacia el ecuador donde imperan las corrientes oceánicas frías de la costa occidental y sobre el norte de África y Australia.

Se denomina comúnmente clima sin verano aquel en el que ningún mes tiene una temperatura media superior a los 10°C. La isoterma correspondiente, indicada en la figura 13.1, abarca una amplia gama de latitudes en el hemisferio norte, aproximándose hacia el polo sobre las masas continentales de Norteamérica y Eurasia y hacia las latitudes medias en los océanos situados entre ambos. La isoterma de 10°C del mes más cálido coincide aproximadamente con el límite más septentrional del crecimiento de los árboles; de aquí que separe las regiones de bosque boreal de la tundra ártica desprovista de árboles. Este es, pues, un ejemplo de un límite climático de temperatura que coincide con un límite de vegetación natural.

Los climas que poseen una estación estival y otra invernal imperan en las regiones situadas entre las dos isotermas límites descritas anteriormente y constituyen un grupo de latitud media.

Es preciso tener en cuenta de una manera especial estos tres grupos climáticos y sus límites de temperatura, ya que forman parte del sistema de clasificación utilizado en la presente obra.

Utilizar únicamente la temperatura como base del sistema de clasificación no resulta satisfactorio, ya que las regiones húmedas y las desérticas son indistinguibles. Un medio inmediato es la subdivisión según la precipitación.

La precipitación como base de una clasificación de los climas

Los notables efectos que tiene la precipitación sobre la naturaleza de la vegetación, los sistemas de drenaje natural y la humedad del suelo hacen necesario el considerar la cantidad y la distribución de la lluvia y la nieve en las distintas estaciones como base de la clasificación.

[1] Reproducción autorizada del libro *Climatology*, de Thomas A. Blair. Copyright 1942 por Prentice Hall.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

, la tempera-
r fundamental
ticas. Pueden
áticos: 1) cli-
2) climas de
a estación in-
latitudes altas.
comúnmente
s del año po-
r a los 18°C.
1) se indica la
ma correspon-
arca una con-
lándose hacia
rrientes oceá-
al y sobre el

ma sin verano
una tempera-
C. La isoterma
figura 13.1,
ades en el he-
cia el polo so-
Norteamérica y
as en los océa-
erma de 10°C
roximadamente
del crecimiento
re las regiones
tica desprovis-
ejemplo de un
que coincide
ral.
stación estival
giones situadas
descritas ante-
po de latitud

de una manera
ticos y sus lí-
rman parte del
en la presente

atura como ba-
no resulta sa-
humedas y las
a medio inme-
precipitación.

ma clasificación

e la precipita-
vegetación, los
a humedad del
erar la cantidad
la nieve en las
de la clasifica-

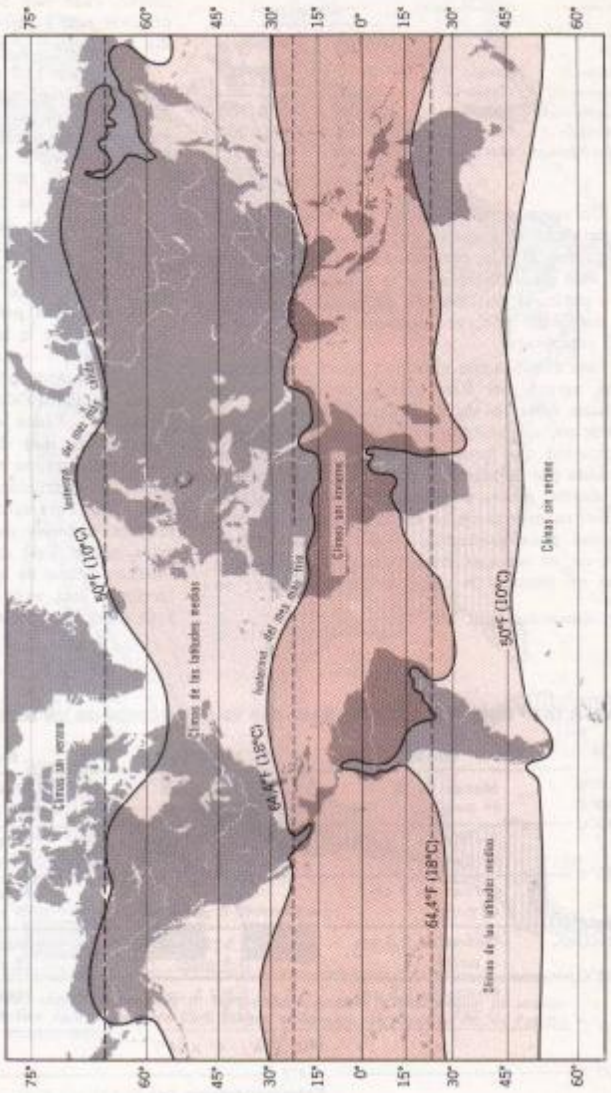


Figura 13.1. Teniendo en cuenta la temperatura exclusivamente, el globo puede dividirse

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Blair[1] ha bosquejado un esquema detallado de cinco tipos:

Tipo climático	Tipo de precipitación	Precipitación anual	
		Pulgadas	Centímetros
Árido	Escasa	0–10	0–25
Semiárido	Ligera	10–20	25–50
Subhúmedo	Moderada	20–40	50–100
Húmedo	Fuerte	40–80	100–200
Muy húmedo	Muy fuerte	Más de 80	Más de 200

Un mapa climático según este esquema coincidiría con el mapa de precipitación anual media (lám. I). Un perfeccionamiento importante de esta clasificación sería la subdivisión en clases según la distribución de la precipitación a lo largo del año, ya uniforme ya variable con las estaciones.

Esta clasificación climática no es eficaz, porque agrupa los fríos climas árticos con los cálidos desiertos de las latitudes bajas. La evaporación, que determina la proporción de precipitación que permanece en el suelo, es controlada por la temperatura del aire. En general, la misma escasa precipitación que da lugar a desiertos muy secos en las latitudes cálidas tropicales y subtropicales, produce climas húmedos en las regiones frías. Parece, pues, evidente que un sistema de clasificación debe tener en cuenta simultáneamente la temperatura y la precipitación para abarcar la realidad existente. Aunque así el número de tipos climáticos será mayor, cada uno de ellos constituirá una descripción real y efectiva de un determinado medio climático.

En la tabla 13.1 se representa un ejemplo de inteligente combinación de la temperatura media anual con los datos de las precipitaciones para establecer zonas climáticas. Las unidades de temperatura se han establecido en incrementos iguales de 10°C, mientras que la gama de precipitaciones se ha ido variando con el fin de ajustarla a la de las temperaturas. En consecuencia, "húmedo" indica una precipitación de 100 a 300 mm en un mes en el que la temperatura media es superior a los 30° C, pero significa que la precipitación es de sólo 25 a 75 mm cuando la temperatura media está comprendida entre —10° y 0°C. El clima se describe de acuerdo a estas combinaciones de términos como "cálido-seco", "fresco-húmedo" o "frío-seco". Como este sistema se aplica a un determinado mes del año, un mapa climático del mundo basado en estas condiciones sólo indicará las condiciones de un mes en particular (fig. 13.2). Para establecer un análisis del clima mundial a través del año harían falta doce de estos mapas. Este sistema fue empleado por las Fuerzas Aéreas de los Estados Unidos para confeccionar una serie de mapas climáticos mensuales del hemisferio norte publicados en 1947.

[1] *Climatology*, pág. 120.

TABLA 13.1 ZONAS CLIMÁTICAS BASADAS EN PROMEDIOS DE UN MES DETERMINADO*

	Seco	Húmedo	Muy húmedo	
Sobre 30°C	Menos de 10 cm (4 pulg)	10-30,5 cm (4-12 pulg)	Más de 30,5 cm (12 pulg)	**Muy cálido** (Sobre 86°F)
30°C				86°F
	Menos de 7,5 cm (3 pulg)	7,5-30,5 cm (3-12 pulg)	Más de 30,5 cm (12 pulg)	**Cálido**
20°C				68°F
	Menos de 5 cm (2 pulg)	5-20 cm (2-8 pulg)	Más de 20 cm (8 pulg)	**Templado**
10°C				50°F
	Menos de 2,5 cm (1 pulg)	2,5-12,7 cm (1-5 pulg)	Más de 12,7 cm (5 pulg)	**Fresco**
0°C				32°F
	Menos de 2,5 cm (1 pulg)	2,5-7,5 cm (1-3 pulg)	Más de 7,5 cm (3 pulg)	**Frío**
—10°C				14°F
		Muy frío (—4° a 14°F)		
—20°C		—4°F		
		Extremadamente frío (—40° a —4°F)		
—40°C		—40°F		
		Ultra-frío (Inferior a —40°F)		

*Según la U.S. Air Force, Aeronautical Chart Service, 1947.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

ratura y la pre-
idad existente.
climáticos será
ituirá una des-
terminado me-

un ejemplo de
mperatura me-
precipitaciones
. Las unidades
o en incremen-
que la gama de
ado con el fin
turas. En con-
a precipitación
el que la tem-
os 30° C, pero
de sólo 25 a
edia está com-
El clima se des-
aciones de tér-
sco-húmedo" o
se aplica a un
mapa climático
iciones sólo in-
en particular
álisis del clima
falta doce de
pleado por las
idos para con-
climáticos men-
icados en 1947.

ADO"

Muy cálido
(Sobre
86°F)
86°F
Cálido
68°F
Templado
50°F
Fresco
32°F
Frío
14°F

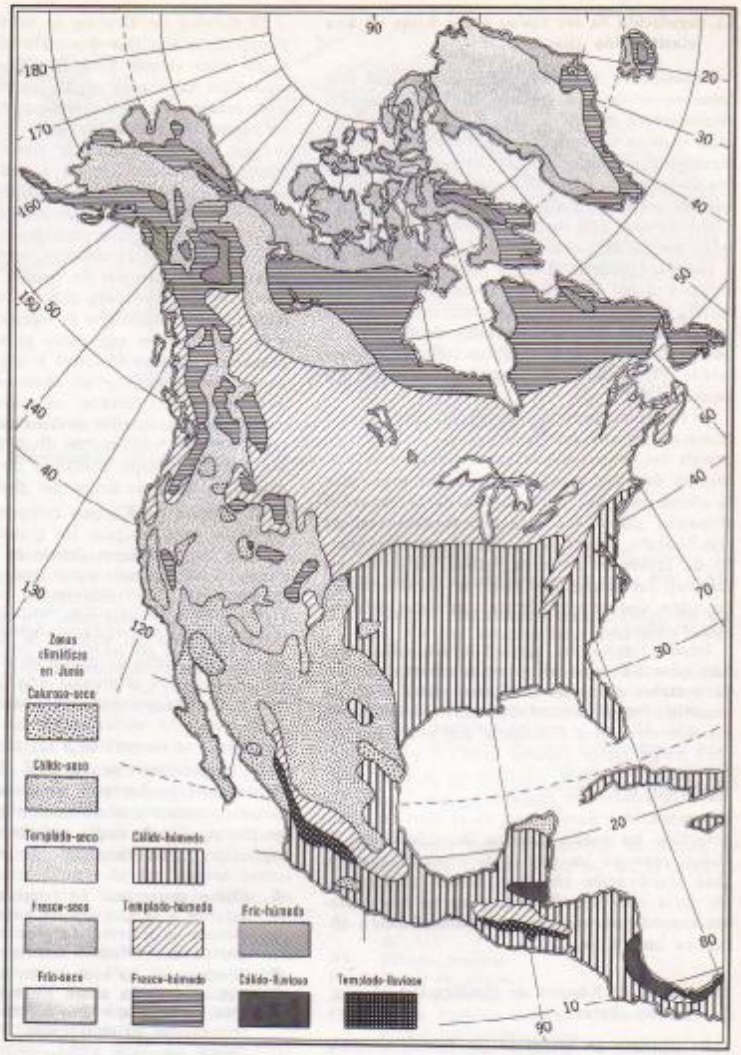


Figura 13.2. Zonas climáticas de junio en Norteamérica, usando la combinación de precipitación y temperatura dada en la tabla 13.1. (Según el Servicio Cartográfico de las Fuerzas Aéreas de los EE.UU., 1947.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

La vegetación de los suelos como bases de una clasificación climática

Botánicos y geógrafos hace tiempo que son conscientes de que las plantas son altamente responsables de las diferencias de clima. Con cada especie vegetal se halla asociada una determinada combinación de elementos climáticos que son los más favorables para su crecimiento, así como ciertos extremos de calor, frío o sequía más allá de los cuales la especie vegetal no puede sobrevivir. Las plantas tienden a adaptar su forma física a las oscilaciones climáticas y, por ello, encontramos que existe una amplia variedad de formas constituidas por la unión de las especies vegetales dominantes, y que la forma general o hábito refleje estrechamente el clima. Estos temas se tratan en los capítulos 20 y 21.

Se ha de recomendar mucho una clasificación climática basada en las diferentes formas que toman los grupos vegetales. Por otra parte, las formas de estas plantas constituyen respuestas al clima, más que a las causas de la variación climática global. Un principio fundamental de clasificación científica es que el establecimiento de clases de cosas se realiza mejor basándose en las causas que motivan las diferencias de clase que en los efectos que estas diferencias producen.

Desde finales del siglo XIX, los edafólogos han advertido que las diversas variedades fundamentales de suelos maduros, vistos a escala mundial, están controladas más intensamente por los elementos climáticos que por cualquier otro único factor (véanse caps. 18 y 19). Pero las plantas también contribuyen a determinar las propiedades de muchos suelos de los que dependen. Así pues, como en el caso de la vegetación, los suelos reflejan las diferencias de clima, pero no las causas de estas diferencias. Una clasificación climática basada en los suelos sería muy significativa, pero no tan deseable científicamente como una clasificación climática basada en causas.

El sistema de Köppen de clasificación de los climas

El primero en clasificar los climas teniendo en cuenta simultáneamente las características de precipitación y temperatura, pero fijando también límites ajustados a la distribución de los tipos de vegetación conocidos, fue el doctor Wladimir Köppen, de la Universidad de Graz, Austria, en 1918. Este sistema fue posteriormente ampliado y revisado por Köppen y sus discípulos y hoy en día es el más utilizado con propósitos geográficos.

El sistema de Köppen es estrictamente empírico. Esto significa que cada clima se define según unos valores fijos de temperatura y precipitación calculados según las medias anuales o mensuales. En esta clasificación no se tienen en cuenta para nada las causas en términos de presión, vientos, masas de aire, frentes o borrascas. Es posible asignar a una localidad determinada un particular subgrupo climático basándonos solamente en las medidas de temperatura y precipitación registradas en dicho lugar, supuesto, naturalmente, que lo hayamos hecho en un período de tiempo lo suficientemente largo como para obtener valores medios satisfactorios. Dado que la temperatura del aire y la precipitación son datos climáticos que se obtienen con gran facilidad y que requieren un equipo muy simple y un observador sin conocimientos especializados, un sistema de clasificación basado en ellos presentará grandes ventajas. De esta manera, las áreas correspondientes a cada subtipo climático pueden ser estimadas en extensas zonas del globo.

El sistema de Köppen comprende un grupo de letras para designar los grandes grupos climáticos, los subgrupos dentro de éstos y posteriores subdivisiones para designar especiales características de temperatura y precipitación en las distintas estaciones. Un estudio detallado y profundo del sistema de Köppen corresponde a un curso avanzado en climatología regional, pero los elementos principales del mismo serán bosquejados aquí, explicando el código que será utilizado en los capítulos siguientes, que se refieren a los climas del globo.

Se consideran cinco grupos climáticos principales, designados por letras mayúsculas, tal como se indica a continuación (fig. 13.3). Los grupos *A*, *C* y *D* tienen suficiente calor y precipitación para el desarrollo de bosques.

A. Climas tropicales. La temperatura media es superior a 18°C todos los meses. Estos climas carecen de invierno. La precipitación anual es abundante y excede a la evaporación.

B. Climas secos. La evaporación excede a la precipitación media anual. No hay remanente de agua, por lo que no existen las corrientes permanentes en estas zonas.

C. Climas templados cálidos (mesotérmicos[1]*).* El mes más frío tiene una temperatura media inferior a 18°C, pero superior a —3°C. Los climas de este grupo poseen verano e invierno.

[1] Las latitudes medias no tienen nada de "templadas" si se considera el tiempo diario o en las distintas estaciones. El término *mesotérmico* muy a menudo sustituye *templado* para indicar temperaturas intermedias entre el calor de los desiertos y el frío de las zonas árticas.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

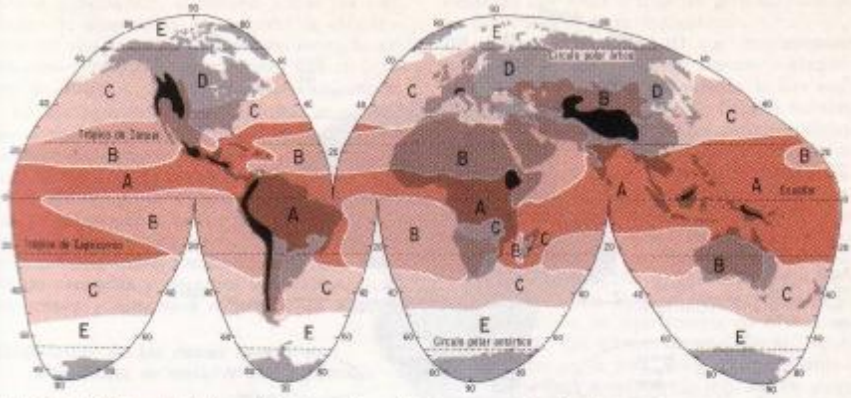


Figura 13.3. Mapamundi de las principales regiones climáticas, según la clasificación de Köppen. Las zonas de gran altura están en negro. (Basado en el Goode Base Map. Copyright de la Universidad de Chicago. Usado con permiso de la University of Chicago Press.)

D. Climas de nieve (*microtérmicos* [1]). El mes más frío tiene una temperatura media inferior a —3°C. La temperatura media del mes más cálido es superior a los 10°C, coincidiendo la correspondiente isoterma con el límite septentrional del crecimiento de bosques.

E. Climas de hielo. La temperatura media del mes más cálido es inferior a los 18°C. Estos climas no tienen verdadero verano.

Hay que destacar que cuatro de estos cinco grupos (*A*, *C*, *D* y *E*) se designan mediante medias temperaturas, mientras el restante (*B*) se define en términos de las proporciones evaporación/precipitación. Esto puede parecer de una inconsecuencia fundamental.

Los subgrupos dentro de los grupos precedentes se designan con una segunda letra, de acuerdo con el siguiente código:

S. Clima de estepa. Clima semiárido, con una precipitación anual de 38 a 76 cm en las latitudes bajas. El límite exacto de precipitación se determina mediante una fórmula en la que interviene la temperatura.

W. Clima desértico. Clima árido. La mayor parte de las regiones que se incluyen en este subgrupo tienen una precipitación anual inferior a los 25 cm. El límite exacto que lo separa del clima de estepa se determina mediante una fórmula.

[1] El término *microtérmico*, etimológicamente "poco calor", es sustituido en los Estados Unidos, muchas veces, junto con el término "mesotérmico", en los títulos asignados aquí a los grupos *D* y *C*, respectivamente.

(Las letras *S* y *W* son sólo aplicables a los climas tipo *B*, dando lugar a los tipos *BW* y *BS*.)

f. Húmedo. Precipitación regular todos los meses. No hay estación seca. Esta letra puede aplicarse a los grupos *A*, *C* y *D*.

w. Estación seca en el invierno del respectivo hemisferio (estación en que el sol está bajo).

s. Estación seca en el verano del respectivo hemisferio (estación en que el sol está alto).

m. Clima de bosque lluvioso (pluviisilva) a pesar de una corta estación seca en el ciclo de precipitación de tipo monzónico. Es aplicable al grupo *A* exclusivamente.

Combinando estos dos grupos de letras, se obtienen once climas distintos, de la manera siguiente:

Af. Selva tropical (también *Am*, una variante de *Af*).
Aw. Sabana tropical.
BS. Clima de estepa.
BW. Clima desértico.
Cw. Clima lluvioso templado (mesotérmico húmedo) con invierno seco.
Cf. Clima lluvioso templado (mesotérmico húmedo), húmedo en todas las estaciones.
Cs. Clima lluvioso templado (mesotérmico húmedo) con verano seco.
Df. Clima de bosque, frío y con nieve (mesotérmico húmedo), húmedo todas las estaciones.
Dw. Clima de bosque, frío y con nieve (microtérmico húmedo) con invierno seco.
ET. Clima de tundra.
EF. Clima de hielo perpetuo (casquetes de hielo).

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

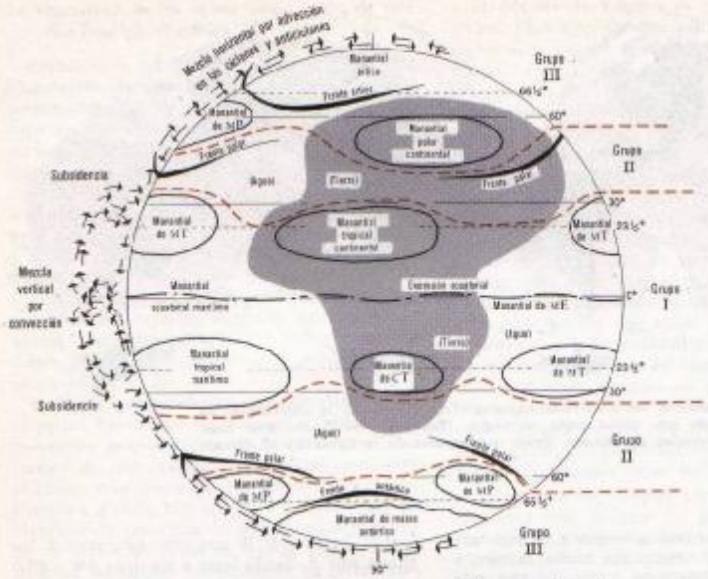


Figura 13.4. Diagrama global que ilustra los fundamentos de los tres principales grupos climáticos. (Según Pettersen y otros.)

Para dar cabida en la clasificación a más variaciones en la temperatura o en otros elementos atmosféricos, Köppen añadió una tercera letra a los distintos tipos ya mencionados. Estas terceras letras y sus significados son:

a. Con verano caluroso: el mes más cálido por encima de 22°C (climas *C* y *D*).
b. Con verano cálido: el mes más cálido por debajo de 22°C (climas *C* y *D*).
c. Con verano corto y fresco: menos de cuatro meses por encima de los 10°C (climas *C* y *D*).
d. Con invierno muy frío: el mes más frío por debajo de —38°C (sólo climas *D*).
h. Caluroso y seco: temperatura anual media superior a 18°C (sólo climas *B*).
k. Frío y seco: temperatura media anual por debajo de 18°C (sólo climas *B*).

Como ejemplo de utilización del código climático de Köppen, *BWk* haría referencia a un *clima fresco y desértico*, *Dfc* significaría *clima de bosque, frío y con nieve, con verano corto y fresco*. La relación completa de los símbolos correspondientes a los distintos climas según el código anterior se incluye en la tabla resumen de climas que sigue. Un mapa climático mundial según una versión posterior del sistema de Köppen (el sistema de Köppen-Geiger) aparece en la lámina 2.

Sistema climático explicativo-descriptivo

Los capítulos anteriores sobre los elementos determinantes del tiempo, circulación global, propiedades de las masas de aire, manantiales y borrascas han proporcionado al lector numerosos principios referentes a las causas del tiempo y sus variaciones estacionales. Sería una lástima que estos conocimientos quedaran sin utilizar y no se aplicaran al estudio sistemático de los climas del globo, limitándonos a un sistema puramente empírico basado en medias de temperatura y precipitación expresadas mediante letras, de código.

Los sistemas más satisfactorios de clasificación en cualquier ciencia natural son aquéllos denominados *genéticos*, significando que el origen de los fenómenos se antepone a cualquier otro criterio clasificatorio. Dado que un sistema genético proporciona una explicación de los sistemas clasificados, se puede llamar *explicativo*. Si esta explicación se lleva a cabo de una manera cualitativa (y no de una manera numé-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

rica o matemática), el sistema puede ser calificado de *descriptivo*. Un intento de clasificación de esta índole puede ser denominado *explicativo-descriptivo*, en contraste con el sistema de Köppen, que es *empírico-cuantitativo*.

En los capítulos siguientes, los climas del globo son estudiados desde un punto de vista explicativo-descriptivo basado en causas y efectos. No será difícil la introducción de los símbolos del código de Köppen en este sistema a fin de relacionar a ambos sistemas. En realidad, pronto se echará de ver que el sistema explicativo-descriptivo simplemente da una explicación razonable y científica a la existencia de los grupos y subgrupos climáticos de Köppen.

Clasificación de los climas basada en manantiales de masas y zonas frontales

El sistema de análisis climatológicos que se utilizará en los capítulos siguientes está basado en la situación de los manantiales de masas de aire y en la naturaleza y movimiento de éstas, de los frentes y de las borrascas ciclónicas. La figura 13.4 nos muestra los principios de esta clasificación en un diagrama global y esquemático. El mapa mundial de la figura 13.5 ilustra la situación general de cada uno de los trece tipos fundamentales.

La figura 13.4 nos muestra tres grupos climáticos fundamentales. El grupo I incluye las regiones generadoras ecuatoriales y tropicales y la zona de convergencia o vaguada ecuatorial entre ellas. Aquí, el término *ecuatorial* significa perteneciente a la franja de latitud de unos pocos grados a ambos lados del ecuador; *tropical* hace referencia a las dos franjas de latitud de unos pocos grados a ambos lados de los trópicos de Cáncer y de Capricornio.

Los climas del grupo I están controlados por las células subtropicales de alta presión o anticiclones, que son regiones de subsidencia del aire y básicamente secas, y por la gran depresión ecuatorial que se encuentra entre ellas. Aunque las latitudes ecuatoriales y tropicales se ven invadidas ocasionalmente por aire de origen polar, puede decirse que los climas del grupo I están casi completamente determinados por las masas de aire tropicales y ecuatoriales.

Los climas del grupo II están en una zona donde la interacción entre masas de aire de distinta naturaleza es muy intensa: *zona frontal polar*. Las masas de aire tropicales que se desplazan hacia el polo y las masas de aire polares que se mueven hacia el ecuador confluyen en esta zona, que contiene una serie de borrascas que se desplazan hacia el Este. De una manera local y en ciertas estaciones pueden dominar las masas de aire polar o tropical, pero ninguna de las dos posee el control absoluto.

Los climas del grupo III son determinados por masas de aire polares y árticas (o antárticas[1]). Las dos regiones generadoras de aire continentales polares de Siberia y Canadá Septentrional pertenecen a este grupo, pero no existen regiones similares en el hemisferio sur. En la franja comprendida entre los paralelos 60 y 70, masas de aire de origen ártico encuentran masas de aire de origen polar continental a lo largo de una *zona frontal ártica*, dando lugar a una serie de ciclones en movimiento hacia el Este.

En las páginas 246 y 247 insertamos una lista de los catorce tipos climáticos. Cuando se forma un clima de tipo compuesto por la alternancia de dos climas de tipo simple, aquél sigue a éstos en la lista. Estos tipos climáticos reciben nombres sencillos, de uso común entre los geógrafos. Los números se corresponden con los que aparecen en la figura 13.5. Se han añadido a la tabla los símbolos de Köppen para poner de relieve la correspondencia que existe entre estos catorce tipos y los once climas de Köppen y sus subtipos. Hay que destacar, sin embargo, que los símbolos de Köppen podrían ser suprimidos, sin que por ello quedara afectado el tratamiento explicativo-descriptivo en términos de masas de aire y zonas frontales.

En los capítulos 15, 16 y 17 se analizan estos tipos climáticos, se dan las medias mensuales de temperatura y precipitación de estaciones meteorológicas representativas y se resumen las influencias más importantes del clima sobre el suelo y la vegetación.

Regímenes climáticos

Cualquiera que sea el sistema de clasificación climática que un geógrafo pueda escoger o adoptar, un estudio combinado de la temperatura mensual y de las características de la precipitación revelarán que un clima está encuadrado en uno o más de los siete *regímenes* climáticos básicos. Estos regímenes son de particular importancia en el entendimiento de los suelos y de la geografía vegetal, ya que cada régimen ocasiona una respuesta característica de los suelos y la vegetación.

Los regímenes climáticos quedan particularmente bien definidos mediante un *diagrama de*

[1] El lector se habrá dado cuenta probablemente de que los climatólogos utilizan los términos *polar* y *ártico* de una forma completamente opuesta a su significado geográfico habitual. Los manantiales de masas polares deberían estar situados en los polos y los manantiales árticos y antárticos deberían estar en las proximidades de los círculos polares ártico y antártico. Sin embargo, cambiar ahora la terminología redundaría en una gran confusión, dada la nomenclatura internacionalmente aceptada para las masas de aire.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

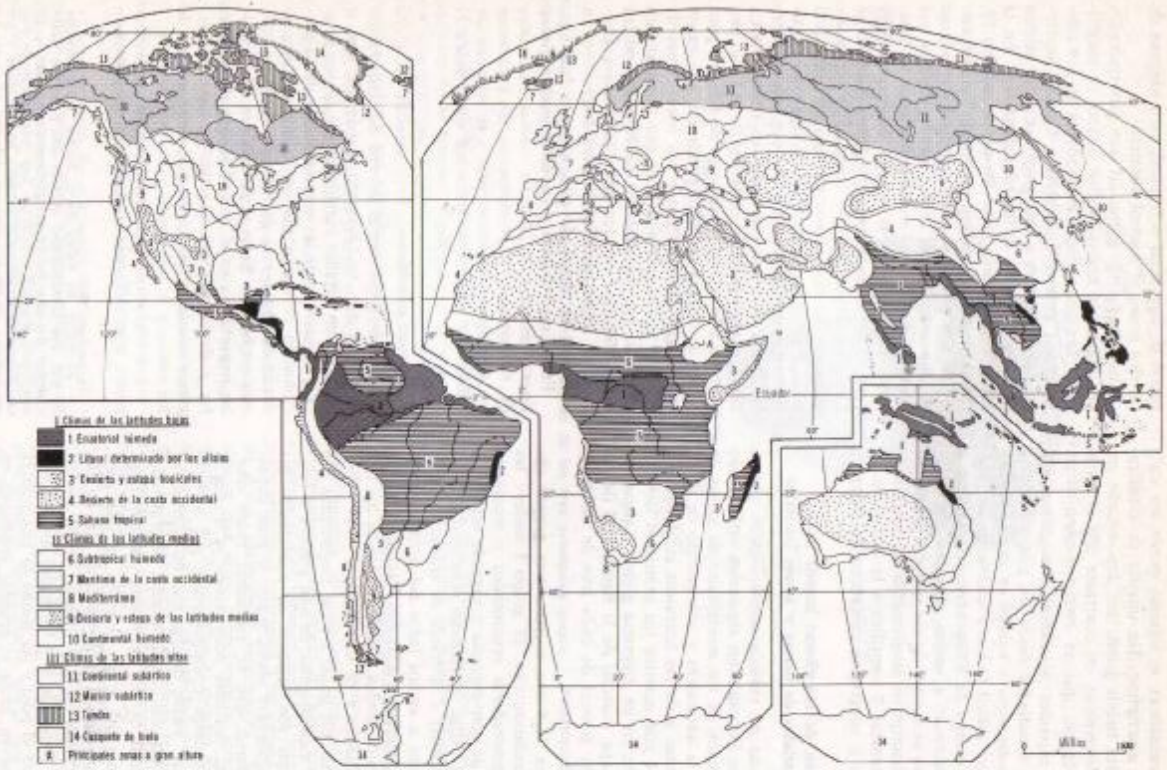


Figura 13.5. Mapamundi generalizado y simplificado, mostrando la distribución de los trece climas. En muchos aspectos, estas regiones climáticas se corresponden con las regiones definidas por G. T. Trewartha. (Proyección equiárea de Aitoff adaptada por V. C. Finch.)

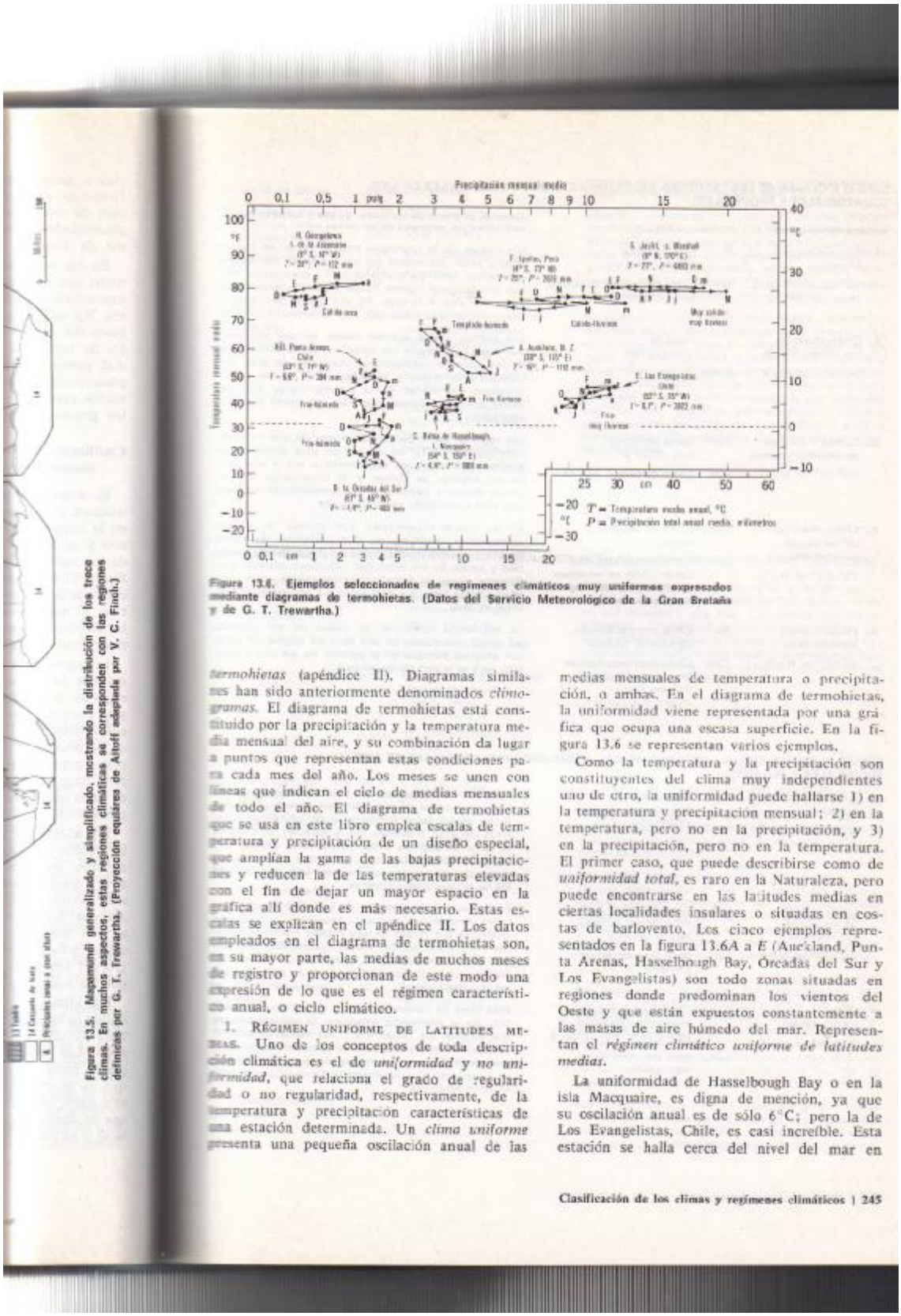


Figura 13.5. Mapamundi generalizado y simplificado, mostrando la distribución de los trece climas. En muchos aspectos, estas regiones climáticas se corresponden con las regiones definidas por G. T. Trewartha. (Proyección equiárea de Aitoff adaptada por V. C. Finch.)

Figura 13.6. Ejemplos seleccionados de regímenes climáticos muy uniformes expresados mediante diagramas de termohietas. (Datos del Servicio Meteorológico de la Gran Bretaña y de G. T. Trewartha.)

termohietas (apéndice II). Diagramas similares han sido anteriormente denominados *climogramas*. El diagrama de termohietas está constituido por la precipitación y la temperatura media mensual del aire, y su combinación da lugar a puntos que representan estas condiciones para cada mes del año. Los meses se unen con líneas que indican el ciclo de medias mensuales de todo el año. El diagrama de termohietas que se usa en este libro emplea escalas de temperatura y precipitación de un diseño especial, que amplían la gama de las bajas precipitaciones y reducen la de las temperaturas elevadas con el fin de dejar un mayor espacio en la gráfica allí donde es más necesario. Estas escalas se explican en el apéndice II. Los datos empleados en el diagrama de termohietas son, en su mayor parte, las medias de muchos meses de registro y proporcionan de este modo una expresión de lo que es el régimen característico anual, o ciclo climático.

1. RÉGIMEN UNIFORME DE LATITUDES MEDIAS. Uno de los conceptos de toda descripción climática es el de *uniformidad* y *no uniformidad*, que relaciona el grado de regularidad o no regularidad, respectivamente, de la temperatura y precipitación características de una estación determinada. Un *clima uniforme* presenta una pequeña oscilación anual de las medias mensuales de temperatura o precipitación, o ambas. En el diagrama de termohietas, la uniformidad viene representada por una gráfica que ocupa una escasa superficie. En la figura 13.6 se representan varios ejemplos.

Como la temperatura y la precipitación son constituyentes del clima muy independientes uno de otro, la uniformidad puede hallarse 1) en la temperatura y precipitación mensual; 2) en la temperatura, pero no en la precipitación, y 3) en la precipitación, pero no en la temperatura. El primer caso, que puede describirse como de *uniformidad total*, es raro en la Naturaleza, pero puede encontrarse en las latitudes medias en ciertas localidades insulares o situadas en costas de barlovento. Los cinco ejemplos representados en la figura 13.6*A* a *E* (Auckland, Punta Arenas, Hasselbough Bay, Orcadas del Sur y Los Evangelistas) son todo zonas situadas en regiones donde predominan los vientos del Oeste y que están expuestos constantemente a las masas de aire húmedo del mar. Representan el *régimen climático uniforme de latitudes medias*.

La uniformidad de Hasselbough Bay o en la isla Macquaire, es digna de mención, ya que su oscilación anual es de sólo 6°C; pero la de Los Evangelistas, Chile, es casi increíble. Esta estación se halla cerca del nivel del mar en

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

GRUPO I: CLIMAS DE LAS LATITUDES BAJAS (REGULADOS POR LAS MASAS DE AIRE ECUATORIALES Y TROPICALES)

Nombre de los climas	Símbolo de Köppen		Regiones de origen de las masas de aire y zonas frontales, características generales de los climas
1. Clima ecuatorial húmedo 10° lat. N-10° lat. S (Asia 10°-20° N)	*Af* *Am*	Clima tropical de pluvisilva y Clima tropical de pluvisilva, tipo monzónico	Los climas de la depresión tropical (zona de convergencia) están dominados por las masas de aire cálidas y húmedas marítimas tropicales (mT) y ecuatoriales (mE) que proporcionan fuertes lluvias mediante tempestades convecccionales. A lo largo del año prevalecen temperaturas notablemente uniformes.
2. Clima litoral de los vientos alisios 10°-25° lat. N y S	*Af-Am*	Incluido en los climas	Los vientos alisios aportan masas de aire tropicales marítimas (mT) desde los lados occidentales húmedos de las células subtropicales oceánicas de altas presiones, dando origen a estrechas zonas en las costas orientales con fuertes lluvias y temperaturas uniformemente altas. Las lluvias muestran una fuerte variación estacional.
3. Climas tropicales de desierto y estepa 15°-35° lat. N y S	*BWh* *BSh*	Clima desértico, muy cálido, y Clima de estepa, muy cálido	Las regiones de origen de las masas de aire continentales-tropicales (cT_s) en células de altas presiones en niveles altos sobre los continentes a uno y otro lado de los trópicos de Cáncer y de Capricornio originan climas áridos a semiáridos con temperaturas máximas muy altas y oscilación anual moderada.
4. Clima desértico de las costas occidentales 15°-30° lat. N y S	*BWk* *BWh*	Clima de desierto, fresco, y Clima de desierto, muy cálido (*BWn* en versiones anteriores, donde *n* significa nieblas frecuentes)	En las costas occidentales que bordean las células subtropicales oceánicas de altas presiones, las masas de aire tropicales marítimas (mT_s) subsidentes son estables y secas. En los estrechos cinturones costeros predominan climas de desierto extremadamente secos pero relativamente frescos y neblinosos. La oscilación térmica anual es débil.
5. Clima tropical húmedo-seco 5°-25° lat. N y S	*Aw* *Cwa*	Clima tropical lluvioso, de sabana; también Clima templado lluvioso (mesotermal húmedo), invierno seco, verano muy cálido	La alternancia estacional de masas de aire húmedo mT o mE con masas de aire seco cT origina un clima con estación húmeda en el período de sol alto y estación seca en el período de sol bajo.

GRUPO II: CLIMAS DE LAS LATITUDES MEDIAS (REGULADOS POR LAS MASAS DE AIRE TROPICALES Y POLARES)

6. Clima subtropical húmedo 20°-35° lat. N y S	*Cfa*	Clima templado lluvioso (mesotermal húmedo), verano muy cálido	Márgenes continentales del este subtropicales dominadas por masas de aire marítimos húmedos (mT) que fluyen de los lados occidentales de las células oceánicas de altas presiones. En la estación de sol alto, la lluvia es copiosa y las temperaturas cálidas. Los inviernos son frescos con frecuentes invasiones de masas de aire polares continentales (cP). Son frecuentes las tempestades ciclónicas.
7. Clima marítimo de las costas occidentales 40°-60° lat. N y S	*Cfb* *Cfc*	Clima templado lluvioso (mesotermal húmedo), verano cálido, e Igual pero verano corto y fresco	En las costas occidentales de barlovento de las latitudes medias se producen frecuentes tempestades ciclónicas con masas de aire polares marítimas húmedas (mP). Estas aportan mucha nubosidad y una precipitación bien distribuida, pero con un máximo en invierno. La oscilación térmica anual es pequeña para las latitudes medias.
8. Clima mediterráneo 30°-45° lat. N y S	*Csa* *Csb*	Clima templado lluvioso (mesotermal húmedo), verano seco, muy cálido, e Igual pero verano seco cálido	Este clima de invierno húmedo y verano seco es resultado de la alternancia estacional de las condiciones que originan los climas 4 y 7; las masas de aire mP dominan en el invierno con tempestades ciclónicas y abundante lluvia, y las masas de aire mT_s dominan en verano con sequía extremada. La oscilación térmica anual es moderada.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Nombre de los climas	Símbolo de Köppen		Regiones de origen de las masas de aire y zonas frontales, características generales de los climas
9. Climas de desierto y estepa de las latitudes medias 35°-50° lat. N y S	*BWk*	Clima desértico, fresco	Desiertos y estepas interiores de latitudes medias situados en regiones en las que las montañas impiden las invasiones de masas de aire marítimas, pero dominados por masas de aire tropicales continentales (mT o mP) en verano y por masas de aire polares continentales (cP) en invierno. Gran oscilación térmica anual; veranos muy cálidos, inviernos fríos.
	BWk'	Igual pero frío; y	
	BSk	Clima de estepa, fresco	
	BSk'	Igual pero frío	
10. Clima continental húmedo 35°-60° lat. N	*Dfa*	Clima forestal frío y nivoso (microtermal húmedo), húmedo todo el año, verano cálido, e	Localizados en las partes continentales centrales y orientales de las latitudes medias, estos climas están en la zona frontal polar, el campo de batalla de las masas de aire tropicales y polares. Los contrastes estacionales son fuertes y el tiempo muy variable. Amplia precipitación durante todo el año, aumentada en verano por la invasión de masas de aire tropicales marítimas (mT). Los fríos inviernos están dominados por frecuentes invasiones de masas de aire polares continentales (cP) procedentes de regiones de origen septentrionales.
	Dfb	Igual pero verano cálido; también	
	Dwa	Clima frío y nivoso (microtermal húmedo), invierno frío, verano muy cálido, e	
	Dwb	Igual pero verano cálido	

GRUPO III: CLIMAS DE LAS LATITUDES ALTAS (REGULADOS POR LAS MASAS DE AIRE POLARES Y ÁRTICAS)

11. Clima continental subártico 50°-70° lat. N	*Dfc*	Clima forestal frío y nivoso (microtermal húmedo), húmedo todo el año, verano fresco, e	Este clima se encuentra en la región de origen de las masas de aire polares continentales (cP), que en invierno son estables y muy frías. Los veranos son cortos y frescos. La oscilación térmica anual es enorme. Las tempestades ciclónicas, a las que es arrastrado el aire polar marítimo (mP), proporcionan precipitaciones ligeras pero la evaporación es pequeña y, por ello, el clima es realmente húmedo.
	Dfd	Igual, pero invierno muy frío, también	
	Dwc	Clima forestal frío y nivoso (microtermal húmedo), invierno seco, verano fresco, e	
	Dwd	Igual pero invierno muy frío	
12. Clima marítimo subártico 50°-60° lat. N y 45°-60° lat. S	*ET*	Clima de tundra, polar	Localizados en las zonas frontales árticas de la estación invernal, estas costas e islas de barlovento de las latitudes subárticas están dominadas por masas de aire mP fresco. La precipitación es relativamente grande y la oscilación térmica anual es pequeña para una región de latitud tan alta.
13. Clima de tundra Al norte de 55° N Al sur de 50° S	*ET*	Clima de tundra, polar	Los bordes costeros árticos están situados a lo largo de una zona frontal en las que las masas de aire polares (mP, cP) interaccionan con las masas de aire árticas (*A*) en tempestades ciclónicas. El clima es húmedo y de frío riguroso, sin estación cálida o verano. La influencia moderadora de las aguas del océano impide que el invierno sea extremadamente riguroso como en el clima 11.
14. Clima de casquete glaciar (Groenlandia, Antártida)	*EF*	Clima polar, helada perpetua	Las regiones de origen de las masas de aire árticas (*A*) y antárticas (*AA*) situadas sobre los grandes casquetes de hielo continentales tienen un clima con promedio anual de temperatura muy por debajo de todos los demás climas y ningún promedio mensual sobre el punto de congelación. Las grandes altitudes de las mesetas de hielo intensifican el frío de las masas de aire.
Climas de grandes altitudes			Los climas húmedos frescos a fríos, que ocupan zonas de grandes altitudes de las cadenas montañosas del mundo tienen una extensión localizada y no están incluidos en el sistema de clasificación.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

una pequeña isla situada frente a la costa occidental de Sudamérica a unos 52° 1/3 de lat. S. Su oscilación térmica anual es de sólo 4°C, y la precipitación anual, de 3000 mm, está tan igualmente distribuida que ninguna media mensual es inferior a los 200 mm o mayor de 300 mm. Las temperaturas bajo cero son raras, a pesar de que la media anual es de 6°C. Ningún mes del año tiene menos de 20 días con una precipitación superior a 1 mm, que es lo mismo que decir que llueve dos de cada tres días por término medio durante el año.

Estos ejemplos de uniformidad total son todos los más notables ya que, en las latitudes medias, el ciclo de insolación anual presenta una amplia oscilación (fig. 8.3) que tiende a motivar una notable variación térmica anual. En los cinco casos representados en la figura 13.6*A* a *E*, la influencia moderadora del vasto océano meridional inhibe efectivamente el ciclo de insolación.

2. Régimen ecuatorial. La gran uniformidad de las temperaturas medias mensuales, pero raramente la de las precipitaciones, son los fenómenos que caracterizan a la zona ecuatorial, la cual puede decirse que posee un alto grado de uniformidad térmica. El régimen climático asociado a estas bajísimas latitudes es el *régimen ecuatorial*. Se han seleccionado dos ejemplos, fig. 13.6*F* y *G*, por los valores excepcionalmente bajos que presentan las medias de precipitación mensuales. La figura 13.7 muestra las condiciones más comúnmente observadas, consistentes en una excepcional uniformidad térmica sobreimpuesta a una amplia gama de medias mensuales de precipitación. El resultado es un diagrama de termohietas que aparece en la gráfica como una línea casi horizontal. Nótese la amplia gama de precipitaciones mensuales y los elevados totales anuales.

A medida que aumenta la altura, el ciclo entero se va desplazando hacia abajo y a la izquierda de la gráfica, pero presentando muy pocas variaciones como demuestra la sucesión de Takengön, Sumatra; Quito, Ecuador, y Jauja, Perú (fig. 13.7*B* a *D*).

La uniformidad térmica pero no de precipitación sólo se presenta en los desiertos muy secos y se comentará después al tratar del régimen desértico. Georgetown, isla Ascensión (fig. 13.6), es un caso excepcional de uniformidad total en las latitudes ecuatoriales, pero con un clima muy seco.

3. Régimen tropical húmedo-seco. Un régimen *tropical húmedo-seco* se caracteriza por poseer una estación muy lluviosa en la época en que el sol está alto que alterna con otra muy seca cuando el sol está bajo, acompañadas generalmente de una variación estacional moderada de temperaturas. En la figura 13.8 se representan termohietas de estaciones de clima tropical húmedo-seco. La de Paraná, Brasil, tiende hacia la uniformidad térmica, pero esta uniformidad viene acompañada de un gran contraste entre sequía y lluvias. Kano, Nigeria, es en muchos aspectos el ejemplo más extremo de clima de latitudes bajas, ya que posee un período sin lluvias cuando la declinación del sol es más meridional. En sorprendente contraste está el período extremadamente húmedo que

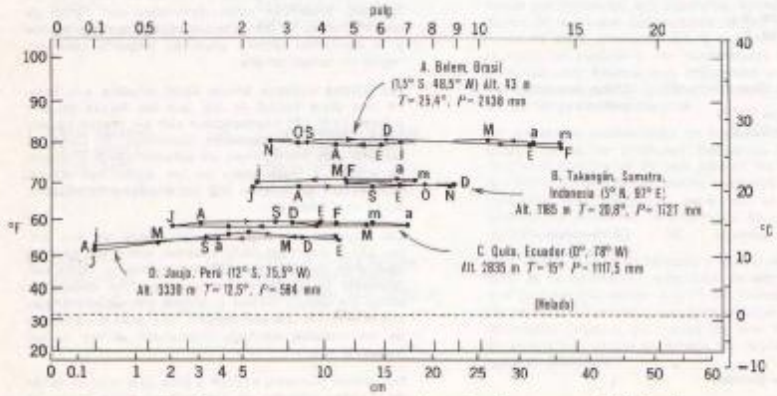


Figura 13.7. Ejemplos de estaciones que poseen clima de régimen ecuatorial húmedo. (Datos del Servicio Meteorológico de la Gran Bretaña.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

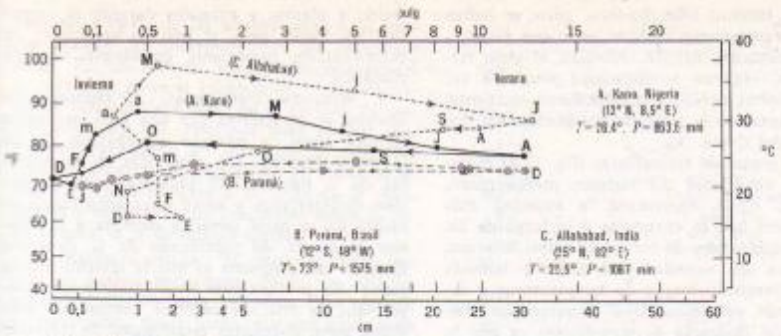


Figura 13.8. Ejemplos de estaciones que poseen clima de régimen tropical húmedo-seco. (Datos del Servicio Meteorológico de la Gran Bretaña.)

sigue al solsticio de verano. Lógicamente, un régimen climático con estos enormes contrastes de precipitación exigirá un severo esfuerzo de adaptación a plantas y animales en la estación seca.

Una característica digna de mención del régimen tropical húmedo-seco es la existencia de un pico térmico aproximadamente durante abril y mayo (hemisferio norte). Las temperaturas se moderan algo después de mayo debido a la llegada de una cubierta de nubes y al efecto refrescante de la caída de la lluvia y de su evaporación. Así pues, encontramos un tercer ciclo estacional en ciertas regiones de clima tropical: fresco-seco, tórrido-seco y cálido-húmedo. En el norte de la India, particularmente, el diagrama de termohietas es una figura en forma de ocho de aspecto característico, como se observa para los datos de Allahabad, India (figura 13.8 *C*). Aquí la oscilación térmica viene exagerada por la mayor altitud y está condicionada al fuerte monzón asiático.

4. RÉGIMEN MEDITERRÁNEO. El *régimen mediterráneo (régimen subtropical de verano seco)* se caracteriza por un verano muy seco y cálido que alterna con un invierno húmedo y templado. Las precipitaciones extremas de la estación seca y húmeda no son muy diferentes de las del

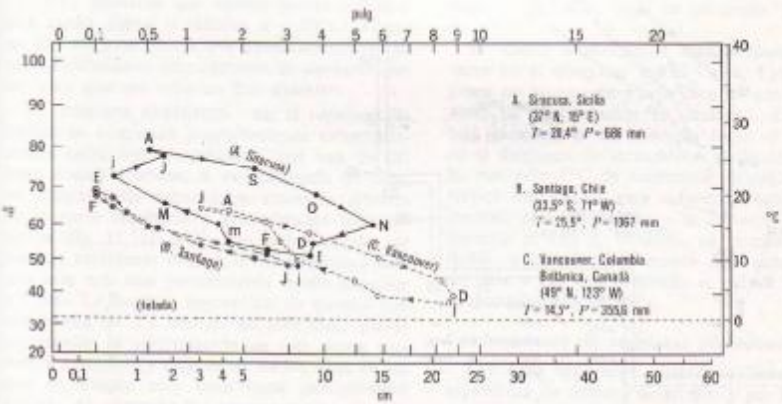


Figura 13.9. Ejemplos de estaciones que poseen clima de régimen mediterráneo. (Datos del Servicio Meteorológico de la Gran Bretaña.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

régimen tropical húmedo-seco, pero se hallan en fase exactamente opuesta en lo que respecta a la declinación del sol. Además, el ciclo térmico del régimen mediterráneo tiende a ser más uniforme debido a la disposición occidental de las costas en la zona en que predominan los vientos del Oeste.

El diagrama de termohietas (fig. 13.9) muestra dos variedades del régimen mediterráneo. Santiago, Chile, representa la variedad más fría y seca que se encuentra a lo largo de las costas occidentales de los continentes. Siracusa, Sicilia, es una variedad más cálida y húmeda con un intervalo mayor de temperaturas y veranos más calurosos. Una característica distintiva del diagrama de termohietas es que la gráfica toma la forma de una elipse en la que el eje mayor está inclinado hacia abajo y a la derecha. La misma tendencia se advierte en el diagrama de termohietas de cualquier estación de la costa occidental situada en la zona de acción de los vientos del Oeste, exista o no una estación seca (véase Vancouver, C.B., fig. 13.9*C* y Auckland, N.Z., fig. 13.6*A*). Como en el caso del régimen tropical húmedo-seco, el régimen mediterráneo exige un severo esfuerzo de adaptación a plantas y animales durante el verano casi sin lluvia, pero el frío no constituye un inconveniente importante en ningún régimen climático.

5. Régimen continental. El *régimen continental* se caracteriza por una gran oscilación térmica anual, a menudo acompañada de un invierno riguroso. Los diagramas de termohietas de la figura 13.10 presentan una elongación característica y están orientados diagonalmente de la parte superior derecha a la inferior izquierda. El significado de la dirección diagonal del diagrama es que la estación cálida posee una precipitación considerablemente mayor que la fría. El régimen continental presenta, pues, contrastes estacionales de temperatura y precipitación. Existe, sin embargo, una considerable diferencia de aridez o humedad de un lugar a otro en el interior del continente.

Como indica la figura 13.10, las partes centrales de los continentes tienden a ser secas (Yakutsk, U.R.S.S.), mientras que las localidades más orientales van teniendo cada vez más precipitaciones durante el año (Omaha, Nebraska y Shanghai, China). Como sería de esperar, el incremento de latitud motiva un marcado

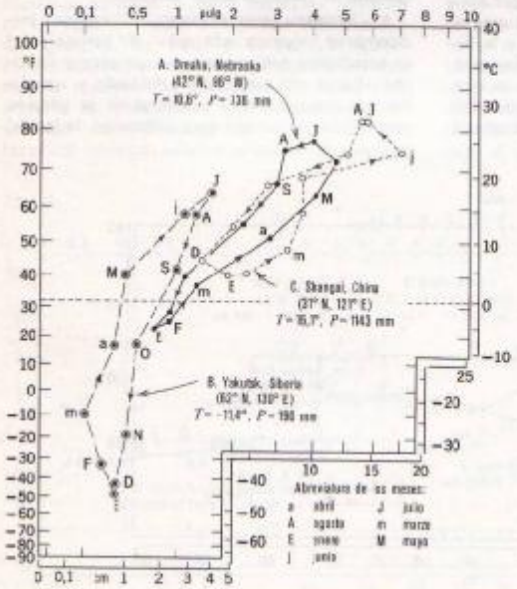


Figura 13.10. Ejemplos de estaciones que poseen clima de régimen continental. (Datos de G. T. Trewartha y del Servicio Meteorológico de la Gran Bretaña.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

descenso general de las temperaturas y, al mismo tiempo, un incremento de su oscilación anual. En un aspecto, el régimen continental se parece al tropical húmedo-seco: la precipitación máxima tiene lugar en el período de mayor altura del sol. Podemos pues esperar una completa gradación en dirección al polo del régimen tropical húmedo-seco al continental, donde el clima se sitúa a lo largo de la parte central y oriental de un continente desde la zona tropical a la de latitud media.

6. RÉGIMEN POLAR. El *régimen polar* impera en ambos hemisferios desde los círculos ártico y antártico hasta los polos. Este régimen se caracteriza, desde luego, por sus bajas temperaturas anuales. Sólo tres o cuatro meses gozan de temperaturas medias superiores a los cero grados. Los diagramas de termohietas de las estaciones representativas de las franjas costeras árticas se sitúan, pues, muy abajo en la parte izquierda de la gráfica (fig. 13.11*A* a *C*). La precipitación es medible pero pequeña durante todos los meses. La extrema variación de la intensidad de la insolación durante el año es la responsable de oscilaciones térmicas anuales de 22 a 28°C, pero este valor llega a sobrepasarlo el régimen continental de bajas latitudes de Canadá y Siberia (véase Yakutsk, fig. 13.10*B*).

El régimen polar más crudo impera en las elevadas latitudes, en el interior de los grandes casquetes de hielo de Groenlandia y la Antártida. La termohieta de un registro anual de Eismitte, en el centro de Groenlandia a más de 2700 m de altura, indica que sólo dos medias mensuales estuvieron por encima de —18°C, mientras que cuatro meses tuvieron una media igual o inferior a —40°C! Como no hay ninguna planta que pueda sobrevivir en tales condiciones, este régimen de casquete polar hace que sea todo un frío desierto.

7. RÉGIMEN DESÉRTICO. En el *régimen desértico* se combinan precipitaciones extremadamente bajas con temperaturas que van de cálidas a muy tórridas. A consecuencia de esto, un diagrama de termohietas típico se situaría en la parte izquierda y generalmente bastante arriba (fig. 13.11*D* a *F*). Los ciclos anuales de muchas estaciones desérticas no presentan ningún mes con una precipitación media superior a 5 mm. La lluvia es esporádica, de manera que una media de 2,5 mm de un mes dado puede representar la precipitación de una única tormenta precedida y seguida de varios años en los que en ningún mes tuvo lugar precipitación alguna. Al observar las temperaturas, el régimen desértico muestra la influencia de alguno de los otros tres regímenes. El efecto del régimen continental se deja sentir en el interior de las grandes masas continentales, como se observa en el diagrama de termohietas de Stuart, Australia; aquí la oscilación anual es de 17°C.

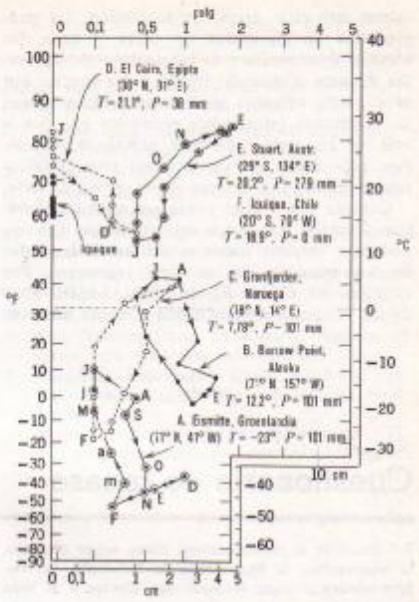


Figura 13.11. Ejemplos de estaciones que poseen climas de régimen desértico y polar. (Datos de Trewartha y del Servicio Meteorológico de la Gran Bretaña.)

El efecto del régimen mediterráneo puede verse en el diagrama de El Cairo, Egipto, que posee un verano sin lluvia pero un notable máximo de precipitación en invierno. El equilibrio térmico de las latitudes bajas se observa en el diagrama de termohietas de Iquique, Chile, con sólo 7°C de oscilación. El régimen desértico implica un gran esfuerzo a animales y plantas, primero debido a la carencia de agua durante el año y, también, en muchas localidades, a la extremadamente alta temperatura del aire y del suelo cuando el sol se halla en su posición más elevada.

Combinaciones de regímenes climáticos

Los siete regímenes climáticos tienen áreas específicas de óptimo desarrollo y puede decirse que constituyen una clasificación climática del mundo en siete tipos básicos —cada uno de los cuales queda fácilmente definido en tér-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

minios del ciclo anual de insolación, las propiedades de las masas de tierra y agua, los vientos dominantes y la interacción de las masas de aire originando frentes y tormentas. Por otra parte, extensas zonas continentales gozan de regímenes intermedios formados por dos o más de los siete regímenes climáticos básicos. Por esta razón hemos escogido una clasificación climática con catorce clases en vez de siete.

Cuando una región posea un régimen climático formado por dos o más regímenes básicos, podemos emplear frases modificantes derivadas de los nombres de los siete regímenes. Por ejemplo, El Cairo, Egipto (fig. 13.11*D*), goza de un "régimen desértico que presenta una tendencia mediterránea"; Allahabad, India (figura 13.8*C*) posee "un régimen tropical húmedo-seco con una marcada influencia continental"; y Yakutsk, Siberia (fig. 13.10*B*), "un régimen continental con influencia polar".

Como se explicará en el capítulo 21, la estructura y distribución de las diversas formas básicas de vegetación reflejan intensamente las influencias de los siete regímenes climáticos básicos. El desarrollo del suelo se ve igualmente influenciado. Esta estrecha asociación entre la vegetación natural y los suelos con el clima constituye una amplia justificación de un análisis de los climas del mundo basado en los regímenes fundamentales.

Cuestionario de repaso

1. Explicar la influencia del clima sobre el suelo, la vegetación, la agricultura, la fisiología, las enfermedades y otros factores que afectan a la vida humana.

2. ¿Qué dificultades se presentan al intentar una clasificación satisfactoria de los climas? ¿De qué modo pueden inducir a error los mapas climáticos?

3. Explicar cómo la temperatura puede ser utilizada para base de una clasificación de los climas. ¿Por qué la temperatura por sí sola no constituye una base de clasificación adecuada?

4. ¿Cómo se puede utilizar la precipitación anual como criterio clasificatorio de los climas? ¿Por qué la evaporación limita la efectividad de este criterio?

5. ¿Por qué la distribución de los tipos naturales de vegetación constituye una base útil para delimitar zonas climáticas?

6. Explicar los principios básicos del sistema de clasificación de Köppen. ¿Cuáles son los cinco grupos climáticos principales? ¿Qué código se utiliza para designar los once climas de la clasificación? Enumerarlos y escribir los símbolos correspondientes.

7. Qué significan las letras *a*, *b*, *c*, *d*, *k*, *k* en el sistema Köppen?

8. Explicar cómo un sistema de clasificación de los climas puede ser basado en las regiones generadoras de masas de aire, movimientos de las masas de aire y zonas frontales. ¿Qué ventajas presenta una clasificación que se apoye en el origen de los fenómenos clasificados frente a otra buscada en valores numéricos?

9. ¿Cómo se clasifican los climas del globo en tres grupos principales tomando como base los tipos de masas de aire?

10. ¿Cuáles son los cinco climas comprendidos en el grupo determinado por las masas de aire ecuatoriales y tropicales? ¿Cómo se relacionan con el sistema de cinturones de viento y de presión? ¿Qué climas de Köppen son equivalentes a ellos?

11. ¿Cuáles son los cinco climas controlados por masas de aire polares y tropicales? Explicar brevemente cada tipo. ¿Qué climas de Köppen son equivalentes?

12. ¿Cuáles son los tres climas controlados por masas de aire polar y árticas? Explicar en qué forma las grandes masas continentales del hemisferio norte y los casquetes de hielo determinan estos climas. ¿Qué es la zona frontal ártica? ¿Hay una zona equivalente en el hemisferio sur? ¿Qué dos climas de Köppen son los equivalentes?

13. Explicar cuál es el significado de "regímenes climáticos". ¿Por qué el estudio de los regímenes climáticos es un tema de importancia en geografía?

14. Nombrar los siete regímenes climáticos. Citar las características esenciales de cada uno y su localización global.

15. ¿Qué es un "diagrama de termohietas"? ¿Qué parámetros climatológicos se disponen en los ejes vertical y horizontal de este diagrama? ¿Por qué las unidades no se hallan uniformemente distribuidas en estos ejes?

16. ¿Puede el clima de un lugar determinado presentar influencias de más de un régimen básico? Citar ejemplos.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Ejercicios

1. Abajo se indican las medias de temperatura y precipitación de diez estaciones climáticas. Las cifras de la última columna son la temperatura anual media y la precipitación anual total media. (Datos de Austin y Haurwitz, *Climatology*.) Determinar el grupo climático de Köppen al que pertenece cada estación y dar las dos primeras letras del código de Koppen. Si es posible, determinar también la tercera letra. Enumerar los criterios por los que se asigna cada estación a su grupo. Se remite al lector a la lámina 2 para más detalles del sistema de Köppen.

2. Usando los datos de temperatura y precipitación del apéndice II, construir diagramas de termohietas de cada una de las siguientes estaciones. Trazar un diagrama sobre una *hoja de proyección de diagramas de termohietas* o sobre una hoja de papel transparente colocada encima del diagrama de termohietas modelo de la página 710. Como ejemplos pueden valer las figuras 13.6 a 13.11. Indicar cada mes con una letra. Poner flechas para indicar la dirección del ciclo anual.

a) Stanley, islas Malvinas (régimen uniforme de de latitud media).
b) Madang, Nueva Guinea (régimen ecuatorial).
c) Cochin, India (régimen ecuatorial con fuerte influjo monzónico).
d) Port Darwin, Territorio del Norte, Australia (régimen tropical húmedo-seco).
e) Sacramento, California (régimen mediterráneo).
f) Winnipeg, Manitoba (régimen continental).
g) Lima, Perú (régimen desértico).
h) Port Nolloth, Unión Sudafricana (régimen desértico con tendencia mediterránea).
i) Kazalinsk, Kazakhstán, Unión Soviética (régimen desértico combinado con régimen continental).
j) Dawson, Territorio del Yukon, Canadá (régimen polar combinado con régimen continental).

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Año
(a) °C	−10.7	−10.9	−2.7	6.6	12.1	16.8	20.7	18.7	13.3	6.6	−0.5	−6.7	5.2
pulg	17	15	12	25	50	73	45	30	33	17	15	15	347
(b) °C	−25.8	−13.5	−10.2	0.9	8.2	14.6	17	14.6	7.7	−1.1	−14.8	−22.6	−2.8
pulg	2.5	2.5	2.5	10	22	43	60	76	33	7.6	5	5	257
(c) °C	21.8	23.1	28.3	33.1	34.6	34.3	31.9	30.2	31.9	31.3	27.0	21.0	29.2
pulg	0	0	2.5	0	7.6	22	88	71	27	10	0	0	225
(d) °C	0.8	1.7	5.5	11.8	17.8	22.2	24.7	23.9	20.0	14.2	7.9	2.7	12.8
pulg	86	93	91	86	88	99	116	109	86	71	66	83	1062.5
(e) °C	3.7	9.7	11.3	14.5	19.1	23.3	26.4	26.3	22.9	19.0	13.9	14.3	17.2
pulg	55	45	33	22	20	15	7.6	15	17	35	73	63	406
(f) °C	25.6	25.7	26.2	26.7	27.0	26.7	26.8	26.4	26.3	26.4	26.0	25.7	26.2
pulg	246	180	185	198	165	177	170	198	175	200	252	262	2377
(g) °C	27.1	27.0	27.1	26.9	25.7	23.9	23.7	25.8	27.3	28.1	27.5	27.2	26.4
pulg	243	226	205	104	50	5	2.5	27	50	111	182	300	1362
(h) °C	−25.7	−28.8	−18.8	−11.1	−1.95	3.7	7.5	6.8	2.3	−3.3	−10.8	−19.8	−8.1
pulg	27	33	20	38	38	27	68	50	30	38	55	38	457
(i) °C	17.3	17.2	16.8	14.5	12.2	11.0	10.2	11.9	15.6	17.4	18.1	17.8	15.0
pulg	265	213	210	55	22	15	20	7.6	76	33	68	215	1142
(j) °C	−5.2	−4.4	−0.2	5.8	11.3	16.7	19.6	18.6	15.1	9.3	3.3	−2.51	7.2
in.	99	109	96	86	83	83	81	78	78	78	88	99	1047

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Capítulo 14
El agua del suelo y el balance hídrico

Los geógrafos están tomando cada vez más en consideración un concepto fundamental de la climatología: que la disponibilidad de agua por parte de las plantas y animales es un factor más importante a la hora de clasificar los climas que la propia precipitación, que es sólo la cantidad de agua caída. Gran parte del agua recibida en forma de precipitación se pierde de varios modos y no es útil a plantas ni a animales. Al igual que en un balance fiscal, cuando la pérdida mensual o anual de humedad excede a la precipitación, resulta un balance deficitario; cuando la precipitación excede a las pérdidas resulta un excedente. Un análisis del *balance de agua*, o *balance hídrico*, de una zona en particular de la superficie de la tierra se lleva a cabo actualmente del mismo modo que se realiza un balance fiscal, y requiere solamente de adiciones y sustracciones de cantidades en determinados períodos de tiempo, tales como el mes o el año. Por otra parte, el comprender por qué tienen lugar tales ganancias y pérdidas implica el estudio de los procesos físicos que afectan al agua en sus estados de vapor, líquido y sólido no sólo en la atmósfera, sino también en el suelo y en las rocas y en el agua que forman los ríos, lagos y glaciares. La ciencia de la *hidrología* trata de estas relaciones del agua como un sistema complejo pero unificado de la tierra. En este capítulo, nuestro interés primario es tratar la hidrología de la zona de suelo.

Agua superficial y subterránea

Podemos clasificar el agua de acuerdo si es *agua superficial*, que se halla fluyendo o estancada sobre el terreno, o *agua subterránea*, que ocupa las aberturas del suelo, manto detrítico o del lecho rocoso. La que se almacena en el suelo o en el manto detrítico a pocos metros de la superficie se denomina *agua de infiltración* y es de particular interés para el botánico, el edafólogo y el ingeniero agrónomo. La que se almacena en las aberturas del lecho rocoso o en zonas profundas dentro de gruesas capas de manto

Caverna con estalactitas. (J. M. Hutchings, **In the Hearth of the Sierras**, 1886.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

detrítico se denomina generalmente *agua de saturación* y es estudiada por el geólogo que está interesado en el almacenamiento y el flujo de este agua en los diversos tipos de rocas y estructuras. En capítulos posteriores se estudian el agua superficial de ríos y glaciares y los aspectos geológicos del agua en saturación.

El ciclo hidrológico

El agua de los océanos, de la atmósfera y de las tierras modifica su posición geográfica y su estado físico en una gran serie de continuos intercambios que se designan con el nombre de *ciclo hidrológico* (fig. 14.1). Si pudiésemos seguirla continuamente, veríamos una molécula de agua viajar a través de un número cualquiera de posibles circuitos que incluyan alternativamente el estado gaseoso, líquido o sólido. Un buen sitio para comenzar la descripción del ciclo hidrológico sería los océanos, que cubren casi las tres cuartas partes del globo. Se ha estimado que cada año se evaporan de los océanos unos 335 000 km³ de agua y otros 65 000 km³ se evaporan en los lagos y de las superficies húmedas de los continentes. El total de evaporación anual (400 000 km³) debe de compensar, por regla general, la cantidad total de agua restituida a la superficie de la tierra por condensación de la atmósfera. Alrededor de 100 000 km³ de agua caen en forma de precipitaciones sobre las superficies de los continentes cada año (lo suficiente para cubrir un área de la extensión de Texas con una altura de 105 m). Observamos que cae considerablemente más agua sobre la tierra que la que es devuelta a la atmósfera por evaporación de las aguas continentales. Por consiguiente, mucha de la que cae vuelve al mar en forma líquida.

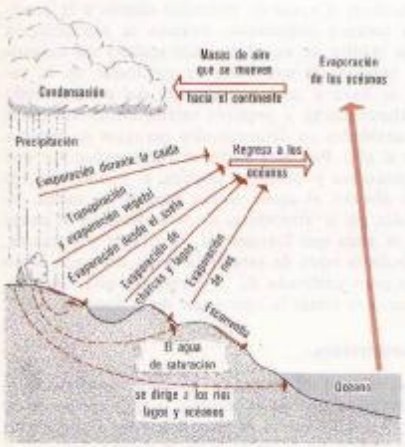


Figura 14.1. El ciclo hidrológico transporta a la humedad desde su lugar de procedencia en el océano hasta las áreas continentales y de allí es devuelta al mar por diferentes caminos. (Según Holtzman.)

Estas partes del ciclo hidrológico en la que el agua está en forma de vapor, el movimiento de éste hacia las tierras en masas de aire marino y la eventual precipitación desde las nubes han sido tratados en los capítulos 11 y 12 como fases de la meteorología. Una parte de la precipitación se evapora directamente antes de llegar al suelo. Parte de la que llega a la tierra puede ser rápidamente devuelta a la atmósfera al evaporarse el agua depositada sobre las plantas y el suelo, pero si la lluvia es fuerte y continua, mucha penetrará en el terreno convirtiéndose en agua de infiltración. Si queda retenida en la superficie del suelo, el agua de infiltración puede ser devuelta a la atmósfera por las plantas, que la absorben por sus raíces y la reintegran a la atmósfera a través de sus hojas. Parte del agua de infiltración se evapora directamente en el aire que ocupa la abertura del suelo.

Si continúa lloviendo, el agua se infiltra a través del suelo debido a la fuerza de la gravedad y alcanza el lecho rocoso o penetra en profundos depósitos formados por materiales del manto detrítico. Esta agua de saturación se mueve muy lentamente pero por fin emerge en arroyos, lagos o incluso en el fondo del océano en forma de filtraciones o sugerencias.

Si es excedida la capacidad del suelo en recibir y transmitir grandes y continuadas precipitaciones, se originan corrientes superficiales que conducen el agua directamente hacia abajo por los declives hasta los ríos y lagos. Desde estas superficies al descubierto el agua puede evaporarse directamente en la atmósfera o puede alcanzar los océanos mediante corrientes. Así, hemos seguido al agua a través de su ciclo hidrológico completo.

La evaporación y el balance calorífico de la tierra

Del balance calorífico anual de la tierra se ha hablado en el capítulo 8. En la tabla 8.2, bajo el título de energía devuelta a la atmósfera, se da como devuelta mediante el proceso de transferencia de calor latente (evaporación a partir del suelo y subsecuente condensación en la atmósfera) un 23 % de la energía total entrante, lo que equivale a 0,111 langleys por minuto para el hemisferio norte. La importancia de este proceso de intercambio de calor se

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

TABLA 14.1*

Zonas	Latitud de las zonas	Flujo de energía (Langleys/minuto)
Océanos ecuatoriales	5° S a 5° N	0,11 a 0,15
Pacífico Sur e Índico Sur tropicales	10 a 20° S	0,23 a 0,27
Pacífico Norte y Atlántico Norte tropicales	15 a 25° N	0,15 a 0,19
África septentrional tropical y península arábiga	20 a 30° N	Menos de 0,02
Zona oceánica de latitud media	40 a 60° N, S	0,04 a 0,11
Zonas interiores de latitud media de América del Norte y Asia	40 a 60° N	0,02 a 0,04
Zonas árticas y polares	Sobre 60° N, S	Menos de 0,02

* Datos de M. I. Budyko, 1956, 1958.

hace evidente cuando advertimos en la tabla 8.2 que la cantidad de energía implicada en este proceso es casi dos veces mayor que la de radiación de onda larga del suelo (14 %) y equivale a más del doble de la transferida por conducción (10 %).

Se han llevado a cabo intentos para estimar la pérdida de energía por transferencia de calor latente en toda la superficie del globo. Tales mapas no se han completado, pero revelan notables diferencias de un lugar a otro. En la tabla 14.1 se citan algunos valores representativos de pérdida de calor por evaporación en diversos ambientes del globo. Los datos se han reducido a langleys por minuto para que correspondan con los de la tabla 8.2.

El conocimiento de la distribución mundial de las isotermas, zonas de presión y de vientos, y regiones de masas de aire (caps. 8 al 12) puede emplearse en la interpretación de la información de la tabla 14.1. Los valores más elevados de transferencia de calor latente por evaporación se encuentran en las partes cercanas al ecuador de las células tropicales de alta presión. Aquí, el aire seco en combinación con la intensa insolación y la cálida superficie del océano ofrecen los máximos valores de evaporación anual. La evaporación sobre los océanos ecuatoriales, aunque mayor que la media, es inferior que la de los océanos tropicales, ya que el aire ecuatorial está cargado de gran cantidad de vapor de agua y existe una mayor cubierta de nubes. En contraposición, los desiertos tropicales presentan valores muy bajos porque el suelo está seco y casi no existe agua superficial para evaporarse. La evaporación anual en el interior de los continentes de latitudes medias es también baja, en parte debido a los largos y fríos inviernos. Las regiones árticas y polares presentan también valores muy bajos debido a la constantemente baja temperatura del aire y del suelo.

Infiltración y escorrentía

Muchos suelos en su estado natural no removidos, son capaces de absorber el agua de lluvias ligeras o moderadas mediante un proceso denominado *infiltración*. Estos suelos tienen pasadizos naturales entre las partículas del suelo mal encajados y también aberturas mayores, tales como grietas de la tierra resultantes de la desecación del suelo, orificios producidos por gusanos y animales, cavidades procedentes

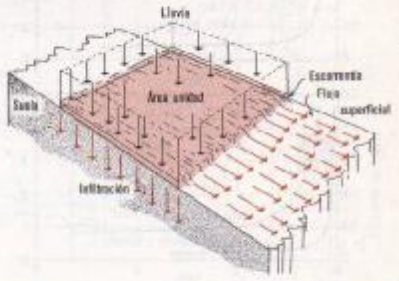


Figura 14.2. Parte de la lluvia que cae por unidad de área se infiltra y otra parte corre en superficie en forma de escorrentía o flujo superficial. (De A. N. Strahler, 1963, The Earth Sciences, Harper and Row, Nueva York.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

de la putrefacción de las raíces de las plantas o aberturas debidas a alzamientos y hundimientos del suelo producidas por el alternativo crecimiento y fusión de los cristales de hielo. Una alfombra de hojas y ramas caídas amortigua la fuerza de las gotas que caen y ayudan a conservar abiertos esos orificios. Si la lluvia cae demasiado de prisa para ser absorbida hacia abajo a través de estas cavidades del suelo, el exceso sobrante fluye en forma de una película o lámina de agua superficial que sigue la dirección de los declives del terreno y da lugar a un proceso de desagüe denominado *escorrentía*.

Como se expuso en el capítulo 11, la precipitación se mide en centímetros por hora. Representa la altura a la que se acumularía el agua cada hora si la lluvia cayese en un recipiente de fondo horizontal, sin tener en cuenta la pérdida por evaporación o salpicada hacia fuera. Similarmente, la infiltración se expresa en centímetros por hora y puede ser considerada como la velocidad a la que descendería el nivel del agua en el mismo recipiente si el agua se saliera a través de una base porosa. El desagüe por escorrentía también se mide en centímetros por hora, y puede considerarse como la cantidad de agua que rebosa del recipiente por hora cuando llueve demasiado de prisa para que pueda ser eliminada por filtramiento a través de la base.

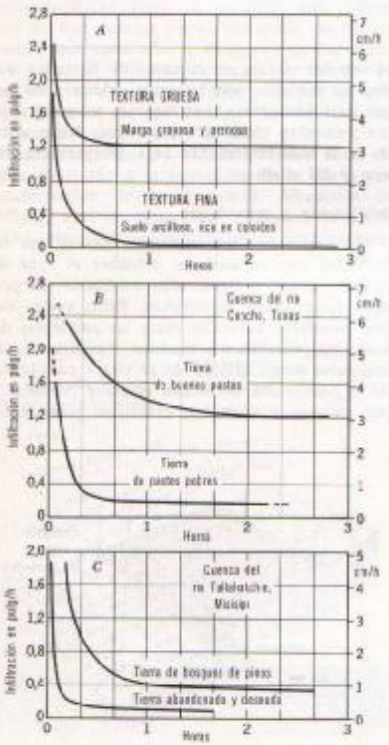


Figura 14.3. Las cantidades de infiltración varían acentuadamente según sea la textura del suelo y a lo que esté destinado el terreno. (Datos de Sherman y Musgrave; Foster.)

Ahora bien, un hecho importante a considerar en los suelos es que su *capacidad de infiltración*, o facilidad de la lluvia para infiltrarse, es generalmente grande al comienzo de una lluvia que ha sido precedida por un período de sequía, pero disminuye rápidamente a medida que sigue lloviendo y se empapa el suelo. Después de varias horas la capacidad de infiltración del suelo llega a ser casi constante. La razón de este alto valor inicial y de su rápido descenso es, desde luego, que las aberturas del suelo son obstruidas rápidamente por partículas arrastradas desde arriba, o tienden a taponarse a medida que las arcillas coloidales absorben agua y aumentan de volumen. Según esto, podemos fácilmente deducir que un suelo arenoso con poca arcilla o carente de ella no sufrirá un descenso tan acusado de su capacidad de infiltración, sino que continuará permitiendo indefinidamente el paso del agua en proporción considerable. Por el contrario, el suelo rico en arcilla es rápidamente obturado hasta el punto de permitir solamente una infiltración muy lenta. Este principio puede apreciarse en el gráfico de la figura 14.3*A*, que muestra las curvas de infiltración de dos suelos, uno arenoso y otro rico en arcilla.

De esto también se sigue que en un suelo arenoso puede infiltrarse hasta una lluvia torrencial y continuada sin que se produzca ningún tipo de escorrentía, mientras que en el suelo arcilloso gran arte del agua de lluvia debe eliminarse por escorrentía, proceso que puede llevar a la erosión por abarrancamiento. Muchas formas de alteración artificial de los suelos tienden a disminuir la capacidad de infiltración y a incrementar la cantidad de escorrentía (fig. 13.3*B* y *C*). El cultivo tiende a dejar expuesto el suelo, de modo que el choque de las gotas de lluvia cierra rápidamente sus poros. Los incendios, al destruir la vegetación protectora y el manto vegetal, también exponen el suelo al golpeo de la lluvia. El paso de ganado aplasta los poros del suelo convirtiéndolo en una tupida y dura capa. No es de extrañar, pues, que el hombre haya cambiado radical-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

mente, con sus trabajos agrícolas y ganaderos, las proporciones originales de infiltración y escorrentía, en una escala real tal que ha dado como resultado graves daños por erosión y, al mismo tiempo, ha disminuido las reservas de humedad del suelo que, de no haber sido así, mantendría el crecimiento de los vegetales y las corrientes de agua durante las sequías.

Evaporación y transpiración

Durante los períodos de lluvia, el agua contenida en el suelo es eliminada gradualmente por un doble proceso de secado. En primer lugar una evaporación directa al aire libre en la superficie del suelo, que se extiende progresivamente a niveles inferiores. El aire también penetra libremente en el suelo y puede ser forzado alternativamente a salir y entrar por los cambios de presión atmosférica. Incluso si el suelo no "respirase" de este modo, existiría una lenta difusión del vapor de agua hacia la superficie a través de los poros abiertos del suelo. De ordinario, únicamente se secan por evaporación los primeros 30 cm de suelo en una sola estación seca, pero en la prolongada sequía de los desiertos el secado se extiende a profundidades de varios metros. En segundo lugar, las plantas absorben el agua de infiltración a través de sus numerosas y delgadas raíces. Este agua, después de ascender por el tallo y las ramas, penetra en las hojas, donde es descargada a la atmósfera en forma de vapor de agua a través de los poros de las mismas en un proceso denominado *transpiración*. Pocas personas son conscientes de las enormes cantidades de agua cedida por las plantas en su transpiración. En el capítulo 20 se dan detalles más amplios de la transpiración de las plantas.

Una planta de trigo... entre el 5 de mayo y el 8 de septiembre, transpiró 204 l de agua. 0,4 Ha de tales plantas (6000 plantas) transpirarían durante este período de tiempo 1 225 000 l, que equivalen a una película de agua de 28 cm de altura extendida sobre la superficie mencionada. Se ha estimado que 0,4 Ha de arces rojos, creciendo en un suelo con elevada humedad, perderían en el mismo período de tiempo una cantidad de agua suficiente para que la película de agua fuese de 72 cm. Un suelo revestido de plantas es desposeído de su humedad mucho más rápidamente que otro desnudo. Aproximadamente toda el agua perdida por debajo de los primeros 15 ó 20 cm es eau-

Figura 14.4. Promedio anual de la evapotranspiración potencial en Estados Unidos. Las cifras indican pulgadas. (Cortesía de The Geographical Review, vol. 38, 1948. Copyright de la American Geographical Society de Nueva York.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

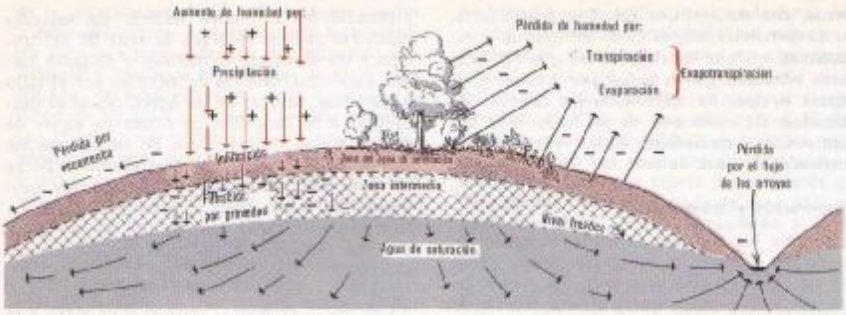


Figura 14.5. La zona del agua de infiltración ocupa una importante posición en el ciclo hidrológico.

sada por la absorción y la transpiración de las plantas.[1]

En estudios del clima y de hidrología es conveniente usar el término *evapotranspiración* para abarcar la combinación de pérdida de humedad por evaporación directa y por transpiración de las plantas. La proporción de evapotranspiración se reduce a medida que se merma la humedad del suelo durante un período estival seco porque las plantas emplean diversos mecanismos para reducir la transpiración. Por lo general, cuanto menor es la humedad que queda, más lenta es la pérdida por evapotranspiración. Consecuentemente, es necesario definir dos formas de evapotranspiración: 1) *Evapotranspiración potencial*, que es la máxima pérdida posible de agua bajo las condiciones dadas de cobertura vegetal y de factores climáticos, suponiendo que podemos suministrar al suelo, mediante irrigación, toda el agua que las plantas puedan consumir y los poros del suelo puedan albergar. 2) *Evapotranspiración real* que es la cantidad de evapotranspiración real u observada y disminuye en proporción a medida que se agota la humedad del suelo. La figura 14.4 es un mapa de los Estados Unidos que muestra el promedio del potencial anual de evapotranspiración. Este mapa sin embargo, no incluye las humedades, ni las variaciones de densidad y clase de vegetación a través de la cual tiene lugar la transpiración.

La figura 14.5 muestra esquemáticamente los diversos términos empleados hasta ahora y sirve para detallar más esta parte del ciclo hidrológico que afecta al suelo. Como indican los signos más (+), la zona de suelo se enriquece en agua mediante la precipitación y la infiltración. Como indican los signos menos (—), el suelo pierde agua por la transpiración, evaporación, escorrentía, y por filtración por gravedad a través del suelo hacia la zona inferior donde se halla el agua de saturación.

[1] W. W. Robbins, T. E. Weier y C. R. Stocking. *Botany. An Introduction to Plant Science*, John Wiley and Sons, Nueva York, 1957, 2.ª ed., pág. 187.

Humedad del suelo

Cuando la infiltración tiene lugar durante lluvias fuertes y prolongadas (o mientras se está derritiendo el manto de nieve), el agua desciende por gravedad a través de los poros del suelo, humedeciendo sucesivamente niveles inferiores. Los orificios del suelo se llenan pronto con este agua descendente, excepto aquellos que contienen aire atrapado en forma de burbujas. Entonces la filtración sigue hacia abajo en dirección al lecho rocoso. Supongamos ahora que para de llover y viene a continuación un período de algunos días de sequía. El exceso de agua de infiltración continuará fluyendo hacia abajo, pero una parte de ella queda adherida a las partículas del suelo resistiendo la atracción de la gravedad mediante una fuerza denominada *tensión capilar*. A todos nos es familiar el modo en que una gotita de agua parece estar encerrada en una "piel" de moléculas superficiales que dan a la gotita un contorno redondeado, de modo que se adhiere a la pared del vaso y permanece indefinidamente sin caer. Del mismo modo se adhieren las películas de agua a los granos del suelo, particularmente a las puntas de contacto entre los mismos, permaneciendo así hasta ser eliminadas ya por evaporación o ya por absorción por parte de las raíces de las plantas.

Cuando un suelo se ha saturado de agua, ésta va descendiendo por gravedad hasta que

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

ya no sigue moviéndose en este sentido, por lo que se dice que el suelo es poseedor de una determinada *capacidad de retención* de agua. En la mayoría de los suelos este proceso no tarda más de dos o tres días (la mayor parte de ellos en un día). La capacidad de retención se mide en unidades de longitud, como la precipitación. Esto significa que, para un cubo de terreno de 30 cm de lado, si tuviéramos que extraer toda su humedad, ésta podría formar una capa de agua de 7,5 cm de altura en un recipiente de 930 cm². Sería esto equivalente a la completa absorción de 7,5 cm de agua de lluvia por 30 cm de suelo completamente seco.

La capacidad de retención de un suelo determinado depende grandemente de su textura. Un suelo arenoso tiene una capacidad de retención muy baja, mientras que otro arcilloso la posee considerablemente alta. Esto se indica en la figura 14.6 mediante un gráfico en el que se relaciona la capacidad de retención con la textura del suelo, de gruesa a fina. Debe también mencionarse que los suelos arenosos alcanzan su capacidad de retención muy rápidamente, debido a la facilidad con que penetra el agua y a la baja cantidad requerida. Los suelos arcillosos necesitan de largos períodos de lluvia para alcanzar su capacidad de retención debido a que la infiltración es lenta y la cantidad total que deben absorber es grande.

Los científicos relacionados con la agricultura usan también una medida de la humedad del suelo denominada *punto de marchitación* (wilting point). Es la cantidad de agua de infiltración por debajo de la cual las plantas se ven imposibilitadas a extraer más humedad del

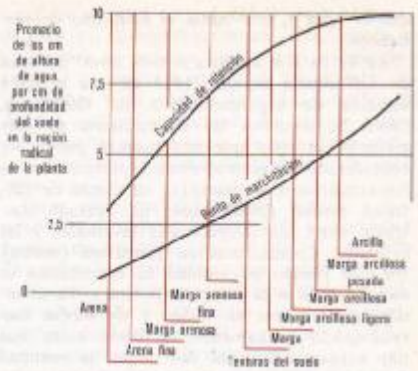


Figura 14.6. La capacidad de retención y el punto de marchitación dependen de la textura del suelo. (Según Smith y Ruhe, Yearbook of Agriculture, **1955.)**

suelo y sus hojas se marchitan. Como indica la figura 14.6, el punto depende también del tamaño de las partículas del suelo.

El ciclo del agua de infiltración

Dadas las anteriores explicaciones sobre los procesos y términos relacionados con las ganancias y pérdidas de agua en el suelo, podemos considerar seguidamente la cantidad de agua de infiltración de que se dispone anualmente, lo que incluye principios muy relacionados no sólo con la geografía botánica y la agricultura, sino también con los próximos estudios de agua de saturación, escorrentía, cau-

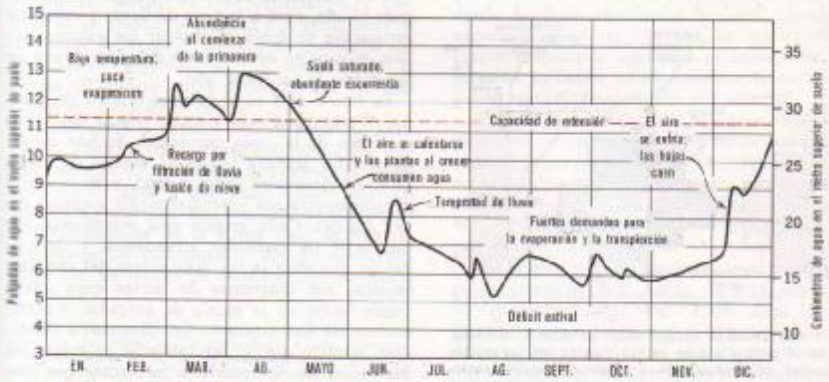


Figura 14.7. La humedad del suelo sigue un ciclo anual con excesos y déficits. (Según Thornthwaite y Mather, The Water Balance, **1955.)**

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

ces de agua y, por tanto, el modelado de vertientes.

La figura 21.6 muestra el ciclo anual del agua de infiltración durante 1944 en una estación agrícola de experimentación de Coshocton, Ohio. Si seguimos las fluctuaciones de este ejemplo, el ciclo que nos aparece puede ser considerado en general como representativo de las condiciones de humedad en climas de latitudes medias donde existe un acusado contraste entre las temperaturas invernales y las estivales. Comencemos en primavera (marzo). En este tiempo la cantidad de evaporación es baja, debido a la poca temperatura. La abundancia de nieves en fusión y de lluvias han reintegrado la humedad de suelo hasta que hay sobrante. Durante dos meses, la cantidad de agua infiltrada a través del suelo y que ha pasado a formar parte del agua de saturación mantiene los poros del suelo casi llenos. Es la parte del año en que se encuentra el suelo fangoso y blando al conducir por malas carreteras o al caminar por el campo. Ésta es también la estación en que la escorrentía es máxima y pueden esperarse las mayores avenidas en los ríos y torrentes más largos. En términos de la cantidad de agua de infiltración, existe un *excedente de agua*.

En mayo, el incremento de la temperatura del aire, el aumento de la evaporación y el gran crecimiento de las hojas de las plantas, que produce una fuente de transpiración, han reducido la cantidad de humedad del suelo por debajo de la capacidad de retención pero que puede ser restablecida temporalmente, en algunos años, por lluvias excepcionalmente fuertes. A mediados de verano se produce un estado de fuerte *déficit de humedad*. Incluso las esporádicas y fuertes tormentas veraniegas no pueden restablecer el agua perdida por la constante e intensa evapotranspiración. Las fuentes y arroyos pequeños se secan y el suelo se vuelve firme y seco. Sin embargo, en noviembre (y algunas veces en septiembre) vuelve a incrementarse la humedad del suelo. Esto es debido a que las plantas entran en un estado de reposo y reducen nítidamente las pérdidas por transpiración, mientras que, al mismo tiempo, el descenso de la temperatura del aire disminuye la evaporación. Avanzado el invierno, generalmente en febrero en esta localidad vuelve a restablecerse la capacidad de retención del suelo.

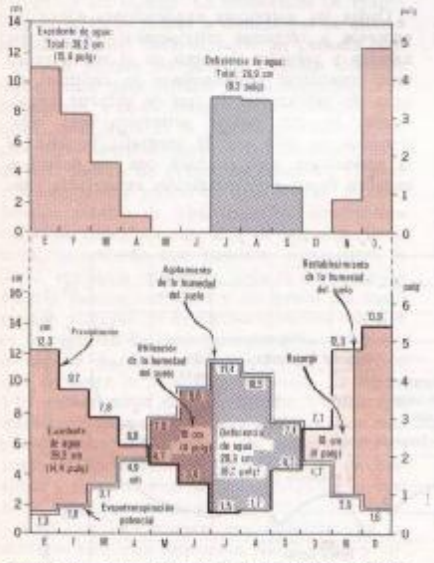


Figura 14.8. Balance hídrico anual de Seattle, Washington. En el gráfico inferior se han superpuesto las medias mensuales de precipitación y evapotranspiración potencial; su diferencia (representada arriba) puede indicar el excedente o la deficiencia de agua. (Según C. W. Thornthwaite, Geographical Review, 1948.)

El balance hídrico

Con el ejemplo anterior de cambios, la humedad del suelo a través del año, volvemos al concepto más general del balance hídrico en términos de las dos partes esenciales del mismo: 1) la precipitación, que representa la entrada; y 2) la evapotranspiración potencial, que representa la salida. Estas dos cantidades deben de tenerse en cuenta mes tras mes durante todo el año, pero a la hora de llevar a cabo una estimación se deberán emplear los valores medios mensuales de una serie de años en vez de los datos de un único año.

La figura 14.8 es el balance hídrico de Seattle, Washington, una estación típica del clima marítimo de la costa occidental. Se han superpuesto dos gráficas. A) la de medias de precipitación mensuales (línea negra), y B) la de la evapotranspiración potencial media mensual (línea hueca). Cada gráfica está constituida por una serie de escalones ascendentes y descendentes que abarcan los doce meses del año. (En esencia, son diagramas de barras cuya altura puede leerse en la escala de pulgadas o centímetros de los extremos del diagrama.) Obsérvese primero que la precipitación es mayor en los meses de noviembre a febrero y que disminuye a valores más bajos en verano. Casi de manera completamente opuesta, la evapotrans-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

piración pasa de valores bajos en invierno a los máximos en verano. Este comportamiento es justamente el que cabría esperar en las latitudes medias, ya que la evapotranspiración potencial se incrementa con el ascenso de la temperatura del aire y con el número de horas que el sol permanece en el cielo.

Comenzando en enero, la gráfica indica que la precipitación es mucho mayor en este mes que la evapotranspiración potencial. Existe un gran *excedente de agua*, y ésta escapa por percolación hacia abajo a través del suelo o fluye sobre él hacia el río más próximo. A medida que nos adentramos en la primavera, la evapotranspiración potencial aumenta rápidamente, mientras la precipitación disminuye. En mayo, la evapotranspiración potencial ya adquiere el valor predominante, lo que implica un consumo de la humedad almacenada en el suelo. En cierto modo, la humedad del suelo actúa como una caja de ahorros, aportando cuando los gastos mensuales exceden a los ingresos. En junio, la humedad del suelo es suficiente para compensar la falta de precipitación. Pero dicha humedad está limitada a 10 cm de agua y a comienzos de julio ya se ha consumido por completo.[1] Aquí, en la gráfica, se ha dibujado una línea vertical que marca el comienzo del *déficit de agua*. En términos del dinero personal, el déficit de agua correspondería a estar en deuda, pero con la certeza de que un excedente posterior permitirá pagar la deuda ese mismo año. En total, a finales de septiembre existe un déficit de unos 21 cm. En octubre, la precipitación media vuelve a ser mayor que la evapotranspiración potencial. Ahora el exceso se emplea en restablecer, o *recargar*, la humedad del suelo, pero no es hasta finales de noviembre cuando esto se verifica (línea vertical de la gráfica) y se vuelve a restablecer el excedente de agua. Volviendo a la analogía del presupuesto personal, se ha restablecido la cuenta de ahorro antes de tener que efectuar un nuevo pago de la deuda.

Resumiendo el balance hídrico anual de Seattle, es evidente que el régimen climático que representa es un régimen en que existe excedente y déficit de agua y que éstos tienen lugar en estaciones opuestas. En una gráfica aparte, en la parte superior de la figura 14.8, se han representado los excedentes y déficits mensuales junto con los totales de cada uno. El excedente total fue de 39,2 cm; el déficit total de agua, de 20,9 cm. Evidentemente, en julio, agosto y septiembre se necesita una irrigación considerable si se desea mantener el crecimiento de las plantas a su máxima velocidad posible. El análisis que hemos efectuado del balance hídrico de Seattle es, por tanto, de gran valor práctico para los jardineros y granjeros de esta zona.

Estos principios del balance hídrico y los conceptos de déficits y excedentes de humedad fueron desarrollados por el dr. C. Warren Thornthwaite, climatólogo que aplicó sus conocimientos a problemas prácticos de la agricultura además de establecer un sistema de clasificación climática mundial basado en las relaciones existentes entre precipitación y evapotranspiración. Posteriormente se han llevado a cabo algunos retoques en lo que respecta a la estimación de las cantidades de humedad que queda en el suelo a medida que progresa el déficit, pero éstos quedan más allá del panorama de la presente discusión.

Regímenes climáticos y el balance hídrico

En la figura 14.9 se indican algunos balances hídricos de otros tantos regímenes climáticos representativos. Estos dan alguna idea de los grandes contrastes que son posibles entre excedentes y déficits de agua. El enorme excedente de agua de un clima ecuatorial queda ilustrado en los datos de Kribi, Camerún, estación de la costa occidental africana situada a una latitud de 3°N (fig. 14.9*A*). La precipitación total asciende a 295 cm anuales y se distribuye en dos grandes máximos, uno en el período de abril a junio y el otro en septiembre y octubre. Durante estos períodos se producen notables excedentes de agua, siendo el excedente anual de 156 cm. La gráfica de la evapotranspiración potencial presenta sólo una pequeña variación anual debido a la uniformemente elevada temperatura del aire.

Aunque la humedad del suelo se emplea en diciembre y enero, no se produce déficit de agua. Lógicamente, en un régimen climático como éste, la humedad del suelo necesaria para el crecimiento de las plantas será abundante durante todo el año; la escorrentía hacia los ríos también será copiosa.

El régimen tropical desértico queda reflejado en los datos de Beni Abbès, Argelia, situada a 30° de latitud norte (fig. 14.9*B*). Aquí la precipitación anual total es por término medio de 2,5 cm. Durante todo el año, la evapotranspiración potencial excede en gran manera a la lluvia, existiendo un enorme déficit de agua (130 cm).

[1] Se supone aquí, para mayor simplicidad, que la humedad del suelo se ha consumido a una velocidad constante igual a la de evapotranspiración potencial hasta su total agotamiento, mientras que, en realidad, la velocidad de agotamiento desciende a medida que disminuye la cantidad de humedad que queda por consumir.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

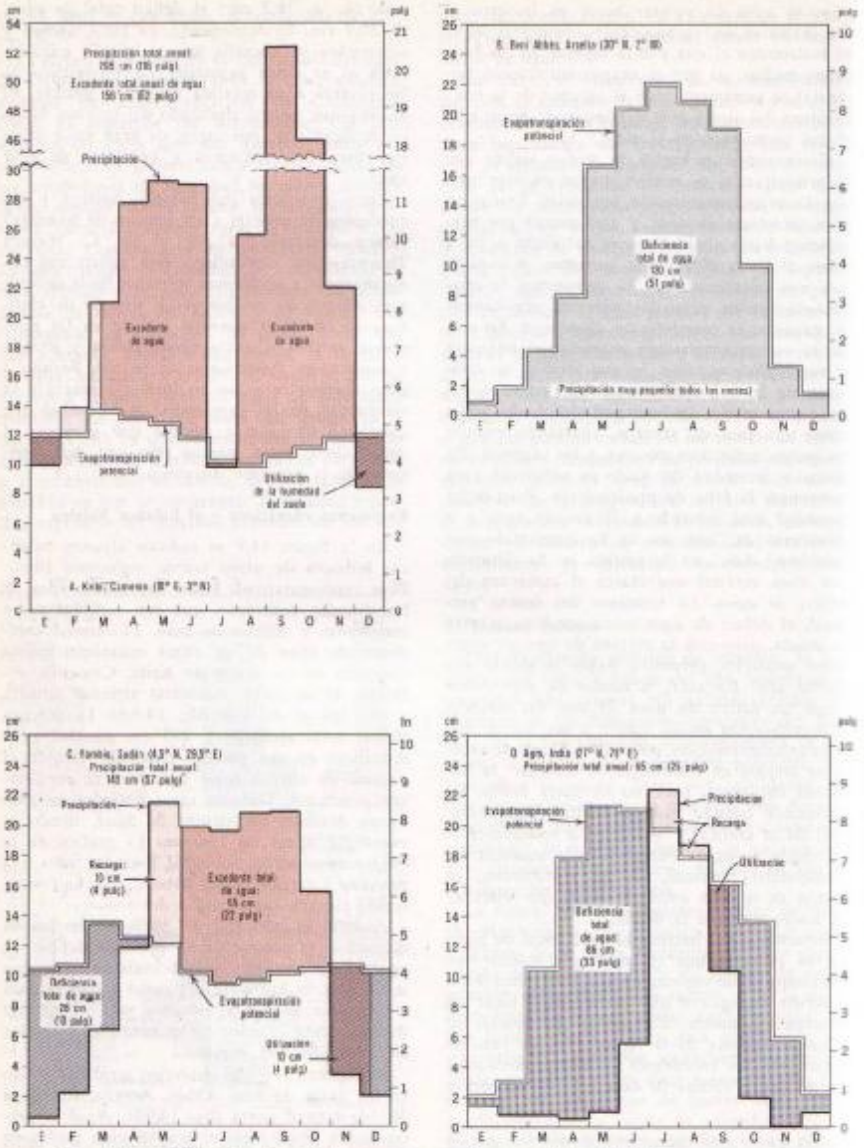
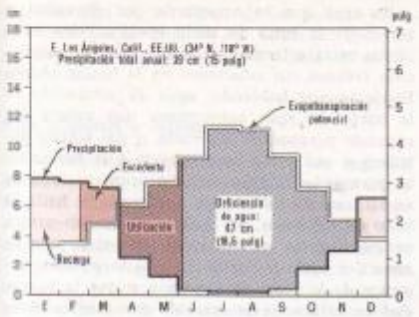
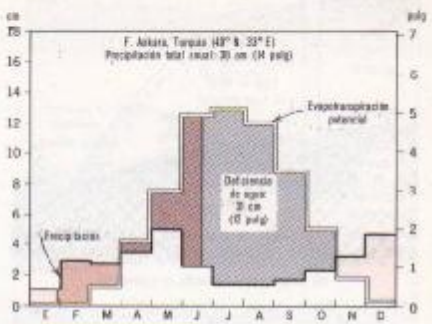
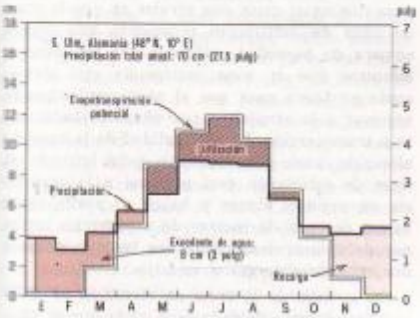


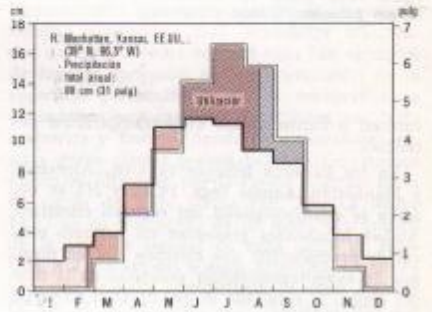
Figura 14.9. Balances hídricos de ocho estaciones que representan una amplia variedad de regímenes climáticos. (Datos de C. W. Thornthwaite, 1948, y Douglas R. Carter, 1954 y 1956.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com









El régimen tropical húmedo-seco de las bajas latitudes queda representado por la estación de Yambio, Sudán, a 4 1/2° de lat. N (fig. 14.9*C*). La evapotranspiración potencial sigue aquí un ciclo muy parecido al de Kribi, pero la estación seca, en la que el sol está bajo, trae consigo un gran déficit de agua. Las lluvias del período de máxima altura del sol dan lugar a un considerable excedente de agua. Agra, India, a 27° de lat. N, ilustra el régimen tropical húmedo-seco con influencia del monzón asiático (figura 14.9*D*). El ciclo de evapotranspiración potencial se parece mucho al de Beni Abbès, que se halla aproximadamente a la misma latitud. El monzón de verano ocasiona una precipitación de 20 a 30 cm mensuales durante julio y agosto, suficientes para exceder a la evapotranspiración potencial y ocasionar un corto período de recarga de la humedad del suelo. Esta humedad se consume en septiembre. No puede formarse ningún excedente de agua, y prevalece el déficit, que totaliza 86 cm, durante más de nueve meses al año.

El régimen mediterráneo (subtropical de verano seco) queda ejemplarizado por la estación de Los Ángeles, California (fig. 14.9*E*). Aquí el gran déficit estival de 47 cm resulta del hecho de que el elevado valor de la evapotranspiración potencial del verano coincide con el mínimo de precipitación estival. El pequeño excedente de 3,6 cm dura algo más de un mes. El aspecto general del balance hídrico de Los Ángeles se parece al de Seattle (fig. 14.8) en lo que respecta a la fase de los ciclos, pero existe un mayor contraste en los excedentes de agua.

Ankara, Turquía, presenta un balance hídrico que tiene las mismas fases y aproximadamente los mismos valores de excedentes y déficits de agua en los del régimen mediterráneo de Los Angeles, pero con importantes diferencias en lo que respecta a la distribución de la precipitación. Los fríos meses de invierno de Ankara

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

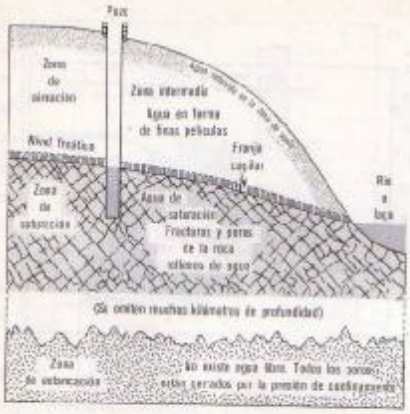


Figura 14.10. Zonas de infiltración y de saturación. (Según Ackerman, Colman y Ogrosky.)

carecen o tienen escasa evapotranspiración potencial.

En los balances hídricos de Ulm, Alemania, y Manhattan, Kansas (figs. 14.9*G* y *H*), se observa la continentalidad del régimen climático. Ambas localidades presentan un máximo estival de precipitación que coincide con un máximo de evapotranspiración potencial en la misma época. El resultado es que en Ulm no existe déficit de agua y en Manhattan sólo se presenta un pequeño déficit. Ambos lugares poseen un pequeño excedente de agua a finales de invierno y comienzos de primavera.

Cada tipo de clima posee su propio y característico balance hídrico. Intentar presentar toda la gama de balances quedaría fuera del panorama de este breve comentario. A partir de los ejemplos presentados, sin embargo, resulta evidente la importancia del sistema de Thornthwaite de análisis de las condiciones del agua del suelo. El método es cuantitativo, dando estimaciones precisas de la cantidad de agua ganada y perdida y haciendo, por tanto, posible las estimaciones reales del agua disponible o necesaria para emplear en agricultura, además de los excedentes de agua que pueden consumirse en irrigación y sistemas hidroeléctricos. El sistema de Thornthwaite de evaluación de balances hídricos resulta particularmente efectivo a la hora de estimar la presión (o su falta) que ejerce el clima sobre la vegetación, como veremos en el capítulo 21.

El agua de saturación

El agua que es arrastrada por gravedad a través de la zona de suelo hacia niveles inferiores entra a formar parte del agua de saturación (véanse sus relaciones en la figura 14.10). Estrictamente hablando, *agua de saturación* es la parte de agua subterránea que satura los espacios porosos de las rocas o del manto detrítico y que actúa en respuesta a la fuerza de la gravedad. El agua de saturación se localiza en la *zona de saturación*. Sobre ella se halla la *zona de aireación*, en la que el agua no satura completamente los poros. Hemos visto que la zona del agua de infiltración es la porción superior de la zona de aireación y que la humedad en esta zona es retenida por fuerzas capilares en forma de delgadas películas que se adhieren a las partículas del suelo. Unas condiciones similares imperan en la zona inmediatamente inferior, o *zona intermedia*. La única base para distinguir estos dos niveles es que la zona de agua de infiltración representa una región somera de humedad utilizable por las plantas, mientras que la zona intermedia está demasiado profunda para que el agua capilar pueda regresar a la atmósfera por evaporación directa o transpiración. La profundidad de la zona de aireación suele ser escasa o nula (cuando el agua de saturación está próxima a la superficie en regiones llanas y bajas), o puede tener varias decenas de metros de espesor en regiones de colinas o montañas en las que el nivel del agua de saturación es bajo.

En la base de la zona de aireación se halla la *franja capilar*, delgada capa en la que el agua ha sido arrastrada hacia arriba desde la zona de saturación mediante la fuerza capilar. El sistema es muy parecido a la ascensión del petróleo por la mecha de un quinqué, o del agua en un secante cuyo borde está sumergido. El agua de la franja capilar llena en gran parte los poros del suelo y, por lo tanto, está en contacto con la zona de saturación. El espesor de la franja capilar depende de la naturaleza del suelo ya que la elevación por capilaridad es más acentuada cuando los huecos del terreno son menores. Así, en una arena muy fina la franja capilar puede tener unos 60 cm de espesor, pero solamente alrededor de 1 cm en arena gruesa o grava fina con grandes espacios porosos.

El agua de la zona de saturación se mueve bajo la fuerza de la gravedad y, por lo tanto, su nivel más elevado o *nivel freático* (o nivel hidrostático o superficie piezométrica) tiende a ser una superficie horizontal, al igual que la superficie libre de un lago. Pero como el agua

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

se mueve muy lentamente a través de la roca, el nivel freático real adopta una forma irregular, más alta en las cimas de las colinas y las divisorias y más baja en los valles. El agua de saturación es estudiada más a fondo en el capítulo 25.

Ríos efluentes e influentes

Un importante contraste entre las regiones de clima árido y húmedo reside en la naturaleza del flujo de los ríos. El modo en el que difieren los cauces de los ríos y sus formas asociadas con los diferentes climas se discutirá en los próximos capítulos de geomorfología. Desde el punto de vista de los suelos y de los ambientes físicos de la vegetación natural, tiene gran importancia el modo en el que penetra y sale el agua del cauce de un río.

En una región húmeda con un nivel piezométrico elevado que descienda hacia los cauces de los ríos, el agua subterránea se dirige continuamente hacia los cauces, donde penetra y da lugar a ríos permanentes o *perennes*. Estos ríos se denominan *efluentes* (fig. 14.11*A*). El excedente de agua de una región húmeda —la que discurre sobre el suelo en los períodos de tiempo húmedo y la que penetra en el cauce por debajo del nivel piezométrico— escapa por los cauces hacia regiones de menor elevación y finalmente va a parar al mar. En el transcurso de este drenaje, las sustancias disueltas (iones y coloides) que han sido removidas del suelo son transportadas fuera de la región, siendo permanente su remoción del suelo (capítulo 18).

En las regiones áridas, donde los ríos discurren por llanuras de grava y arena, el agua escapa de los cauces por infiltración y pasa a formar parte del nivel piezométrico que se halla por debajo del nivel de los cursos de agua. Estos ríos reciben el nombre de *influentes* (figura 14.11*B*). Este agua se escapa de la zona del cauce y vuelve a la superficie en cuencas de fondo llano denominadas *playas* (cap. 27), donde tiene lugar su evaporación y las sales quedan depositadas en forma de suelos salinos y costras de sal.

Lagunas de intersección de la superficie piezométrica, pantanos y turberas

En los climas húmedos con un gran excedente anual de agua en el balance hídrico y con los niveles piezométricos generalmente elevados, los diversos acontecimientos de la historia geológica (tales como la erosión y deposición por el viento y los casquetes glaciares del período glacial más reciente) han creado depresiones naturales cuyos fondos coinciden o están por debajo de la cota del nivel piezométrico. La filtración de agua subterránea, así como la escorrentía directa procedente de la precipitación, mantienen estas superficies colmatadas de agua durante todo el año. Los ejemplos de lagunas formadas por la intersección de la superficie piezométrica con la topográfica se encuentran profusamente distribuidos por Norteamérica y Europa, donde las llanuras de arena y grava glaciar poseen hoyas y depresiones naturales formadas por la fusión o estancación de masas de hielo (véase cap. 29). La figura 14.12 es un fragmento de un mapa topográfico de la zona de lagunas de agua dulce de cabo Cod, a 2 ó 3 km del océano Atlántico. La altura a la que se halla la superficie de estas lagunas es de 2,5 m (8 pies) y se mantiene con los aportes de agua dulce y no con los de agua salada debido a que el agua subterránea fluye gradualmente de tierra al océano.

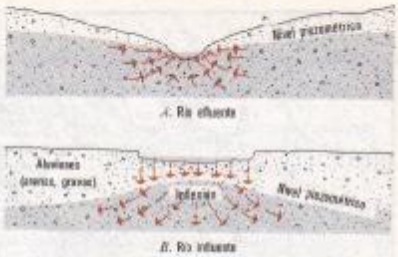


Figura 14.11. Ríos efluentes e influentes. (De A. N. Strahler, 1963, The Earth Sciences, Harper and Row, Nueva York.)

Muchas antiguas lagunas de agua dulce, desde que se formaron por la acción del hielo glaciar, se han llenado parcial o enteramente de materia orgánica procedente del crecimiento y muerte de plantas higrófilas. El resultado es una *turbera* cuya superficie se halla cercana al nivel piezométrico (cap. 20).

Los pantanos y ciénagas, donde el agua se halla en o cerca de la superficie del suelo cubriendo una extensa área, constituyen la aparición del nivel piezométrico en la superficie. Estas zonas de escaso drenaje superficial tienen diversos orígenes. Por ejemplo, los extensos y someros pantanos de agua dulce de la costa del Atlántico o de la llanura costera del golfo de México constituyen regiones que han emergido recientemente del mar. Otros se han formado por la deriva de los cauces de los ríos en las llanuras de inundación (cap. 26).

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

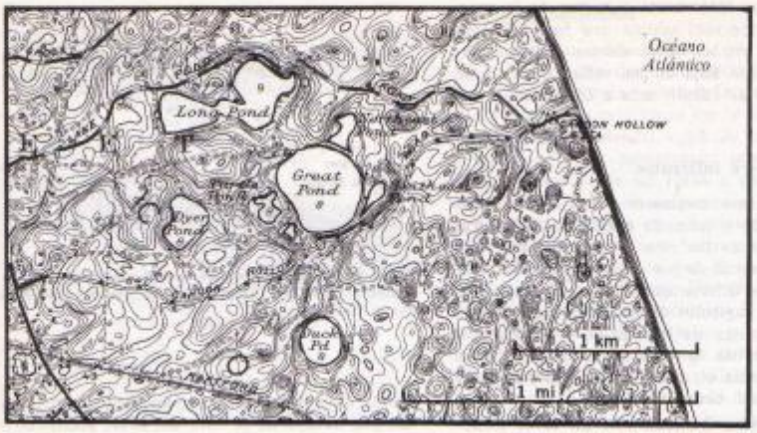


Figura 14.12. Porción de un mapa topográfico del cabo Cod, Massachusetts, en el que se observan las lagunas de agua dulce existentes cerca de la línea de costa. La cifra que acompaña a cada laguna indica su elevación en metros. (U.S. Geological Survey.)

Cuestionario de repaso

1. ¿Por qué el conocimiento del agua de infiltración es importante para el estudiante de pedología, y para el de geografía botánica, y para el de geografía económica?
2. Distinguir entre agua superficial y agua subterránea; entre agua de infiltración y agua de saturación.
3. Dar una completa explicación general del ciclo hidrológico. ¿Qué cantidades de agua se evaporan anualmente de los océanos? ¿Y de las tierras? ¿Cómo son compensadas por la precipitación y la escorrentía?
4. Explicar el papel de la evaporación y de la condensación en la cantidad de calor de la tierra. ¿Cómo difiere de una parte del mundo a otra la cantidad de energía que pasa de la superficie terrestre a la atmósfera? Dar una explicación completa.
5. ¿Qué es la infiltración? ¿Qué es la escorrentía? ¿En qué unidades se miden cada una de ellas? ¿Cómo varía la capacidad de infiltración cuando llueve? Explicarlo. ¿Cómo difieren los suelos en este aspecto? ¿En qué ocasiones altera el hombre la capacidad de infiltración?
6. ¿Hasta qué profundidad se evapora la humedad del suelo? ¿Cómo influyen los cambios de presión atmosférica en este proceso?
7. Explicar el proceso de transpiración de las plantas. ¿Qué cantidad de agua de infiltración se pierde de este modo? ¿A qué profundidad se extiende esta pérdida? Definir la evapotranspiración. Distinguir entre evapotranspiración potencial y evapotranspiración real.
8. ¿Cómo queda retenida el agua de infiltración? ¿Cuál es la procedencia de la humedad del suelo? ¿Qué es la capacidad de retención? ¿Cómo varía con la textura del suelo? ¿Qué es el punto de marchitación?
9. Describir el ciclo anual del agua de infiltración en un clima húmedo y en otro de latitud media. ¿Cuándo y cómo tienen lugar las abundancias y déficits de agua?
10. Bosquejar un ciclo típico anual de cantidad de agua por meses, indicando la precipitación, la evapotranspiración potencial y evapotranspiración real. ¿Cuándo es necesaria la irrigación?
11. Definir el agua de saturación. ¿Cómo se distingue entre la zona de saturación y la de aireación? ¿Y entre la zona de infiltración y la zona intermedia? ¿Qué es la franja capilar? ¿Cómo varía su espesor con la textura del suelo? ¿Qué es el nivel freático?
12. ¿En qué difiere el balance hídrico de las regiones de clima tropical desértico de las de clima tropical húmedo-seco? Describir otros contrastes climáticos basándose en sus respectivos balances hídricos.
13. Definir el agua de saturación. ¿Cómo distinguimos la zona de saturación de la de aireación? ¿Y la zona de agua de infiltración de la zona intermedia? ¿Qué es la franja capilar? ¿Cómo varía su espesor con la textura del suelo? ¿Qué es el nivel piezométrico?
14. Describir un río efluente y un río influente y su relación con el clima. ¿Cómo van unidos los procesos de formación de suelo a estos ríos?
15. ¿Qué son las lagunas de intersección de la superficie piezométrica? ¿Presentan grandes cambios estacionales de su nivel de agua? ¿Qué es una turbera?, ¿y un pantano?

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Ejercicios

1. Empleando los valores medios mensuales de precipitación y evapotranspiración potencial dados abajo, confeccionar una gráfica similar a la de la figura 14.8 con el fin de establecer el balance hídrico de Seabrook, New Jersey. (Datos de C. W. Thornthwaite y J. R. Mather, 1955.)
Señalar en la gráfica todos los totales mensuales. Determinar las áreas de excedente de agua, déficit, utilización de la humedad del suelo (10 cm) y recarga (10 cm). Señalar estas áreas y colocar con lápiz con el fin de diferenciarlas unas de otras. Calcular la cantidad total de excedente y déficit de agua y háganse constar estos valores en la gráfica.

a) ¿En qué meses la precipitación excede o iguala a la evapotranspiración potencial? ¿En qué meses excede la evapotranspiración potencial a la precipitación?

b) ¿Sobrepasa el déficit total de agua de Seabrook a la utilización de la humedad del suelo? ¿Es conveniente o esencial en este clima la irrigación de las cosechas? Si es así, ¿cuándo se debe efectuar?

c) ¿Qué régimen climático impera en la zona de Seabrook, N. J.? (Véase cap. 13.)

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Año
Precipitación (cm)	8,7	9,3	10,2	8,8	9,2	9,1	11,2	11,3	8,2	8,5	7,0	9,3	110,8
Pot. E-T (cm)	0,1	0,2	1,6	4,6	9,2	13,1	15,4	13,6	9,7	5,3	1,9	0,3	75,0

2. Confeccionar una gráfica del balance hídrico anual y calcular el excedente y el déficit total anual de agua de Berkeley, California, siguiendo los mismos procedimientos que en el ejercicio 1. (Datos de C. W. Thornthwaite y J. R. Mather, 1955).

a) ¿Durante cuántos meses del año excede la precipitación a la evapotranspiración potencial? Comparar con Seabrook, N. J., ejercicio 1.

b) Durante cuántos meses del año excede la evapotranspiración potencial a la precipitación? Comparar con Seabrook, N. J.

c) ¿Qué estación presenta el mayor déficit de agua, Berkeley o Seabrook?

d) Explicar por qué Berkeley presenta valores mensuales de evapotranspiración potencial notablemente más elevados durante los meses de invierno (de diciembre a febrero) que Seabrook, mientras que en ésta los valores son casi nulos.

e) ¿Cuál es la diferencia más notable entre los ciclos de precipitación anual de Berkeley y Seabrook? ¿Cómo influye esta diferencia en el balance hídrico anual?

f) Explicar la necesidad de riegos generales a las cosechas de verano en un clima como el de Berkeley.

g) ¿A qué régimen climático corresponden los datos de Berkeley, California? (Véase cap. 13.)

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Año
Precipitación (cm)	13,0	11,2	9,4	3,7	2,4	0,5	0,1	0,1	1,3	3,1	6,2	10,6	61,6
Pot. E-T (cm)	2,6	3,2	4,5	5,6	7,1	8,4	8,8	8,2	7,5	6,3	4,3	2,8	69,3

3. Confeccionar una gráfica del balance hídrico anual y calcular el excedente y el déficit total anual de agua de Kayes, Malí, siguiendo los mismos procedimientos que en el ejercicio 1. (Datos de D. B. Carter, 1954.)

a) ¿Existe algún excedente de agua en el balance hídrico anual de Kayes? ¿A cuánto asciende la recarga total? ¿Excede ésta a la supuesta capacidad de humedad del suelo de 10 cm?

b) Explicar por qué la gráfica de la evapotranspiración potencial presenta dos picos o máximos durante el año. (Examinar la figura 15.15 para conocer el ciclo anual de temperaturas.)

c) Comparar la gráfica de Kayes con la de Seabrook (ejercicio 1). ¿En qué aspecto principal difieren notablemente ambas gráficas?

d) ¿Qué régimen climático impera en la zona de Kayes, Malí? (Véase cap. 13.)

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Año
Precipitación (cm)	0	0	0,1	0,3	1,7	9,5	18,4	21,4	14,0	4,0	0,1	0,2	69,7
Pot. E-T (cm)	9,6	13,0	17,4	18,9	20,2	18,8	17,1	15,8	15,6	16,4	14,8	9,3	186,9

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Capítulo 15
Climas ecuatoriales y tropicales

Los climas del grupo I corresponden a las latitudes bajas. Vienen determinados, en gran parte, por masas de aire ecuatoriales y tropicales.

I. Clima ecuatorial húmedo (*Af*, *Am*)

Teniendo en cuenta la información sobre los elementos atmosféricos contenida en el capítulo anterior y centrando nuestra atención en la franja ecuatorial del globo, resulta claro que en el intervalo de latitud de 5° a ambos lados del ecuador predominan las condiciones siguientes:

a) La temperatura media mensual se acerca todos los meses a 26°C (figs. 8.17 y 8.18), de modo que la variación anual es muy pequeña.

b) La presión atmosférica media oscila entre 74,5 y 74,7 cm (1009 y 1012 mb), algo inferior a la presión normal a nivel del mar (figs. 9.2 y 9.3).

c) En la zona de vientos del Este tropicales a gran altura, el movimiento del aire es de Este a Oeste, pero algo más hacia el ecuador en los alisios superficiales, procedentes de las células subtropicales de altas presiones. Tenemos, así, una región en la que convergen masas de aire, cálidas e inestables a lo largo de la vaguada ecuatorial (cap. 12).

d) Un examen del mapa mundial de precipitaciones (lám. 1) nos indica que ésta es una franja de intensas lluvias, superándose anualmente los 200 cm en su mayor parte. Esto ha sido explicado en el capítulo 12 como lluvia convectiva producida por grandes masas de cumulonimbos en ondas débiles de movimiento lento hacia el Oeste y en bajas ecuatoriales.

De todo lo anterior, podemos inferir la descripción del clima de selva ecuatorial. La temperatura anual media es próxima a

Palmera datilera, **Phoenix dactylifera.** (Rosina Zornlin, **Recreations in Physical Geography,** 1840.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

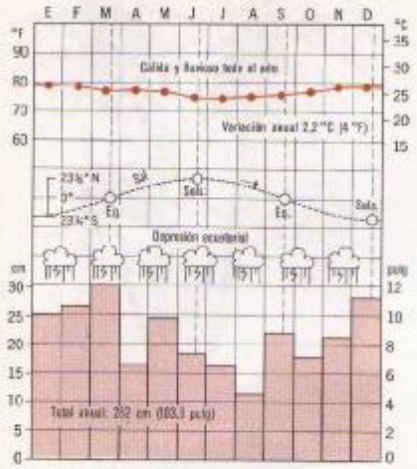


Figura 15.1. Iquitos, Perú, se encuentra a 3,5° de lat. S, en la cuenca del Alto Amazonas. Su abundante precipitación y sus temperaturas uniformemente altas hacen de esta estación un ejemplo típico de clima ecuatorial húmedo. (Datos de Blair.)

27°C; la variación de la temperatura con las distintas estaciones es tan pequeña que se puede considerar imperceptible, dado que el sol está alto durante todo el año. La precipitación es intensa, con considerables variaciones en las medias mensuales, a causa del desplazamiento estacional de la zona ecuatorial de convergencia y la siguiente variación en las características de las masas de aire.

La figura 15.1 es un gráfico de las medias mensuales de temperatura y precipitación correspondientes a la localidad de Iquitos, Perú, una estación ecuatorial húmeda típica, situada a unos 3° de lat. S, en la amplia cuenca del Amazonas. Hay que destacar que la variación anual de temperatura es tan sólo de 2,2°C y

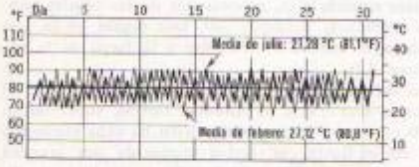


Figura 15.2. En Panamá (9° de lat. N), los meses con las temperaturas medias más altas y más bajas son, respectivamente, julio y febrero, pero la diferencia es apenas apreciable. (Según Mark Jefferson, Geographical Review.)

que la precipitación anual total supera los 250 cm. En todos los meses, salvo uno, la media mensual de precipitación supera los 15 cm. De acuerdo con la definición de Köppen de este clima *Af*, ninguna media mensual puede ser inferior a los 6 cm.

Para hacerse una idea de la extraordinaria monotonía del clima diario de temperatura en estos climas, basta observar la figura 15.2, que nos muestra los máximos y mínimos diarios de temperatura durante dos meses en Panamá, a 9° lat. N. Una característica especialmente notable es que la variación diaria oscila entre los 8° y 11°C, variación que es muy superior a la que se obtiene anualmente sobre las medias mensuales. Dicho en otras palabras, las variaciones diarias en los climas ecuatoriales húmedos superan ampliamente a las variaciones estacionales. Un diagrama de las termohietas de Belem, Brasil, (fig. 13.7*A*) ilustra bien la extremada uniformidad que se podría esperar.

La figura 15.3 ilustra las diferencias entre las distintas medias mensuales de precipitación en el clima ecuatorial húmedo. Todas las estaciones representadas se encuentran en una franja de pocos grados a ambos lados del ecuador y tienen climas básicamente similares. El hecho de que algunas estaciones presenten un máximo y un mínimo en el gráfico de precipitación, mientras otras poseen dos máximos y dos mínimos, no resulta fácilmente explicable, aunque se puede atribuir probablemente a una serie de cambios estacionales bastante complejos en los movimientos de las masas de aire y la posición de la vaguada ecuatorial.

A causa de la precipitación abundante y de las temperaturas predominantemente cálidas, la región ecuatorial se caracteriza por

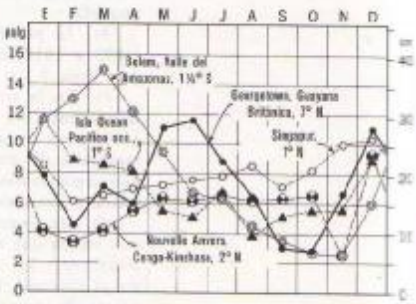


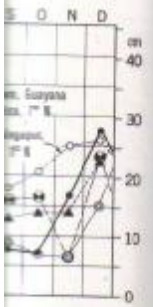
Figura 15.3. Aunque los climas ecuatoriales húmedos no tienen estación seca, estas medias mensuales de precipitación muestran grandes variaciones a lo largo del año, fenómeno típico en la mayoría de las estaciones. (Datos de Trewartha.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

total supera los
s, salvo uno, la
ación supera los
nición de Köppen
edia mensual pue-

la extraordinaria
e temperatura en
figura 15.2, que
nimos diarios de
es en Panamá, a
especialmente no-
a oscila entre los
muy superior a la
obre las medias
labras, las varia-
ecuatoriales húme-
s variaciones es-
termohietas de
stra bien la ex-
dría esperar.
erencias entre las
precipitación en
odas las estacio-
n en una franja
s del ecuador y
ilares. El hecho
nten un máximo
de precipitación,
imos y dos mí-
plicable, aunque
nta a una serie
de complejos en
de aire y la po-

n abundante y
antemente cá-
caracteriza por



atoriales húmedos
ías mensuales de
ciones a lo largo
ria de las estacio-

Figura 15.4. Esta fotografía aérea de la selva tropical de la cuenca del Amazonas muestra el río Negro, afluente del gran río. Vista en dirección sur desde un punto situado a 0° 23' S y 64° 05' W. (Fotografía del coronel Richmend. Cortesía de la American Geographical Society.)

el llamado bosque lluvioso o *pluviisilva*, discutida en el capítulo 21, tipo de vegetación que destaca por la exuberancia de la vegetación arbórea y la abundancia de especies (figs. 21.2 y 21.4). Grandes árboles de hoja ancha alcanzan alturas de 30 a 45 m, formando una densa bóveda de follaje a través del cual poca luz solar puede alcanzar el suelo. Grandes *bejucos* (o *lianas*) cuelgan de los árboles. El bosque está siempre verde, aunque las distintas especies tengan un ritmo de defoliación (fig. 15.4).

La pluviisilva es la morada de los pequeños animales silvícolas, entre los cuales los monos tal vez sean los más representativos, aprovechándose de las ventajas que les proporciona la ininterrumpida bóveda de follaje para vivir y desplazarse. Las aves son asimismo muy numerosas y poseen espectaculares plumajes.

A causa de la copiosa lluvia y de las temperaturas predominantemente elevadas, la acción química sobre los suelos y las rocas es continua e intensa en las húmedas regiones ecuatoriales. Todos los componentes solubles de la roca desaparecen por lixiviado, resultando un tipo de suelo muy característico que se denomina *latosol* (cap. 19, lám. en color). Amarilleento o rojizo y con frecuentes nódulos irregulares de hidróxidos de hierro, este suelo es especialmente rico en hierro, manganeso y aluminio. Estos hidróxidos han quedado después de que las componentes solubles (incluida la sílice) han desaparecido arrastradas por el agua a través del suelo o hacia los ríos y otras corrientes. Las grandes concentraciones de minerales de hierro, aluminio o manganeso que se presentan en el suelo en forma lenticular o estratiforme, son denominadas *lateritas*. Estos minerales pueden ser extraídos como menas de interés comercial. La *bauxita* es la mena de aluminio más utilizada en la actualidad y se extrae en la costa de Guayana, en América del Sur. Las menas de manganeso son, asimismo, de considerable valor; en cambio, las menas lateríticas de hierro no se explotan hasta ahora tan ampliamente, a causa de la abundancia de menas de hierro en otras formas.

El clima y la vegetación colaboran en la elaboración del suelo laterítico y de las menas metálicas. El régimen pedogénico de laterización es estudiado en el capítulo 18. A causa de la elevada temperatura, las bacterias presentan

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

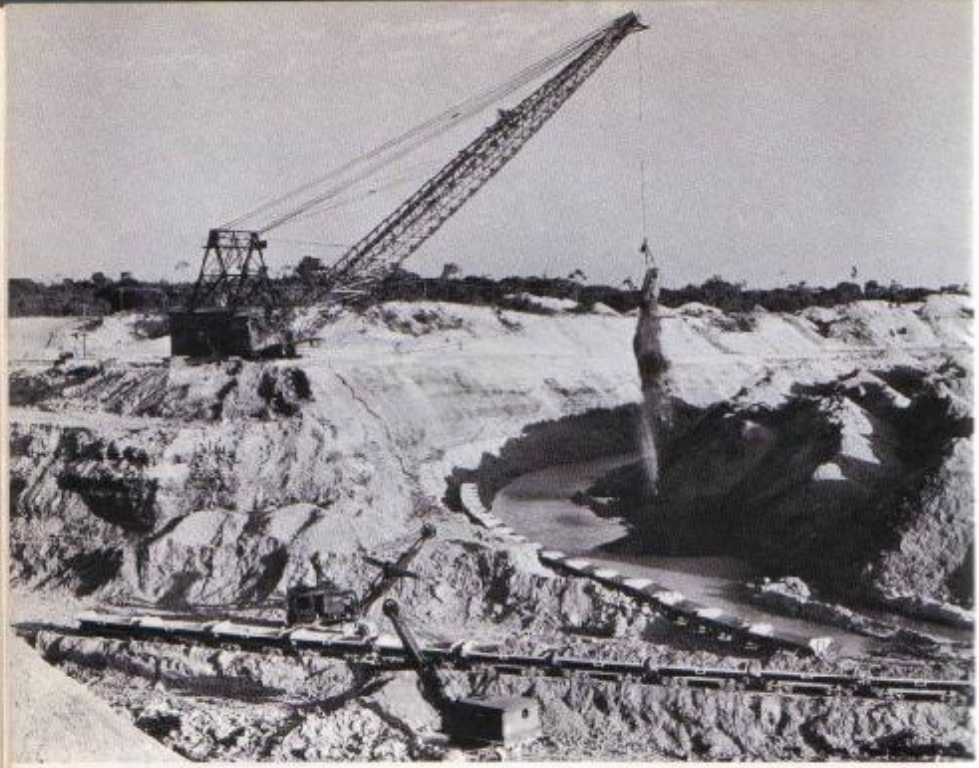


Figura 15.5. Mina de bauxita en la Guayana Británica. Estas espesas capas de bauxita están acumuladas como sedimentos derivados de la erosión de los suelos lateríticos de las mesetas del interior. (Fotografía publicada por cortesía de Aluminium Limited, Canadá.)

una extraordinaria actividad en la capa más superficial del suelo y consumen prácticamente toda la vegetación muerta. Por esto, el *humus* —la materia vegetal negra y parcialmente descompuesta que se encuentra en la mayor parte de los suelos de las latitudes medias y árticas— aquí casi no existe en los sitios bien drenados. El deterioro y la corrosión del lecho rocoso pueden llegar a ser muy profundos en las húmedas regiones ecuatoriales de bajo relieve topográfico. Se ha comprobado que incluso a profundidades de unos 90 m, la roca está blanda y es friable a consecuencia de la acción química.

Las corrientes de agua tienden a ser constantes y extraordinariamente copiosas porque hay un gran excedente de agua durante gran parte del año, lo que proporciona mucha agua de escorrentía (fig. 14.9*A*). Los ríos discurren entre orillas cubiertas de densa vegetación. Los bancos y orillas arenosos no son tan conspicuos como en las regiones más secas. En las llanuras de inundación hay meandros y gran cantidad de ciénagas donde el río ha cambiado su curso. Aunque el agua es abundante, los sistemas fluviales tales como el del Amazonas, transportan relativamente escasos materiales en solución. Esto ha sido explicado como resultante del completo lixiviado de los suelos, que deja muy poca materia química para las corrientes de agua.

El transporte se realiza por ríos cuyas perezosas corrientes pueden ser surcadas por canoas construidas con troncos vaciados y vapores fluviales de poco calado. La utilización de aviones ligeros ha simplificado grandemente el transporte a los puntos alejados. Es característico de la zona el que los pueblos se construyan cerca de las orillas de los ríos.

No todas las regiones de selva ecuatorial son de relieve topográfico bajo. Los cinturones de colinas o de montañas tienen pendientes muy

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

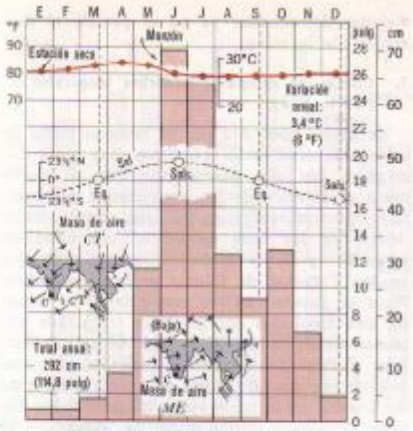


Figura 15.6. Cochin, situada en la costa suroccidental de la India, posee una variedad monzónica de clima de ecuatorial húmedo. (Datos de H. H. Clayton, Smithsonian Institution.)

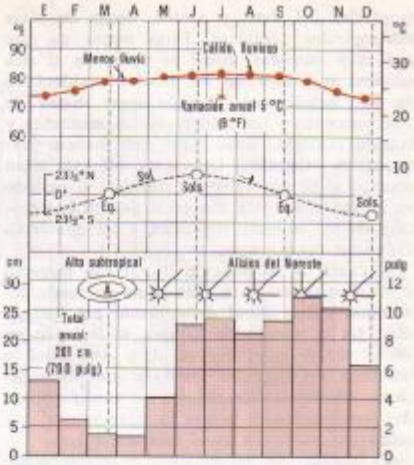


Figura 15.7. A lo largo de las costas orientales expuestas a los alisios portadores de masas marítimas de aire tropical, la precipitación orográfica es intensa gran parte del año. Este gráfico, correspondiente a Belize, Honduras Británica (17° N), es un buen ejemplo de ello. (Datos de Trewartha.)

empinadas en las cuales se producen frecuentes corrimientos, desprendimientos y aludes de tierra y roca que arrancan el suelo y la vegetación, precipitándolos sobre el lecho rocoso inferior.

Son varios los productos de la selva que poseen interés económico. Las maderas duras, tales como la teca, la caoba y el palo de rosa, constituyen un producto tropical de gran valor. La quinina, la cocaína y otras sustancias medicinales se extraen de la corteza y de las hojas de plantas tropicales; el cacao, de la semilla de la planta del mismo nombre. El caucho, que se obtiene de la savia del árbol del caucho, es hoy un importante producto sobre todo de la península de Malaca, Sumatra y Ceilán, aunque los árboles proceden de América del Sur, donde empezó la explotación.

Aunque el clima de selva ecuatorial se da principalmente en una franja de 10° de latitud a ambos lados del ecuador, la costa de Malabar en la India y las costas de Birmania y Tailandia, situadas entre los 10° y los 25° de lat. N, poseen un clima cálido y húmedo con una elevada precipitación anual total, que lo hace apto para permitir el desarrollo de pluvisilva. Este clima asiático puede ser considerado como un tipo especial de clima monzónicos. En el sistema de Köppen se designa con el símbolo *Am* teniendo en cuenta de que la precipitación media en el mes más seco es inferior a 6 cm (véase fig. 15.21). La figura 15.6 muestra el gráfico de temperatura y precipitación de un clima húmedo tipo monzónico. Hay una corta estación seca en el período en que el sol está bajo, cuando actúa el monzón invernal y las masas de aire continental se desplazan hacia el Sur procedentes del interior de Asia. Este período seco es demasiado breve para agotar las reservas de agua de la tierra y la humedad del suelo, y la selva puede prosperar. Recuérdese que el monzón estival aporta enormes cantidades de lluvia en junio y julio. Esto se debe a las borrascas de convección que tienen lugar en las masas de aire ecuatoriales marítimas que se mueven hacia el Norte procedentes del océano Índico.

2. Climas litorales determinados por los alisios *(variante de Af y de Am)*

Un examen del mapamundi de precipitaciones (lámina 1) nos muestra que a lo largo de las costas orientales de América del Sur y del Centro, Madagascar, Indochina, Filipinas y Australia nororiental, entre los 10° y los 25° de latitud, existen estrechas fajas donde la precipitación es abundante. Se trata de costas expuestas a las masas de aire tropicales, marítimas húmedas, aportadas por los vientos

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

tropicales del Este, o alisios, desde las altas subtropicales oceánicas. Estas masas de aire son muy húmedas, como es típico en el aire tropical marítimo de los bordes occidentales de los anticiclones. Cuando estas masas de aire encuentran las laderas de las montañas y colinas costeras, tiene lugar una intensa precipitación orográfica. Las ondas del Este traen consigo el tiempo lluvioso. Además, el período en el que el sol está alto coincide con la irrupción de los ciclones tropicales, a los que están expuestas estas costas.

A causa de su posición litoral con respecto a los vientos del Este, este clima se puede denominar *clima litoral determinado por los alisios*. En el sistema de Köppen se incluyen en los climas de selva lluviosa *Af* y *Am*. Aquí lo tratamos por separado debido a que difiere del clima ecuatorial húmedo en las características de precipitación, y a que la temperatura presenta una variación anual más acusada.

El gráfico de temperatura y precipitación para una estación representativa de este clima se muestra en la figura 15.7. Belize (Honduras Británica), se encuentra en América central a 17° de lat. N. La precipitación total es considerable, casi de 20 cm anuales, y la lluvia es abundante la mayoría de los meses. En febrero, marzo y abril, la precipitación es menos abundante y existe una cierta tendencia a la sequedad, típica de los climas húmedos-secos tropicales (que se encuentran en otras zonas de estas mismas latitudes). La variación diaria de temperatura acusa la influencia moderadora del océano y es, por tanto, pequeña.

Los climas cálidos y húmedos de las costas influenciadas por los alisios dan lugar a una vegetación tipo selva, similar a la que existe en los climas de selva ecuatorial. En zonas más alejadas del ecuador ya no es posible el desarrollo de la selva.

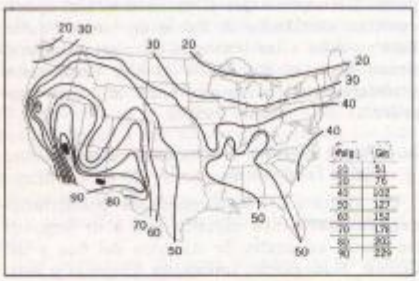


Figura 15.8. La evaporación anual de las superficies de agua al aire libre es muy elevada en los desiertos suroccidentales de los Estados Unidos, pero relativamente baja en los climas húmedos y fríos. Las cifras del mapa representan la evaporación en pulgadas; la tabla adjunta da la equivalencia en centímetros. (Según Mead.)

3. Climas de estepa y desiertos tropicales (*BWh, BSh*)

En fuerte contraste con el húmedo clima de selva ecuatorial están los climas muy secos dominados por aire descendente que se mueve hacia el exterior de los anticiclones continentales, predominantes en las áreas continentales dentro de las fajas de latitud comprendidas entre 15° y 35° y aproximadamente centrados en los Trópicos de Cáncer y de Capricornio. Aquí se encuentran los manantiales de masas de aire tropicales continentales (cT_s). Los extensos desiertos del Norte de África, Arabia, Irán y Pakistán occidental constituyen ejemplos de este tipo de clima, así como el desierto de Sonora, en la parte suroccidental de los Estados Unidos y septentrional de México, y el desierto interior de Kalahari, en África del Sur, y el desierto Australiano.

Dentro de esta región de aridez predominante debemos distinguir entre las zonas auténticamente áridas o *desiertos* (*BWh*), en las que la precipitación anual es inferior a 4 cm, y las zonas semiáridas o *estepas* (*BSh*), en las que la precipitación oscila entre 4 y 12 cm anuales.

El interior de los continentes en estas regiones tropicales se encuentra muy lejos de la humedad oceánica y, por ello, predomina una aridez extrema. La precipitación anual media es a menudo inferior a los 2 cm; en algunos puntos se registran períodos de varios años en los que la precipitación es despreciable. Como ejemplo, en In Salah, Argelia, la precipitación anual media durante 15 años fue de 1,5 cm. Otras estaciones argelinas tienen incluso menos. Como son regiones de aire descendente en el esquema general de la circulación, el calentamiento adiabático reduce la humedad relativa del aire hasta niveles bajos gran parte del tiempo. En las estaciones más secas del Sahara, la humedad relativa a la una de la tarde es del 25 al 30 % durante el año, pero del 15 al 20 % durante los meses más calurosos. Aunque en verano se desarrollan bajas presiones en las zonas continentales tropicales debido al calentamiento del suelo (tal como se muestra en la figuras 9.2 y 9.3), éstas existen sólo a niveles bajos, mientras que las altas presiones se mantienen en los niveles más altos de la atmósfera.

La capacidad del aire del desierto tropical para admitir la evaporación de las superficies de agua es enorme (fig. 15.8). En el desierto de Sonora, la evaporación anual procedente de una superficie de agua al aire libre excede los

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

posible el des-

tos tropicales

húmedo clima de
as muy secos do-
que se mueve
iones continen-
as continentales
comprendidas
mente centrados
de Capricornio.
niales de masas
(cT$_c$). Los ex-
África, Arabia,
nstituyen ejem-
como el desierto
ental de los Es-
de México, y el
África del Sur,

ez predominan-
zonas auténti-
Wh), en las que
a 4 cm, y las
Bh), en las que la
12 cm anuales.
en estas regio-
lejos de la hu-
predomina una
m anual media
cm: en algunos
varios años en
preciable. Como
la precipitación
ue de 1,3 cm.,
incluso me-
descendente en
ción, el calen-
humedad relati-
gran parte del
cas del Sahara,
de la tarde es
pero del 15 al
caluroso. Aun-
bajas presiones
cales debido al
no se muestra
isten sólo a ni-
as presiones se
altos de la at-

esierto tropical
las superficies
En el desierto
procedente de
bre excede los

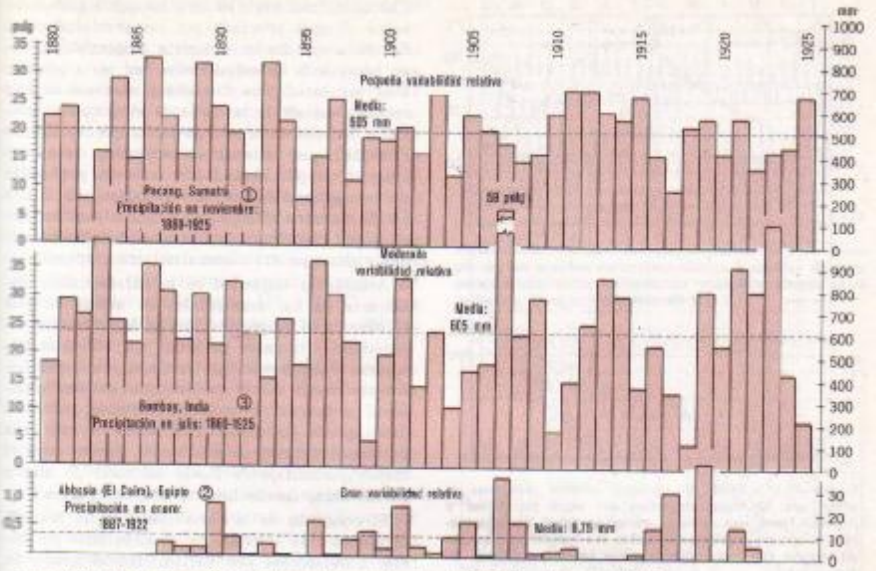


Figura 15.9. Estos tres gráficos ilustran el concepto de variabilidad en la precipitación, mostrando la cantidad real de lluvia registrada cada año durante el mes que, por término medio, es el más lluvioso en la localidad correspondiente. (Datos de H. H. Clayton, Smithsonian Institution.)

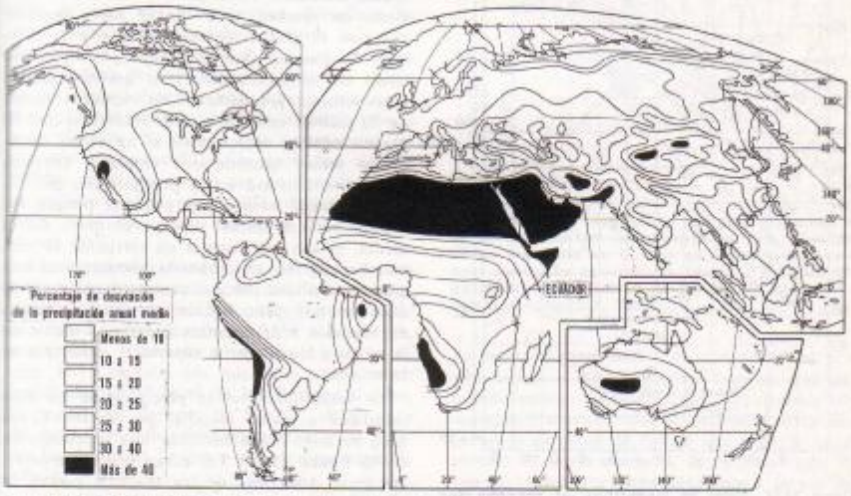


Figura 15.10. Mapamundi de variabilidad en la precipitación. (Según Erwin Biel. Cortesía de la American Geographical Society.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

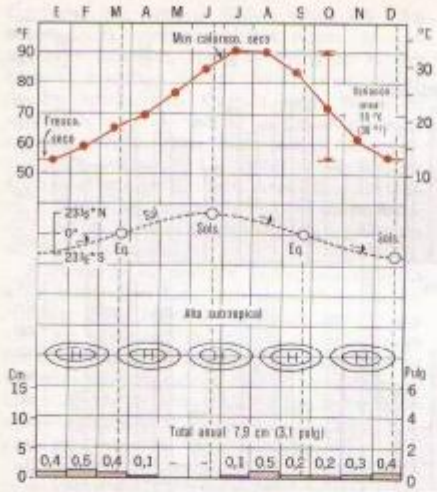


Figura 15.11. Yuma, en Arizona, situada algo más al norte que la franja desértica del norte de África y Arabia. Tiene una acusada variación anual de temperatura y escasa precipitación todos los meses. Los meses de verano son extraordinariamente calurosos. (Datos de Trewartha.)

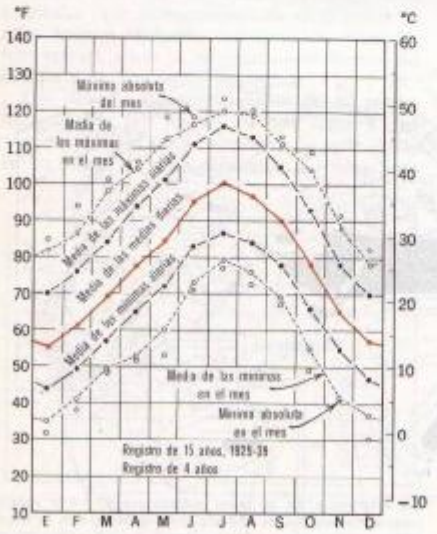


Figura 15.12. Datos de temperatura del aire para Bu-Bernús, Argelia, 27° 17' N, 02° 53' W, 460 m de altura. (Datos del Servicio Meteorológico de la Gran Bretaña.)

230 o incluso los 250 cm, lo que significa 20 veces el agua aportada por las precipitaciones. Es obvio que en los desiertos tropicales no tiene lugar toda la evaporación que sería posible. Una vez los cursos fluviales y el suelo se han secado después de la lluvia, la evaporación posterior se reduce a un pequeño porcentaje de humedad que asciende lentamente a la superficie por capilaridad desde regiones profundas del suelo, o desde el lecho rocoso. La figura 14.9*B* muestra el equilibrio hidrológico en Beni Abbès, Argelia, e ilustra bien el déficit dominante de agua del clima desértico tropical.

Aunque la sequedad es la característica dominante de los manantiales de masas de aire continentales tropicales, tienen lugar lluvias esporádicas e intensas causadas por violentas borrascas de convección. La causa de estas borrascas puede ser la penetración de aire marítimo, ecuatorial o tropical. Durante una sola descarga de las nubes confinadas en un área de pocos kilómetros cuadrados puede caer el mayor porcentaje de lluvia del total de uno o varios años, dando lugar a grandes riadas.

El concepto de la variabilidad en la precipitación es muy importante en el estudio del clima. Entendemos por variabilidad el grado en que la precipitación total de un año concreto difiere de la media calculada sobre un período de muchos años. La figura 15.9 ilustra este concepto. Las cantidades anuales de lluvia registradas en tres estaciones distintas se representan mediante rectángulos y durante un período de muchos años. En la parte superior tenemos el gráfico correspondiente a la estación de Padang (Sumatra), ejemplo típico de clima de selva ecuatorial; el gráfico inferior representa la precipitación en Abbassia (cerca de El Cairo), estación del desierto tropical. El gráfico central corresponde a un clima intermedio (clima húmedo-seco tropical). Diremos que la variabilidad en la precipitación del clima ecuatorial húmedo es pequeña porque los totales anuales nunca superan el doble de la media, ni son inferiores a un tercio de la misma. En cambio, en Abbassia encontramos una gran variabilidad porque, aunque durante varios años no hay precipitación en absoluto, cinco de los años representados superan el doble de la media y dos llegan a superar el cuádruple de la misma.

La variabilidad en la precipitación ha sido estudiada a escala mundial por el Dr. Erwin Biel, de cuyo mapa hacemos una reproducción en la figura 15.10. Tal como era de esperar, las áreas desérticas de los trópicos poseen la variabilidad más alta; la franja ecuatorial de precipitación abundante presenta la variabili-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

dad más baja de la zona del globo cercana al ecuador.

Consideremos ahora las condiciones de temperatura de los manantiales de masas de aire tropicales continentales secas. La figura 15.11 nos muestra la marcha anual de las temperaturas en Yuma (Arizona), una estación representativa del clima de desierto tropical (*BWh*). Hay que destacar dos hechos: *a*) las temperaturas son muy elevadas en el período en que el sol está alto; *b*) la variación anual es moderadamente fuerte. Por lo general, en estos climas, la variación anual de temperatura (media del mes más caluroso menos la media del mes más frío) oscila entre 17° y 22°C y está directamente relacionada con la altura del sol en el ciclo.

Para los que crean que el sur de Arizona es un desierto caluroso, los datos de Bu-Barnús, Argelia, pueden serles instructivos (fig. 15.12). En esta localidad la temperatura diaria media en julio es de más de 38°C, como promedio, es decir, 5,5°C más alta que en Yuma, Arizona.

En los desiertos tropicales, la variación diaria de temperatura es quizá más interesante que la variación anual. La figura 15.17 nos muestra los máximos y mínimos diarios de temperatura en los meses de enero y julio en Phoenix, Arizona. Hay que destacar que la variación diaria es a menudo de hasta 22°C y que la media de variación diaria es de 17°C. En ningún otro tipo de clima es tan grande la variación diaria. La causa radica en la rápida pérdida de calor que experimentan el suelo y las capas bajas de la atmósfera durante la noche, debido a la escasa cantidad de vapor de agua que contiene el aire. Por otra parte, la acción de los rayos solares es muy intensa durante el día y la temperatura del aire alcanza valores muy elevados. El récord más espectacular registrado correspondió a la localidad de Bir Milrha, en el Sahara, al sur de Trípoli, donde se midieron en el mismo día temperaturas de 0,6°C y 37,2°C; ¡una variación de casi 38°C en un día!

Las temperaturas más altas del globo se registran en ciertas zonas de los desiertos tropicales continentales. Un récord mundial lo constituyó la temperatura de 58°C a la sombra, oficialmente registrada en Azizia, Libia. La figura 15.14 muestra las más altas temperaturas registradas en el oeste de los Estados Unidos. La región del desierto de Sonora, en el valle del bajo Colorado sobrepasa ampliamente a todas las demás en lo que a altas temperaturas se refiere.

En los desiertos extremadamente secos (*BWh*), prácticamente todo el suelo está desprovisto

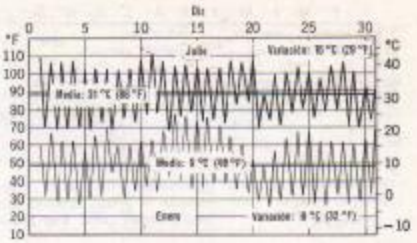


Figura 15.13. Phoenix, Arizona, constituye un buen ejemplo de las grandes variaciones diarias y anuales de temperatura propias de los desiertos tropicales. (Según Mark Jefferson, Geographical Review, 1918.)

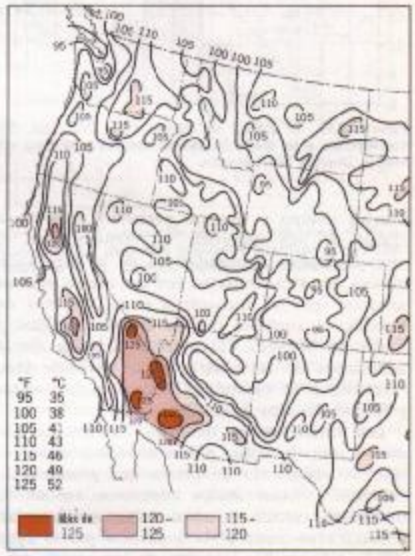


Figura 15.14. Las temperaturas más altas registradas en el período 1899-1938 se muestran en este mapa (en grados Fahrenheit, en la tabla se indican las temperaturas centígradas equivalentes). (Según J. B. Kincer, Departamento de Agricultura de los EE.UU., Yearbook of American Agriculture, 1941.)

de vegetación y consiste en rocas desnudas, gravas, arenas o dunas móviles. Esto no significa que no exista vegetación; por el contrario, hay numerosas especies que se extienden muy dispersas y carentes de follaje que proteja u oscurezca el suelo desnudo. Las plantas que viven en el desierto están adaptadas a largos períodos de sequedad mediante tallos y hojas gruesos y carnosos que almacenan agua durante

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

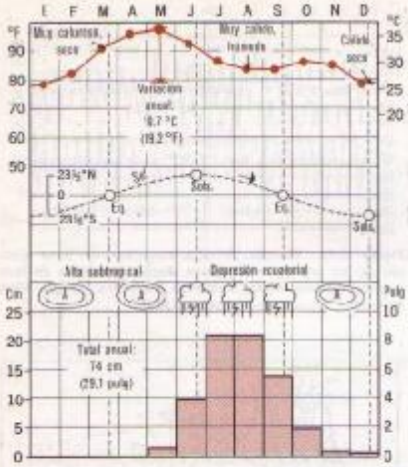


Figura 15.15. El gráfico de Kayes, Malí (14,5° lat. N), corresponde a un clima de estepa cercano a la zona climática tropical húmedo-seca.

mucho tiempo y que no permiten pérdidas a través de una superficie en contacto con el aire. Ejemplos representativos de la vegetación clásica de estos desiertos son los cactos y otros arbustos que se encuentran en el desierto de Sonora, al suroeste de los Estados Unidos y norte de México. El capítulo 20 trata de la adaptación de las plantas a un ambiente seco (xerofítico). El capítulo 21 descubre la vegetación del desierto y su disposición.

Los suelos de los desiertos carecen de humus y son de color pardo o rojizo, según el tipo de compuesto de hierro que produzca la coloración. Estos suelos contienen exceso de carbonato cálcico y otras sales que quedan abandonadas cerca de la superficie por el agua que se evapora. En el centro de lagos poco profundos, las sales se concentran hasta formar llanuras salinas blancas, completamente estériles y casi perfectamente lisas. Los procesos pedogenéticos de los desiertos son estudiados en el capítulo 18, y los grandes grupos de suelos de los desiertos en el capítulo 19.

Para un estudio del relieve y de los aspectos geográficos de la topografía de los desiertos montañosos, remitimos al lector al capítulo 27, que trata del ciclo de erosión fluvial.

El clima de estepa tropical (*BSh*) limita con los desiertos tropicales por el Norte y por el Sur, y en ciertos lugares también por el Este. Localmente se dan mesetas y altiplanicies que, a causa de la altura, tienen clima de estepa semiárida y que serían desiertos si se hallaran a nivel más bajo. Las zonas esteparias que se encuentran entre los desiertos y el ecuador son una transición al clima húmedo-seco tropical (*Aw*) y lo recuerdan en muchos aspectos (figura 15.15). Las estepas que se hallan en los bordes septentrionales de los desiertos tropicales son una transición al clima mediterráneo (*Cs*) en muchos lugares. Las estepas son típicamente praderas de gramíneas cortas y otras hierbas, en algunos sitios con matorral y bosque (véase cap. 21). Son áreas capaces para alimentar una cantidad limitada de herbívoros, pero sin la suficiente humedad para permitir el cultivo sin necesidad de irrigación. Los suelos pertenecen generalmente a los grupos de *suelos pardos* o *suelos castaños*, con una cierta cantidad de humus (cap. 19).

4. Clima desértico de la costa occidental (*BWk*, *BWh*)

Si examinamos de nuevo el mapamundi de precipitaciones (lám. 1), veremos que todas las costas occidentales en las latitudes que van de los 15° a los 30° son extremadamente secas, generalmente con una precipitación inferior a los 25 cm anuales. El desierto de Atacama, en Chile, y el Namib en la costa suroeste de África, son tal vez los más conocidos de esos desiertos, pero existen también en la Baja California, la costa marroquí y la costa oeste de Australia. El cinturón árido se extiende sin interrupción hacia el Este hasta unirse con los desiertos tropicales continentales interiores.

Parece extraño que una sequedad tan extrema se dé en zonas costeras, tan cercanas a posibles manantiales de masas de aire marítimas húmedas. Los desiertos continentales tropicales, ya estudiados, se explican fácilmente por anticiclones continentales en los que no pueden penetrar las masas de aire húmedas, pero las áridas franjas costeras occidentales se encuentran entre anticiclones continentales y marítimos, zona donde cabría esperar el desarrollo de frentes y la convergencia de masas de aire. La clave de este problema parece radicar en el hecho de que células anticiclónicas marítimas subtropicales son inherentemente secos en sus bordes orientales. Se cree que la circulación en estas células es tal que el aire de los bordes occidentales va descendiendo a medida que se desplaza hacia fuera de las células, con lo que se calienta adiabáticamente y se reduce la humedad. El resultado son masas de aire seco y estable que dan lugar a zonas áridas no sólo en las costas sino también en un gran trecho mar adentro. Por extraño que pueda parecer,

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

hay desiertos secos sobre el agua de los océanos en estas latitudes tropicales (fig. 15.16).

¿En qué aspectos difiere el clima de las áridas costas occidentales del de los desiertos continentales que limitan con ellas? La diferencia principal está en la temperatura. Los desiertos litorales son relativamente fríos, con temperaturas medias anuales de alrededor de los 18°C, mientras que en los desiertos del interior las medias son unos 5° más altas. La presencia de corrientes frías que se mueven hacia el ecuador, como las de Humboldt y Benguela, explica estas temperaturas más bajas (véase cap. 10). La variación anual de temperatura en los desiertos costeros es muy pequeña, como es ilustrado en la figura 15.17 por el gráfico de temperatura correspondiente a Iquique, Chile (20°S), en la seca costa del desierto de Atacama, América del Sur. La variación anual es tan sólo de 6°C. En cambio, el ciclo de temperatura correspondiente a Asuán, Egipto (24°N), muestra una media más alta y una variación anual más pronunciada.

Aunque hemos tratado el fresco clima desértico de la costa occidental como distinto del clima del desierto tropical, no todas las clasificaciones climáticas hacen esta separación. En la clasificación original de Koppen, los de las costas occidentales desérticas más frías se designan con el símbolo *BWn*, en el que la *n* significa *niebla frecuente* (del alemán *Nebel*, niebla). Se forman bancos de niebla costeros persistentes en la fresca capa inferior de aire que se encuentra sobre la asimismo fresca agua del océano. En las últimas versiones del sistema de Köppen se utilizan los símbolos *BWh* y *BWk* para designar los desiertos de las costas occidentales. El clima *BWk* se limita a las costas de América del Sur y del África suroccidental, entre los 20° y los 32° de lat. S, donde la influencia de las corrientes oceánicas frías es máxima.

Los suelos y la vegetación de los frescos desiertos litorales occidentales son esencialmente semejantes a los de los desiertos continentales. La abundancia excepcional de niebla en estas costas tiene como consecuencia el desarrollo de algunas plantas especializadas que pueden vivir debido a la abundante humedad existente junto a la costa.

5. Clima húmedo-seco tropical (*Aw* y también *Cwa*)

Hemos considerado hasta ahora dos tipos extremos de clima. Por una parte, un clima húmedo propio de la zona ecuatorial. Por otra, un clima desértico dispuesto en dos franjas a lo largo de los trópicos de Cáncer y de Capricornio. ¿Qué ocurre en las zonas intermedias donde confluyen estos dos tipos de climas? Sabemos ya que los cinturones de viento y de presión se desplazan hacia el Norte en la estación del solsticio de junio y hacia el Sur en el solsticio de diciembre. De este hecho inferimos que las zonas intermedias en cuestión tendrán climas en los que se combinarán las características de los dos primeros tipos, alternando según las estaciones del año. Así se origina el clima húmedo-seco tropical (*Aw*), que tiene una estación húmeda determinada por masas de aire marítimas húmedas tropicales y ecuatoriales en el período en que el sol está bajo.

Las franjas de latitud en las que existe el clima húmedo seco tropical se extiende aproximadamente entre los 5° y los 25° de latitud, a través de América del Sur y Central, África y Australia. En Asia suroriental, esta zona se encuentra más al Norte, entre los 10° y los 30° de latitud, siguiendo la forma del continente asiático.

Las características del clima húmedo-seco tropical están ilustradas por la figura 15.18, que proporciona datos de temperatura y precipitación en una estación tipo de África occidental.

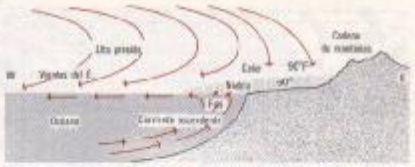


Figura 15.16. Aire subsidente sobre una inversión térmica costera. (De A. N. Strahler, 1963, The Earth Sciences, Harper and Row, Nueva York.)

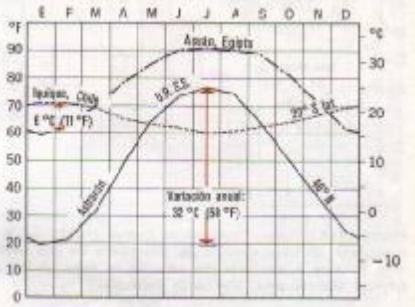


Figura 15.17. Comparación de las condiciones de temperatura de los desiertos tropicales interiores y litorales. (Datos de H. H. Clayton, Smithsonian Institution y Trewartha.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

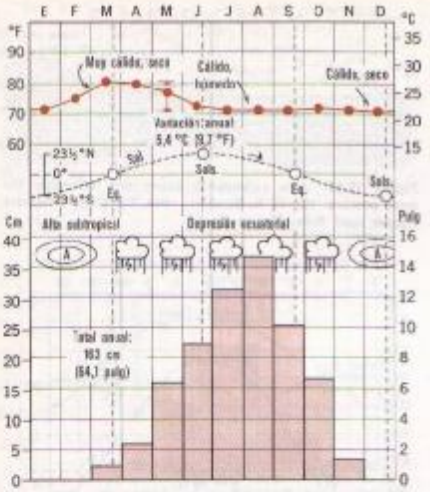


Figura 15.18. Timbo, República de Guinea (10° 40' lat. N) constituye un buen ejemplo de alternancia de una estación lluviosa y una estación seca en la zona climática tropical húmedo-seca. (Datos de Trewartha.)

Esta figura puede ser examinada conjuntamente con la 15.19, que muestra las características de las masas de aire y de las corrientes en las distintas estaciones del año. Timbo se encuentra más cerca del ecuador que Kayes, que posee un clima de estepa tropical (*BSh*) (figura 15.15), presentando por lo tanto, una estación húmeda más larga y un ciclo de temperatura más uniforme. Hay que destacar que las temperaturas máximas se dan en marzo, abril o mayo, más que en julio, ya que la irrupción de las lluvias trae consigo un techo nuboso y temperaturas del aire más bajas. La figura 14.9*C* muestra la cantidad de agua caída en una estación húmedo-seca tropical, Yimbo, Sudán. En el ciclo se producen un excedente y un déficit.

El clima húmedo-seco tropical asiático se diferencia en que la influencia del monzón es muy marcada y determina un contraste muy fuerte entre las condiciones secas y las húmedas. Si nos fijamos en el gráfico correspondiente a Allahabad, India, 25° de lat. N (fig. 15.20), veremos que básicamente es similar al de las localidades africanas de Timbo y Kayes (figuras 15.15 y 15.18). En Allahabad, por hallarse en una latitud más alta, el mes de enero es mucho más fresco, y la variación anual más pronunciada, pero el aspecto de las curvas de temperatura es el mismo durante la estación lluviosa.

Köppen coloca a Allahabad y a una amplia franja de Asia suroriental comprendida entre 20° y 25° en el clima *Cwa* (templado, lluvioso, verano caluroso, invierno seco). El clima *Cw* es es una extensión hacia el Norte del clima *Aw* tanto en Asia como en África o América del Sur y Central. Los dos son tratados aquí bajo el epígrafe de clima húmedo-seco tropical, dado que son controlados por masas de aire tropicales y el regímenes básicamente del mismo tipo. La figura 13.8 representa la figura característicamente distorsionada en forma de ocho del régimen húmedo seco de la India. Allahabad, India, es una estación *Cwa* y presenta un marcado efecto continental en su oscilación anual. Paraná, estación brasileña *Aw*, presenta la uniformidad térmica que asociamos al clima ecuatorial húmedo, pero posee una marcada estación seca.

El sistema de Köppen proporciona una base exacta de distinción entre los climas *Am* y *Aw*, los cuales poseen una estación seca. El límite *Am-Aw* varía según sea la precipitación total anual de ambos y la del mes más seco, tal como indica la gráfica (fig. 15.21). En la gama de precipitaciones anuales comprendidas entre 100 cm y 250 cm, el clima *Am* puede existir con valores cada vez más pequeños de precipitación del mes más seco, comenzando con 6 cm y disminuyendo hasta cero. Así, una estación *Am* puede tener un mes sin ningún tipo de precipitación con tal que la precipitación total anual sea superior a 250 cm.

El contraste entre la precipitación de la estación seca y la estación húmeda en el clima húmedo-seco tropical es ilustrado con más detalle en la figura 15.22. La precipitación del mes más lluvioso se compara con la total de los tres meses más secos consecutivos para un cierto número de estaciones tipo. La lluvia en los climas húmedo-seco tropical no es tan segura como en los climas ecuatorial húmedo, pero sí más que en los desiertos tropicales, de extrema aridez. Esto resulta claro en el gráfico correspondiente a Bombay, India, en la figura 15.9, así como en la figura 15.10, mapa mundial de variabilidad.

La alternancia de las estaciones húmeda y seca origina el desarrollo de una vegetación típica, generalmente conocida con el nombre de *sabana tropical*. Se caracteriza por espacios abiertos cubiertos de altas hierbas, salpicadas de árboles y arbustos resistentes a la sequedad (fig. 21.20). En otras zonas existe sabana húmeda, bosque monzónico, sabana espinosa y matorral tropical, formaciones todas ellas agrupadas en la lámina 4 con el nombre de "pluvisilva". Estas formaciones se describen en el

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

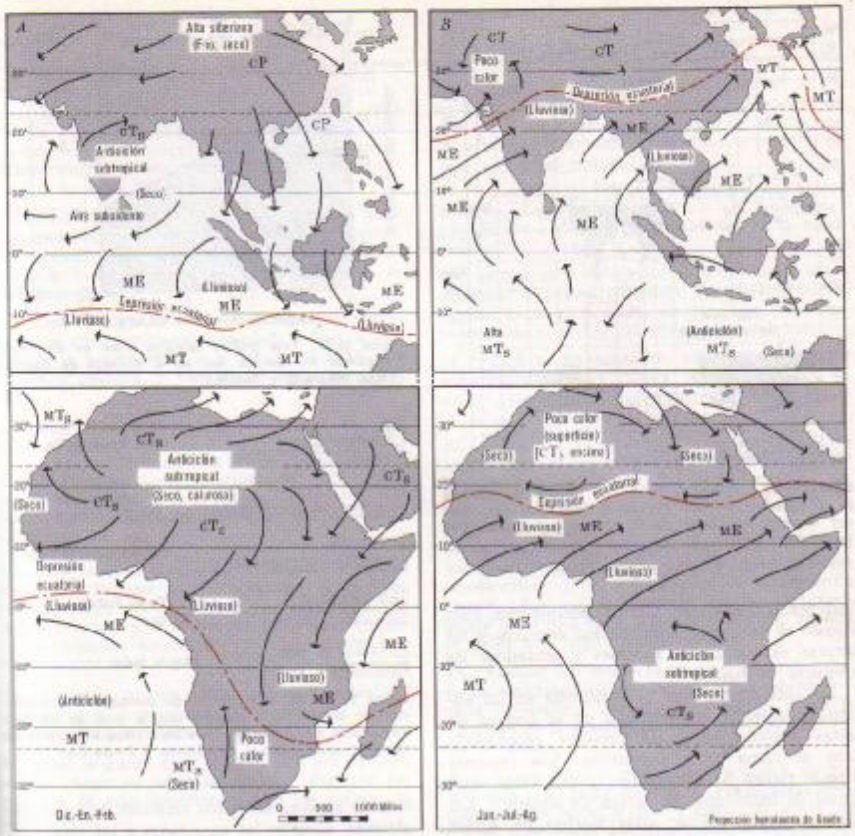


Figura 15.19. Estos mapas de África y Asia meridional ilustran gráficamente una interpretación de los manantiales de masas de aire y de los modelos de circulación que determinan los climas ecuatoriales y tropicales. (Modificado según M. A. Garbell, Tropical and Equatorial Meteorology, Nueva York, 1947. Basado en un mapa de Goode. Copyright por la Universidad de Chicago. Utilizado con autorización de la University of Chicago Press.)

capítulo 21. Las hierbas de este clima se secan convirtiéndose en paja y muchas especies de árboles pierden sus hojas en la estación seca. Otros árboles y arbustos poseen espinas y hojas pequeñas u hojas duras y coriáceas que resisten la pérdida de agua.

Los suelos propios de los climas húmedo-secos tropicales, son principalmente del tipo latosol, amarillentos o rojizos, similares a los descritos al tratar el clima ecuatorial húmedo (véase cap. 19). También ahora la excesiva lixiviación es consecuencia de la intensa precipitación y la elevada temperatura. En general, estos suelos residuales de las tierras altas no son fértiles y su cultivo es escaso en América del Sur y en África, pero las planicies de aluvión son altamente productivas. El régimen de las corrientes de agua de estas regiones difiere fundamentalmente del propio del clima ecuatorial húmedo en que presenta una acusada fluctuación con las estaciones. En la estación lluviosa hay grandes áreas situadas a niveles bajos que están prácticamente inundadas, mientras que en la estación seca las corrientes se

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

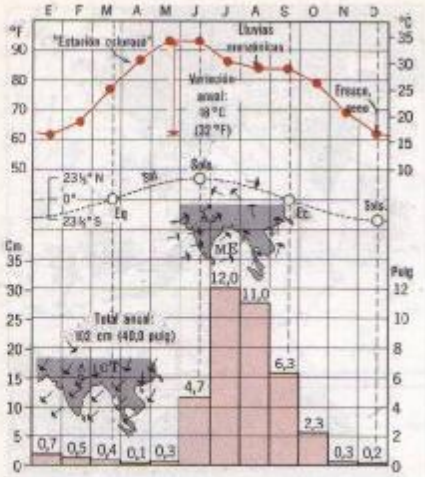


Figura 15.20. Allahabad, India (25° N), es un ejemplo de la variedad de clima tropical húmedo-seco controlado por el monzón. (Datos de H. H. Clayton, Smithsonian Institution.)

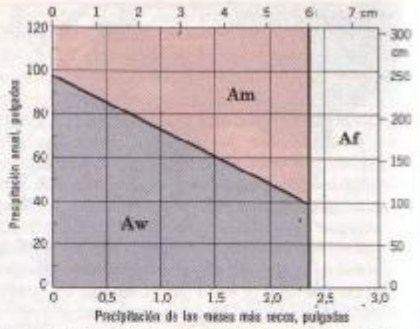


Figura 15.21. Este gráfico muestra cómo se distinguen los climas Aw de los Am en el sistema de Köppen. (Según Haurwitz y Austin.)

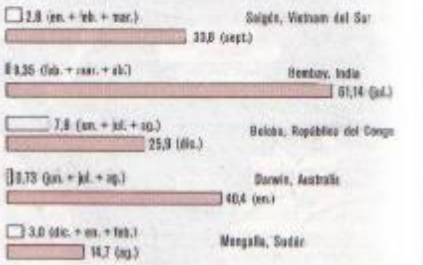


Figura 15.22. En este gráfico se compara la precipitación en el mes más húmedo con la total de los tres meses más secos consecutivos para cinco estaciones de sabana tropical. (Datos de Clayton y Trewartha.)

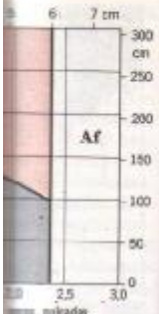
reducen enormemente incluso desaparecen, quedando al descubierto los fondos arenosos y las gravas de los cursos fluviales y secándose las llanuras de barro.

La vida animal que se desarrolla en las llanuras cubiertas de hierba o en el bosque de estas regiones está íntimamente relacionada con el clima y la vegetación. Son regiones donde reinan los carnívoros, y una vasta multitud de herbívoros les sirven de alimento. Las llanuras cubiertas de altas hierbas de África son el hogar de animales tales como el elefante, la gacela, el búfalo, el rinoceronte, la cabra, el antílope y la jirafa. De ellos se alimentan el león, el leopardo, la hiena y el chacal. Algunos de los herbívoros dependen de su velocidad para escapar de sus enemigos. Otros, tales como el rinoceronte, el búfalo o el elefante, se defienden gracias a su gruesa piel, su fuerza o su tamaño. La jirafa constituye un curioso ejemplo de adaptación a la sabana: su largo cuello le permite ramonear el follaje más alto de los árboles esparcidos por la llanura.

Al llegar la estación seca, la lucha por la vida se agudiza entre los animales de la sabana africana. Cuando las oquedades y las corrientes se han secado, los pocos charcos fangosos que quedan proporcionan todo el agua para beber. entonces, el peligro de ser atacados por los carnívoros se incrementa considerablemente.

En la India, la sabana y el bosque poseen una fauna algo similar a la descrita. El antílope y el venado son muy abundantes, junto con algún búfalo y unos pocos rinocerontes. El tigre reemplaza al león como carnívoro más poderoso. El elefante indio, en cambio, se encuentra bastante restringido en las franjas litorales selváticas de Birmania, Ceilán y costa de Malabar.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



cómo se distinguen sistema de Köppen.

Vietnam del Sur

Bombay, India
61,14 (pul.)

República del Congo

Australia

Darwin

mpara la precipita-
la total de los tres
cinco estaciones de
Trewartha.)

les de la sabana
y las corrientes
os fangosos que
gua para beber;
dos por los car-
rablemente.
bosque poseen
rita. El antílope
ntes, junto con
cerontes. El ti-
rnívoro más po-
cambio, se en-
las franjas li-
Ceilán y costa

Cuestionario de repaso

1. ¿Qué condiciones de temperatura, presión y precipitación se dan en la franja ecuatorial? ¿Qué tipo de masas de aire están presentes? ¿Bajo qué condiciones tiene lugar la precipitación intensa? ¿Cómo cambia la posición de la depresión ecuatorial a lo largo del año?

2. Describir la curva anual de temperatura para una estación típica de clima ecuatorial húmedo (*Af*). ¿Cuál suele ser la variación anual? Comparar la variación anual de temperatura con la variación diaria.

3. ¿Cuál es la precipitación anual media aproximada en el clima ecuatorial húmedo? ¿Cómo se distribuye la precipitación a lo largo del año? ¿Es grande o pequeña la variabilidad en la precipitación?

4. ¿Qué es selva lluviosa o pluviisilva? ¿De qué tipos de plantas está compuesta? (Véase cap. 21.)

5. ¿Qué es un suelo latorítico (latosol)? ¿Qué procesos dan lugar a la formación de suelos lateríticos? ¿Cuál es el interés económico de estos suelos? (Véase cap. 19.)

6. ¿Hay muchos humus en los suelos lateríticos (latosoles)? Explicar cómo la acumulación de materia vegetal en descomposición se ve afectada por la temperatura y la actividad bacteriana en las cálidas regiones ecuatoriales en comparación con regiones más frías.

7. La acción química sobre las rocas en los húmedos climas ecuatoriales, ¿es relativamente grande o relativamente pequeña? Explicar.

8. ¿Qué se puede decir de las corrientes de agua en los climas de selva ecuatorial? ¿Por qué los ríos son de gran importancia para los nativos de estas zonas?

9. ¿En qué se diferencia el húmedo clima monzónico de las costas de Asia meridional (*Am*) del cercano al ecuador (*Af*)?

10. ¿Por qué es intensa la precipitación en las franjas costeras orientales entre las latitudes de 10° y 25°? ¿Qué clima es el propio de estas regiones? ¿Qué tipo de clima corresponde a las regiones continentales de estas mismas latitudes?

11. ¿Cuál es la causa de los desiertos tropicales en las latitudes comprendidas entre 15° y 35°? Explicar estos desiertos en términos de circulación global. ¿Qué tipo de masas de aire se generan sobre estas áreas?

12. Distinguir entre clima desértico y clima de estepa. ¿Cuáles son los símbolos de Köppen para estos climas?

13. Explicar la evaporación de la humedad en los desiertos tropicales. ¿Cuál es la evaporación de una superficie de agua al aire libre? ¿Cómo se ven influenciadas por estos hechos las corrientes de agua y el nivel freático?

14. ¿Qué tipo de precipitación tiene lugar en los desiertos tropicales? ¿Es amplia o está localizada? ¿Es grande o pequeña la variabilidad en la precipitación?

15. ¿Cómo es el ciclo anual de temperatura en los desiertos tropicales? Explicar sus características. ¿Cómo es el ciclo diario de temperatura? Compararlo con el propio del clima ecuatorial húmedo.

16. ¿Cuál es la vegetación característica de los desiertos tropicales? ¿Hasta qué punto cubre el suelo? ¿Qué tipo de suelos son los característicos de estos desiertos?

17. Justificar la existencia de desiertos en las costas occidentales entre las latitudes de 15° y 30°. ¿Qué relación tienen con los anticiclones subtropicales? ¿Por qué es seco el aire en estas regiones?

18. ¿Cuál es el rasgo más destacado del ciclo anual de temperatura de los desiertos litorales occidentales? ¿Por qué es pequeña la variación anual? ¿Por qué las temperaturas son anormalmente bajas para estas latitudes? ¿Por qué abunda la niebla a lo largo de estas costas?

19. Explicar los rasgos característicos en las distintas estaciones del año del clima de sabana tropical en términos de las masas de aire y de la variación de la posición de los cinturones de vientos y presión.

20. ¿Cómo varía la precipitación anual y su distribución a lo largo del año al desplazarnos progresivamente hacia el Norte desde las zonas de climas ecuatoriales húmedos hasta el desierto de Sahara?

21. Describir el ciclo anual del clima de sabana tropical. ¿Cuándo se alcanza el máximo? ¿Por qué no coincide con el período en que el sol está más alto?

22. ¿En qué difiere el clima húmedo-seco asiático del de África o América del Sur? Explicarlo. ¿Cómo distingue Köppen entre el clima de la India septentrional y el clima de sabana de la India peninsular?

23. ¿Cuál es la vegetación característica del clima húmedo-seco tropical? ¿Cuáles son los rasgos propios de la vida animal salvaje en estas regiones? ¿Qué tipo de suelo predomina? ¿Qué efectos tiene el contraste entre el período de humedad y el período seco en el régimen de las corrientes de agua?

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Ejercicios

1. Trazar un gráfico de temperatura y precipitación similar al de la figura 15.1 para cada una de las estaciones siguientes:

(a) Belem, Brasil, 1° S.

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Temperatura, °C	25,4	25,1	25,3	25,4	25,8	25,8	25,7	25,8	25,9	26,1	26,5	26,1
Precipitación, cm	29,4	32,6	37,7	30,5	23,8	17,0	15,7	11,4	8,8	7,1	6,6	15,2

(b) El Cairo, Egipto, 30° N.

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Temperatura, °C	13,3	14,7	17,5	21,1	25,0	27,5	28,3	28,3	26,1	24,2	20,0	15,0
Precipitación, cm	0,5	0,5	0,5	0,2	0,2	0,2	0,0	0,0	0,2	0,2	0,2	0,5

2. Calcular para cada una de las estaciones del ejercicio anterior *a*) Temperatura media anual (suma de las temperaturas medias mensuales dividida por 12). *b*) Variación anual de la temperatura (diferencia entre las medias de los meses más cálidos y más fríos). *c*) Precipitación total anual (suma de las precipitaciones mensuales).

3. *a*) ¿A qué clima pertenecen cada una de las estaciones del ejercicio 1? *b*) Estudiar los datos correspondientes a Belem. Si la precipitación máxima tiene lugar en el período en que el sol está alto en el cielo, ¿qué meses deberían poseer precipitación máxima? ¿Por qué este principio no es aplicable a Belem? *d*) Explicar el máximo de precipitación en el período enero-abril y el mínimo en el período abril-noviembre.

4. *a*) ¿Cómo se explica que El Cairo, una gran ciudad de más de cuatro millones de habitantes, se encuentre en un desierto tropical extremadamente seco? *b*) Nombrar otras ciudades que también se hallen en climas auténticamente desérticos.

5. *a*) Representar los datos de Belem y El Cairo sobre el diagrama de termohietas, página 710, después de poner una hoja de papel de calcar fino sobre la página. *b*) ¿Qué regímenes climáticos son representados por esas estaciones? (Véase cap. 13.)

6. Trazar un gráfico de temperatura y precipitación similar al de la figura 15.1 para cada una de las estaciones siguientes. (Datos de Trewarthadel, Servicio Meteorológico de Gran Bretaña.)

(a) Akyab, Birmania, 20°N.

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Temperatura, °C	21,1	22,5	25,6	28,1	28,9	27,5	27,0	27,0	27,5	27,5	25,6	22,2
Precipitación, cm	0,2	0,5	1,0	5,0	39,1	115	139,9	113,2	57,6	28,7	12,9	1,7

(b) Cuyabá, Brasil, 15½° S.

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Temperatura, °C	27,2	27,2	27,2	26,7	25,6	23,9	24,4	25,6	27,8	27,8	27,8	27,2
Precipitación, cm	24,8	21,0	21,0	10,1	5,3	0,76	0,5	2,7	5,0	11,4	14,9	20,5

(c) Benares, India, 25° N.

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Temperatura, °C	15,6	18,3	25,0	30,6	32,8	31,7	28,9	28,3	28,3	25,6	20,0	15,6
Precipitación, cm	1,7	1,5	1,0	0,5	1,5	12,1	30,6	29,4	18,0	5,3	0,5	0,5

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

7. *a*) Determinar la temperatura media anual, la variación anual de temperatura y la precipitación anual para cada una de las estaciones del ejercicio 5. *b*) ¿A qué clima pertenece cada una de las estaciones del ejercicio anterior?

8. *a*) ¿En qué difieren los ciclos de temperatura de Akyab, Birmania, y Cuyabá, Brasil? *b*) Explicar estas diferencias. *c*) ¿Cuál es el motivo por el que Akyab tiene una precipitación muy superior a Cochin, India (fig. 15.5), siendo ambas estaciones asiáticas de litoral occidental sujetas a condiciones monzónicas similares?

9. *a*) Comparando los dos climas húmedos-secos tropicales para los que se dan datos, ¿por qué la precipitación de Cuyabá (Brasil) (ejercicio 6), posee un mínimo en el período junio-agosto, mientras que el mínimo de Timbo (fig. 15.18) se presenta en el período diciembre-marzo? *b*) De estas dos estaciones, ¿cuál tiene la estación más seca? ¿Cuál tiene la estación húmeda más húmeda? *c*) De estas dos estaciones, ¿la que tiene mayor contraste entre la precipitación de las distintas estaciones posee también la variación anual de temperatura más pronunciada? Explicarlo.

10. *a*) Representar los datos del ejercicio 6 sobre el diagrama de termohietas, página 710, después de poner una hoja de papel de calcar fino sobre la página. *b*) ¿Qué regímenes climáticos son representados por esas estaciones? (Véase cap. 13.)

11. Trazar un gráfico de temperatura y precipitación similar al de la figura 15.1 para la siguiente estación:

Port Nolloth, Africa del Sur. 29° S.

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Temperatura, °C	15,6	15,9	15,6	14,4	13,9	13,0	12,0	12,2	12,8	13,6	14,7	15,3
Precipitación, cm	0,2	0,2	0,5	0,5	0,7	0,7	0,7	0,7	0,5	0,2	0,2	0,2

12. *a*) Comparar los datos correspondientes a las estaciones desérticas de los ejercicios 1 y 11. *b*) ¿Cuáles son las dos variedades de desierto tropical que representan? *c*) ¿Por qué la variación anual de temperatura es tan pequeña en Port Nolloth? *d*) En estas dos estaciones, ¿la precipitación registrada en los meses más cálidos es superior o inferior a la registrada en los meses más fríos? Explicarlo.

13. *a*) Representar los datos para Port Nolloth en el mismo diagrama de termohietas usado en el ejercicio 1. *b*) Comparar el diagrama de Port Nolloth con el de El Cairo. ¿Muestran ambas estaciones los mismos regímenes climáticos? (Véase cap. 13.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Capítulo 16
Climas de las latitudes medias

Los climas del grupo II corresponden a las latitudes medias que cubren la zona frontal polar y están determinados por masas de aires polares y tropicales simultáneamente. La franja de latitud ocupada por dichos climas se encuentra sujeta a borrascas ciclónicas; la mayor parte de la precipitación en estos climas tiene lugar a lo largo de frentes en el interior de estos ciclones.

6. Clima subtropical húmedo (*Cfa*)

La naturaleza húmeda de los bordes occidentales de los ciclones subtropicales ya ha sido mencionada en el capítulo 11. El aire tropical marítimo (mT) de esta parte de la célula anticiclónica está implicado en un ligero movimiento ascendente combinado con su flujo hacia latitudes más altas. La masa de aire tiene un fuerte gradiente vertical. La humedad que entra en la masa de aire por evaporación desde la cálida superficie del océano es distribuida a grandes alturas. A medida que estas masas de aire tropicales marítimas, húmedas, e inestables, alcanzan las costas orientales de los continentes en las latitudes de 25° a 35° y se mueven hacia el interior, aportan el calor y la humedad a lo largo de frentes cálidos y fríos, donde el aire tropical encuentra al aire polar. Este modelo general de clima, que aquí denominamos *clima subtropical húmedo*, es típico de los estados meridionales de la Unión bañados por el Atlántico y de los situados en las costas del golfo de México; existen regiones semejantes en el área Argentina-Uruguay-Brasil meridional, en la China oriental y en el sur del Japón, así como en una pequeña parte de la costa suroriental de África y en la costa oriental australiana.

En el sistema de Köppen, estas áreas pertenecen al clima *Cfa*, descrito como templado y lluvioso con veranos calurosos. Las características de temperatura de los climas de tipo *C* han sido enumeradas ya en el capítulo 13. El clima *Cfa* no tiene estación seca, e incluso el mes más seco recibe más de 3 cm de lluvia. El

Roble albar, **Quercus robur.** (Rosina Zornlin, **Recreations in Physical Geography,** 1840.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

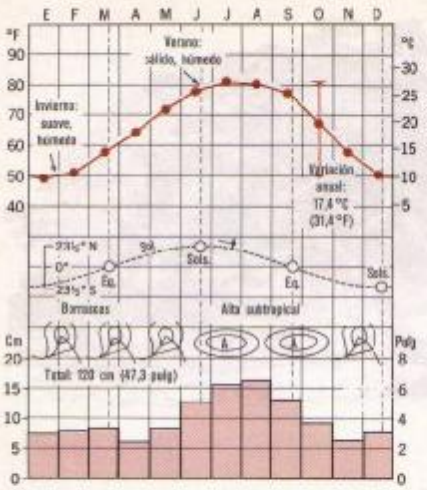


Figura 16.1. Charleston, Carolina del Sur, constituye un ejemplo de clima subtropical húmedo de los bordes continentales expuestos a la invasión frecuente de masas de aire tropical marítimo. (Datos de Trewartha.)

verano caluroso indicado por la letra *a* es tal que la temperatura media del mes más cálido supera los 22°C.

El gráfico de temperatura y precipitación correspondiente a Charleston, Carolina del Sur, nos servirá de guía en el estudio de las características de este clima subtropical húmedo (figura 16.1). La precipitación es abundante todo el año, pero aumenta considerablemente en verano, cuando se refuerzan las altas oceánicas y se incrementan el flujo de aire tropical marítimo. Las tormentas son especialmente frecuentes en verano (fig. 16.2). Pueden ser de tipo térmico u originadas por una línea de turbonada de un frente frío. Ocasionalmente, un ciclón tropical puede azotar la costa, con precipitaciones muy intensas. La precipitación invernal, algunas veces en forma de nieve, es de tipo frontal en los frecuentes ciclones de las latitudes medias que barren estas regiones. No todas las estaciones del clima subtropical húmedo muestran un máximo estival. Por ejemplo, Atlanta, Georgia, tiene un máximo invernal, pero con un máximo secundario a mediados de verano. Típicamente, la precipitación anual totaliza más de 100 cm.

Las temperaturas presentan una variación moderadamente grande, de cada magnitud, muy parecida a la de los desiertos tropicales, pero sin el exagerado calor de sus veranos. La humedad es, desde luego, muy alta, en marcado contraste con los desiertos, el clima veraniego del húmedo litoral oriental se parece a veces al clima de la selva ecuatorial en temperatura, precipitación y humedad. Los inviernos acusan la influencia de las invasiones de masas de aire polares, que penetran frecuentemente en las latitudes subtropicales, trayendo temperaturas inferiores a 0°C y heladas devastadoras. Podemos decir que este tipo de clima es determinado por las masas de aire polares y tropicales simultáneamente, pero las masas de aire tropical predominan la mayor parte del año y dominan completamente en verano.

En el sureste de Asia, el clima subtropical húmedo de la costa oriental está algo modificado por la intensa acción de los monzones. Las masas de aire invernales procedentes del interior de Asia son muy secas, existiendo en invierno una cierta escasez en la precipitación, mientras que en verano, las masas de aire marítimas, junto con ocasionales tifones, causan un máximo estival muy marcado. Esto se ve claramente en el ciclo de precipitación de Shanghai, China (fig. 16.3), que tiene un invierno más seco y más frío que el de Charleston.

Con referencia al régimen climático, el clima subtropical húmedo muestra generalmente una pronunciada continentalidad, como en el caso del diagrama de termohietas de Shanghai, China, en la figura 13.10*C*.

Los suelos de las partes más cálidas y húmedas de las regiones subtropicales húmedas son suelos rojoamarillos fuertemente lixiviados, relacionados con los latosoles de los climas ecuatoriales y tropicales húmedos (véase cap. 19, lám. en color). Ricos en óxidos de hierro y de aluminio.

Figura 16.2. Las tormentas son más frecuentes en los húmedos estados de las costas del golfo de Méjico y de la península de Florida que en cualquier otra parte de los Estados Unidos. Las cifras reflejan la media del número de días del año con tormentas, basándose en datos registrados durante el período 1899-1938. (Según J. B. Kincer, Departamento de Agricultura de los EE.UU., Yearbook of Agriculture, 1941.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

en marcado
a veranieg
e a veces al
temperatura,
rnos acusan
asas de aire
ente en las
temperaturas
tadoras. Po-
a es determi-
y tropicales
e aire tropi-
l año y do-

subtropical
algo modifi-
nzones. Las
tes del in-
existiendo en
precipitación,
de aire ma-
ones, causan
. Esto se ve
ión de Shan-
un invierno
arleston.
ico, el clima
ralmente una
o en el caso
Shanghai, Chi-

as y húmedas
as son suelos
os, relaciona-
as ecuatoriales
19, lám. en
y de aluminio,

ecuentes en las
o de Méjico y de
ier otra parte de
la media del nú-
s, basándose en
1899-1938. (Según
ra de los EE.UU.,

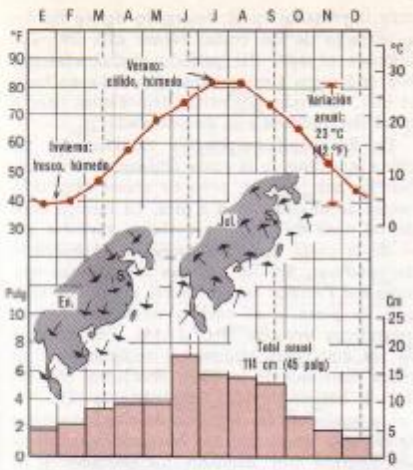


Figura 16.3. Shanghai, China, es un buen ejemplo del clima subtropical húmedo del sudeste de Asia con su tendencia monzónica. (Datos de la Oficina Meteorológica de los EE.UU.)

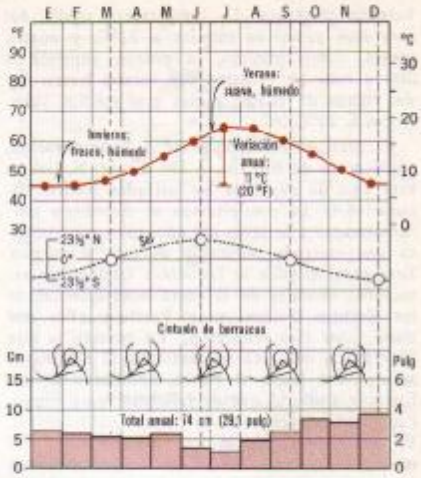


Figura 16.4. Brest, Francia, en la costa de Bretaña (49° N), es una estación representativa del clima marítimo de la costa occidental en las latitudes medias. (Datos de Blair.)

estos suelos son pobres en muchos de los nutrientes vegetales esenciales para que la explotación agrícola tenga éxito.

El bosque es la vegetación natural de la mayor parte de las áreas que tienen clima subtropical húmedo. La lámina 4 muestra al bosque lluvioso templado como tipo dominante, pero con algunas áreas de bosque lluvioso tropical ocupando las zonas costeras en las latitudes más bajas. Gran parte de la región costera arenosa del sureste de los Estados Unidos tiene hoy un bosque secundario de *Pinus palustris* (pino palustre), *P. taeda* (pino de incienso) y *P. caribaea* (pino de América central), mientras que la región interior tiene un bosque esclerófilo. (Estos tipos de bosque se estudian en el cap. 21.) Hacia latitudes más altas, el bosque cede su puesto a la pradera de hierba alta, tal como la Pampa de Argentina y el Uruguay, y las praderas de Oklahoma y Misuri. Aquí los suelos son de los grupos chernozen y de pradera, típicos de un clima continental seco. Estas praderas ocupan regiones que son *subhúmedas*, es decir, que es mejor considerarlas transicionales a las estepas semiáridas, pues tienen menos de 100 cm de precipitación anual y una sequía marcada en la estación invernal.

7. Clima marítimo de la costa occidental (*Cfb, Cfc*)

Fijando ahora nuestra atención en latitudes más altas y utilizando la información sobre masas de aire, frentes y ciclones contenida en el capítulo 12, podemos predecir que en las costas occidentales situadas en la franja de borrascas ciclónicas existirá abundante precipitación procedente de las masas de aire polares marítimas y habrá moderadas variaciones de temperatura a causa de la proximidad de los océanos, desde los cuales las masas de aire procedentes del Este tienden a moverse hacia tierra.

Estas condiciones se cumplen en las costas occidentales de los continentes situadas entre los 40° ó 45° y los 60° de latitud. Estos climas carecen de estación seca porque se encuentran demasiado cerca de los polos para sentir la influencia de los anticiclones oceánicos subtropicales. Dado que las masas de aire polares continentales tienden a moverse hacia el Este, raramente lo hacen hacia el Oeste para visitar las costas occidentales, donde, por consiguiente, son escasas las condiciones extremas de frío o sequedad.

Köppen clasifica el clima marítimo de la costa occidental como *Cfb*, lluvioso y templado con

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

veranos calurosos. La temperatura media del mes más cálido es inferior a 22°C, y cuatro meses, como mínimo, la poseen superior a 10° o más. La variedad con verano fresco tiene menos de cuatro meses con medias superiores a 10°C.

El gráfico correspondiente a Brest, Francia, en la costa de Bretaña, a 49° de lat. N, ilustra este tipo de clima de las latitudes medias (figura 16.4). La precipitación se distribuye uniformemente a lo largo del año, pero experimenta una marcada reducción durante el verano. Esta característica se encuentra también en estaciones litorales de la costa noroccidental de los Estados Unidos, en el Pacífico. ¿Por qué tiene lugar esta reducción? En verano, la alta subtropical oceánica se desarrolla al máximo y se desplaza hacia el Norte, aportando su influencia árida, lo que es suficiente para provocar esta reducción en la precipitación estival. En otras palabras, es una manifestación del mismo mecanismo que la que origina desiertos en las costas occidentales de las latitudes bajas.

Aunque en Brest y otras estaciones similares de la costa occidental, la precipitación total no es muy grande si la comparamos con la propia de las zonas ecuatoriales o tropicales, al ser las temperaturas del aire más bajas se reduce la evaporación y se produce un clima muy húmedo, con abundante nubosidad. La proximidad del océano tiene como consecuencia, pequeñas variaciones anuales de temperatura, tal como sucede en los desiertos litorales occidentales en latitudes más bajas. Son característicos los inviernos suaves y los veranos relativamente frescos. Los inviernos, que son muy fríos en las mismas latitudes en el interior de los continentes, resultan sorprendentemente benignos en las costas occidentales.

En términos de régimen climático, el clima marítimo de la costa occidental combina la uniformidad de temperatura con un régimen mediterráneo. Vancouver, Columbia Británica, tiene un diagrama de termohietas con la forma mediterránea típica, pero está desplazado hacia una posición más fría y más húmeda (figura 13.9C). Auckland, Nueva Zelanda, está representado en la figura 13.6A como uniforme en tendencia, con una variación anual de temperatura de sólo 8°C.

La influencia de las cadenas montañosas costeras sobre la precipitación es muy notable en las latitudes medias. Mientras que las costas de relieve bajo, como las del norte de Francia o sur de Inglaterra, reciben tan sólo de 75 a 100 cm anuales, las costas montañosas de Columbia Británica, Noruega, Alaska y Chile reciben de 150 a 200 cm. Este ha sido un factor muy importante en el desarrollo de los fiordos a lo largo de las costas (véase cap. 29). Las intensas nevadas del período glacial alimentaron poderosos glaciares que descendieron hacia el mar, abriendo profundas depresiones bajo el nivel del agua en sus desembocaduras.

En Europa, la vegetación característica del clima marítimo de la costa occidental es el bosque de hoja caduca, pero de clases muy diferentes de una localidad a otra. La Europa occidental tiene un bosque estivifolio, mientras que el de la costa oeste de América del Norte es de coníferas. En las cadenas montañosas costeras del Pacífico noroccidental el pino de Oregón, la picea y el enebro virginiano forman magníficos bosques (fig. 21.14). Los bosques de los cinturones chilenos y neozelandeses de clima marítimo de la costa occidental son del tipo de bosque lluvioso templado (cap. 21).

Los suelos de las regiones de clima marítimo de la costa occidental con bosques de coníferas son de tipo muy lixiviado, los *podzoles*, y de naturaleza ácida (véase cap. 19, lám. en color). Al contrario de lo que sucede en los cálidos trópicos, por ser las temperaturas bajas, la actividad bacteriana es escasa, y la materia vegetal no es consumida, formándose un gran depósito superficial de humus. Los ácidos orgánicos que resultan de la descomposición de la vegetación reaccionan con los componentes del suelo, dando lugar a bases de calcio, sodio y potasio. Los suelos de la Europa occidental son del tipo *podzólico gris-pardo*, típicamente asociados con bosques caducifolios en las latitudes medias. Este suelo no está tan fuertemente lixiviado y es adecuado para formas diversificadas de agricultura.

8. Clima mediterráneo (clima subtropical con verano seco) (*Csa, Csb*)

Las costas occidentales situadas entre las latitudes 30° y 45° constituyen una zona sujeta a la alternancia de estaciones húmedas y secas, por encontrarse en la zona de transición que limita al Norte con el clima húmedo de la costa occidental y al Sur con el clima seco de los desiertos litorales tropicales. Dado que estos dos tipos climáticos han sido descritos y analizados en páginas anteriores, tan sólo debemos tener en cuenta lo que dijimos acerca de ellos para comprender cómo será un clima intermedio entre ambos.

Tenemos como ejemplo el clima de Monterrey, California (fig. 16.5). En verano, cuando la alta subtropical oceánica alcanza su máximo desarrollo y está situada más al Norte, las condiciones desérticas que prevalecen constantemente más al Sur controlan la situación y apor-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

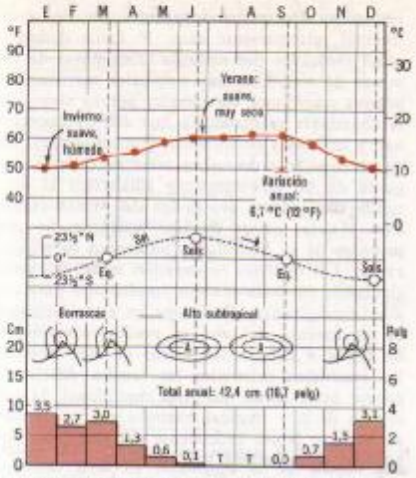


Figura 16.5. Monterrey, California, es un buen ejemplo de estación de clima mediterráneo cercana al océano. Un verano seco alternado con un invierno húmedo es típico de este clima. (Datos de Blair.)

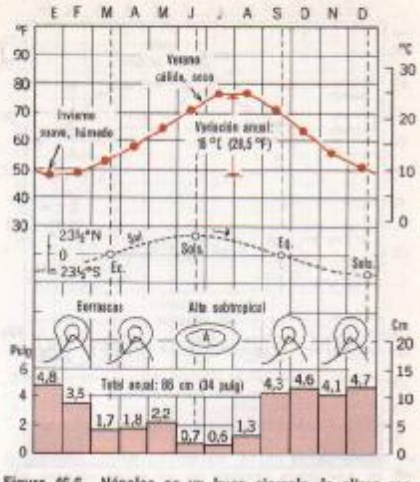


Figura 16.6. Nápoles es un buen ejemplo de clima mediterráneo con un verano cálido y una variación anual moderada de la temperatura. (Datos de la Oficina Meteorológica de la Gran Bretaña.)

tan una extrema sequedad. Sin embargo, la proximidad del océano con su corriente fría conserva las temperaturas veraniegas en una suave media de 16°C. En invierno, se hace sentir el régimen húmedo de los ciclones de las latitudes medias y las masas de aire polar marítimo, dando lugar a abundante precipitación.

Este clima subtropical con verano seco es particularmente extenso en los países del Mediterráneo. De ahí la denominación de *clima mediterráneo* con que se le designa. El peculiar régimen del clima mediterráneo ha sido descrito en el capítulo 13. El diagrama de termohietas forma una figura elíptica que se inclina hacia la derecha (fig. 13.9*A* y *B*).

Köppen clasifica este clima como *Csa*, lluvioso y templado con veranos secos y calurosos. Las estrechas franjas costeras sometidas a la influencia directa de las corrientes frías de los océanos Atlántico, Pacífico e Índico son designadas por Köppen como *Csb*, y se distinguen del tipo *Csa* por poseer un verano marcadamente más fresco. Monterrey, California, representa por tanto el clima *Csb*.

Un ejemplo de estación *Csa* en los países mediterráneos es Nápoles, Italia (fig. 16.6). En ella la variación anual de temperatura es de 16°C que es más del doble que la de Monterrey. El verano no carece de lluvias, pero las medias mensuales son muy bajas en junio y julio. La precipitación anual es doble que la de Monterrey. En breve, la influencia uniforme del fresco desierto de la costa occidental es reemplazada por una influencia continental.

Resulta claro que, si viajamos desde la costa mediterránea al interior del norte de África, nos trasladaremos del clima mediterráneo al clima de estepa tropical del Sahara. Un clima de transición entre estos dos está perfectamente representado por el gráfico correspondiente a Bengasi, Trípoli, a 32° de lat. N (fig. 16.7). Hay que destacar que el gráfico de temperatura recuerda los climas tropicales secos, aunque éste no sea tan caluroso, mientras que la distribución de la precipitación es claramente de tipo mediterráneo, aunque no tan abundante.

Al coincidir su sequía con las altas temperaturas del verano, el clima mediterráneo tiene un gran déficit de agua a mediados y fines de verano (fig. 14.9*E*). Las lluvias de invierno restructuran rápidamente el déficit de humedad y a primeros de primavera hay un exceso de humedad.

El poseer un verano seco, y un invierno húmedo es excepcional entre los tipos climáticos y da lugar a una vegetación muy característica de árboles y arbustos esclerófilos sempervirentes, denominado *bosque esclerófilo* (cap. 21), del que hay diversas formas típicas (figs. 21.16 y 21.17). Los árboles y los arbustos han de

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

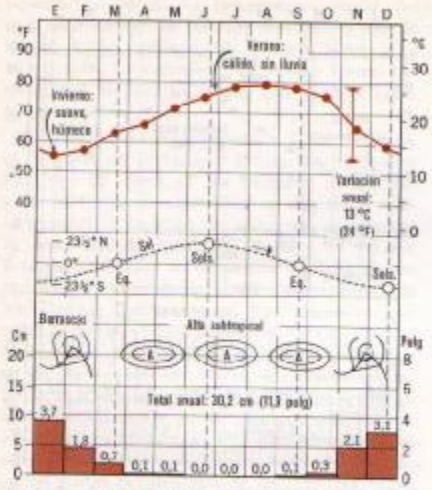


Figura 16.7. Bengasi, Trípoli, en la costa norteafricana, a 32° de latitud, tiene un clima de transición entre el clima mediterráneo de verano seco e invierno húmedo y el clima de estepa tropical, situado más al sur. Nótese que la lluvia tiene lugar en el periodo en que el sol está bajo. (Datos de Trewartha.)

soportar la severa sequedad estival durante los dos a cuatro meses en que la evaporación es intensa y no hay apenas precipitación.

Los suelos del clima mediterráneo son fácilmente clasificables. Están generalmente presentes los suelos castaño rojizo y pardo rojizos típicos de los climas semiáridos (lám. 3). En los países mediterráneos aparece en diversos lugares la *terra rossa*, suelo rojo formado sobre caliza (véase cap. 19, lám. en color).

9. Climas de desierto y de estepa de las latitudes medias (*BWk*, *BSk*)

El interior de Asia y de América del Norte, en las latitudes comprendidas entre los 35° y los 50°, y, más limitadamente, el interior del extremo meridional de América del Sur tienen climas de estepa y de desiertos de origen bastante complejo. Hay que tener en cuenta tres factores básicos relacionados con las masas de aire: 1) En verano, cuando los cinturones de viento y de presión se desplazan hacia los polos, estas regiones se convierten temporalmente en manantiales de masas de aire tropicales continentales merced al intenso calentamiento que sufren las grandes extensiones continentales. 2) En invierno, el marcado desarrollo de las altas siberiana y canadiense, que son manantiales de masas de aire polares, continentales, causa frecuentes invasiones de aire continental relativamente seco. 3) Estos desiertos están separados por cadenas montañosas de las masas de aire húmedas tropicales marítimas y polares marítimas, careciendo, por lo tanto, de la abundante precipitación que éstas proporcionan a las costas occidentales y surorientales. En su ascenso forzado sobre estas cordilleras, seguido de un calentamiento adiabático al descender las laderas protegidas del viento (véase cap. 11), las masas de aire marítimas se ven privadas de su humedad y aumentan su temperatura. Las regiones en cuestión están, por consiguiente, en desfavorables condiciones para recibir precipitación. Dado que en estas latitudes el movimiento del aire es predominantemente de Oeste a Este, a las masas de aire tropicales marítimas orientales les resulta difícil alcanzar estas áreas. En Asia meridional, la corriente de aire tropical húmedo que se desplaza hacia el Norte procedente del Índico es detenida por la cadena del Himalaya.

En el sistema de Köppen, se distinguen dos variedades de este clima: el de estepa semiárida, *BSk*, y el de auténtico desierto, *BWk* (lám. 2). La letra *k* significa clima fresco, con una media anual de temperatura inferior a 18°C. *k'* indica clima frío, con la media del mes más cálido por debajo de 18°C.

Sólo una pequeña parte del área cubierta por los climas secos de las latitudes medias es extremadamente seca: los desiertos de Turkestán y Gobi, en Asia central y zonas del Great Basin en Nevada y Utah (lám. 1). La principal diferencia entre estos desiertos y los desiertos tropicales de latitudes más bajas es que la variación anual de temperatura es mucho mayor en los de las latitudes medias y las temperaturas invernales mucho más bajas. Astrakhan, U.R.S.S., constituye un buen ejemplo (46° de lat. N) (fig. 15.17). La variación anual de temperatura, 32°C es enorme, casi el doble que la de Asuán, Egipto; la temperatura media del mes de enero es de —7°C, mientras que en Asuán es de 16°C; el máximo de julio es inferior tan sólo en 8° al de Asuán.

Las tierras esteparias semiáridas de los climas secos de las latitudes medias ocupan grandes extensiones y tienen mucha más importancia geográfica. Debido en parte a su mayor altitud, que aumenta la precipitación, o a su proximidad a las invasiones de masas de aire marítimo, estas regiones reciben de 25 a 50 cm anuales de precipitación (lám. 1).

La continentalidad es el rasgo dominante de los climas de estepa y desierto de las latitudes medias. Un diagrama de termohietas representativo, el de Omaha, Nebraska (fig. 13.10A),

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

mes de aire con-
3) Estos desiertos
montañosas de las
ales marítimas y
por lo tanto, de
éstas proporcio-
y suroriental. En
as cordilleras, se-
diabático al des-
del viento (véase
marítimas se ven
mentan su tempe-
n están, por con-
diciones para re-
en estas latitudes
dominantemente
de aire tropica-
resulta difícil al-
eridional, la co-
o que se despla-
del Índico es de-
alaya.
se distinguen dos
de estepa semi-
desierto, *BWk*
clima fresco, con
atura inferior a
on la media del
18°C.
área cubierta por
es medias es ex-
os de Turkestán
as del Great Ba-
La principal di-
y los desiertos
as es que la va-
mucho mayor
y las tempera-
ajas. Astrakhan,
ejemplo (46° de
anual de tem-
el doble que la
a media del mes
as que en Asuán
es inferior tan

idas de los cli-
as ocupan gran-
más importan-
a su mayor al-
ión, o a su pro-
as de aire marí-
25 a 50 cm anua-

o dominante de
de las latitudes
hietas represen-
(fig. 13.10A),

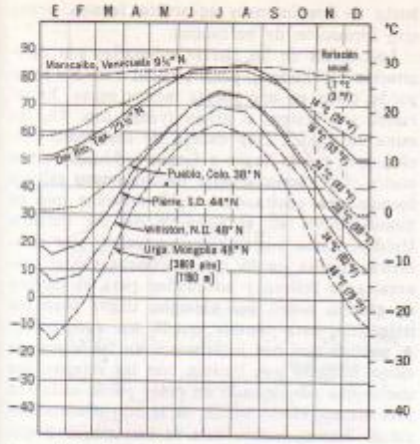


Figura 16.8. A medida que aumenta la latitud, crece la variación anual de temperatura en las estepas altas semiáridas. (Datos de Trewartha.)

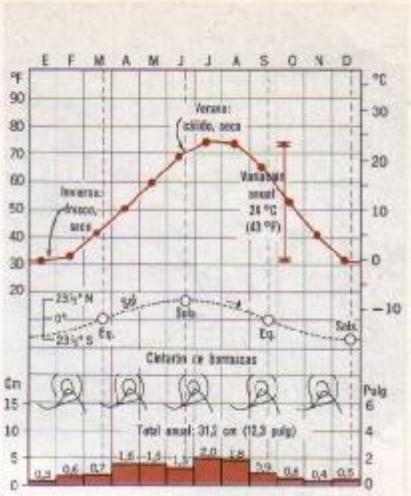
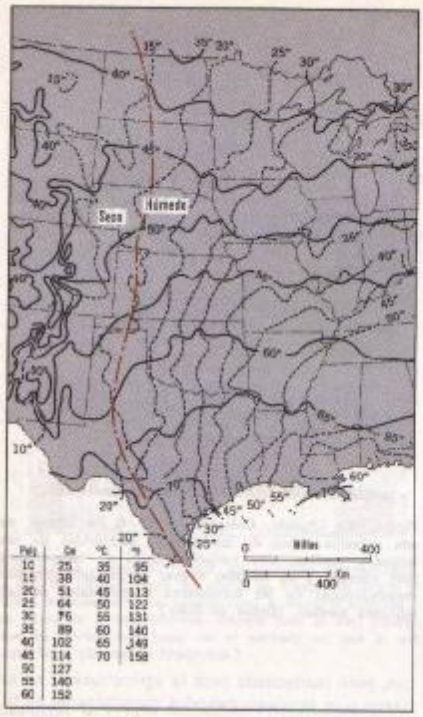


Figura 16.9. Pueblo, Colorado, a 38° N de latitud, es una estación típica de las estepas semiáridas de las latitudes medias. Una variación anual de temperatura muy acusada y un máximo estival de precipitación son características de las localidades continentales de las latitudes medias. (Datos de Blair.)

tiene una figura alargada con un eje diagonal que va desde la parte superior derecha a la inferior izquierda. Como las temperaturas invernales van bajando con el aumento de latitud, la figura está dibujada más baja en el lado inquierdo. Este efecto se observa cuando se siguen estepas semiáridas desde las altiplanicies subtropicales de México hasta las latitudes medias; los ciclos anuales de temperatura indican no sólo temperaturas progresivamente más bajas sino también variaciones anuales mucho mayores (fig. 16.8). Un clima intermedio de estepa típico es el de Pueblo, Colorado (figura 16.9). Comparado con el clima mediterráneo de Monterrey, California (fig. 16.5), que se encuentra aproximadamente a la misma latitud, la variación anual de temperatura de Pueblo es mucho mayor, y el ciclo de precipitación es justo el contrario, con el máximo estival claramente marcado. Los amplios núcleos de altas presiones que se desplazan por el centro de los Estados Unidos producen un flujo de retorno de aire del Norte en sus bordes occidentales, esparciendo aire tropical húmedo del golfo de México hacia el Norte y el Oeste del interior continental. Este aire es inestable y produce tormentas con facilidad cuando se eleva sobre una cadena montañosa o a lo largo de un frente frío.

Las estepas mantienen una vegetación de hierba baja apta para que pasten bovinos y ovinos, pero inadecuada para la agricultura si no se riegan o se emplean métodos especiales de cultivo de secano. Los geógrafos y los climatólogos prestan especial atención al límite entre los climas húmedos y secos, especialmente debido a que los confines de la agricultura sin irrigación son trazados por la naturaleza como una línea fluctuante sobre una zona fronteriza aleatoria. Aquí, la productividad puede ser alta algunos años; en otros, la sequía produce fracasos enormes. La figura 16.10 es un mapa que muestra los datos de temperatura y precipitación para el límite entre los climas secos y húmedos en la región de las Grandes Llanuras de los Estados Unidos. Si definimos un clima húmedo como un clima en el que la precipitación sobrepasa como promedio a la evaporación de modo que produzca corrientes de curso permanente y un suelo generalmente húmedo, un clima seco será un clima en el que la evaporación sobrepase como promedio a la precipitación de uno que produzca corrientes efímeras y un suelo generalmente seco. El límite entre clima húmedo y clima seco no puede ser localizado permanentemente, pero su posición media se halla a lo largo de la línea norte-sur de trazos de la figura 16.10. Nótese que, en Dakota del Norte, el límite corta a la isohieta anual de 38 cm, pero en el Sur de Texas corre cercana a la isohieta de 64 cm. Esta desviación

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



Pulg.	Cm	°C	°F
10	25	35	95
15	38	40	104
20	51	45	113
25	64	50	122
30	76	55	131
35	89	60	140
40	102	65	149
45	114	70	158
50	127		
55	140		
60	152		

Figura 16.10. La línea que separa los climas húmedos de los climas secos cruza este mapa de Norte a Sur. Se han trazado superpuestas las isotermas de temperaturas medias anuales (líneas continuas) y las líneas de igual precipitación (líneas de trazos). (Según J. B. Kincer, Departamento de Agricultura de los EE.UU.)

se explica por las temperaturas, que son mayores en el Sur y dan como resultado pérdidas mayores por evaporación.

Las estepas de las latitudes medias se caracterizan por una vegetación de hierbas cortas y localmente por bosques y también matorrales (lám. 9 y fig. 21.27). (Esta vegetación es descrita en el cap. 21.) Las estepas de las latitudes medias constituyen actualmente las grandes zonas de pasto para el ganado vacuno y ovino del mundo. En las extensas áreas de las Tierras Altas, el bisonte americano vivió en grandes manadas, hasta su casi completo exterminio por los cazadores. Asimismo, la pradera surafricana alimentó muchos animales de caza durante una cierta época. Las hierbas de la estepa no cubren por completo el suelo y alternan el suelo desnudo y la hierba. Por esta razón, un pastar excesivo o una serie de años de sequía reduce a menudo la cantidad de hierba lo suficiente como para permitir la acción erosiva sobre el suelo de los intensos aguaceros locales, áreas con formación de barrancos.

Los suelos de las tierras esteparias son deficitarios en humus, pero pueden ser de color pardo claro en sus partes menos secas. En el resto, son rojizos o grises (véase cap. 19, lámina en color). Hay exceso de carbonato cálcico, que puede llegar a formar nódulos en los suelos. Las incrustaciones de carbonato cálcico forman una costra dura y blanquecina que se llama *caliche* en el suroeste de los Estados Unidos. Estos suelos ricos en calcio son altamente fértiles en lo que a constituyentes minerales se refiere y adecuados para el cultivo de granos, como, por ejemplo, trigo; pero sin irrigación, esta ventaja queda sin aprovechar. A medida que nos internamos en las zonas de clima húmedo que limitan con las estepas, los suelos van adquiriendo un color pardo cada vez más oscuro, consecuencia de la mayor abundancia de humus proveniente de una mayor cantidad de hierba. De esta manera, los suelos grises o rojizos de los desiertos y las estepas se van transformando generalmente en los ricos suelos de color negro o pardo oscuro de las praderas (lám. 3).

10. Clima continental húmedo
(*Dfa, Dfb, Dwa, Dwb*)

Consideremos ahora la vasta región de las latitudes medias, entre los 40° y los 55° de latitud N, y que se extienden desde el interior continental hasta la costa oriental. Nos referimos, desde luego, a América del Norte y Asia. Su situación es intermedia entre los manantiales de masas de aire continentales polares del Norte y Noroeste y de masas de aire tropicales continentales o marítimos del Sur y del Sureste. En esta zona frontal polar, la interacción entre las masas de aire polares y tropicales es máxima a lo largo de los frentes fríos y cálidos asociados con los ciclones que se desplazan hacia el Este. En invierno, dominan las masas de aire polares continentales y el aire es predominantemente frío; en verano, dominan las masas de aire tropicales y las temperaturas son predominantemente altas. Por consiguiente, son de prever fuertes contrastes entre las temperaturas de las distintas estaciones en estas regiones. La precipitación es abundante todo el año porque la región se halla en una zona frontal. Los fuertes contrastes entre las masas de aire se traducen en una violenta actividad frontal y en un tiempo altamente variable. Este clima puede ser descrito como húmedo y continental a la vez.

El modelo climático que hemos bosquejado corresponde plenamente a la parte norte cen-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

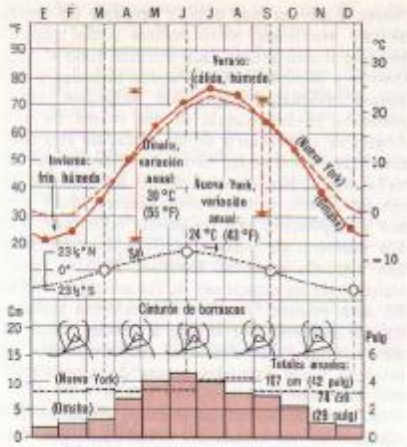


Figura 16.11. Comparación de los climas de Nueva York y de Omaha, ambos en la zona climática continental húmeda. (Datos de H. H. Clayton, Smithsonian Institution.)

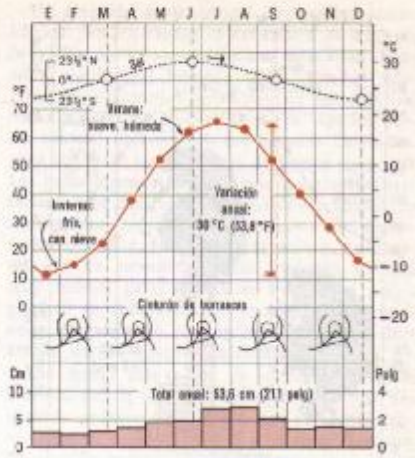


Figura 16.12. Moscú, U.R.S.S. (56° N), es una estación representativa de los climas continentales húmedos septentrionales cercanos a los manantiales de masas de aire continentales polares. (Datos de Blair.)

tro y noreste de los Estados Unidos y sureste del Canadá, así como a la China septentrional, Manchuria meridional, Corea y Japón septentrional. Unas condiciones climáticas muy similares son las características de gran parte de Europa central y oriental, los Países Balcánicos y Rusia, aunque esta última región difiere de las dos anteriores en que está influenciada por un vasto manantial de masas de aire continentales tropicales que se encuentra al Sur y al Sureste, en vez de los manantiales oceánicos de masas de aire tropicales marítimas.

Según Köppen, existen cuatro variedades climáticas en las regiones que estamos agrupando como continentales húmedas. Los climas *Dfa* y *Dfb* son fríos y con nieve, de bosque, el primero con verano caluroso y el segundo con verano cálido. Las definiciones exactas de *a* y *b* han sido dadas anteriormente. Los climas *Dwa* y *Dwb*, que se encuentran en Siberia oriental y Norte de Corea, son climas de bosque, fríos y con nieve, con invierno seco. Las letras *a* y *b* hacen referencia a verano caluroso y cálido, respectivamente. La sequedad invernal, típica de todos los climas de Asia oriental, se explica a continuación.

Incluimos aquí también bajo el clima continental húmedo la parte norte de la región de clima *Cf* de Köppen en el este de los Estados Unidos. (Compárense lám. 2 y fig. 13.5.) Recuérdese que Köppen usaba como su límite *C-D* la isoterma de —3°C del mes más frío. Así, por ejemplo, Köppen sitúa a New Haven y Cleveland en el mismo clima *Cfa* que Nueva Orleáns y Tampa, a pesar de los obvios contrastes en temperaturas medias de enero, grupos de suelo y vegetación natural entre las zonas septentrionales y las meridionales. Glenn Trewartha[1] ha redefinido el límite entre los climas *C* y *D* como la isoterma de 0°C del mes más frío; de este modo ha llevado el límite *C-D* en los Estados Unidos hacia el Sur, hasta una línea que se extiende aproximadamente desde San Luis a Nueva York (fig. 13.5). El límite de los climas *C-D* hecho por Trewartha, que adoptaremos aquí al distinguir entre climas continental húmedo y subtropical subhúmedo, causa también profundos cambios en el mapa climático de Europa central y Asia suroriental.

Algunos rasgos característicos de clima continental húmedo pueden deducirse de los gráficos de temperatura y precipitación de cuatro estaciones: Omaha y Nueva York (fig. 16.11), Moscú (fig. 16.12) y Pekín (fig. 16.13). Las cuatro tienen curvas de temperatura similares, con una variación anual de algo más de 33°C, a excepción de Nueva York, que acusa la pro-

[1] Glenn T. Trewartha (1943), *An Introduction to Weather and Climate*, McGraw-Hill Book Co., N. Y. Véanse págs. 311-312.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

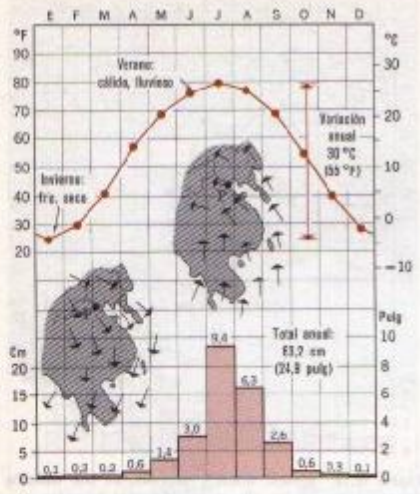


Figura 16.13. Pekín, China (40° N), representa la variedad controlada por el monzón, con invierno seco, del clima continental húmedo. (Datos de Trewartha.)

ximidad moderadora del océano. Omaha y Pekín, situadas a la misma latitud (40° N), tienen temperaturas casi idénticas; Moscú se encuentra a unos 1600 km más al Norte (56° N), tiene un ciclo de temperatura inferior en 5,5° a los de Omaha o Pekín.

Los gráficos de precipitación de estas cuatro estaciones presentan ciertas notables diferencias que requieren una explicación. Se aprecia un máximo estival en las cuatro, aunque el de Nueva York sea muy débil a causa de las masas de aire marítimas, tanto polares como tropicales, que tienen acceso fácil durante todo el año. Omaha y Moscú tienen máximos estivales y mínimos invernales claramente definidos, reflejando la predominancia de las masas de aire tropicales en verano y de las masas de aire continentales polares en invierno. Moscú, que se halla más al Norte, cerca de los manantiales de masas de aire continentales polares, tiene menos precipitación que las demás estaciones. Pekín muestra un máximo estival muy fuerte y una marcada sequedad invernal. Esto es característico de las estaciones de las latitudes medias de Asia oriental y refleja la poderosa influencia del monzón, por la que las secas masas de aire continentales dominan exclusivamente en invierno y las húmedas masas de aire marítimas en verano.

La continentalidad es el rasgo climático dominante de las estaciones estudiadas. Los diagramas de termohietas (fig. 13.10) están alargados según el eje vertical, pero inclinados a la derecha reflejando un máximo estival de precipitación.

Las características generales de temperatura de los climas de las latitudes medias son bien ilustradas por los gráficos de temperaturas diarias de tres estaciones de América del Norte situadas aproximadamente a la misma latitud (fig. 16.14). Victoria, Columbia Británica, en la costa occidental, ocupa una posición resguardada del viento con respecto a las masas de aire polares marítimos procedentes del Pacífico. Consiguientemente, los contrastes entre julio y febrero (los dos meses extremos del año) son reducidos. Asimismo, las variaciones diarias son

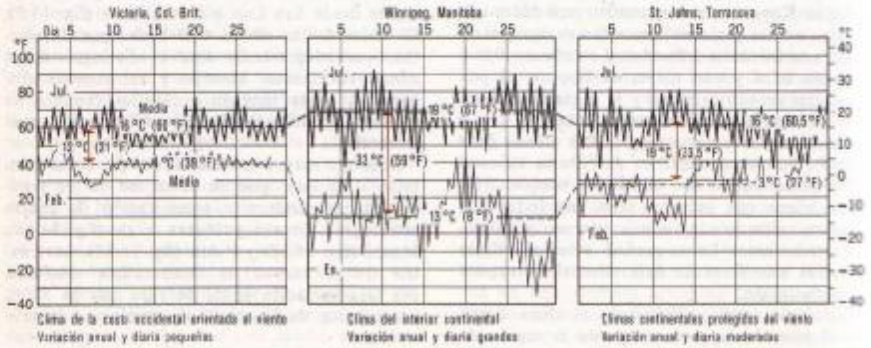


Figura 16.14. En América del Norte, a lo largo del paralelo 50, se encuentran tipos climáticos distintos. Las medias corresponden a los meses que figuran en el gráfico. (Según Mark Jefferson, Geographical Review.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

pequeñas, especialmente en invierno. El gráfico de Winnipeg, Manitoba, muestra la máxima influencia continental, con fuertes contrastes diarios y anuales. Son especialmente destacables las amplias fluctuaciones invernales, con irrupciones de aire polar y ártico que aportan temperaturas muy bajas. St. Johns, Terranova, ocupa una posición accesible a las masas de aire continentales y también a las masas de aire marítimas atlánticas. Por lo tanto, tiene una variación anual de temperatura moderada, pero la influencia continental se manifiesta claramente en las acusadas fluctuaciones de la variación diaria.

En el clima continental húmedo existen tres tipos principales de vegetación. La distribución está bien ilustrada en América del Norte (véanse láms. 3 y 4).

En las regiones continentales más húmedas, que incluyen las zonas más cálidas de clima continental húmedo (*Dfa*), la vegetación natural es el bosque estivifolio (fig. 21.11). Los suelos son del tipo *pardo de bosque* y *podzólico gris-pardo*, ricos en humus y moderadamente lixiviados, hasta el punto de poseer una zona lixiviada de color claro bajo la capa superior de color oscuro (véase cap. 19, lám. en color). En esta región, la utilización más favorable de la tierra tiene lugar en granjas y vaquerías, cuando la topografía es favorable.

Un cinturón septentrional de bosques aciculifolios siempre verdes se extiende a lo largo de todas las partes septentrionales más frías de la zona continental húmeda (*Dfb*). Pueden añadirse las regiones montañosas de los Adirondacks y norte de Nueva Inglaterra. Ahí los suelos son del tipo *podzol*, fuertemente lixiviados, pero cubiertos por una capa de humus (cap. 19). Las bajas temperaturas inhiben la actividad bacteriana, que destruiría esta materia orgánica en las regiones tropicales. Los podzoles son deficitarios en calcio, potasio y magnesio y, en general, son de naturaleza ácida. Por ello, no son muy buenos para el cultivo, aunque la precipitación es suficiente por lo común. Los podzoles, sin embargo, son apropiados para el desarrollo de los bosques de coníferas.

Las zonas más secas de clima continental húmedo tienen una vegetación de altas hierbas llamada *pradera* (fig. 21.26), que se transforma al Oeste en las estepas de hierba corta. Los dos principales grupos de suelos de estas regiones son los *suelos de pradera* y los *suelos chernozem*, de color típicamente oscuro y que consisten en una única y gruesa capa situada sobre el material inferior. Estos suelos contienen abundante calcio, y potasio, porque al ser la precipitación menos abundante que en las regiones más al Este, la lixiviación no tiene tanto papel en el proceso de formación del suelo.

Cuestionario de repaso

1. Explicar la existencia de un clima húmedo en las latitudes subtropicales (25° a 35°) a lo largo de los bordes continentales orientales. ¿Qué masas de aire predominan en esta región? ¿Cuál es la naturaleza de estas masas de aire?

2. Describir el ciclo anual de temperatura y precipitación de una estación típica de clima subtropical húmedo en la costa atlántica suroriental o en la costa oriental del golfo de México, en los Estados Unidos. ¿Cuándo es máxima la precipitación? ¿Por qué? ¿Son frecuentes o raras las tormentas?

3. ¿Cuáles son las características climáticas de la costa asiática suroriental en las latitudes subtropicales? ¿En qué difiere su ciclo de precipitación del de los puntos situados a parecida latitud en la zona suroriental de los Estados Unidos? ¿Por qué existe una diferencia?

4. ¿Cuál es la vegetación característica de las costas orientales de clima subtropical húmedo entre las longitudes de 25° y 35°? ¿Cuál es el rasgo típico de los suelos de esta zona climática? ¿Con qué otro grupo de suelos están más claramente relacionados?

5. ¿Cuáles son las características importantes de los climas de las costas occidentales en las latitudes medias (40° a 60°)? ¿Qué masas de aire predominan? ¿Desde qué dirección se aproximan a estas costas las masas de aire húmedas y las borrascas ciclónicas? ¿Cómo se refleja este hecho en el ciclo anual de temperatura?

6. El clima marítimo de la costa occidental (*Cfb*) muestra una evidente reducción de la precipitación en verano, especialmente entre los 40° y 50° de latitud. ¿Por qué? ¿Qué régimen climático es representado por el ciclo de precipitaciones?

7. ¿Qué tipo de bosque se desarrolla en las laderas montañosas de barlovento de las franjas costeras occidentales? ¿Cómo está relacionada la precipitación orográfica con el desarrollo de estos bosques y de los suelos con ellos asociados?

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

8. Explicar y describir el clima mediterráneo (*Csb*) que predomina en las costas occidentales entre 30° y 40° de latitud. ¿Qué característica del gráfico de precipitación anual de este clima es exclusiva del mismo? Compararlo con los gráficos del clima de sabana tropical (*Aw*).

9. ¿Cuál es la vegetación propia del clima mediterráneo (*Csa, Csb*)?

10. ¿Por qué se desarrollan climas secos en el interior de los continentes en las latitudes medias? ¿Qué relación guardan con la presencia de cadenas montañosas? Citar ejemplos. Explicar el principio determinante del desierto de sombra de lluvia.

11. ¿En qué se distinguen las regiones extremadamente áridas de las semiáridas o estepas? ¿Cuál es la vegetación característica de las estepas? ¿Y la de los desiertos muy secos de las latitudes medias (*BWk*)?

12. ¿Cómo influye la altitud en el grado de aridez de las regiones secas de las latitudes medias?

13. ¿Qué rasgo es destacable en el ciclo anual de temperatura de los desiertos y las estepas de las latitudes medias (*BWk* y *BSk*)? ¿En qué difiere este ciclo del de los desiertos tropicales? ¿Qué régimen climático es ilustrado por esos desiertos de estepas?

14. ¿Cómo se puede fijar el límite entre climas secos y climas húmedos? ¿Es una línea invariable o experimenta fluctuaciones? ¿Cuál es la importancia económica de este límite?

15. ¿Cuál es el interés económico de las estepas de las latitudes medias? ¿Cuáles son los tipos de suelo característicos? ¿Son apropiados para el cultivo de granos? ¿Qué es el caliche? ¿Cómo se forma?

16. Describir el clima de la parte central y oriental de los continentes en las latitudes medias. ¿Qué masas de aire determinan este clima? ¿Cómo determina la estación del año el tipo de masas de aire que domina?

17. Describir el ciclo anual de temperatura de una estación típica de la zona climática continental húmeda (*Dfa, Dfb*). ¿Es grande o pequeña la variación anual? Explicarlo ¿Es inferior a 0°C la temperatura media del mes más frío?

18. ¿Qué se puede decir de las fluctuaciones que experimenta el ciclo diario de temperaturas en el clima continental húmedo? ¿Cómo reflejan estas fluctuaciones el conflicto entre las masas de aire?

19. Describir la vegetación y los suelos característicos del clima continental húmedo (*Dfa, Dfb*) en las latitudes medias. ¿En qué difieren a este respecto las localidades septentrionales de las meridionales? ¿Y las occidentales de las orientales?

Ejercicios

1. Trazar gráficos de temperatura y precipitación similares al de la figura 16.1 para cada una de las siguientes estaciones (datos de Trewartha):

(a) Shanghai, China, 31° N.

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Temperatura, °C	3,33	3,89	7,78	13,3	18,9	22,8	26,7	26,7	22,3	17,2	11,1	5,56
Precipitación, cm	7,1	0,5	9,9	11,1	8,3	16,7	18,7	11,9	9,9	9,3	4,3	3,3

(b) Seattle, Washington, 47°1/2° N.

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Temperatura, °C	4,44	5,56	7,22	10,0	12,8	15,6	17,8	17,8	15,0	11,1	7,78	5,56
Precipitación, cm	12,4	9,6	7,6	6,0	4,5	3,3	1,5	1,7	4,3	7,1	12,1	13,9

2. Calcular para cada una de las estaciones del ejercicio anterior la temperatura anual media, la variación anual de temperatura y la precipitación total anual.

3. *a*) Comparar el gráfico de Charleston, Carolina del Sur (fig. 16.1), con el de Shanghai, China (ejercicio 1). Ambos puntos están situados en la costa oriental aproximadamente a la misma latitud. *b*) ¿A

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

qué clima pertenecen? *c*) ¿Por qué el invierno en Shanghai es más frío que en Charleston? *d*) ¿Por qué Shanghai posee una precipitación estival más abundante y un invierno más seco que Charleston?

4. *a*) Seattle, Washington y Brest, Francia (figura 16.3), pertenecen ambas al clima marítimo de la costa oriental y están situadas aproximadamente a la misma latitud. Comparar sus gráficos de temperatura y precipitación. *b*) ¿Por qué Seattle posee una mayor precipitación en invierno pero menor en verano? *c*) ¿En qué se parece el clima de Seattle al clima mediterráneo de California?

5. *a*) Representar los datos del ejercicio 1 sobre el diagrama de termohietas, página 710, después de colocar una hoja de papel de calcar fina sobre la página. *b*) Identificar los regímenes climáticos de cada estación. ¿Qué diferencia básica aparece? (Véase cap. 13.)

6. Trazar gráficos de precipitación y temperatura similares al de la figura 16.1 para cada una de las siguientes estaciones. (Datos de Trewartha.)

(a) Valparaíso, Chile, 33° S.

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Temperatura, °C	19,4	18,9	18,3	16,1	15,0	13,3	12,8	13,3	14,4	15,0	16,7	17,8
Precipitación, cm	0,0	0,0	1,5	0,5	8,8	14,7	12,1	8,1	2,0	1,0	0,2	0,7

(b) Roma, Italia, 42° N.

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Temperatura °C	7,22	8,33	10,6	13,9	17,8	21,7	24,4	24,4	21,1	15,7	11,7	7,78
Precipitación, cm	8,1	6,8	7,3	6,6	5,5	4,0	1,7	2,5	6,3	12,7	11,1	9,9

7. *a*) Calcular la variación anual de temperatura y precipitación similar a la de la figura 16.1 para cada una de las estaciones del ejercicio anterior. *b*) ¿A qué clima pertenecen?

8. *a*) Representar los datos del ejercicio 6 sobre el diagrama de termohietas, página 710, después de colocar una hoja de papel de calcar fino sobre la página. *b*) ¿Qué combinación de regímenes climáticos muestra el diagrama de Valparaíso? Comparar con Port Nolloth (ejercicio 11, cap. 15). *c*) ¿Qué régimen es ilustrado por el diagrama de Roma? Comparar con Siracusa, Sicilia (fig. 13.9).

9. Trazar el gráfico de temperatura y precipitación similar al de la figura 16.1 para cada una de las estaciones siguientes. (Datos de Trewartha.)

(a) Lovelock, Nevada, 40° N.

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Temperatura °C	−1,11	2,22	6,11	10,0	14,4	18,9	23,3	22,2	16,7	10,6	4,44	−0,56
Precipitación, cm	1,7	1,2	1,0	1,0	1,0	0,7	0,5	0,5	0,7	1,0	0,7	1,0

(b) Williston, Dakota del Norte, 48° N.

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Temperatura, °C	−14,4	−13,3	−5,56	6,11	11,7	17,2	20,6	19,4	13,3	6,67	−2,78	−10,0
Precipitación, cm	1,2	1,0	2,2	2,7	5,3	8,1	4,3	4,3	2,5	1,7	1,5	1,2

10. *a*) Calcular la variación anual de temperatura y la precipitación anual para cada una de las estaciones del ejercicio 9. *b*) ¿A qué clima pertenecen? *c*) ¿En qué difieren los climas de Lovelock, Nevada y Williston, Dakota del Norte en cuanto a ciclos de temperatura y precipitación? Explicar estas diferencias.

11. *a*) Representar los datos del ejercicio 9 sobre el diagrama de termohietas, página 710, después de colocar una hoja de papel de calcar fino sobre la página. *b*) ¿Qué regímenes climáticos representan estas estaciones? Comparar con Yakutsk, Siberia, y Omaha, Nebraska (fig. 13.10).

12. Trazar el gráfico de temperatura y precipitación similar al de la figura 16.1 para cada una de las siguientes estaciones (Datos de Trewartha.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

13. Calcular la variación anual de temperatura y la precipitación anual de cada una de las estaciones del ejercicio 12.

14. *a*) Comparar el clima de Bucarest, Rumania (ejercicio 9), con el de Nueva York (fig. 16-11), ambos pertenecientes al clima continental húmedo. Nótese que las temperaturas estivales son parecidas, pero que Bucarest tiene un invierno más frío. ¿Por qué? *b*) La precipitación es mucho menos abundante en Bucarest que en Nueva York, especialmente en invierno. ¿Por qué? Explicarlo en términos de masas de aire.

15. *a*) Comparar los climas de Marquette, Michigan (ejercicio 9) y Moscú, U.R.S.S. (fig. 16.12). *b*) Moscú se encuentra a casi 10° de latitud (1100 km) más al Norte que Marquette. ¿Se refleja este hecho en el gráfico de temperatura? Explicarlo. *c*) Comparar la precipitación de estas dos estaciones. ¿Cuál es más abundante? ¿Por qué?

16. *a*) Representar los datos del ejercicio 12 sobre el diagrama de termohietas, página 710, después de colocar una hoja de calcar fina sobre la página. *b*) ¿Qué régimen climático representan esas estaciones? Comparar el diagrama de Bucarest con el de Shanghai (fig. 13.10*C*). ¿Cómo se diferencian? Explicarlo.

(a) Bucarest, Rumania, 43 1/2° N.

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Temperatura, °C	−3,33	−1,67	4,44	11,1	16,1	20,0	22,8	21,7	17,8	12,2	5,0	−1,11
Precipitación, cm	3,0	2,7	4,3	5,0	6,3	8,3	7,1	4,6	3,8	3,8	4,8	4,3

(b) Marquette, Michigan, 46 7/9° N.

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Temperatura, °C	−8,89	−8,89	−3,89	3,33	9,44	15,0	18,3	17,2	13,9	7,78	0,56	−5,00
Precipitación, cm	5,5	4,5	5,3	5,8	7,8	8,8	7,8	7,1	8,1	7,6	7,6	6,3

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Capítulo 17
Climas polares, árticos y de las grandes alturas

Los climas del grupo III, situados en las latitudes altas, están controlados en gran parte por masas de aire polares y árticas. Se caracterizan por sus bajas temperaturas y precipitación y evaporación escasas.

11. Clima subártico continental (*Dfc, Dfd, Dwc, Dwd*)

En las dos grandes masas continentales de América del Norte y Eurasia, gran parte de las zonas interiores se hallan entre los 50° y los 70° de lat. N. Es aquí donde se encuentran los manantiales de masas de aire polares continentales.

En invierno, cuando las grandes pérdidas de calor por radiación dan lugar a la formación de las poderosas altas siberiana y canadiense, el aire alcanza temperaturas extraordinariamente bajas sobre la tierra cubierta de nieve, constituyendo una masa de aire fría y densa. Típicamente, en invierno prevalece una fuerte inversión térmica, de modo que el aire de, por ejemplo 1500 m, puede estar 5°C más caliente que el aire a nivel del suelo. Habida cuenta de su escasa humedad, esta masa de aire es estable y habitualmente clara.

En verano, los manantiales se desplazan hacia el Norte y la temperatura aumenta hasta alcanzar valores moderadamente altos, pero la humedad aunque muy superior a la del verano, todavía es pequeña en comparación con la de las masas de aire tropicales marítimas.

Este tipo de clima poseerá, por lo tanto, variaciones muy acusadas de temperatura con las distintas estaciones, inviernos muy rigurosos y una escasa precipitación anual concentrada en los meses cálidos. Aquí lo denominamos *clima subártico continental* e incluye cuatro de los tipos climáticos de Köppen. El área más extensa, que incluye las franjas desde Alaska hasta Labrador y desde Escandinavia hasta Siberia, se clasifica como *Dfc*, un clima de bosque, húmedo todo el año, frío y con nieve, con veranos cortos y frescos. El número de meses del año con temperaturas

Morsas. (Segunda expedición de Grinnell, 1853.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

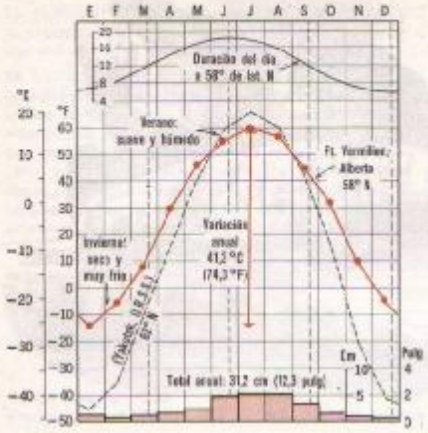


Figura 17.1. La enorme variación anual de temperatura y el extremado frío invernal propios de los manantiales de masas de aire polares continentales se advierten perfectamente en este gráfico, correspondiente a Ft. Vermilion, Alberta. En Yakutsk (U.R.S.S.), en la cuenca del río siberiano Lena (línea de trazos), la variación anual de temperatura es todavía más acusada. (Datos de Trewartha.)

medias superiores a 10°C es inferior a cuatro. Un clima todavía más frío, el tipo *Dfd*, que se encuentra exclusivamente en Siberia septentrional, tiene inviernos muy rigurosos en los que la temperatura media del mes más frío es inferior a —38°C. Los climas *Dwc* y *Dwd* son asimismo climas de bosque, fríos y con nieve, pero con inviernos secos. Se encuentran exclusivamente en Asia nororiental. Las letras *c* y *d* indican verano fresco e invierno muy frío, respectivamente.

El clima subártico continental del tipo *Dfc* es ilustrado por el gráfico correspondiente a Ft. Vermilion, Alberta, a 58° de lat. N (figura 17.1). La variación anual de temperatura de 41° es bastante notable, pero es sobrepasada ampliamente por la de Yakutsk, U.R.S.S., perteneciente al tipo climático *Dwd*.

La variación anual de temperatura del clima subártico continental es la mayor de la tierra, alcanzando 61°C en Siberia (fig. 8.20). Incluso en el centro de la Antártida, que tiene las temperaturas mínimas del globo, la variación anual no sobrepasa los 36°C. Temperaturas mínimas absolutas de —57° a —62°C se han registrado en el noroeste del Canadá, siendo la menor —63°C en Snag, Yukon, el 3 de febrero de 1947. Uno de los lugares más fríos del hemisferio norte es Verkoyansk, Siberia, que se halla en esta zona climática y tiene una media de enero de —51°C y una temperatura mínima absoluta registrada de —69°C. Se han citado temperaturas aún más bajas, de hasta —78°C, en Oimekon, a 645 km al sureste de Verkhoyansk.

El verano en las regiones de clima subártico es muy corto. La media del mes más cálido no sobrepasa mucho los 10°C y pueden producirse heladas en cualquier momento durante el verano. Los máximos diarios de temperatura, sin embargo, alcanzan habitualmente los 21°C. En estas altas latitudes, el sol se encuentra sobre el horizonte de dieciséis a dieciocho horas desde mayo hasta agosto (véase el gráfico de la figura 17.1). El gran número de horas de sol acelera de tal forma el crecimiento de las plantas que hace posible la agricultura, a pesar de lo cortísima que es la estación de crecimiento.

El invierno es la estación predominante del clima subártico. Dado que las temperaturas medias mensuales inferiores a 0°C se presentan durante seis o siete meses consecutivos, toda la humedad del suelo y del subsuelo está solidamente helada hasta una profundidad de varios metros (véase fig. 17.6). El calor estival es insuficiente para derretir más que la capa superficial, de manera que el suelo permanentemente helado o *permafrost* domina en grandes partes de estas regiones y de las de tundra, más septentrionales. El deshielo alcanza una profundidad que oscila entre 0,6 y 4 m, según el lugar y la naturaleza del suelo. Esta estrecha zona de helamiento y deshelamiento alternados se denomina *zona activa*.

La distribución del permafrost en el hemisferio norte se muestra en la figura 17.2. Se distinguen tres zonas. El permafrost continuo, sin interrupciones bajo todos los rasgos topográficos, coincide bastante aproximadamente con el clima de tundra (*ET*), pero también abarca una gran parte del clima subártico continental (*Dfc, Dfd, Dwd*) en Siberia. El permafrost discontinuo, en manchas separadas por zonas libres de hielo bajo ríos y lagos, ocupa gran parte de la zona de clima subártico continental (*Dfc*) de América del Norte y Eurasia. El permafrost se presenta esporádicamente en pequeñas zonas más allá de los límites meridionales del clima subártico continental.

En la zona de permafrost continuo, cerca de los 70° de latitud (fig. 17.2), su profundidad alcanza de 300 a 500 m. Gran parte del permafrost es una herencia del último período glaciar, aunque algunas zonas pueden estar formándose con las condiciones climáticas actuales.

El permafrost origina graves problemas a la

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

una media de
atura mínima
Se han citado
hasta —78°C,
z de Verkho-

lima subártico
más cálido no
den producirse
durante el ve-
mperatura, sin
los 21°C. En
ntra sobre el
ho horas desde
ico de la figu-
as de sol ace-
de las plantas
a pesar de lo
crecimiento.
dominante del
mperaturas me-
C se presentan
utivos, toda la
lo está solida-
idad de varios
r estival es in-
la capa super-
mmanentemente
grandes partes
ndra, más sep-
una profundi-
según el lugar
estrecha zona
alternados se

t en el hemis-
ra 17.2. Se dis-
t continuo, sin
rasgos topográ-
nadamente con
también abarca
ico continental
permafrost dis-
por zonas li-
cupa gran parte
ontinental (*Dfc*)
. El permafrost
pequeñas zonas
nales del clima

tinuo, cerca de
su profundidad
parte del per-
último período
eden estar for-
climáticas ac-

problemas a la

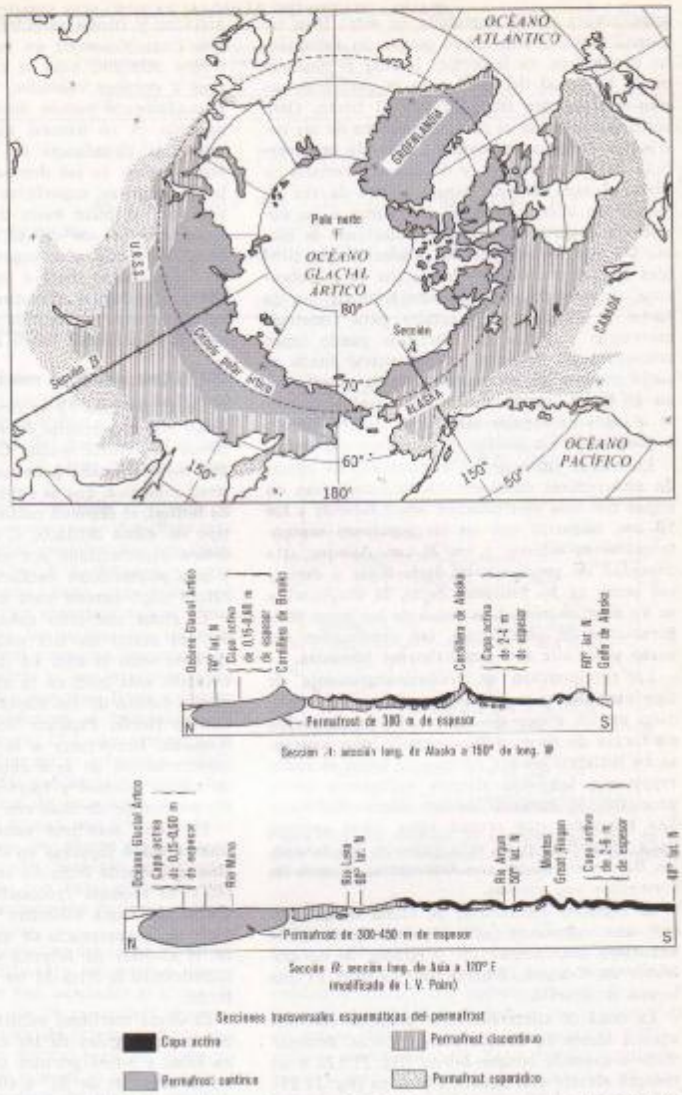


Figura 17.2. Distribución del permafrost en el hemisferio norte y secciones representativas del mismo en Alaska y en Asia. (Según Robert F. Black, «Permafrost», cap. 14 de P. D. Trask, Applied Sedimentation, John Wiley and Sons, Nueva York, 1940.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

arquitectura y a la ingeniería en estas frías regiones. Los edificios deben poseer un aislamiento térmico en su base que impida el deshielo de la humedad del suelo; de lo contrario, serían literalmente tragados por el barro. Otro serio problema es el comportamiento de las corrientes de agua en invierno. Cuando la superficie de las corrientes y de los manantiales se hiela, el agua situada debajo rompe de vez en cuando la costra superior, helándose a su vez y dando lugar a enormes acumulaciones de hielo. De esta forma, pueden resultar impracticables las carreteras. La eliminación de la cobertura aislante del suelo helado formada por la turba y los detritos vegetales para construir carreteras y pistas de aterrizaje puede tener consecuencias nefastas. El sol estival funde el suelo carente de protección, que se transforma en un barro líquido, dando lugar frecuentemente a lagos de regular tamaño al irse fundiendo y socavando los bordes de las áreas expuestas.

La mayor parte de los manantiales de masas de aire polares continentales se encuentran en zonas con una precipitación anual inferior a los 50 cm, mientras que en las porciones septentrionales es inferior a los 25 cm. Aunque esta cantidad de precipitación daría lugar a desiertos secos en las latitudes bajas, la evaporación se ve muy disminuida a causa de las bajas temperaturas. De esta forma, las condiciones del suelo y del aire son esencialmente húmedas.

La precipitación es predominantemente de tipo ciclónico y muestra un máximo muy definido en los meses de verano. La precipitación en forma de nieve, aunque resulta muy aparente en invierno porque permanece sobre el suelo, representa tan sólo algunos milímetros en la precipitación mensual de los meses más fríos. Las borrascas que cruzan estas áreas aportan poca precipitación en esta estación. En verano, las lluvias ciclónicas son frecuentes, aunque las tormentas son escasas.

El régimen continental de clima modificado por una influencia polar domina en el clima subártico continental. El diagrama de termohietas de Yakutsk, Siberia (fig. 13.10*B*), es una buena ilustración.

La zona de clima subártico coincide con una amplia franja de bosques de coníferas, denominado a menudo *bosque boreal* (fig. 21.12), y un bosque abierto con líquenes, *la taiga* (fig. 21.25). Los árboles tienden a ser pequeños, por lo que resultan de mayor interés económico para la fabricación de papel que para madera de construcción.

Asociados con el bosque boreal están los suelos de tipo *podzol*. Tal como se ha dicho anteriormente, estos suelos están fuertemente lixiviados y tienen carácter ácido. Son de color gris claro y poseen un estrato lixiviado claramente marcado bajo la capa superior de humus y detritos vegetales. Estos suelos son extremadamente pobres desde el punto de vista agrícola. A su natural mala calidad, hay que añadir la abundancia de turberas, pantanos y lagos, restos de los desaparecidos casquetes de hielo. Algunas superficies rocosas fueron pulidas por el hielo hasta desnudar el suelo por completo. En los demás lugares se formaron cuencas rocosas o se cegaron primitivos cauces fluviales, dando lugar a innumerables lagos. El tiempo geológico transcurrido es insuficiente para que haya comenzado a producirse una desecación apreciable sobre zonas amplias.

12. Clima marítimo subártico (*EM*)

En el capítulo 13 se describieron las propiedades más importantes del régimen climático uniforme de latitud media. Cuando nos dirigimos más hacia el polo y penetramos en la zona de latitud subártica, que se extiende de los 45° a 65° de latitud, el régimen uniforme se traduce en un tipo de clima distinto, el *clima marítimo subártico*, caracterizado por una gran precipitación y una pequeñísima oscilación anual de temperatura poco común para estas latitudes.

El clima marítimo subártico está dominado por las masas de aire polares marítimas (mP) durante todo el año. La distribución del clima coincide más bien en la actualidad con las regiones fuente de las masas de aire mP del Atlántico Norte, Pacífico Norte y océanos meridionales. Importante a la hora de definir las características de este clima es la persistencia de cielos nubosos y fuertes vientos y el elevado porcentaje de días con precipitación.

El clima marítimo subártico no constituye una variedad separada en el sistema de Köppen, sino que queda incluido en el clima de tundra (*ET*). El reciente reconocimiento por los geógrafos del clima subártico [1] ha venido acompañado de la sugerencia de que podía ser incluido en el sistema de Köppen con el símbolo *EM*, significando la letra *M* un clima marítimo uniforme.

El clima marítimo subártico se encuentra en zonas restringidas de las costas de barlovento, en islas, y sobre grandes extensiones del océano en latitudes de 50° a 60° en el mar de Behring y en latitudes de 55° a 75° en el Atlántico Norte, tocando a puntos de la costa sur de Groenlandia, norte de Islandia y el extremo septentrional de Noruega. En el hemisferio sur, el

[1] Véase James A. Shear (1964), *The Polar Marine Climate*, Annals, Association of American Geographers, 54, págs. 310-317.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Son de color
lixiviado clara-
perior de hu-
suelos son ex-
punto de vista
idad, hay que
s, pantanos y
s casquetes de
as fueron pu-
r el suelo por
s se formaron
nitivos cauces
ables lagos. El
es insuficiente
ducirse una de-
amplias.

(*EM*)

ron las propie-
n climático uni-
nos dirigimos
n la zona de la-
e los 45° a 65°
e traduce en un
marítimo sub-
n precipitación
ual de tempe-
atitudes.
está dominado
marítimas (mP)
ción del clima
dad con las re-
ire mP del At-
océanos meri-
de definir las
la persistencia
tos y el eleva-
pitación.
no constituye
ma de Köppen,
lima de tundra
o por los geó-
venido acompa-
bía ser incluido
el símbolo *EM*,
marítimo uni-

e encuentra en
de barlovento,
iones del océa-
el mar de Beh-
en el Atlántico
a costa sur de
el extremo sep-
misferio sur, el

The Polar Marine
ican Geographers.

TABLA 17.1 ESTACIONES SUBÁRTICAS MARINAS REPRESENTATIVAS*

	Temperatura anual media		Temperatura media de los meses más cálidos		Temperatura media de los meses más fríos		Oscilación térmica anual		Precipitación anual Total	
	°F	°C	°F	°C	°F	°C	F°	C°	Pulgadas	Centímetros
Nanortalik, Groenlandia, 60°08'N, 45°11'W	34,5	(1,5)	45	(7,2)	26	(−3,3)	19	(10,5)	35	(89)
Varda, Noruega, 70°22'N, 31°06'E	34	(1,1)	48,5	(9,2)	22	(−5,5)	26,5	(14,8)	23,5	(60)
Cumberland Bay, Georgia del Sur, 54°16'S, 36°30'W	35	(1,7)	42	(5,6)	28,5	(−2,0)	13,5	(7,6)	52	(132)
Stanley, Islas Malvinas, 51°42'S, 57°51'W	42	(5,6)	49	(9,5)	35,5	(2,0)	13,5	(7,5)	27	(69)

* Datos del Air Ministry, Meteorological Office of Great Britain.

clima marítimo subártico no afecta a casi ningún fragmento de tierra firme. Las pocas estaciones representativas se hallan en la punta más meridional de América del Sur, islas Malvinas, isla Georgia del Sur y en otras cuantas pequeñas islas.

La tabla 17.1 contiene los datos climáticos de cuatro estaciones representativas del clima marítimo subártico. Todas cumplen los requisitos para pertenecer al clima *E* de Köppen, ya que las medias del mes más cálido están todas por debajo de los 10°C. En contraste con el clima típico de tundra (*ET*), las oscilaciones térmicas anuales son mucho más pequeñas, los inviernos mucho más templados y las precipitaciones anuales totales mucho mayores. Estos contrastres resultan sorprendentes al comparar dos estaciones en la figura 17.3. La temperatura media del mes más frío no es inferior a —7°C.

En las figuras 13.6*C* y *E* se representan diagramas de termohietas de estaciones de clima marítimo subártico; ocupan una posición única muy a la derecha de los climas fríos y muy por debajo de los climas lluviosos de latitudes inferiores. Combinada con bajas cifras de evaporación, la gran precipitación da lugar a grandes excedentes de agua.

Los suelos y la vegetación del clima marítimo subártico son esencialmente las mismas variedades de tundra que van asociadas al clima de este mismo nombre que se comentará seguidamente. El paisaje carece de árboles y da la impresión de una gran aridez, pero sin embargo es sorprendentemente rico en lo que respecta a las variedades de especies de plantas que forman el estrato vegetal cercano al suelo.

13. Clima de tundra (*ET*)

Los bordes continentales septentrionales de América del Norte y Eurasia desde el círculo

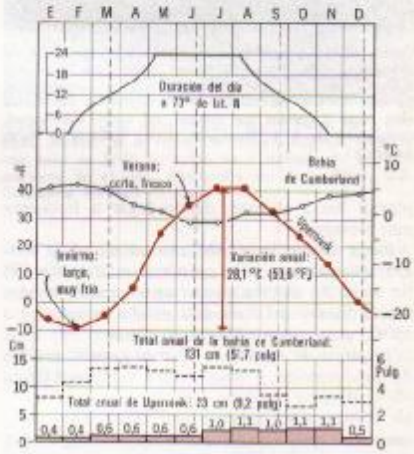


Figura 17.3. La estación de Upernivik, una isla en la costa oriental de Groenlandia, representa a la perfección el clima de tundra. (Datos de Blair.)

polar ártico hasta el paralelo 75 se encuentran en la parte exterior de la zona controlada por masas de aire de tipo ártico, cuyos manantiales cubren el centro del océano Glacial Ártico y Groenlandia. Al Sur se hallan los manantiales de masas de aire polares continentales (cP) y polares marítimas (mP). Estos bordes continentales se encuentran, por consiguiente, en una zona frontal, que ha venido siendo denominada el *frente ártico*, pero a la que sería más simple considerar como perteneciente a un frente polar dotado de amplios desplazamientos, bien desarrollado sobre el norte de los océanos Atlántico y Pacífico. En estas regiones se forman gran cantidad de intensas borrascas, que se des-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 17.4. La solifluxión, un lento fluir del suelo, ha producido esta forma de lóbulo sobre una pendiente cubierta de tundra en el monte Pelly, isla Victoria (69° de lat. N, 104° de long. W). La superficie del lóbulo está unos 2 metros por encima del suelo circundante. (Fotografía de A. L. Washburn, Arctic Institute of North America.)

plazan hacia el Este, dando lugar a frecuente mal tiempo.

Estas condiciones producen un *clima de tundra*, designado por Köppen con el símbolo *ET*. Se trata de un clima polar en el que la temperatura media del mes más cálido es inferior a 10°C, pero superior a los 0°C.

El clima de tundra es ilustrado por el gráfico de precipitación y temperatura correspondiente a Upernivik, a 73° de lat. N en la costa oriental de Groenlandia (fig. 17.3). Hay que destacar que *a*) la variación anual de temperatura es grande, pero no tanto como en el clima subártico; *b*) la temperatura media del mes más cálido es algo superior a los 4°C y la del mes más frío bastante inferior a los —18°C, y *c*) la precipitación anual total es inferior a los 25 cm, siendo más abundante durante la estación cálida e inmediatamente después de ella. La proximidad del océano Glacial Ártico explica que el mínimo y la variación anual sea algo más moderada que en las estaciones continentales. El hecho de que el verano sea fresco se explica por la proximidad de la gran masa oceánica, que mantiene bajas las temperaturas del aire a pesar de la gran cantidad de energía solar que se recibe en esta latitud cerca del solsticio de verano. Posiblemente una cobertura de nubes más persistente, es un factor a tener en cuenta al respecto.

Los diagramas de termohietas del clima de tundra combina los regímenes continental y polar, como se ve en los diagramas para Gronfjorden, Spitzberg y Barrow Point, Alaska (figuras 13.11*B* y *C*). El clima de tundra del hemisferio sur es más uniforme, al carecer de influencia continental, como se ve en el diagrama de termohietas para las islas Órcadas del Sur (fig. 13.6*D*).

La vegetación de la tundra consta de gramíneas, juncos y líquenes junto con sauces de tamaño de arbustos (fig. 21.28). Seguida hacia el Sur, la vegetación cambia a bosque de abedules con líquenes y luego a bosque de coníferas. En algunos puntos, una línea de árboles claramente marcada separa el bosque de la tundra. Esta frontera natural coincide aproximadamente con la isoterma de 10°C en el mes más cálido y ha sido utilizada por Köppen para separar los climas *Df* y *ET*.

Un rasgo destacable de los suelos de la tundra es que sus partículas se han producido casi enteramente por rotura mecánica de la roca madre, sin que apenas hayan sufrido alteración química. Predominan los estratos de limos grisáceo y de arcilla gris azulada con mucha turba. La congelación y el deshielo continuos de la humedad del suelo son los causantes de la desintegración de las partículas que lo componen. Al igual que en los suelos de los interiores continentales septentrionales, en los suelos de tundra existe el permafrost (fig. 17.2). La capa de permafrost tiene un grosor superior a los 300 metros en la mayor parte de esta región; la parte que se deshiela durante la estación cálida oscila entre 10 y 60 cm bajo la superficie.

Los procesos geomórficos son algo caracte-

Figura 17.5. Polígonos de cuñas de hielo en la península de Wollaston, isla Victoria (70° de lat. N, 112° de long. W), vistos desde el aire. (Fotografía de A. L. Washburn, Arctic Institute of North America.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

rísticos en las regiones de tundra, resultando una serie de curiosos relieves. Bajo un tapiz protector de pequeñas plantas, el agua del suelo se licúa en verano, dando lugar a una gruesa capa de barro que puede deslizarse por las pendientes, originando terrazas y combaduras, sin llegar a romperse. Este proceso se conoce como *solifluxión* y produce las *terrazas de solifluxión* y los *lóbulos* sobre las pendientes (figs. 17.4 y 24.22). En la desierta tundra, la solifluxión tiene lugar sin la cobertura vegetal y consiste en un estrato grueso de barro que se desliza pendiente abajo. Los observadores que han estudiado este fenómeno afirman que el flujo es más rápido a mediodía, llegando a recorrer varios pies por hora y arrastrando grandes bloques rocosos (fig. 24.24).

La congelación y el deshielo del agua dan lugar a un curioso sistema de grietas poligonales en la superficie del mismo (fig. 17.5). Estas grietas pueden ser el resultado de la contracción de la arcilla a medida que el agua se retira para formar cristales de hielo en lentejones o capas en el interior del suelo (fig. 17.6). El suelo que se forma recibe el nombre de *suelo poligonal*. En las cumbres de las montañas y las colinas, las grietas se rellenan de piedras, que parecen ser gradualmente escogidas y apartadas hacia los lados de cada polígono durante la congelación y deshielo alternativos del agua del suelo. Así se forman los llamados *anillos de piedras* o *polígonos de piedras*. En las pendientes, los anillos de piedras se extienden hacia abajo, dando lugar a las *rayas de piedras*.

14. Clima de casquete de hielo (*EF*)

Existen en el globo tres vastas regiones de hielos. Son los casquetes de hielo continentales de Groenlandia y la Antártida y la extensa zona de hielos flotantes del polo norte (figuras 29.11 y 29.12). Los casquetes de hielo continentales difieren en varios aspectos, tanto físicos como climáticos, del hielo marino polar y pueden ser estudiados por separado. Las características glaciales y topográficas de Groenlandia y de la Antártida son tratadas en el capítulo 29.

El clima de casquete de hielo posee la temperatura media anual más baja, con gran diferencia del resto de los climas. Designado por Köppen con el símbolo *EF*, o clima polar de hielos perpetuos, este clima no posee ninguna temperatura media mensual por encima de 0°C. Las mediciones indican temperaturas medias de —30°C a —35°C en Groenlandia, pero de alrededor de —23°C en el océano Glacial Ártico. Obsérvese la diferencia con los —12°C a —4°C de media anual de los climas de tundra. El océano Glacial Ártico tiene una temperatura más elevada a causa de su altitud sobre el nivel del mar y a la influencia moderadora del agua del océano, que puede suministrar calor de una forma continua al aire a través del hielo flotante.

Figura 17.6. Esta orilla fluvial vertical cerca de Livengood, Alaska, en la región de clima subártico, muestra una cuña de hielo en forma de V rodeada de estratos arenosos de aluvión. (Fotografía del T. L. Péwé, U.S. Geological Survey.)

En la figura 17.7 se muestra el gráfico de temperatura para una estación de casquete de hielo "Eismitte", Groenlandia. Esta información fue recogida por una expedición alemana bajo la dirección de Alfred Wegener de 1929 a 1931. Nótese que tan sólo en tres meses del año la temperatura media mensual fue superior a los —18°C, y que el máximo alcanzado en julio fue tan sólo de —11°C. El mes más frío fue febrero con —47°C, lo que da una variación anual de 36°C.

La delgada capa de aire que está en contacto con el hielo se ve sometida a temperaturas tan bajas que a veces desciende por la acción de la gravedad hacia las orillas, dando lugar a ventiscas muy rigurosas. Se dice que la acción de enfriamiento del hielo sobre el aire es tan grande que a veces se forman diminutos cristales de hielo en las capas inferiores de aire. Estos cristales pueden llegar a formar una "tormenta de nieve" sobre la que destacan con claridad los hombros y la cabeza de un hombre. Las ventiscas de dirección constante hacen que las

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

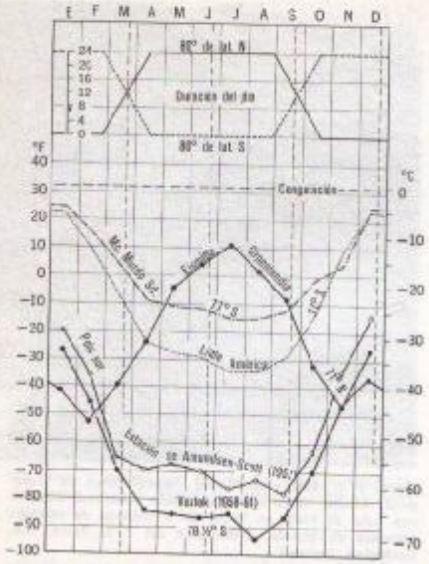


Figura 17.7. Los gráficos de temperatura correspondientes a estas cinco estaciones del casquete polar se basan en mediciones realizadas durante cortos períodos, pero reflejan adecuadamente el clima predominantemente frío a lo largo del año. (Datos de Trewartha; I.G.Y. Bulletin; y Weatherwise, vol. 16, 1963.)

partículas de nieve formen una masa compacta para dar lugar a un pavimento liso y duro.

Las borrascas ciclónicas penetran frecuentemente en Groenlandia, aportando precipitación al casquete de hielo. Posiblemente, estas borrascas son la principal fuente de alimentación de la capa de hielo.

El clima del casquete antártico de hielo fue poco conocido hasta que en el Año Geofísico Internacional de 1957-58 se mantuvieron en esta zona un cierto número de estaciones meteorológicas. Se comprobó que las temperaturas del interior eran las más bajas de la tierra, con un amplio margen. La estación meteorológica rusa "Vostok", situada a 1300 km del polo sur y a una altura de 3488 m es tal vez el lugar más frío del mundo (fig. 17.7). Allí se registró el 25 de agosto de 1958 la temperatura de — 87,4°C. Nótese que este valor mínimo se dio cerca del final de la larga noche polar. En el mismo polo (estación Scott-Amundsen), los meses de julio, agosto y septiembre de 1957 tuvieron medias de alrededor de los —60°C (figura 17.7). En la estación Little America, las temperaturas son, mes por mes, 5°C más elevadas, dado que está situada cerca del mar de Ross y a pequeña altura.

Un rasgo destacable del interior continental antártico, elevado sobre el nivel del mar, es el intenso enfriamiento de la capa de aire en contacto con la superficie nevada. Durante el invierno se desarrolla una inversión muy acusada, hasta el punto de que el aire cercano al suelo está de 28° a 33°C más frío que el situado a un centenar de metros más alto. Cuando esta capa de aire frío y pesado se desliza pendiente abajo en los valles que ofrecen condiciones adecuadas, da lugar a ventiscas.

Los climas de las tierras altas

Tal como ha sido explicado en el capítulo 7, a medida que aumenta la elevación disminuyen apreciablemente la presión y la temperatura. Por esto, los climas experimentan grandes cambios dentro de un margen vertical de pocos cientos de metros. De una manera general, podemos decir que un aumento en la altitud equivale a un aumento en la latitud, pudiendo encontrarse climas equivalentes a los de tundra y casquete de hielo entre los glaciares de una montaña por encima del límite de los árboles. Sin embargo, hay un hecho que hace la analogía poco satisfactoria. Mientras que la intensidad de la radiación solar decrece a medida que nos acercamos a los pulos, aumenta en las zonas a gran altura. Así, las variaciones diarias de temperatura son muy grandes en las zonas altas de las latitudes medias y bajas y mucho menos pronunciadas en los climas árticos equivalentes.

Presión y temperatura

Como se dijo en el capítulo 7, cada 275 m de elevación la presión barométrica desciende 1/30 de su valor (fig. 7.8).

Los efectos de la disminución de presión sobre la fisiología son bien conocidos de los escaladores y aviadores. El principal deriva de la insuficiente cantidad de oxígeno para abastecer a la sangre a través de los pulmones. A alturas de 3000 a 4500 m se presentan trastornos tales como mal de las montañas (mal de altura), caracterizado por debilidad, dolor de cabeza, hemorragias nasales y náuseas. Las personas que permanecen en tales alturas más de un día o dos llegan a adaptarse, aunque cualquier esfuerzo violento provoca una fatiga superior a la normal.

Si la presión es menor, disminuye el punto de ebullición del agua y otros líquidos, con lo que aumenta mucho el tiempo necesario para la cocción de diversos alimentos.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

TABLA 17.2

Elevación		Presión		Temperatura de ebullición	
Pies	Metros	Pulgadas	Centímetros	°F	°C
Nivel del mar	0	29,9	76	212	100
1000	300	28,8	73	210	99
3000	900	26,8	68	206	97
5000	1500	24,9	63	203	95
10 000	3000	20,7	53	194	90

La tabla 17.2 proporciona algunos datos referentes a la relación entre la presión y el punto de ebullición del agua. A la vista de estas cifras, es evidente que a partir de los 1500 m será muy conveniente el uso de ollas a presión para cualquier operación culinaria que implique hervir agua.

Desde el punto de vista climatológico, el principal efecto de una presión atmosférica reducida es que la atmósfera contiene menos dióxido de carbono, vapor de agua y polvo, absorbe y desvía menos energía solar y permite, de este modo, una gran intensidad de insolación en el suelo.

La creciente intensidad de insolación en zonas elevadas tiene una profunda influencia sobre la temperatura. Las superficies expuestas al sol se calientan mucho y rápidamente, mientras que las que están a la sombra se enfrían considerablemente y en poco tiempo. Este hecho tiene como consecuencia el rápido calentamiento del aire durante el día y su no menos rápido enfriamiento durante la noche en las localidades de alta montaña (fig. 17.8). De esta forma, en los centros de vacaciones situados en la montaña no sólo el aire es puro y el paisaje destaca con nitidez, sino que las noches frescas y los días cálidos son físicamente estimulantes.

El contraste entre las superficies expuestas al sol y las que están a la sombra es particularmente acusado con las grandes alturas. Las temperaturas de los objetos al sol o a la sombra pueden llegar a diferir de 22° a 28°C.

El aumento en la intensidad de insolación va acompañado de un incremento en la intensidad de radiación violeta y ultravioleta. La piel se broncea con mayor rapidez a 1500 m de altitud que a nivel del mar, como mucha gente habrá podido comprobar dolorosamente. Por otra parte, la radiación roja e infrarroja aumenta relativamente menos a medida que nos elevamos, dado que sus rayos son más penetrantes en atmósferas densas.

El descenso de la temperatura del aire con la altura se ha estudiado en el capítulo 7, donde se dijo que es aproximadamente de 6,4°C por cada kilómetro de elevación. Así, si una localidad se halla a 3000 m de altura, debe tener una temperatura 20°C inferior a otra situada a nivel del mar. En realidad, el descenso es algo menos acusado.

En las zonas altas de las regiones ecuatoriales, la variación anual de temperatura es muy pequeña, de modo muy semejante a lo que sucede en los húmedos climas de selva lluviosa ecuatorial que rodean estas montañas tropicales en niveles bajos (fig. 17.9). La variación anual de Quito, Ecuador, es tan sólo de 0,4°C. Compárese esto con la figura 15.1.

El efecto del aumento de altitud en latitudes bajas se ve en los diagramas de termohietas de la figura 13.7. Un alto grado de uniformidad térmica se mantiene cuando el diagrama es desviado hacia abajo y hacia la izquierda.

En las latitudes medias y altas, por el contrario, la variación anual es muy amplia como consecuencia de las grandes variaciones de insolación de invierno a verano, tal como nos

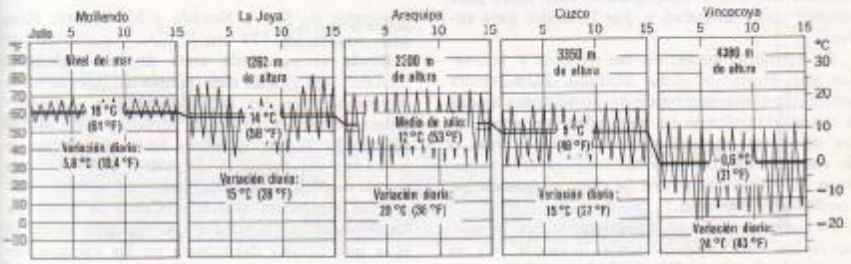


Figura 17.8. En Perú, en el lado oriental de América del Sur, a 15° de lat. S, se pueden encontrar estaciones con grandes diferencias de altitud. Al aumentar ésta, no sólo disminuye la temperatura media, sino que aumenta mucho la variación diaria. (Según Mark Jefferson, Geographical Review.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

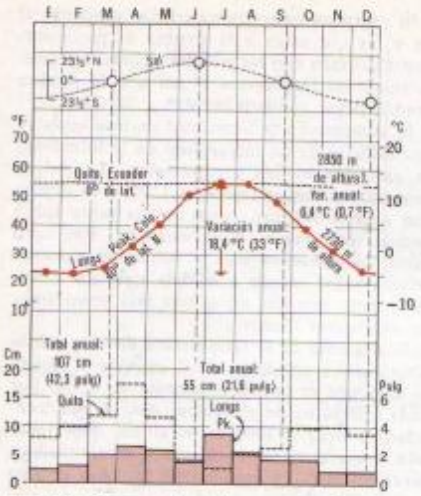


Figura 17.9. Comparación de las características de precipitación y temperatura de las dos estaciones de montaña. (Datos de Trewartha.)

muestra el gráfico correspondiente a Longs Peak (fig. 17.9).

Precipitación

En general, al aumentar la elevación aumenta la precipitación, al menos en los primeros mil metros. Esto se debe a que la precipitación de tipo orográfico, causada por el ascenso forzado de las masas de aire y su consiguiente enfriamiento (véase cap. 11). Sin embargo, por encima de 2000 a 3000 m, que constituyen la zona de precipitaciones más fuertes en las latitudes bajas, el aumento de la precipitación comienza a hacerse menor con la altura, debido a la incapacidad del aire a temperaturas más bajas para retener tanta humedad y, por lo tanto, para cederla.

En términos generales, las mesetas y montañas son zonas de clima húmedo. Esto resulta particularmente sorprendente en regiones áridas o semiáridas, donde las montañas son como islas de clima húmedo rodeadas de desiertos o de estepas. Al disminuir las temperaturas se reduce la evaporación, con lo que prevalecen las condiciones húmedas.

La influencia de las montañas sobre la precipitación está singularmente ilustrada por el estado de California (fig. 17.10), cuya topografía es muy variada. Nótese que en el Gran Valle y en el Valle de la Muerte la precipitación es inferior a 25 cm, mientras que en las laderas

Figura 17.10. El efecto de la topografía montañosa sobre la precipitación resulta claro en el estado de California. (Mapa de lluvias según el Departamento de Agricultura de los EE.UU., Yearbook of American Agriculture, 1941.)

orientales de Sierra Nevada y los montes Klanath supera los 175 cm.

Desde el punto de vista de los regímenes fluviales, los climas montañosos adquieren gran importancia en las latitudes medias. Las cordilleras elevadas sirven de almacenes de nieve, guardando la precipitación hasta principios o mediados del verano y dejándola ir lentamente en el deshielo, contribuyendo así a uniformizar los regímenes fluviales. Como la nieve va fundiéndose en niveles cada vez más altos, el agua que resulta desemboca en las cuencas inferiores. Entre los ríos alimentados por agua procedente de las nieves encontramos, en los Estados Unidos, el Columbia, el Snake, el Missouri, el Platte, el Arkansas y el Colorado. En

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Pulg	Cm
2	5
4	10
6	15
8	20
10	25
12	30
16	40
20	51
30	76
40	102
50	127
60	152
70	178
80	203
100	254

montañosa sobre
ado de California.
to de Agricultura
Agriculture, 1941.)

s montes Kla-

los regímenes
adquieren gran
días. Las cor-
enes de nieve,
principios o
ir lentamente
sí a uniformi-
o la nieve va
más altos, el
las cuencas in-
ados por agua
ramos, en los
Snake, el Mi-
Colorado. En

el este de la Unión, los montes Apalaches desempeñan un papel similar, aunque no tan destacado, con respecto al Ohio y otros ríos. Aquí, sin embargo, la nieve se funde al final de la primavera y no tiene influencia alguna a mediados y finales del verano.

Vegetación y zonas biológicas

Se ha observado que el incremento de altura da lugar a condiciones climáticas aproximadamente equivalentes a las que se encuentran a medida que aumenta la latitud. En consecuencia, existen distintas zonas de vegetación natural que, de un modo general, reproducen los tipos de vegetación de latitudes cada vez más elevadas.

Los efectos del incremento de altitud sobre la vegetación en las tierras de clima ecuatorial húmedo quedan ilustrados mediante un ejemplo del sur del Perú (fig. 17.11). Otras dos importantes regiones, además de los Andes de Sudamérica, son los montes Ruwenzori de África central y la cordillera central de Nueva Guinea. Donde predominan los vientos dominantes (alisios) o estacionales (monzón húmedo) que traen la humedad de las masas de aire marítimo (mT, mE), la precipitación se incrementa notablemente con la altura.[1] A consecuencia de esto, la pluviisilva se extiende hacia niveles más altos en las vertientes de las montañas. Entre los 1200 y 1800 m la pluviisilva pasa gradualmente a *bosque de montaña*, que se parece al bosque templado que existe a baja altura más hacia el polo (cap. 21). El bosque de montaña es más bajo y menos denso que el bosque ecuatorial, y sus árboles disminuyen todavía más de tamaño cuanto mayor es la altura a la que se encuentran. Destacan los helechos arborescentes y los bambúes. Los epífitos son abundantes. Los musgos se incrementan con la altura, dando lugar a lo que se llama un *bosque de musgos* en la zona de nieblas persistentes y de humedades relativas elevadas. Cerca de su límite superior, los árboles del bosque de montaña se hacen pequeños dando lugar al *bosque enano*, y se hallan densamente cubiertos de musgos. Por encima del límite del bosque, que se encuentra a unos 3600 m, existe un tipo de vegetación sin árboles que puede ser tundra alpina, matorral, prado o brezal (véase el cap. 21 para la descripción de estas formas de vegetación). Todavía más arriba, la zona alpina deja paso a la región de nieves perpetuas (fig. 17.2). La línea de nieves perpetuas se halla a unos 5000 m de altura en el centro del Perú, y a cerca de 4600 m en los montes Ruwenzori.

En las latitudes medias, donde existe estepa o desierto a baja altura, la zonación resulta particularmente sorprendente. La figura 17.13 indica las zonas de vegetación de la región de la meseta del Colorado, situada al norte de Arizona y en los estados adyacentes. Los nombres de las zonas, alturas, árboles dominantes en los bosques y los datos de precipitación anual se dan en la figura 17.13. Los ecólogos han establecido una serie de *zonas biológicas* cuyos nombres sugieren la similitud de estas zonas con las zonas latitudinales que se encuentran al viajar hacia el polo sobre un mismo meridiano. En la zona hudsónica, de 2900 a 3500 m, existe un bosque de coníferas esencialmente similar al bosque de coníferas subártico (boreal). Los suelos son igualmente de tipo podzólico. A medida que nos aproximamos al límite de bosque, las coníferas adoptan una apariencia enana y disminuyen de altura hasta adoptar la apariencia de arbustos.

[1] Las estaciones altimétricas al diagrama de termoisietas de la figura 13.7 ocupan posiciones a sotavento y no presentan este efecto.

Figura 17.11. La distribución de las zonas climáticas según la altura tiene considerables repercusiones sobre la vegetación natural y sobre el cultivo en los Andes ecuatoriales del Perú meridional (10°-15° de lat. S). Este perfil esquemático muestra las condiciones que imperan desde las cumbres andinas hasta las bajas selvas ecuatoriales de la cuenca del Alto Amazonas. (Según Isaiah Bowman, The Andes of Southern, **1916.)**

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 17.12. Zona de nieve perpetua a unos pocos grados de latitud del ecuador. Cordillera Blanca, cerca de Ancash, Perú. (Fotografía del Aero Service, Litton Industries.)

Por encima de la línea de bosque se halla una zona de vegetación de *prado alpino* (tundra alpina) que se parece en muchos aspectos a la tundra ártica (fig. 20.1). La línea de nieves perpetuas se halla entre los 2750 y 3000 m en estas latitudes medias, que es desde luego una altura mucho menor que la del ecuador. Hacia el polo, la línea de nieves disminuye con la altura, alcanzando finalmente el nivel del mar en el círculo ártico.

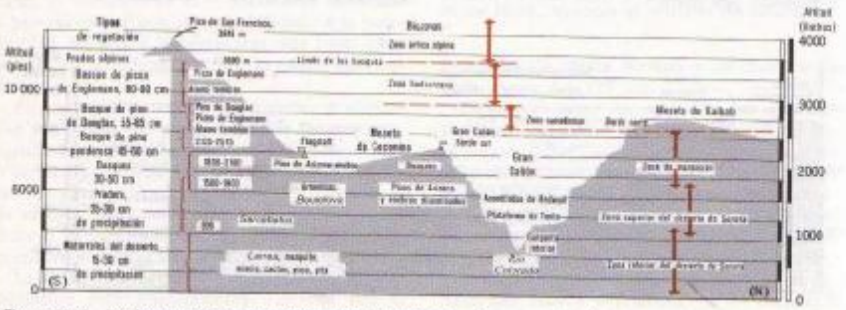
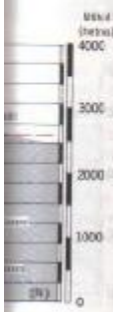


Figura 17.13. La distribución de las zonas climáticas según la altura en las áridas regiones suroccidentales de los Estados Unidos da lugar a una curiosa sucesión de tipos de vegetación que va desde los matorrales del desierto hasta los bosques de coníferas. Distrito del Gran Cañón-Monte de San Francisco, en Arizona septentrional. (Según G. A. Pearson, C. H. Merriam y A. N. Strahler.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

desde luego una
ecuador. Hacia
ye con la al-
vel del mar en



Cuestionario de repaso

1. Resumir y explicar las características del clima subártico. ¿En qué forma los signos de Köppen *Dfc, Dfd, Dwc* y *Dwd* distinguen variedades de este clima? ¿Qué característica especial tiene el ciclo anual de temperatura? Explicar el porqué de las temperaturas invernales excesivamente bajas. ¿Cuál es el lugar más frío del hemisferio norte?

2. ¿Qué es el suelo permanentemente helado o permafrost? ¿Cuál es el origen del permafrost? ¿Hasta qué profundidad del suelo puede llegar el deshielo en los veranos del clima subártico? ¿Qué problemas de ingeniería plantea el permafrost?

3. ¿Cómo es la precipitación total anual del interior septentrional de los continentes comparada con la de los desiertos tropicales? ¿Cómo influye la evaporación en el clima de ambas regiones?

4. Describir el bosque boreal. ¿Qué es la taiga? ¿Qué tipo de suelos se encuentran en las regiones de clima subárticos? ¿Cómo ha afectado la glaciación a las superficies de estas regiones?

5. ¿Cuáles son las características del clima subártico marítimo? ¿Cómo se explica la uniformidad de este clima? Comparar el clima subártico marítimo con el clima de tundra.

6. Describir el clima de tundra a lo largo de los bordes continentales entre los 65° y 75° de lat. N. ¿Qué masas de aire interactúan en esta zona? ¿En qué dos regiones se encuentra fuertemente concentrada la actividad ciclónica?

7. Comparar el ciclo anual de temperatura del clima de tundra con el del clima subártico. Comparar las variaciones anuales de temperatura, las medias del mes más cálido y las medias del mes más frío.

8. ¿Qué es la tundra? ¿Qué tipo de plantas se encuentran en la tundra? ¿Qué tipos de suelo son característicos? Describir las condiciones del permafrost en las regiones de tundra. ¿Hasta qué profundidad está helada la humedad del suelo en la mayor parte de esta zona? ¿A qué profundidad llega el deshielo estival?

9. ¿Qué es la línea de árboles de las regiones árticas? ¿Con qué isoterma mensual coincide aproximadamente?

10. ¿Cuáles son algunos de los extraños procesos geomórficos activos en las regiones de tundra? Explicar los siguientes términos: solifluxión, terrazas de solifluxión, suelo poligonal, anillos de piedras, rayas de piedras.

11. ¿Cuáles son las principales características del clima de casquete de hielo? Describir las condiciones de temperatura a lo largo del año. ¿A qué manantiales de masas de aire está asociado este clima?

12. Describir brevemente los casquetes de hielo de la Antártida y de Groenlandia. ¿Cómo se mantiene el casquete de hielo de Groenlandia, es decir, de dónde procede la humedad que da lugar a los campos de nieve?

13. Estudiar la influencia de la altura sobre la presión atmosférica. Describir los efectos de las grandes alturas sobre los procesos fisiológicos y sobre el punto de ebullición de los líquidos.

14. ¿Cuál es el efecto de la altura sobre la temperatura del aire? ¿Cómo se ven afectados los máximos y mínimos diarios de temperatura? ¿Y la temperatura anual media? ¿Cambia significativamente con la altura la variación anual de temperatura?

15. ¿Cómo influye la altura en la precipitación? Explicar este efecto. Citar ejemplos de variación de la precipitación con la altura.

16. Explicar cómo se ve afectado el régimen de los ríos por la acumulación de nieve en las altas montañas. Enumerar algunos de los ríos de los Estados Unidos alimentados por aguas procedentes del deshielo.

17. Describir la influencia de la altitud sobre la vegetación natural y sobre el cultivo en las regiones ecuatoriales, tomando como ejemplo los Andes peruanos.

18. Describir la influencia de la altitud sobre la vegetación en el suroeste de los Estados Unidos, tomando como ejemplo la región entre el Gran Cañón y las montañas de San Francisco. Comparar la altura de la zona de pradera alpina de esta región con la del límite superior de existencia de pastos de los Andes.

19. ¿A qué altura se encuentra la línea de la nieve cerca del ecuador? ¿Y en las latitudes medias? ¿Y en las latitudes altas?

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Ejercicios

1. Trazar gráficos de precipitación y temperatura similares a los de la figura 17.1 para cada una de las siguientes estaciones (datos de Trewartha):

(a) Verkhoyansk, URSS, 67½° N.

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Temperatura, °C	−50,27	−44,72	−32,22	−15,3	0,28	12,2	13,6	9,44	1,67	−15,3	−37,50	−47,78
Precipitación, cm	0,5	0,2	0,2	0,5	0,7	2,2	2,5	2,5	1,2	1,0	0,7	0,2

(b) Point Barrow, Alaska, 71° N.

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Temperatura, °C	−28,34	−25,00	−25,56	−18,89	−6,11	1,67	4,44	3,89	−0,56	−8,89	−17,8	−26,12
Precipitación, cm	0,7	0,5	0,5	0,7	0,7	0,7	2,7	2,0	1,2	2,0	1,0	1,0

(c) Órcadas del Sur, 61° S.

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Temperatura, °C	0	0,56	−0,56	−2,78	−7,22	−9,44	−10,6	−9,44	−6,67	−3,89	−2,22	−0,56
Precipitación, cm	3,8	3,8	4,5	4,3	3,3	3,0	3,0	3,5	2,5	2,5	3,5	2,2

2. *a*) Calcular la variación anual de temperatura y la precipitación total anual para cada una de las estaciones anteriores. *b*) ¿A qué clima pertenece cada una de ellas?

3. *a*) Verkhoyansk, Siberia (ejercicio 1), representa la región con el invierno más frío de todos los climas del hemisferio norte. Comparar la temperatura mensual mínima de Verkhoyansk con las de Ft. Vermillion, Alberta y Yakutsk, Siberia (figura 17.1). *b*) Estudiar la variación que experimentan las temperaturas mensuales medias durante los meses de primavera y otoño en estas estaciones. ¿Qué dos meses sucesivos presentan la variación más acusada?

4. *a*) Comparar el clima de Point Barrow, Alaska (ejercicio 1), con el de Upernivik, Groenlandia (fig. 17.3). *b*) ¿Cuál tiene el invierno más frío? *c*) ¿Es enero el mes más frío para ambas estaciones? *d*) ¿En qué época del año es más abundante la precipitación? *e*) Comparar el régimen de precipitación de Point Barrow con el de los climas de desierto tropical del capítulo 15, ejercicios 1 y 10. ¿Cómo son los totales anuales? *f*) Las Órcadas del Sur (ejercicio 1) son un pequeño grupo de islas del Atlántico Sur. ¿Cómo influye su situación marítima en su régimen de temperatura? *g*) ¿Reciben las Órcadas del Sur más o menos precipitación que Point Barrow (ejercicio 1) y Upernivik (fig. 17.3)?

5. *a*) Representar los datos de Verkhoyansk (ejercicio 1 *a*) sobre el diagrama de termohietas, página 710, después de colocar una hoja de papel de calcar fino sobre la página. *b*) Comparar el diagrama de Verkhoyansk con el de Yakutsk (fig. 13.10*B*). ¿Qué régimen climático muestran estas estaciones?

6. Examinar los diagramas de termohietas de Point Barrow (fig. 13.11*B*) y de las Órcadas del Sur (fig. 13.6*D*). ¿Qué estación muestra mayor uniformidad?

7. Trazar un gráfico de temperatura y precipitación similar al de la figura 17.1 para la siguiente estación (datos de Trewartha).

Kodaikanal, India, 10° N, elevación 7700 pies (2350 m).

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Temperatura, °C	12,8	13,3	15,0	16,1	16,7	15,0	14,4	14,4	14,4	13,9	12,8	12,8
Precipitación, cm	7,3	3,5	5,0	10,9	15,2	10,4	12,7	17,7	18,5	24,6	20,8	11,1

8. *a*) Kodaikanal es una localidad de montaña de la India meridional, popular durante la estación cálida; se encuentra en las Palni Hills, masa de montañas rodeadas de tierras bajas con un clima húmedo-seco tropical. Madrás, estación cercana a la costa occidental de la India, tiene un máximo de 32,2°C en mayo y un mínimo de 24,4°C en enero. Comparar estas temperaturas medias mensuales con las de los correspondientes meses en Kodaikanal. *b*) Utilizando la variación de la temperatura con la altura de 6°C por cada 1000 m, ¿qué diferencias entre las temperaturas de estas

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

dos estaciones serían las correctas? ¿Se ajustan estas diferencias a la realidad? *c*) Sigue el régimen de precipitación de Kodaikanal el modelo monzónico habitual? (Véase Cochin, India, fig. 15.6.)

9. *a*) Represente los datos de Kodaikanal en el diagrama de termohietas, página 710, después de colocar una hoja de papel de calcar fino sobre la página. *b*) Comparar el diagrama de Kodaikanal con los representados en la figura 13.7. ¿En qué difiere básicamente el diagrama de Kodaikanal de los cuatro de las figuras 13.7. *c*) ¿Qué régimen climático muestra el diagrama de Kodaikanal? (Comparar con Allahabad y Kano en la figura 13.8.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Capítulo 18
El suelo

El conocimiento de los principios fundamentales de la ciencia del suelo o pedología es indispensable para el geógrafo. Los suelos constituyen un factor geográfico de gran importancia, y su fertilidad y características particulares determinan no sólo el hecho de que una población pueda ser alimentada, vestida y alojada, sino también los distintos tipos de productos alimenticios, de fibras y de maderas que pueden obtenerse en una determinada región. El estudio sistemático de los suelos debe ser posterior al estudio de los climas, dado que el clima es un factor primordial en la formación de aquéllos.

El suelo como cuerpo dinámico

Muchas personas creen que el suelo es una capa residual, muerta, que se ha acumulado de una u otra manera durante un largo período de tiempo y que se limita simplemente a ser depositario de una serie de elementos necesarios para el crecimiento de las plantas. A medida que se ha desarrollado el estudio del suelo, se ha visto que éste constituye una capa dinámica en la que constantemente tienen lugar numerosos y complejos procesos físicos, químicos y biológicos. El suelo está muy lejos de ser una zona muerta y estática; por el contrario, es un cuerpo cambiante y en continuo desarrollo. Ahora sabemos que los suelos se ajustan a las condiciones del clima, de la topografía y de la vegetación y que experimentan cambios internos cuando estas condiciones determinantes varían.

Los científicos que lo estudian restringen el uso de la palabra *suelo* para referirse con ella al material de superficie que durante un período de muchos años ha llegado a constituirse en capas diferenciadas u *horizontales* (fig. 18.1). El suelo posee ciertas características físicas, químicas y biológicas que le permiten dar lugar al crecimiento de la vegetación y que lo diferencian del estéril substrato, que puede consistir en un *manto detrítico* o en *lecho*

Una granja de Connecticut. (**Frank Leslie's Popular Monthly**, 1885.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

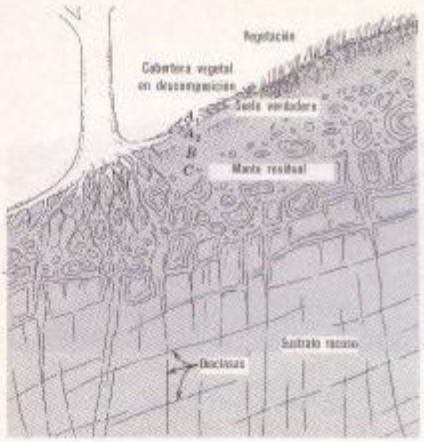


Figura 18.1. El substrato rocoso y el manto residual constituyen el material primario del suelo verdadero.

rocoso (véase cap. 22). El suelo verdadero se compone de partículas minerales y orgánicas, mientras que los materiales situados debajo están formados habitualmente tan sólo por material mineral.

El suelo consta de sustancias en los tres estados, sólido, líquido y gaseoso. Es necesario que exista un equilibrio adecuado de los tres estados físicos de la materia para el crecimiento de la vegetación.

La parte sólida del suelo es a la vez orgánica e inorgánica. La erosión de las rocas produce las partículas inorgánicas, que dan al suelo la mayor parte de su peso y volumen (fig. 18.1). Estos fragmentos van desde arenas y gravas hasta diminutas partículas coloidales de diámetro demasiado pequeño para ser vistas con el microscopio óptico. Los sólidos orgánicos son materiales vivos o en descomposición, de origen animal o vegetal, tales como raíces de plantas, hongos, bacterias, gusanos, insectos y roedores. Las partículas coloidales orgánicas realizan, junto con las partículas coloidales inorgánicas, una importante función en el quimismo del suelo.

La parte líquida del suelo, la *disolución del suelo*, es una solución compleja de componentes químicas indispensables para los importantes procesos que tienen lugar en éste. En un suelo sin agua, estas reacciones químicas no son posibles y la vida no puede desarrollarse. Los gases que ocupan los poros del suelo son su tercera componente esencial. Son principalmente gases procedentes de la atmósfera y los gases liberados por la actividad química y biológica del suelo.

Para un estudio de los suelos es preciso el conocimiento de 1) las propiedades físico-químicas y los materiales de los suelos, y 2) los procesos que originan y conservan los suelos.

Composición física y química de los suelos

El *color del suelo*, aunque es un factor de importancia secundaria, es quizá su característica más evidente. El color puede decirnos mucho acerca de cómo se ha formado un suelo y de los materiales que lo componen. Los distintos horizontes del suelo se distinguen generalmente por sus diferentes coloraciones (véase lám. en color, cap. 19). Estas van aumentando en intensidad, desde el blanco hasta el negro, pasando por el pardo, a medida que aumenta su porcentaje de *humus*, que es materia orgánica parcialmente descompuesta y finamente dividida. De una manera general, la abundancia de humus depende de la abundancia de vegetación y de la intensidad de la actividad microbiana, factores que, a su vez, dependen del clima. Así, en las latitudes medias, encontramos que el color de los suelos va desde el negro o pardo oscuro en las regiones húmedas y frías hasta el pardo claro o gris en las estepas semiáridas y en los desiertos. Los suelos de los desiertos tienen poco humus.

Son frecuentes los suelos rojizos y amarillentos, colores que resultan de la presencia de pequeñas cantidades de compuestos de hierro. El color rojo está asociado particularmente con el *sesquióxido de hierro* (Fe_2O_3), mientras que el color amarillo puede indicar la presencia de este mismo compuesto de hierro combinado con agua (*óxido hidratado de hierro*). El color rojo indica que el agua se filtra fácilmente a través del suelo, aunque localmente el color puede ser debido a la presencia de rocas tales como areniscas o pizarras rojas.

Los colores grisáceos y azulados de los suelos de los climas húmedos indican frecuentemente la presencia de compuestos de hierro reducidos y denotan que la filtración es escasa o la existencia de pantanos. Los suelos grisáceos de los climas secos significan que el humus es escaso; el color blanco puede ser consecuencia de sales depositadas en el suelo. Aunque en algunos suelos de formación reciente el color de los mismos puede estar determinado por el de la roca madre, en los suelos muy desarrollados éste no depende en absoluto del color del substrato.

La *textura del suelo* hace referencia al tamaño de las partículas que lo componen. Las partículas se clasifican en varios grados de gra-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

TABLA 18.1 GRADOS DE TEXTURA DEL SUELO (U.S. Department of Agriculture)

Nombre del grado	Diámetro (Pulgadas)	Diámetro (Milímetros)
Grava gruesa	Más de 0,08	Más de 2
Grava fina	0,04–0,08	1–2
Arena gruesa	0,02–0,04	0,5–1
Arena media	0,01–0,02	0,25–0,5
Arena fina	0,004–0,01	0,1–0,25
Arena muy fina	0,002–0,004	0,05–0,1
Limo	0,000 08–0,002	0,002–0,05
Arcilla	Menos de 0,000 08	Menos de 0,002

va, arena, barro y arcilla, en orden decreciente de tamaño (tabla 18.1).

El Departamento de Agricultura de los Estados Unidos ha establecido unas definiciones estándar de los tipos de textura del suelo en las que las proporciones de arena, limo y arcilla se dan en tantos por ciento.

En vez de tratar de enumerar estos tipos y dar los porcentajes límites de cada uno de ellos, se recopilan en un diagrama triangular (figura 18.2) que relacionan simultáneamente los porcentajes con los tres componentes. Los vértices del triángulo representan el 100 % de cada uno de los tres grados de partículas (arena, limo o arcilla). La palabra *equilibrado* se refiere a una mezcla en la que no predomina ninguno de los tres grados sobre los otros dos. Los suelos equilibrados aparecen, por tanto, en la región central del triángulo. Un suelo en particular cuyas componentes le confieren una posición A en el triángulo tiene un 65 % de arena, un 20 % de limo y un 15 % de arcilla; cae dentro del tipo de textura conocida como *equilibrada arenosa*. Otro suelo, cuya textura se ha representado con el punto B posee un 33 1/3 % de arena, 33 1/3 % de limo y 33 1/3 % de arcilla y queda incluido en la textura *equilibrada arcillosa*. La figura 18.3 representa cinco ejemplos de textura de suelos; sus posiciones vienen indicadas en la figura 18.2.

La textura es importante porque determina en gran parte la retención de agua y las propiedades de transmisión del suelo, como se explica más adelante en este capítulo. La arena puede drenar demasiado rápidamente; en un suelo arcilloso los poros son demasiado peque-

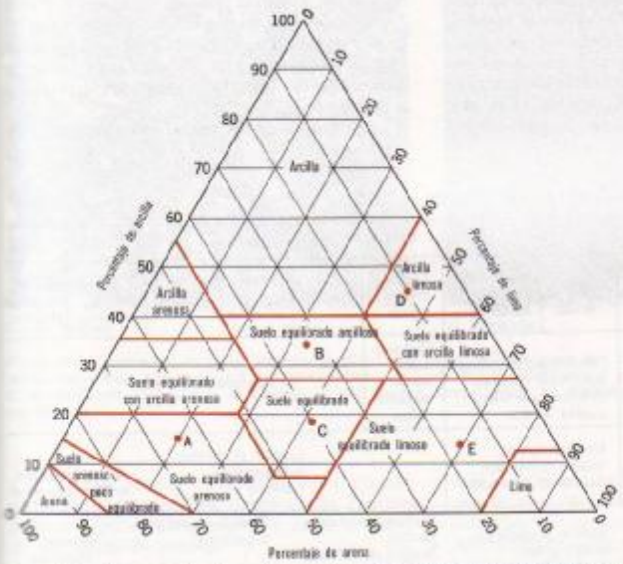


Figura 18.2. Los porcentajes de cada una de las tres texturas de suelo (arenosa, limosa, arcillosa) pueden representarse mediante un solo punto en este diagrama triangular. (Véase también fig. 18.3.) Los diferentes tipos texturales se han delimitado con líneas gruesas. (Según el Departamento de Agricultura de los EE.UU. y C. E. Millar, L. M. Turk y H. D. Foth, Fundamentals of Soil Science, John Wiley and Sons, Nueva York.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

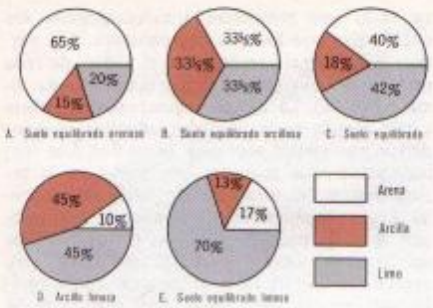


Figura 18.3. Composición típica de cinco texturas de suelo, que ilustran las definiciones que sigue la Oficina de Suelos para clasificarlos. Estos cinco ejemplos están indicados como puntos con letra en la figura 18.2 (Según el Departamento de Agricultura de los EE.UU., Yearbook of American Agriculture, 1938.)

ños para permitir un drenaje adecuado. Donde las proporciones de arcilla y limo son elevadas, la penetración de las raíces resulta dificultosa. En términos generales, las texturas equilibradas son las óptimas para el crecimiento de las plantas.

Los coloides minerales del suelo, inferiores a 0,002 mm, se hallan incluidos en la fracción arcilla. Las partículas coloidales son tan diminutas que no pueden observarse con el microscopio óptico y permanecen indefinidamente en suspensión en el agua. Cada una de estas partículas tiene la forma de una delgada escama y su tamaño oscila entre 0,001 y 1,0 micras. El humus finamente dividido da lugar a otros tipos de coloides del suelo que pueden denominarse *coloides húmicos* o *coloides orgánicos*.

Las excepcionales propiedades químicas de los coloides son consecuencia de la gran superficie que presentan para un determinado peso. Los coloides poseen la propiedad de estar cargados eléctricamente y, por tanto, pueden atraer y retener *iones*, las partículas químicas unitarias de las sustancias disueltas. En edafología, los iones cargados positivamente, como el calcio, magnesio y potasio, se conocen con el nombre de *bases*. Estas bases pueden pasar de los coloides a las plantas, que las necesitan para su crecimiento, mediante un proceso denominado *intercambio de bases*. Por otra parte, el *ion hidrógeno*, cargado positivamente, hace que la solución del suelo sea *ácida*. La concentración de iones hidrógeno (H^+) en la solución del suelo con respecto a los iones hidroxilo (OH^-) de carga negativa se denomina pH del suelo y constituye una medida de la acidez o alcalinidad del suelo. Los iones hidrógeno son retenidos también por los coloides del suelo en las posiciones de intercambio. En los suelos, un valor de 7 en la escala de pH constituye el valor *neutro*, mientras que los inferiores a 7 (4 a 7) son *ácidos* y los superiores a este valor (7 a 10) se consideran *suelos alcalinos*. La tabla 18.2 ayudará a explicar la escala de acidez y alcalinidad tal como la aplican los agrónomos a los suelos.

Los coloides de los suelos son también útiles

TABLA 18.2 ACIDEZ Y ALCALINIDAD DEL SUELO*

pH	4,0 4,5	5,0	5,5	6,0	6,5 6,7	7,0	8,0	9,0	10,0	11,0
Acidez	Extremadamente ácido	Muy ácido	Moderadamente ácido	Ligeramente ácido	Neutro	Débilmente alcalino	Alcalino	Muy alcalino	Excesivamente alcalino	
Necesidad de caliza	Necesidad de caliza excepto para cultivos que requieren suelo ácido	Necesidad de caliza para todo excepto cultivos que toleran suelos ácidos		Generalmente no se requiere caliza	No se necesita caliza					
Frecuencia	Raro / Frecuente	Muy común en suelos cultivados de climas húmedos			Común en climas subhúmedos y áridos			Áreas limitadas en los desiertos		
Grupos de suelos	Podzoles	Suelos podzólicos pardo grises Suelos de tundra		Suelos forestales pardos Suelos de pradera Latosoles		Suelos castaños y pardos		Suelos alcalinos negros		
	Tierras negras tropicales									

* Basada en datos de C. E. Millar, L. M. Turk y H. D. Foth (1958), *Fundamentals of soil science*, tercera edición, John Wiley and Sons, 526 págs. Véase Carta 4.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

1,0 micras. El
ar a otros ti-
eden denomi-
orgánicos.
químicas de
la gran super-
rminado peso.
de estar car-
pueden atraer
químicas unita-
En edafología,
como el cal-
nocen con el
eden pasar de
necesitan para
eso denomina-
parte, el *ion*
hace que la
concentración
solución del
idroxilo (OH^-)
pH del suelo y
idez o alcalini-
no son reteni-
el suelo en las
los suelos, un
nstituye el va-
iores a 7 (4 a
este valor (7
linos. La tabla
la de acidez y
los agrónomos

también útiles

	10,0	11,0
Muy alcalino	Excesivamente alcalino	

Áreas limitadas en los desiertos

Suelos alcalinos negros

A. En placas

B. Prismático

C. En bloques

D. Granular

Figura 18.4. Ilustración de cuatro estructuras básicas de suelo. La barra negra que aparece en las fotografías representa 2,5 cm. (Fotografías A y C de Roy W. Simonson; B y D de C. C. Nikiloroff. Cortesía de la Division of Soil Survey, Departamento de Agricultura de los EE.UU.)

a la hora de retener agua en el suelo. Cuando están presentes en gran cantidad, los coloides pueden hacer el suelo pegajoso hasta el punto de ser difícil de cultivar.

La *estructura del suelo* hace referencia a la manera en que las partículas del mismo se agrupan en fragmentos mayores mantenidos juntos por los coloides del suelo (fig. 18.4). Las partículas irregulares de aristas y vértices agudos dan lugar a una estructura en *bloques* con forma de nuez. Si las partículas son más o menos esféricas, la estructura es *granular*. Algunos suelos tienen estructura *prismática* o en *columnas*, formada por prismas o columnas verticales de tamaño comprendido entre 0,5 y 10 cm. La estructura *laminar* consiste en trozos planos en posición horizontal. La estructura influye en la proporción de agua que es absorbida

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

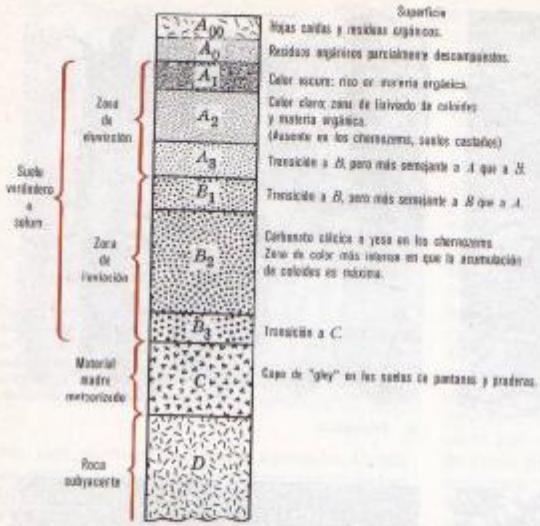


Figura 18.5. Horizontes del perfil del suelo. (Según el Departamento de Agricultura de los EE.UU.)

por el suelo, en la susceptibilidad del suelo a la erosión y en la facilidad de cultivo.

Otro constituyente del suelo es el *aire del suelo*, que ocupa sus espacios porosos cuando el agua no lo satura. Se ha analizado el aire del suelo y se ha encontrado que contiene un exceso de anhídrido carbónico (desprendido por las plantas), pero que es deficitario en oxígeno y nitrógeno.

El *agua del suelo* es agua retenida temporalmente en el mismo, y es en realidad una solución química compleja. En ella se encuentran soluciones diluidas de sustancias tales como bicarbonatos, sulfatos, cloruros, nitratos, fosfatos y silicatos de calcio, magnesio, potasio, sodio y hierro.

El término *perfil del suelo* designa la disposición del suelo en capas u *horizontes* de diferente textura, color y consistencia (fig. 18.5). Los suelos se reconocen y se clasifican en grandes grupos, teniendo en cuenta las partes del perfil que se hallan presentes. Básicamente, el perfil del suelo tiene tres partes. Los horizontes *A* y *B* representan el suelo propiamente dicho o *solum;* el horizonte *C* es el subsuelo, es decir, la zona madre erosionada. Bajo esta última se encuentra la roca madre u otro lecho rocoso subyacente, que se designa horizonte *D*. El horizonte *A* de los climas húmedos está compuesto por dos partes muy diferentes. El horizonte superior, o A_1 es rico en materia orgánica y de color oscuro. El horizonte inferior, o A_2, es una zona de lixiviación. El horizonte *B* es habitualmente una zona de acumulación de coloides, de color oscuro, contrastando con el horizonte A_2, que se encuentra encima. Estos procesos y los horizontes que producen son estudiados con más amplitud en páginas sucesivas.

Factores y procesos que intervienen en la formación del suelo

En el desarrollo y formación del suelo intervienen numerosos tipos de procesos e influencias, denominados conjuntamente *formadores del suelo*. Algunos de ellos son de tipo *pasivo;* otros son agentes *activos*. Los cinco principales formadores del suelo son: 1) la materia madre, 2) el relieve o topografía, 3) el tiempo, 4) el clima, y 5) la actividad biológica.

El primero de los formadores del suelo de tipo pasivo es el *material madre*, es decir, el manto, ya sea residual o transportado, de roca disgregada que constituye la mayor parte del suelo. Muchos de los minerales que constituían originariamente la roca han experimentado profundas transformaciones químicas y han dado lugar a numerosos compuestos y ha sido reducido su tamaño hasta constituir partículas

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

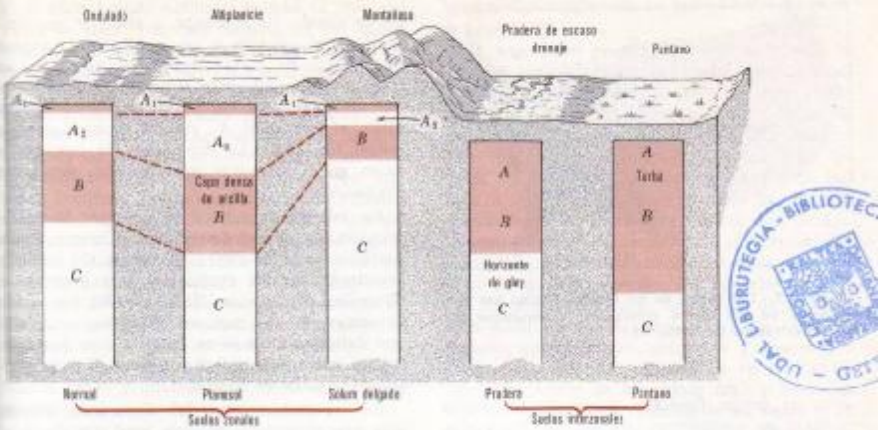


Figura 18.6. La topografía es uno de los factores más importantes en el desarrollo del suelo. (Según el Departamento de Agricultura de los EE.UU., Yearbook of American Agriculture, 1938.)

coloidales. Aunque mucha gente cree que la clase de material madre determina por sí sola el tipo de suelo, es ésta una idea equivocada. Por ejemplo, el mismo granito forma el lecho rocoso de la región de Piedmont en Maryland y en Georgia, pero a causa de las diferencias climáticas los suelos de estos dos estados son algo distintos. Por otra parte, pueden hallarse suelos del mismo tipo sobre diferentes tipos de lecho rocoso o manto detrítico.

Una excepción a la regla general de que el tipo de suelo no depende del material madre la encontramos en los suelos jóvenes que no han tenido suficiente tiempo para desarrollarse y en algunas áreas de calizas donde la influencia de la roca madre es especialmente acusada. El material madre puede ejercer localmente un fuerte control sobre la textura del suelo. Por ejemplo, sobre las cuestas arenosas de la planicie costera de New Jersey el suelo consiste fundamentalmente en arenas de cuarzo y es muy poroso. Sobre las arcillas glaciales del valle del Hudson el suelo es extraordinariamente denso y compacto, impidiendo que la lluvia pueda filtrarse a su través.

Otro formador del suelo de tipo pasivo es el *relieve o topografía* (fig. 18.6). Cuando una pendiente es acusada, la erosión superficial por escorrentía es más rápida y la penetración del agua menor que en pendientes más suaves. Esto significa que el suelo será tanto más delgado cuanto más aguda sea una pendiente. Las áreas llanas y altas acumulan un suelo grueso, que tiene una capa amplia y densa de arcilla y que está excesivamente lixiviado. Allí los productos resultantes de los procesos atmosféricos tienden a permanecer en su lugar de formación. Las tierras llanas y bajas poseen asimismo suelos gruesos, pero están pobremente lixiviadas y tienen color oscuro. Aquí, la lixiviación constante retarda la descomposición de la vegetación y hace que se acumule el humus. Las pendientes suaves, donde la lixiviación es buena pero la erosión es lenta, parecen ser los lugares ideales para la formación del suelo. La erosión lenta y continuada es un proceso normal del suelo, por el cual el material arrastrado está compensado por el que se forma a expensas del material madre. Sólo cuando la erosión se acelera en exceso resulta perjudicial para el suelo.

Otro aspecto de la influencia del relieve es la orientación de la superficie con respecto a los rayos del sol. En las latitudes medias es frecuente encontrar que las pendientes orientadas al Sur, expuestas a los efectos caloríficos y desecadores de la luz solar, poseen diferentes tipos de vegetación y de suelo que las pendientes orientadas al Norte, las cuales conservan el frío y la humedad durante más tiempo.

Un tercer factor pasivo que interviene en la formación del suelo, es el *tiempo*. Se dice que un suelo es *maduro* cuando han actuado sobre él todos los procesos un tiempo lo bastante largo para haber desarrollado un perfil que cambiará sólo de modo imperceptible en el futuro. Los suelos que han evolucionado a partir de depó-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 18.7. Los suelos de los Estados Unidos han sido divididos en dos clases principales, determinadas por el clima. (Según C. F. Marbut.)

sitos de origen fluvial o glacial de formación reciente se consideran *jóvenes*. En los suelos jóvenes, los horizontes característicos están poco desarrollados o faltan por completo. No se puede asignar una edad determinada en años a todos los suelos maduros porque el tiempo que necesita un suelo para desarrollarse depende de muchos factores. Algunos suelos de regiones húmedas y arenosas pueden necesitar de 100 a 200 años para formarse, aunque lo más frecuente es que sean necesarios varios miles de años para obtener un suelo maduro. A ciertos suelos de las regiones tropicales se les atribuye una edad que oscila entre uno y seis millones de años, remontándose su formación al Plioceno. Al igual que sucede con la formación de los relieves, la edad de los suelos es puramente relativa. Otra forma de definir un suelo maduro sería decir que es aquel en el que se ha alcanzado un equilibrio entre los diversos procesos y fuerzas que actúan sobre el mismo.

El clima y el suelo

De entre todos los procesos que intervienen activamente en el desarrollo del suelo, el clima es quizá el más importante. Los elementos climáticos que influyen en el desarrollo del suelo son: 1) la *humedad* (precipitación, evaporación y humedad relativa); 2) la *temperatura*, y 3) el *viento*.

La precipitación suministra el agua necesaria para las actividades biológicas y químicas del suelo. Cuando las sustancias solubles se disuelven en agua, se ionizan, es decir, se disocian en partículas positivas y negativas. Los numerosos y complejos procesos químicos de intercambio de elementos necesarios para el desarrollo del suelo y el crecimiento de las plantas no son posibles sin la ionización. La precipitación excesiva tiende, sin embargo, a eliminar por lixiviación los coloides y las bases. Este proceso de arrastre de sustancias por el agua que se filtra a través del suelo se conoce con el nombre de *eluviación*. Un horizonte lixiviado bien claro, el horizonte A_2, resulta de este proceso (véase fig. 18.5). La deposición de coloides y bases en el horizonte inferior B se denomina *iluviación*.

En los climas cálidos en los que la precipitación es extraordinariamente intensa, gran parte de la sílice (SiO_2) es sacada del suelo y arrastrada por las corrientes. Este proceso se denomina *desilicación*. Debido a ella, los suelos tropicales de las regiones de selva ecuatorial son deficitarios en sílice, así como en bases de calcio, sodio, manganeso y potasio, con la consiguiente falta de fertilidad.

En los climas secos, la evaporación excede a la precipitación y el suelo está seco durante largos períodos. Debido a la capilaridad, el agua de saturación asciende lentamente a la superficie, donde se evapora, abandonando las sales que llevaba disueltas. El carbonato cálcico, que es la sal que se deposita más convenientemente, forma una costra blanquecina sobre el suelo. En el suroeste de los Estados Unidos se denomina *caliche*, piedra caliza. El yeso (sulfato cálcico hidratado) forma costras similares. En zonas de precipitación intermedia, tales como el borde oriental húmedo de las estepas de las latitudes medias, el carbonato cálcico aparece en el suelo en forma de pequeños nódulos.

La precipitación y evaporación dan lugar a dos grandes grupos de suelos (fig. 18.7): 1) Los *suelos podalfer* poseen una lixiviación muy acusada y se encuentran al este de los Estados Unidos, donde la precipitación supera los 60 cm anuales. 2) Los *suelos pedocal* poseen un exceso de carbonato cálcico y se dan al oeste de los Estados Unidos, donde la precipitación es inferior a 60 cm anuales. Estos nombres derivan del contenido químico del suelo. En podalfer, las palabras *al* y *fer* se refieren al aluminio y al hierro, respectivamente, y fueron escogidas para denominar estos suelos debido a los hidróxidos de aluminio y de hierro que quedan como sustancias residuales de la lixiviación, adquiriendo así importancia cuantitativa. La palabra *cal* en pedocal alude, como es natural, al calcio, que se encuentra presente en forma de carbonato en todos los suelos de este tipo.

La temperatura es otro factor climático importante en la formación del suelo. Actúa de dos maneras: 1) La actividad química se incrementa al aumentar la temperatura y se reduce

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

al disminuir ésta,[1] cesando cuando el agua del suelo se hiela. Por este motivo, en los suelos tropicales la materia madre está profundamente alterada químicamente, mientras que los suelos de la tundra helada poseen una materia madre compuesta en gran parte de minerales que han sufrido roturas mecánicas. 2) La actividad de las bacterias se intensifica al aumentar la temperatura del suelo. Allí donde las bacterias proliferan, como en las húmedas regiones tropicales, consumen todas las plantas que yacen sobre el suelo. Así, no hay capa de vegetación en descomposición sobre el suelo y la cantidad de humus es pequeña. En los climas continentales fríos la acción bacteriana es más reducida y una capa abundante de vegetación en descomposición cubre el suelo del bosque. De aquí que en la superficie del suelo se conserve humus bruto y que sea importante en la parte superior del perfil del suelo maduro.

El viento tiene una importancia menos destacada como factor climático en el desarrollo del suelo. Los vientos pueden incrementar la evaporación y arrancar la superficie del suelo en regiones áridas que carezcan de una protección vegetal. El polvo arrastrado por el viento puede acumularse en ciertas áreas y constituir el material a partir del cual se formará el suelo.

Formadores biológicos del suelo

Tanto las plantas como los animales tienen una gran influencia en el desarrollo del suelo. El reino vegetal consta de la *macroflora* (árboles, arbustos y hierbas) y la *microflora* (bacterias y hongos).

Los árboles y las hierbas requieren sustancias algo distintas para su desarrollo. Los árboles, en especial las coníferas, utilizan poco el calcio y el magnesio. Por tanto, se desarrollan bien en los suelos de tipo pedalfer, que carecen de estas sustancias, desaparecidas por lixiviación y que son generalmente ácidos. Las hierbas y los cereales pequeños (trigo, avena, cebada) necesitan calcio y magnesio en abundancia y se desarrollan adecuadamente en los suelos de tipo pedocal de las tierras semiáridas y costeras. Si se quiere conseguir el desarrollo de hierbas en suelos de tipo pedalfer hay que añadir calcio al suelo en forma de caliza desmenuzada. Las plantas contribuyen a mantener la fertilidad del suelo haciendo ascender las bases (calcio, magnesio, potasio) de los estratos inferiores del suelo a los tallos y hojas, y abandonándolas después en su superficie al descomponerse.

La vegetación muerta da lugar al *humus*, la materia orgánica inerte del suelo. Como ya hemos dicho, el humus da al suelo un color pardo oscuro o negro. Las partículas de humus de tamaño coloidal actúan de la misma manera que los coloides minerales, manteniendo los iones en el suelo. El proceso formador de humus o *humificación* es, esencialmente, la oxidación lenta de la materia vegetal. Los ácidos, denominados *ácidos orgánicos*, se forman durante este proceso. Contribuyen a la descomposición de los minerales del material originario del suelo. Los iones hidrógeno de la solución ácida tienden a reemplazar a los iones de potasio, calcio, hierro, magnesio y aluminio y manganeso, que son arrastrados en la lixiviación. Los suelos de los climas fríos y húmedos son por consiguiente deficitarios en bases y no resultan adecuados para el cultivo, por su escasa fertilidad.

Fijándonos ahora en la microflora, es decir, los hongos y las bacterias, encontramos que las bacterias consumen humus. En los climas fríos, el crecimiento de las bacterias es lento, y por lo tanto, el humus se puede acumular en y sobre el suelo. Los suelos de los climas subárticos y de tundra tienen mucha materia orgánica sin descomponer, que se acumula en ciertos puntos, dando lugar a capas de turba, pero en los climas tropicales y subtropicales la acción bacteriana es intensa y toda la vegetación muerta es oxidada rápidamente por las bacterias. El humus es casi inexistente. Los ácidos orgánicos procedentes del humus tampoco están presentes, y ciertas bases, tales como aluminio, hierro y manganeso se hallan en el suelo en gran cantidad en relación con el sílice. De esta forma, las principales diferencias entre los suelos de las regiones frías y cálidas se pueden explicar en función de la actividad bacteriana.

La figura 18.8 muestra la relación entre la temperatura anual media del aire y la velocidad relativa de producción y desviación de materia orgánica por la macroflora y la microflora, respectivamente. En los regímenes climáticos más fríos, la producción excede a la descomposición y se acumula humus. Por encima de una temperatura anual media de 25°C, la destrucción excede a la producción y no hay humus.

Otra función de algunas bacterias consiste en tomar nitrógeno gaseoso de la atmósfera y darle la forma química apropiada para que pueda ser utilizado por las plantas. Este proceso se denomina *fijación de nitrógeno*.

[1] Se cree que el proceso de *carbonatación* o reacción del ácido carbónico (CO_3H_2) con diversos minerales es muy activo a bajas temperaturas, debido a que la concentración del ácido carbónico es mayor en agua fría que en agua caliente.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

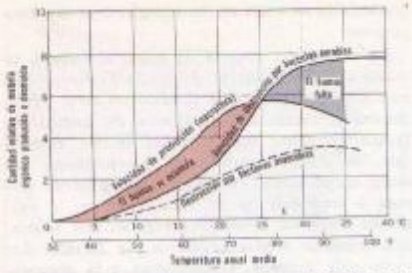


Figura 18.8. Este gráfico muestra las velocidades relativas de producción y de destrucción de materia orgánica en relación con las temperaturas anuales medias. (Según M. W. Senstius, de A. N. Strahler, 1963, The Earth Sciences, Harper and Row, Nueva York.)

La acción de los animales sobre el suelo es principalmente mecánica y tiene escasa importancia. Las lombrices de tierra tienen un papel destacado en las regiones húmedas. No sólo remueven continuamente el suelo con su labor minadora, sino que además modifican su contextura y su composición química haciéndolo pasar por sus aparatos digestivos. Las hormigas y los termes acarrean grandes cantidades de material desde los horizontes inferiores hasta la superficie. Estos animales zapadores como los topos y ratas y ratones de campo alteran y remueven el suelo. Al construir las madrigueras transportan a la superficie los estratos de suelo inferiores; el derrumbamiento de éstas hace que suelo superficial pase a niveles inferiores.

Los regímenes pedogénicos

El anterior análisis de los procesos de formación del suelo ha sido detallado en el sentido de que cada factor y actividad se ha considerado por separado y en orden sucesivo. Si los temas parecieron en algunos casos estar fuera de orden y a veces repetidos, ha sido porque los procesos de formación del suelo actúan simultáneamente y se interconectan unos con otros. Para abordar el estudio de los suelos bajo una perspectiva más unificada, podemos centrarnos sobre las diversas tendencias básicas del desarrollo del suelo, cada una de las cuales rige la formación de un gran grupo característico de suelos bajo el control de un determinado régimen climático. Estas tendencias básicas pueden denominarse *regímenes pedogénicos*.

El régimen de *podzolización* predomina en climas lo suficientemente fríos como para inhibir la acción bacteriana, pero con la humedad suficiente que permita crecer a plantas verdes de mayor tamaño (macroflora) (fig. 18.9A). Estas condiciones se dan únicamente en las latitudes medias y altas y a gran altura. El régimen climático correspondiente puede ser uniforme, con tal que sea predominantemente frío (climas de la costa occidental a partir de los 40° de latitud en dirección al polo), o puede ser un régimen continental que tenga inviernos fríos y la precipitación adecuada distribuida a lo largo del año (clima continental húmedo; clima continental subártico). En su desarrollo extremo, la podzolización está asociada a coníferas (abeto rojo, abeto común y pino). Estos vegetales no necesitan bases (calcio, magnesio y potasio) y, por tanto, no las devuelven a la superficie del suelo. El resultado es que los ácidos húmicos, originados a partir del abundante manto de hojas y humus, lavan intensamente la parte superior del suelo de bases, coloides y de óxidos de hierro y aluminio, dando lugar a un horizonte característico A_2 de color gris ceniza compuesto en su mayor parte de sílice (SiO_2). Los coloides, humus y óxidos de hierro eliminados del horizonte A_2 se acumulan en el horizonte B, que puede ser de color oscuro, estructura densa y en algunos casos tener la consistencia de una roca (*ortstein*).

El régimen pedogénico de *laterización* es, en algunos aspectos, el correspondiente a la podzolización en clima cálido, ya que ambos están asociados a regímenes climáticos de gran precipitación y con bosques. La laterización tiene lugar en clima cálido con precipitación abundante y uniformemente distribuida durante todo el año (clima de bosque ecuatorial; clima tropical húmedo-seco con una prolongada estación húmeda; clima subtropical húmedo). Una elevada temperatura media anual y la ausencia de una rigurosa estación invernal permiten mantener activa la acción bacteriana que destruye la vegetación muerta tan rápidamente como ésta se produce. En consecuencia, casi no se encuentra humus sobre el suelo ni en su interior (fig. 18.9B). En ausencia de ácidos húmicos, el sesquióxido de hierro (Fe_2O_3) es insoluble y se acumula en el suelo en forma de arcillas rojas, nódulos y estratos que parecen rocosos (*laterita*). La sílice, por otra parte, es lavada del suelo y eliminada por el agua en movimiento en el proceso de *desilicificación*. No se forman horizontes pedogénicos característicos. En ausencia de coloides silicatados, el suelo tiende a hacerse firme y poroso más que pegajoso y plástico y transmite el agua con más rapidez. La laterización se traduce en una fertilidad del suelo muy baja, ya que las bases no son estables y falta el humus.

La *calcificación* es un régimen pedogénico característico de climas en los que la evaporación

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

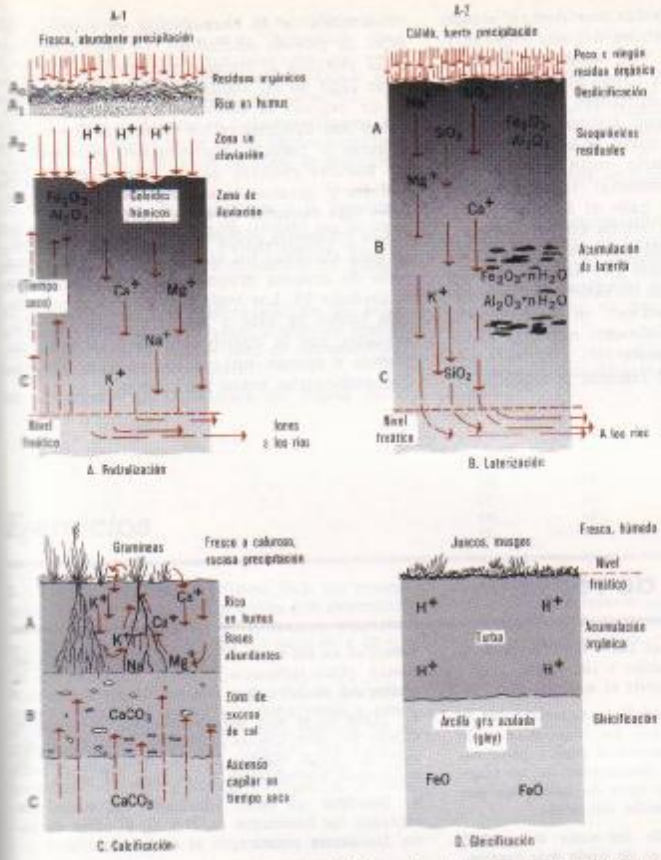


Figura 18.9. Representación esquemática del desarrollo del perfil del suelo bajo cuatro regímenes pedogénicos.

excede por término medio a la precipitación. La calcificación está asociada al régimen climático continental con escasa precipitación total anual (clima de estepa de latitudes medias) y al régimen climático tropical húmedo-seco que posee una corta estación húmeda (clima de estepa tropical). La precipitación no es lo suficientemente elevada como para eliminar las bases, de manera que los iones calcio y magnesio quedan en el suelo (fig. 18.9C). Las hierbas, que hacen uso de estas bases, las restablecen a la superficie del suelo. Los coloides permanecen esencialmente en su lugar y no son eliminados, pero se hallan en un estado denso (floculados) que sostiene el suelo en estructuras de agregación. El carbonato cálcico, que asciende con el agua por capilaridad evaporándose ésta en los períodos secos, precipita en el horizonte *B* del suelo en forma de nódulos, escamas e incluso de gruesas costras (caliche). La actividad microbiana es escasa y el humus puede hallarse distribuido abundantemente en los horizontes *A* y *B*. El humus se encuentra cada vez en menor cantidad a medida que aumenta la aridez de la zona climática. La calcificación está asociada característicamente a las estepas y semidesiertos.

El régimen pedogénico de *gleicificación* es

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

característico de ambientes con drenaje escaso (pero no salinos) sometidos a clima húmedo y frío. La gleicificación está asociada, pues, al régimen climático polar (clima de tundra), pero también se da en los ambientes pantanosos de climas continentales con inviernos fríos. Las bajas temperaturas permiten la acumulación de gran cantidad de materia orgánica en un estrato superficial de material turboso (figura 18.9*D*). Por debajo se halla el *horizonte gley*, un potente estrato de arcilla compacta, pegajosa, sin ningún tipo de estructura y de color gris azulado. El horizonte gley se halla situado generalmente en la zona de saturación, por debajo del nivel piezométrico; en consecuencia, el hierro se halla parcialmente reducido e imprime el color gris azulado.

Finalmente, existe el régimen pedogénico de *salinización*, o de acumulación en el suelo de sales de elevada solubilidad. La salinización se halla asociada al régimen climático desértico y tiene lugar en las zonas de drenaje escaso donde se evapora la escorrentía superficial. Estas zonas son típicamente los fondos de los valles, llanuras y cuencas continentales interiores, y las llanuras costeras de los climas áridos. Los sulfatos y cloruros de calcio y de sodio son las sales más comunes de estos suelos.

Los regímenes pedogénicos constituyen la base para clasificar los suelos del mundo en una serie de grandes grupos que se discutirán en el capítulo 19. Los regímenes pedogénicos también sirven de base o están íntimamente relacionados con la distribución geográfica de las plantas y ejercen una de las mayores influencias ambientales sobre las mismas.

Cuestionario de repaso

1. ¿En qué aspecto es el suelo un cuerpo dinámico y no un cuerpo estático y sin vida? ¿A qué influencias generales responde el suelo?

2. ¿Cómo definen los científicos especializados la palabra *suelo*? ¿Cuáles son los tres estados de materia de que está compuesto el suelo? ¿Son necesarios los tres para el crecimiento de las plantas? Describir los diversos tipos de sustancias que intervienen en la constitución del suelo.

3. ¿Cuál es el significado del color del suelo? Citar algunos de los colores de suelo más corrientes, indicando lo que significan. En general, ¿qué relación existe entre el color del suelo y el clima?

4. ¿Qué significa textura del suelo? ¿Cuáles son las diversas texturas de suelos reconocidas por el Departamento de Agricultura de los EE.UU.? ¿Qué influencia tiene la textura del suelo en la utilización del mismo para el cultivo?

5. Citar algunas de las estructuras de suelo más comunes. Describir cuatro de ellas. ¿Qué influencia tiene la estructura del suelo en la velocidad con que el agua es absorbida y trasmitida a través del mismo?

6. ¿Qué significa constitución del suelo? ¿Qué propiedades se designan con este término? ¿Es importante la constitución del suelo?

7. ¿Qué son los coloides del suelo? Explicar cómo los coloides favorecen la formación de iones. ¿Cuáles son las bases que se encuentran normalmente presentes en los suelos? ¿Qué es el intercambio de bases? ¿Qué influencia tiene el hidrógeno en la acidez del suelo? ¿Qué significa el pH del suelo?

8. ¿Qué es el aire del suelo? ¿En qué aspecto difiere del aire que se encuentra libre en la atmósfera? Citar algunas de las sustancias que se encuentran normalmente en el agua del suelo.

9. Describir un perfil idealizado del suelo que contenga los horizontes *A*, *B* y *C*. ¿Cuáles de estos horizontes constituyen el suelo verdadero?

10. Citar los cinco formadores del suelo más importantes, tanto los pasivos como los activos.

11. ¿Cuáles son los diversos tipos de material madre de que pueden derivarse los suelos? ¿Ejerce el tipo de materia un control muy fuerte sobre las características de un perfil del suelo completamente desarrollado? Citar ejemplos que ilustren este punto. ¿Cómo pueden reflejar fuertemente los suelos jóvenes la naturaleza del material madre? Dar ejemplos.

12. ¿Cómo influye el relieve en el desarrollo del perfil del suelo? Explicar cómo los diversos grados de pendiente influyen en el perfil del suelo. ¿Qué pendientes resultan más adecuadas para la formación de suelos aptos para la agricultura?

13. ¿Qué es un suelo maduro? ¿Continúa evolucionando un perfil de suelo maduro para adoptar diversas formas? ¿Cuánto tiempo requiere un suelo maduro para formarse?

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

14. ¿Cuál es la influencia de la precipitación en el perfil del suelo? ¿Qué es la eluviación? ¿Qué horizontes del suelo se ven afectados por estos procesos? ¿Qué significa desilicación? ¿Dónde está más intensamente desarrollado este proceso?

15. ¿En qué se diferencian fundamentalmente los suelos de los climas secos de los climas húmedos? ¿Qué dos clases principales de suelo se distinguen en este aspecto?

16. ¿Cómo afecta la temperatura a la formación del suelo? Explicar el control ejercido por la temperatura sobre el tipo de envejecimiento del material madre y sobre la acumulación de materia orgánica.

17. ¿Cómo se acoplan las necesidades de determinadas plantas a los diversos grupos de suelos? ¿Son esenciales las plantas para el mantenimiento del perfil de un suelo maduro?

18. Explíquese la importancia del humus en el desarrollo del suelo. ¿Qué es la humificación? ¿Qué ácidos se forman durante la humificación? ¿Qué acción ejercen estos ácidos sobre el suelo? ¿Cómo determina la actividad bacteriana la cantidad de humus del suelo? ¿Cómo determina este factor la diferencia fundamental entre los suelos de las regiones ecuatoriales y los de las regiones árticas?

19. ¿Qué significa fijación del nitrógeno? ¿Cómo se realiza?

20. ¿Qué importante influencia sobre el suelo tienen las lombrices de tierra, las hormigas, los termes y los animales zapadores?

21. Citar los regímenes pedogénicos básicos y el régimen climático en que se desarrolla cada uno de ellos.

22. Describir y explicar las características del perfil del suelo asociadas con cada régimen pedogénico.

Ejercicios

1. Estimar, respecto a la figura 18.2, los porcentajes límite de arena, limo y arcilla que determinan cada una de las doce clases de textura. Ejemplo: *arcilla limosa*; arena, 0 a 20 %; limo 40 a 60 %; arcilla, 40 a 60 %.

2. A continuación se dan una serie de porcentajes de arena, limo y arcilla pertenecientes a cinco muestras de suelo. *a*) Situar cada muestra en el diagrama de la figura 18.2. (Colocar una hoja de papel transparente sobre la página, dibujar el contorno del triángulo e indicar la situación de cada punto con un número.) *b*) Nombrar el tipo de textura a la que pertenece cada muestra. *c*) Construir un diagrama circular, semejante al de la figura 18.3, para cada muestra.

	Arena (%)	Limo (%)	Arcilla (%)
(1)	15	51	34
(2)	72	14	14
(3)	10	85	5
(4)	18	32	50
(5)	47	32	21

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

EJEMPLOS REPRESENTATIVOS DE LOS PERFILES DE LOS GRANDES GRUPOS DE SUELOS

La terminología y clasificación corresponde a la adoptada por el U.S. Department of Agriculture (Departamento de Agricultura de los EE.UU.) en 1938. Los nombres entre paréntesis son los equivalentes aproximados adoptados en *Soil Classification, A Comprehensive System, 7th Approximation*, **U.S. Department of Agriculture, Soil Conservation Service (Servicio de Conservación del Suelo), 1960 y 1967. La escala viene dada en pies. (Las fotografías han sido proporcionadas por el Servicio de Conservación del Suelo, Departamento de Agricultura de los EE.UU., por cortesía del Dr. Guy D. Smith, director del Equipo de Investigaciones del Suelo, dependiente del Servicio de Conservación del Suelo.)**

SUELOS DE ORDEN ZONAL

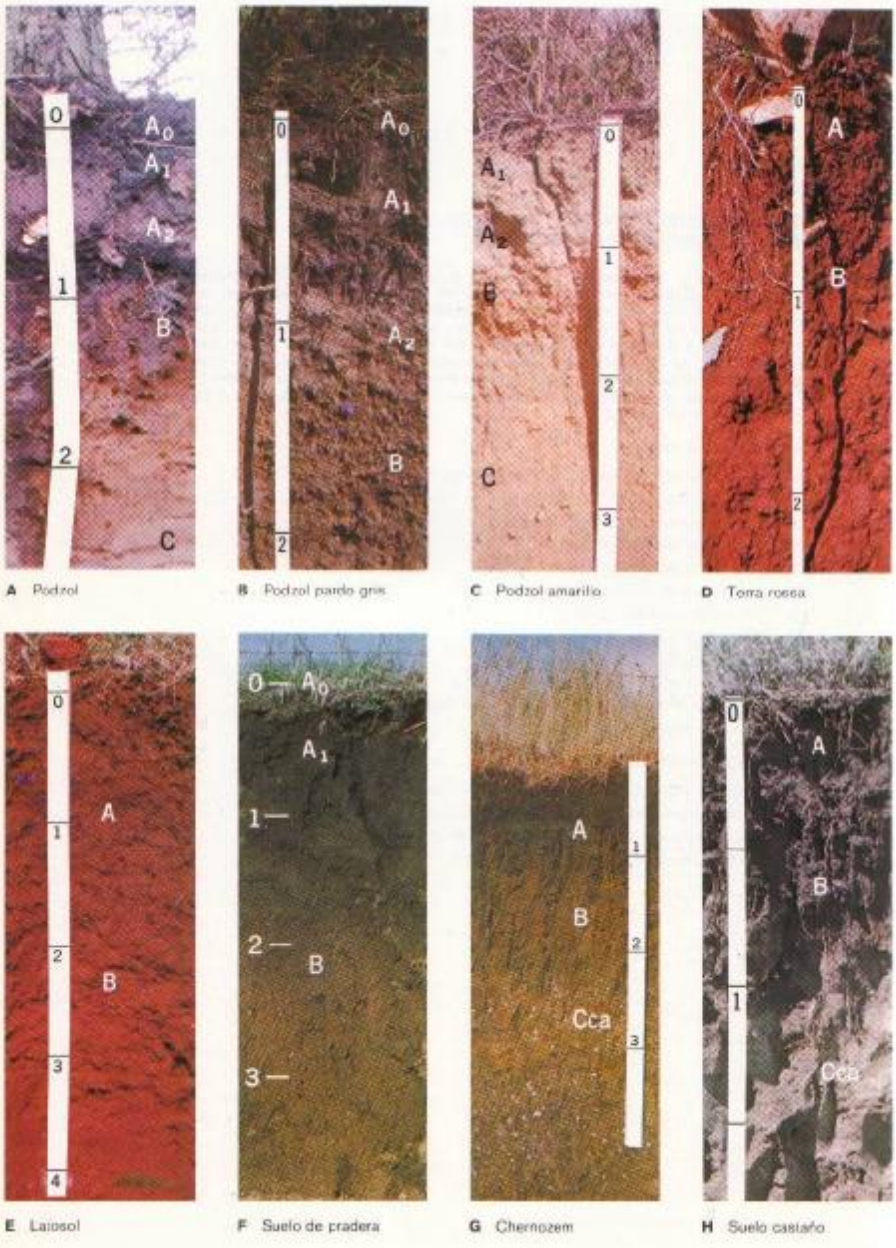
- **A** *Podzol (Humod)*, Podzol húmico, Fontainebleau, Francia.
- **B** *Podzol pardo gris (Udalf)*, Minnesota.
- **C** *Podzol amarillo (Udult)*, Puerto Rico.
- **D** *Terra Rossa (Xeralf)*, Portugal.
- **E** *Latosol (Orthox)*, Puerto Rico.
- **F** *Suelo de pradera o brunizem (Udoll)*, Story County, Iowa.
- **G** *Chernozem (Udic Boroll)*, Spink County, Dakota del Sur.
- **H** *Suelo castaño (Typic Boroll)*, Raymon, Saskatchewan.
- **I** *Suelo pardo rojizo (Ustalf)*, Vernon, Texas.
- **J** *Suelo pardo (Aridic Boroll)*, Scobey, Montana.
- **K** *Sierozem o suelo gris desértico (Calciorthid)*, Escalante, Utah.
- **L** *Suelo rojo desértico (Argid)*, Tucson, Arizona.

SUELOS DE ORDEN INTRAZONAL

- **M** *Suelo pantanoso (Fibrist)*, turba de *Sphagnum*, Minnesota.
- **N** *Suelo húmico de prados o suelo gley húmico (Aquoll)*, Union County, Iowa.
- **O** *Solonchak o suelo salino (Salorthid)*, Virgin River, Nevada. El horizonte blanco es sal.
- **P** *Rendzina (Rendoll)*, Puerto Rico. Formado sobre margas.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

PERFILES DE SUELOS



A Podzol
B Podzol pardo gris
C Podzol amarillo
D Terra rossa
E Laterosol
F Suelo de pradera
G Chernozem
H Suelo castaño

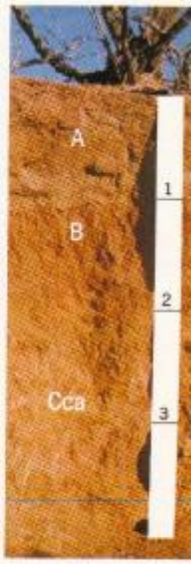
PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

PERFILES DE SUELOS

I Suelo pardo rojizo

J Suelo pardo

K Sierozem
(suelo gris desértico)



L Suelo rojo desértico

M Suelo pantanoso

N Suelo húmico de prados
(suelo gley húmico)

O Solonchak

P Rendzina

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Capítulo 19
Los grandes grupos de suelos

Los científicos que se ocupan del estudio del suelo admiten que todo suelo puede dividirse en tres órdenes, a los que denominan *zonal, intrazonal y azonal*. Los suelos zonales, formados en buenas condiciones de drenaje y a través de la acción prolongada del clima y la vegetación, son, con mucho, los más importantes y extendidos. Los suelos intrazonales son los formados en condiciones de muy mal drenaje (tales como pantanos, llanuras de inundación y determinadas zonas desérticas o sobre calizas cuya influencia es dominante.

Los suelos azonales no tienen unas características bien definidas, ya sea porque no tuvieron tiempo suficiente para formarse o porque están situados en pendientes demasiado inclinadas para que pueda desarrollarse adecuadamente su perfil. Son suelos azonales los delgados suelos rocosos de las regiones montañosas *(litosoles)*, los materiales de aluvión recién depositados y las dunas *(regosoles)*. Éstos tienen normalmente un perfil poco desarrollado y no pueden ser clasificados fácilmente, mientras que los suelos zonales e interzonales poseen características distintivas, resultado de un largo proceso de formación.

Los grandes grupos del suelo

La clasificación de los suelos está ilustrada por la figura 19.1. El Departamento de Agricultura de los Estados Unidos reconoció en 1938 unos 30 *grandes grupos de suelos*, pero éstos pueden ser reducidos a 18 variedades principales incluyendo tanto órdenes zonales como intrazonales, que tienen distribución mundial bajo las mismas condiciones climáticas y geomórficas. Se han comentado brevemente en capítulos anteriores diversos grupos de suelos zonales, al tratar del efecto del clima en la vegetación natural. Combinando el conocimiento de los factores que intervienen en la formación del suelo con la comprensión de distintos tipos de climas, podemos proceder a un estudio sistemático de cada uno de

Grabado. (New York Public Library Picture Collection.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

TABLA 19.1 CLASIFICACIÓN DE LOS SUELOS*

Subórdenes	Grandes grupos de suelos
ORDEN ZONAL	
Suelos podzolizados de color claro de zonas forestales	SUELOS PODZÓLICOS Suelos podzólicos pardos SUELOS PODZÓLICOS PARDO GRISES SUELOS PODZÓLICOS AMARILLO ROJIZOS (Incl. *terra rossa*)
Suelos lateríticos de zonas cálidas, húmedas subtropicales, tropicales y ecuatoriales	LATOSOLES Suelos lateríticos pardo rojizos Suelos tropicales negros y gris oscuros
Suelos de transición bosques pastizales	Suelos chernozem degradados
Suelos de color oscuro de praderas semiáridas, subáridas, subhúmedas y húmedas	SUELOS DE PRADERA (BRUNIZEMS) Suelos de pradera rojizos SUELOS CHERNOZEM SUELOS CASTAÑOS SUELOS CASTAÑO ROJIZOS Y PARDO ROJIZOS
Suelos de color claro de zonas áridas	SUELOS PARDOS SUELOS GRISES DESÉRTICOS (SIEROZEMS) SUELOS ROJOS DESÉRTICOS
Suelos de zona fría	SUELOS DE TUNDRA Suelos forestales parco árticos
ORDEN INTRAZONAL	
Suelos hidromorfos de marismas, pantanos, turberas y altiplanicies	SUELOS PANTANOSOS SUELOS DE PRADOS (WIESENBÖDEN) Suelos de prados alpinos PLANOSOLES
Suelos halomorfos de zonas áridas insuficientemente drenadas y depósitos costeros	SUELOS SALINOS (SOLONCHA) SUELOS ALCALINOS (SOLONETZ) Soloth
Suelos calcimorfos	RENDZINAS
ORDEN AZONAL	
LITOSOLES	
REGOSOLES	Suelos aluviales Arenas (secos)

* Basada en datos del U.S. Department of Agriculture (1938), *Soils and men: Yearbook of Agriculture 1938*, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C. Ver págs. 993-995.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

los grandes grupos de suelos. Algunos de estos grupos se conocen con nombres rusos, que les fueron aplicados por científicos de Rusia, que fueron los primeros en iniciar su estudio.

El fundador de las modernas teorías sobre el origen y clasificación de los suelos fue V. V. Dokuchaiev, un geólogo ruso; sus estudios entre 1882 y 1900 le llevaron a la conclusión de que el suelo es un ente independiente cuyas características vienen determinadas ante todo por el clima y la vegetación. Un discípulo ruso de Dokuchaiev, K. D. Glinka, desarrolló el concepto de horizonte en el perfil del suelo. La mayor parte del desarrollo de la moderna edafología en los Estados Unidos durante las décadas de 1920 y 1930 se debe a C. F. Marbut, que fue durante muchos años jefe de la División de Suelos del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos. Marbut tradujo al inglés el trabajo de Glinka, modificó algunos puntos de vista pedológicos rusos y finalmente creó un sistema comprensivo de clasificación de suelos para los Estados Unidos. Es el sistema de Marbut, con modificaciones posteriores, el que aquí se describe.

Suelos podzólicos

De los suelos zonales de los climas húmedos, los más extensamente distribuidos son los *suelos podzólicos*, o simplemente *podzoles*, estrechamente asociados al clima subártico, de partes más septentrionales del clima continental húmedo y las partes más frías del clima marítimo de la costa occidental. Los podzoles requieren un invierno frío y una precipitación adecuada distribuida durante todo el año. (La lám. 3 es un mapamundi de los suelos al que se puede remitir en conjunción con los mapamundis de clima y vegetación, láms. 2 y 4.) El régimen pedogénico es el de podzolización (capítulo 18).

El perfil podzólico (fig. 19.1 y lám. en color, A3, es el perfil a partir del cual se dieron nombres a los diversos horizontes del suelo. En la parte superior, en la superficie del suelo, se encuentra una capa de vegetación muerta y parcialmente descompuesta, denominada horizonte A_{00}. A continuación se encuentra la primera capa del suelo, u horizonte A_1. Es un estrato delgado y ácido, rico en humus y cuyo color oscila entre el gris y el pardo rojizo, pasando por el pardo amarillento. El horizonte A_1 es rico en coloides y constituye una zona de interacción de ácidos y bases.

Debajo del horizonte A_1 hay una zona distintiva de color claro, llamada horizonte A_2. Es un horizonte de gran lixiviación, del que han desaparecido los coloides y las bases, arrastrados hacia capas inferiores. Tiene a veces un color gris ceniciento pálido o gris blancuzco, por haber desaparecido de él los agentes colorantes, tales como los óxidos de hierro y el humus coloidal. La lixiviación como tiene lugar en el horizonte A_2 constituye la eluviación, explicada en el capítulo 18.

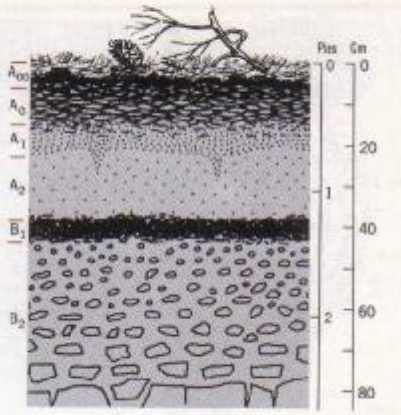
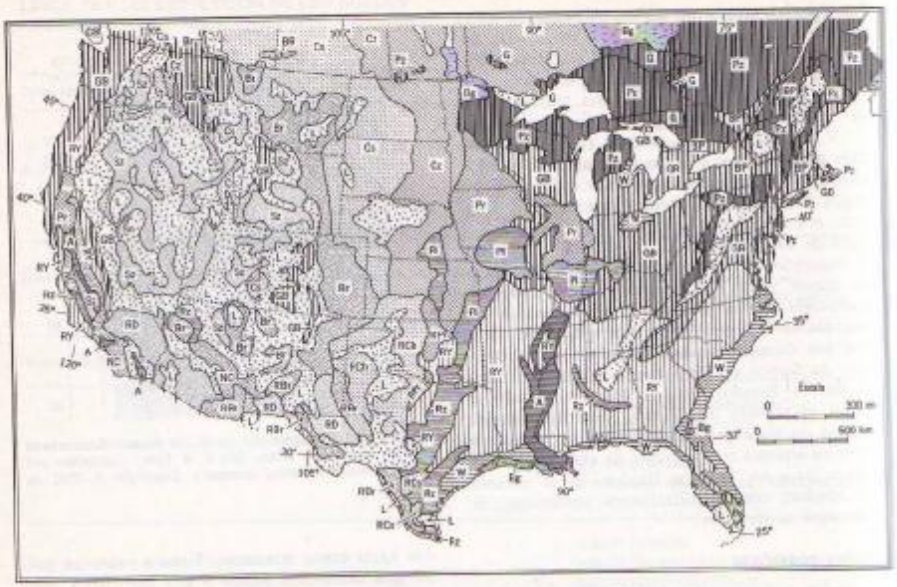


Figura 19.1. Diagrama del perfil de podzol desarrollado bajo un bosque de pinos. (De S. R. Eyre, Vegetation and Soils, Aldine Publishing Company. Copyright © 1963 de S. R. Eyre.)

Debajo del horizonte A_2 se encuentra el horizonte B_2, una *zona* pardusca enriquecida por los coloides y bases procedentes del horizonte A_2. El proceso de acumulación es un proceso de eluviación (cap. 18). Los coloides confieren al horizonte B una consistencia pesada arcillosa. Un depósito excesivo de óxidos puede hacer que las partículas de este horizonte se cimenten fuertemente, formando un material rocoso que se denomina *hardpan* o, en terminología europea, *ortstein*. Los nódulos del horizonte B formados por un proceso semejante al del hardpan se denominan *concreciones*. Pueden estar compuestos de arcilla cementada con *limonita*, que es un compuesto del hidróxido de hierro. En conjunto, los horizontes A y B del perfil podzólico tienen menos de 1 m de espesor.

En los Estados Unidos (fig. 19.2), los podzoles se encuentran en los estados norteños de la región de los Grandes Lagos, en los Adirondacks y en las partes montañosas de Nueva Inglaterra. Allí, las abundantes precipitaciones, combinadas con los inviernos largos y fríos, favorecen la acumulación de una capa superficial de vegetación descompuesta. Los ácidos

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



SUELOS ZONALES

- Pz Podzoles
- G Suelos forestales grises (Canadá)
- BP Suelos podzólicos pardos
- GB Suelos podzólicos pardo grises
- RY Suelos podzólicos amarillos y rojos
- Pr Suelos de pradera
- RPr Suelos de pradera rojizos
- Cz Suelos chernozem
- Cs Suelos castaños
- RCh Suelos castaño rojizos
- Br Suelos pardos
- RBr Suelos pardo rojizos
- NC Suelos pardos no calizos (pardos Shantung)
- Sz Suelos sierozem (desérticos grises)
- RD Suelos desérticos rojos

SUELOS INTRAZONALES

- Pl Planosoles
- Rz Suelos rendzina
- So Suelos solonchak y solonetz
- W Suelos de prado, suelos podzólicos con aguas freáticas y suelos semipantanosos
- Bg Suelos pantanosos

SUELOS AZONALES

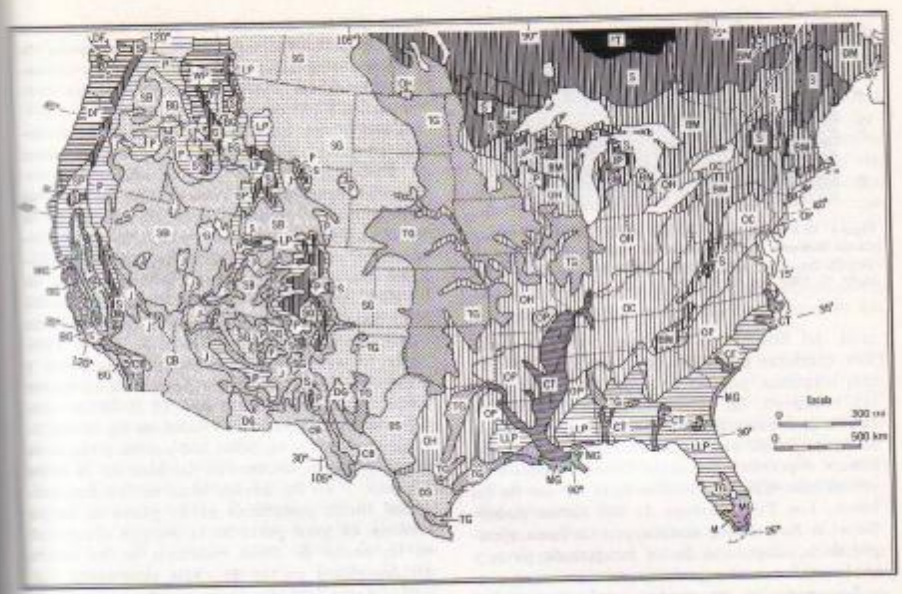
- L Litosoles y suelos poco profundos, arenas y capas de lavas
- A Suelos aluviales

Figura 19.2. Suelos de los 48 estados contiguos de los Estados Unidos y de los del sur del Canadá. (Modificado y simplificado del mapa de asociaciones de suelos de los Estados Unidos del Departamento de Agricultura, Soil Survey Division, publicado en el Yearbook of American Agriculture, **1938, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 1938, y del** Atlas of Canada, **1957, lám. 35, Canada Dept. of Mines and Technical Surveys.)**

orgánicos ocasionan una intensa lixiviación en la capa A_2. Se encuentran islas de suelo podzólico en los montes Alleghany, que, a causa de su altura, gozan de un clima más frío, así como en el cinturón arenoso de llanuras costeras de New Jersey y Long Island, donde la lixiviación es intensa en la arena porosa. Los podzoles de los Estados Unidos no son más que una pequeña franja meridional de un gran cinturón podzólico correspondiente al bosque aciculifolio sempervirente de las zonas de clima subártico de Canadá y Eurasia (fig. 19.3 y lámina 3). Este bosque tiene predominio de coníferas, que fomentan el proceso de podzolización.

La fertilidad de los suelos podzólicos es escasa. La lixiviación de importantes constituyentes vegetales está indicada por la asocia-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



VEGETACION FORESTAL ORIENTAL

FT Transición bosque subártico-tundra (Canadá)
S Abeto rojo-abeto (bosque de coníferas septentrional)
JP Pinos de Banks, de Weymouth y rojo americano (bosque de pinos nororiental)
BM Abedul-haya-arce-abeto del Canadá (bosque nororiental de árboles de madera dura)
Bosque de robles (bosque meridional de árboles de madera dura):
- OC Castaño-roble blanco americano-tulípero americano
- OH Roble-hickory
- OP Roble-pino

CT Ciprés-tupelo-eucalipto (bosque de aluviones fluviales)
LLP Pino palustre-pino de incienso-pino tea (bosque de pinos sudoriental)
M Manglar (bosque subtropical)

VEGETACIÓN FORESTAL OCCIDENTAL

S Abeto rojo-abeto (bosque de coníferas septentrional)
Cedro-abeto del Canadá (bosque de coníferas noroccidental):
- WP Alerce americano occidental-pino blanco americano
- DF Abeto de Douglas del Pacífico
- R Secuoya roja

Pino ponderoso-abeto de Douglas (bosque de pinos occidental):
- Sp Pino ponderoso-pino gigante o de azúcar
- P Pino ponderoso-abeto de Douglas
- LP Pino contorcido

J Pino de Arizona-enebro (bosque de coníferas sudoccidental)
C Chaparral (bosque planifolio sudoccidental)

VEGETACION DE MATORRAL DE DESIERTO

SB Artemisas (matorral de desierto septentrional)
CB Matorral de creosota (*Cowillea*) (matorral de desierto meridional)
G *Sarcobatus* (matorral de desierto salino)

VEGETACIÓN HERBÁCEA

TG Hierba alta (pradera típica)
SG Hierba baja (pradera de llanuras)
DG Mezquite (pradera de desierto)
DS Mezquite y sabana herbáceos de desierto (sabana de desierto)
BG Hierbas amacolladas (pradera del Pacífico)
MG Hierbas palustres (pradera de pantano)
Prado alpino (no indicado)

Figura 19.3. Vegetación de los 48 estados contiguos de los Estados Unidos y de los del sur del Canadá. (Modificado y simplificado de los mapas de H. L. Shantz y Raphael Zon del Atlas of American Agriculture, 1929, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C. y del Canada Department of Forestry, Bulletin 123, 1963.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 19.4. Diagrama de un perfil de suelo forestal pardo formado en un bosque de robles. (De S. R. Eyre, Vegetation and Soils, Aldine Publishing Company. Copyright © 1963 por S. R. Eyre.)

ción del bosque de coníferas con este suelo. Las coníferas necesitan poca cantidad del calcio, magnesio, potasio y fósforo que otras plantas requieren. En consecuencia, los árboles no llevan esas bases hasta la parte alta del subsuelo desde donde puedan ser devueltas a los horizontes superiores del suelo. Ciertas especies de robles muestran una similar falta de uso de las bases. Los Pine Barrens de los suelos podzólicos de New Jersey constituyen un buen ejemplo de la adaptación de los bosques de pinos y robles a los suelos podzólicos.

Los podzoles no pueden producir cosechas para alimentar a una población numerosa. Una adición de cal y fertilizantes al suelo corrige su acidez y le proporciona las bases perdidas por lixiviación, pero las zonas adecuadas para este tratamiento están limitadas por los efectos de la glaciación continental. Además, estos suelos se hallan interrumpidos por zonas de pantanos, lagos y morrenas y con bloques, lo que los hacen en su mayor parte poco apropiados para el cultivo.

Suelos podzólicos pardo grises

El segundo de los grandes grupos de suelos zonales de los climas húmedos es el de los *suelos podzólicos pardo grises*. Difieren de los podzoles en que la lixiviación es menos intensa y en que su color es pardusco (fig. 19.4 y lámina en color, *B*). El horizonte A_1 es una zona filtrada de color pardo grisáceo. En él la filtración es menos intensa que en los suelos podzólicos y, en consecuencia, su color no es tan pálido ni está tan claramente delimitada. El horizonte *B* es ancho y de color pardo amarillento a pardo rojizo. Al igual que los podzoles, contiene bases y coloides concentrados.

Los suelos podzólicos pardo grises contienen más bases importantes que los podzoles, pero son sin embargo algo ácidos. Los árboles de hoja caduca (arce, haya, roble), crecen exuberantes en los suelos forestales (fig. 19.3). Estos árboles absorben las bases del horizonte *B* y las devuelven a la superficie en forma de hojas y ramas muertas. De esta manera, el suelo recupera las bases, fenómeno que no ocurre en los podzoles.

Cuando son tratados con caliza y fertilizantes, los suelos podzólicos pardo grises permiten el establecimiento de granjas altamente productivas, aptas para diversas clases de cultivos y para granjas lecheras. Esto se deduce de la distribución de los suelos podzólicos pardo grises en el centro de la zona oriental de los Estados Unidos, donde la precipitación anual es de 90 a 100 cm en la zona de clima continental húmedo. Obsérvese que la parte meridional de Wisconsin y Michigan e Indiana, Ohio, Kentucky, Nueva York, Pensilvania y Maryland y el Sur de Nueva Inglaterra poseen en su mayor parte esta clase de suelo (fig. 19.2). Estos estados son conocidos por el valor de su diversificada producción agrícola. Los suelos podzólicos pardo grises se encuentran también en la costa noroeste y en las partes altas de las Rocosas.

Los suelos podzólicos pardo grises se hallan también en gran parte de la Europa occidental en las zonas de clima marítimo de las costas occidentales y en las de clima continental húmedo. Áreas menores aparecen en el clima continental húmedo del Norte de la China y el Japón. El bosque estivifolio está asociado con esas áreas de suelos podzólicos pardo grises.

De extensión relativamente secundaria son los *suelos podzólicos pardos* (tabla 19.1) que se hallan en el sur de Nueva Inglaterra (fig. 19.2). Forman una transición entre los podzoles y los suelos podzólicos pardo grises. Los suelos podzólicos pardos tienen sólo un delgadísimo horizonte lixiviado A_2. Aunque son ácidos, pueden ser muy productivos cuando se les agrega gran cantidad de calizas y fertilizantes.

Suelos podzólicos amarillo rojizos

Al sur de los suelos podzólicos pardo grises, en una zona de clima paulatinamente más cálida pero con precipitaciones igualmente abundantes, se extiende una gran área de suelos podzólicos amarillo rojizos (fig. 19.2). Estos suelos ocupan los estados meridionales, desde Texas hasta la costa atlántica y coinciden casi exactamente con la extensión de clima húmedo subtropical. Una relación geográfica similar se da en el Japón, mientras que en el sur del Brasil y en el sudeste del Paraguay hay también una importante área de estos suelos en latitudes comparables (lám. 3). Zonas costeras menores de suelos podzólicos amarillo rojizos se hallan en Sudáfrica, Australia y Nueva Zelanda.

Los suelos amarillo rojizos son del tipo pod-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

...es del horizonte
...cie en forma de
...a manera, el sue-
...no que no ocu-

...liza y fertilizan-
...o grises permiten
... altamente pro-
...clases de cultivos
...se deduce de la
...álicos pardo gri-
...ental de los Es-
...itación anual es
...clima continental
...r meridional de
...ana, Ohio, Ken-
...a y Maryland y
...en en su mayor
...19.2). Estos esta-
...r de su diversifi-
...suelos podzólicos
...bién en la costa
... de las Rocosas.
... grises se hallan
...Europa occidental
...no de las costas
... continental hú-
... en el clima con-
...a China y el Ja-
...ná asociado con
...s pardo grises.
... secundaria son
...bla 19.1) que se
...terra (fig. 19.2).
...s podzoles y los
... Los suelos pod-
... delgadísimo ho-
...son ácidos, pue-
...do se les agrega
...ilizantes.

...tos

...os pardo grises,
...amente más cá-
...gualmente abun-
... área de suelos
...g. 19.2). Estos
...idionales, desde
...y coinciden casi
...le clima húmedo
...ráfica similar se
...n el sur del Bra-
...ay hay también
...elos en latitudes
...osteras menores
...rojizos se hallan
...va Zelanda.
...n del tipo pod-

zólico y representan la misma lixiviación característica del horizonte A_2 (lám. en color, *C*). Los veranos cálidos y los inviernos suaves favorecen la acción bacteriana. El contenido de humus es bajo. Así, la podzolización y la laterización actúan de concierto como procesos pedogénicos. Los colores rojos y amarillos típicos de este suelo se deben a compuestos de hierro en forma de hidróxidos. Los suelos amarillos son los más lixiviados y se encuentran en las llanuras arenosas de las franjas costeras. También abundan en estos suelos los hidróxidos de aluminio, rasgo característico de los suelos tropicales en las regiones cálidas y húmedas.

El bosque caducifolio era la vegetación natural de la parte norte del cinturón de suelos rojos de los Estados Unidos. Los suelos de los estados meridionales, aunque pobres en nutrientes vegetales, responden bien a los fertilizantes y son importantes productores de tabaco, algodón, cacahuete, soja, maíz, batatas y otras muchas plantas. Los suelos amarillos, debido a su fuerte lixiviación, tienen bosques de *Pinus palustris* (pino palustre), *P. taeda* (pino de incienso) y *P. caribaea* (pino de América Central) (fig. 19.3). El *P. rigida* (pino rígido) del cinturón costero es una importante fuente de trementina y resina; el *P. caribaea* es un buen productor de madera para hacer pasta de papel.

En las otras regiones del mundo con suelos podzólicos amarillo rojizos citados arriba, la vegetación natural es predominantemente bosque lluvioso de tipo templado o tropical (lámina 4).

Un gran grupo de suelos relacionados con los suelos podzólicos rojos es el constituido por la *terra rossa* de los países mediterráneos (lámina en color, *D*). Este suelo rojo, pobre en humus, es rico en sesquióxido de hierro (Fe_2O_3), al que debe en gran parte su color. El origen de la terra rossa es objeto de muchas especulaciones. Tal vez representa un suelo que fue mucho más rico en humus, pero que lo ha perdido debido a la destrucción de la cobertura forestal por el hombre y sus animales domésticos herbívoros en el decurso en muchos siglos. En algunas áreas donde aparece, la terra rossa está asociada con caliza como roca madre, lo que sugiere que sus propiedades derivan de un subsuelo calcáreo.

Latosoles

Los suelos de las húmedas regiones tropicales reciben el nombre de *latosoles* o suelos *lateríticos* (lám. en color, *E*). Sus características son las siguientes: 1) La descomposición química y mecánica de la roca madre es completa, debido a las condiciones favorables de calor y humedad. 2) La sílice (SiO_2) ha desaparecido casi por completo debido a la lixiviación. 3) Los sesquióxidos de hierro y aluminio se han acumulado como residuos permanentes. 4) El humus es escaso a causa de la rapidez de la acción bacteriana por las cálidas temperaturas reinantes. 5) El suelo es típicamente rojizo. Las razones del desarrollo de estas condiciones han sido explicadas en el capítulo 18, al ocuparnos del régimen pedogénico de laterización. La pérdida de los minerales sílico-arcillosos hace a los latosoles relativamente poco plásticos y notablemente porosos. En consecuencia, el agua de lluvia se embebe rápidamente en estos suelos.

Los verdaderos latosoles se encuentran sólo en regiones cálidas y húmedas, y, por lo tanto, corresponden bien al clima ecuatorial húmedo y al clima húmedo-seco tropical. Aunque los suelos amarillo rojizos del sureste de los Estados Unidos presentan los efectos de la laterización, no se pueden considerar como verdaderos latosoles.

Los latosoles pierden rápidamente su fertilidad después de las primeras cosechas, debido a que la lixiviación excesiva ha hecho desaparecer los elementos de nutrición de las plantas salvo en una pequeña capa superficial. Sin embargo, este suelo es idóneo para la vegetación lujoriante de la pluvisilva, con árboles latifolios siempreverdes. Otras grandes áreas tienen bosque verde en época de lluvia asociado con el régimen climático húmedo-seco tropical.

Una característica interesante de los latosoles es que en ellos se acumulan sesquióxidos de hierro y aluminio, formando estratos que pueden ser cortados para formar ladrillos útiles en la construcción. Este material se conoce con el nombre de *laterita*. Al ser expuestos a los efectos desecadores del aire, estos bloques se vuelven extremadamente duros. Los ladrillos de laterita son especialmente utilizados en Indochina.

En las lateritas se encuentran depósitos minerales de gran valor. Consisten éstos en gruesas capas de minerales tales como la *bauxita* (óxido de aluminio), *limonita* (óxido de hierro) y *manganita* (óxido de manganeso). Se les denomina *menas residuales* debido a que no son solubles en el agua del suelo y han seguido acumulándose mientras la roca madre ha sido meteorizada y ha perdido la sílice y otros componentes solubles. Los importantes depósitos de bauxita de la Guayana de la parte norte de América del Sur y de la parte occidental de la India son de este tipo (fig. 15.5). En los

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

depósitos de laterita se encuentran valiosos yacimientos de manganeso.

En modo alguno todos los suelos de los climas ecuatorial y tropical húmedo son latosoles del tipo descrito arriba. Han sido descritos variantes de latosoles como *suelos lateríticos pardo amarillentos* y *suelos lateríticos pardo rojizos*. Grandes áreas mesetarias de Africa y la India dentro del régimen de clima húmedo-seco tropical tienen *suelos tropicales negros* y *gris oscuros*. La extensión de éstos se indica en la lámina 3. Estos suelos oscuros pueden relacionarse con condiciones especiales del lecho rocoso subyacente. Por ejemplo, los suelos oscuros de la India peninsular representados en la lámina 3 coinciden bastante bien con la meseta del Decán, con substrato basáltico.

Suelos hidromorfos (intrazonales)

Los *suelos hidromorfos* están asociados con pantanos, cenagales, turberas o altiplanicies mal drenadas. Debido a su mal drenaje todos son considerados intrazonales.

Los *suelos pantanosos* se forman bajo una vegetación palustre en regiones de climas continentales húmedos y frescos. La glaciación continental de América del Norte y Europa dejó innumerables cuencas que desde entonces han sido rellenadas en gran parte por una sucesión de plantas hidrófilas (cap. 20). En esas cuencas el suelo está saturado la mayor parte del tiempo y la descomposición de las plantas se retrasa considerablemente. Las plantas parcialmente descompuestas de los pantanos se acumulan, por lo tanto, en una capa superior de turba de 1 m aproximadamente de espesor (lámina en color, *M*). Debajo de esta capa se encuentra un horizonte de arcilla pegajosa y sin estructura, conocida por los especialistas con el nombre de horizonte de *gley*. Es de color azul gris y muy impermeable a las filtraciones de agua. El proceso de gleificación fue estudiado en el cap. 18.

Los *suelos de prados*, otro de los tipos de suelos intrazonales, se forman en las llanuras de inundación en las que el drenaje es algo mayor que en los pantanos pero, no obstante, escaso. Estas áreas son utilizadas extensamente en las zonas húmedas de las latitudes medias como pastizales, porque en ellas la hierba crece rápida y densamente. Se forma una gruesa capa rica en humus, superpuesta a un horizonte pegajoso de gley (lám. en color, *N*). Un proceso similar de desarrollo de suelo tiene lugar en sitios mal drenados en los pies de las colinas donde hay una tendencia para que se acumule agua.

Se ha propuesto el nombre de *suelos gley húmicos* para los suelos de prados en combinación con los suelos semipantanosos.

En las grandes altitudes, donde domina el clima de tundra alpina, se encuentran *suelos de prados alpinos*. De color oscuro, estos suelos mantienen una vegetación de gramíneas, juncos y otras fanerógamas.

Los suelos fuertemente lixiviados que se desarrollan sobre superficies elevadas planas o de suave pendiente son denominados *planosoles*. Los horizontes del suelo son anormalmente espesos debidos al escaso arrastre por erosión. Los planosoles tienen un horizonte de arcilla espeso y denso en los climas húmedos. En los climas subhúmedos los planosoles tienen un horizonte cementado y denso.

Suelos de tundra

Los suelos de la tundra ártica están tan extendidos (lám. 3) que pueden ser considerados como un tipo zonal, junto con los podzoles, los suelos forestales pardo grises, los suelos amarillo rojizos y los latosoles, pero debido a que el drenaje es muy escaso se clasifican a veces como suelos intrazonales.

Las condiciones climáticas favorables a los suelos de tundra han sido descritas ya al explicar los climas de tundra de las franjas continentales septentrionales (cap. 17). Los inviernos largos e intensamente fríos hielan la humedad del suelo durante muchos meses del año. Bajo estas condiciones, la alteración química de los minerales es lenta y, por ello, gran parte del material madre está formado por partículas rotas mecánicamente. Abundan el humus bruto o turba debido al lento proceso de descomposición vegetal. Los suelos de tundra no tienen perfiles claros y distintivos, sino que están formados por delgadas capas de arcilla arenosa y humus bruto. Su superficie puede estar cubierta de una capa de vegetación formada por líquenes, musgos y hierbas.

En las regiones de tundra de Siberia y América del Norte, el suelo permanentemente helado, o *permafrost*, está ampliamente extendido (véase cap. 17). En el subsuelo hay curiosos lentejones, capas y cuerpos cuneiformes, verticales de hielo.

En partes del centro de Alaska, principalmente en los valles del Yukon y del Tanana, hay suelos de colores oscuros a los que se le ha dado la categoría de gran grupo de suelo, designándoles con el nombre de *suelos forestales pardo árticos* (lám. 3).

Los perfiles de estos suelos tienen su horizonte A_1 espeso y oscuro y rico en materia orgánica. Hacia abajo, a través de los horizontes inferiores, los suelos se van haciendo más

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

claros hasta llegar a ser grises en el horizonte *C*. Estos suelos pueden haberse originado en una capa superficial de loess (arcilla eólica).

El chernozem

Uno de los tipos más característicos y abundante de suelo zonal de clima semiárido son los *chernozem* o *tierras negras* (lámina en color, *G*). Un perfil típico de chernozem consta esencialmente de dos capas: inmediatamente debajo de la cubierta vegetal se encuentra una capa negra, el horizonte *A*, de 0,6 a 0,9 m de espesor y rico en humus. La estructura de esta capa es en bloques. El horizonte *A* se convierte gradualmente en el horizonte *B*, de color pardo o pardo amarillento, que con una marcada línea de separación, se convierte a su vez en el horizonte *C*, de color claro. Al igual que en en los suelos podzólicos, en el horizonte *B* se acumulan los coloides y bases que se han filtrado a través del horizonte *A*, pero, a diferencia de los podzoles, el chernozem no tiene un horizonte A_2 lixiviado.

Los chernozems son ricos en calcio, que puede presentarse en exceso en forma de nódulos de carbonato cálcico precipitado en la parte baja del horizonte *B* o inmediatamente por debajo de este horizonte. Se ha observado que el chernozem se desarrolla en material madre rico en carbonato de calcio. El origen y distribución del chernozem han sido siempre tema de interés para los científicos. Los investigadores rusos en particular se han interesado especialmente por estos suelos, ya que constituyen una extensa área de Ucrania que rodea al mar Negro en su parte oeste, norte y este (lám. 3) y se prolonga en una gran franja hacia el Este a lo largo del paralelo 50 hasta el corazón de Asia. Es importante en los Estados Unidos y Canadá, donde forma una franja de dirección Norte-Sur que empieza en Alberta y Saskatchewan y se prolonga a través de los Grandes Llanos de Estados Unidos hasta el centro de Texas. Una franja similar se extiende por Argentina. También se encuentran zonas de chernozem en Australia y Manchuria (lám. 3).

Se ha creído durante mucho tiempo que el clima era un factor determinante en la formación de los chernozems. Comparando los mapas del suelo con los climatológicos, vemos que los chernozems de latitudes medias en América y Europa están situados en el lado occidental más árido de las zonas de clima continental húmedo y que a medida que decrece la latitud se extienden hacia los climas esteparios de las latitudes medias. La aridez es, por lo tanto, una causa que contribuye a su formación. La situación de las áreas de chernozem en los continentes corresponden a las zonas de veranos cálidos e inviernos fríos. Los períodos de sequía con fuerte evaporación resecan el suelo y los bosques no pueden subsistir. Por el contrario, abundan las gramíneas, que pueden soportar la sequedad adecuadamente y que toleran suelos con exceso de sales minerales. Los pastizales esteparios y las praderas son la vegetación natural del chernozem de latitudes medias.

Un factor importante en la formación del chernozem en las latitudes medias es que coincide con las zonas de *loess*. El loess es un polvo transportado por el viento y del que se formaron extensos depósitos durante el período glacial (véase cap. 29). Aunque el chernozem no está limitado a estas zonas, la textura y el contenido de cal de loess, junto con la topografía de las llanuras, han sido especialmente favorables a la formación del chernozem.

Geográficamente, la propiedad más importante del chernozem tal vez sea su productividad en cereales (trigo, avena, cebada y centeno). Grandes excedentes de cereales son exportados desde las zonas de chernozem de los Estados Unidos, Canadá, Ucrania y Argentina, hecho que hace que se les denomine graneros del mundo.

En los sitios donde los bosques invaden los pastizales de chernozem, se deja sentir cierta influencia de la podzolización y se desarrolla un débil horizonte lixiviado A_2. Esos suelos son llamados *suelos chernozem degradados*. Forman una transición a los suelos podzólicos pardo grises y ocupan una posición geográfica adyacente a ellos. Una región particularmente grande de suelos chernozem degradados se halla al noroeste del mar Negro y se extiende desde el Danubio en Rumania hasta el sur de Ucrania (lám. 3).

Suelos de pradera (brunizems)

Un examen de los mapas del suelo (fig. 19.12) nos muestra que entre los chernozems y los suelos podzólicos gris pardos de los Estados Unidos y Europa oriental se encuentra una zona de *suelos de pradera* (o *brunizems*). En ellos la precipitación es de 60 a 100 cm y disminuye considerablemente a través de esta franja (figura 16.10). Este grupo de suelo es similar a los chernozems en su perfil y aspecto generales, pero se diferencia de ellos en que carece del exceso de carbonato cálcico de los chernozems (lám. en color, *F*). El suelo de pradera es, por consiguiente, un tipo de transición entre los principales grupos en que se divide el suelo, es decir, el pedocal y el pedalfer.

Reviste un especial interés en los Estados

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Unidos el origen de las praderas de hierba alta, que se encuentran en la parte superior del valle del Misisipí y de los estados de los Grandes Llanos: Illinois, Iowa, Nebraska oriental, Minnesota meridional, y Misouri septentrional y Kansas oriental (fig. 17.5). A la llegada del hombre blanco el bosque faltaba en grandes extensiones. Aunque se han dado muchas explicaciones para justificar la existencia de las praderas, incluyendo la posibilidad de una desforestación por incendios, parece más aceptable la teoría de que los suelos de pradera se secan casi completamente en los períodos que separan las lluvias estivales hasta una profundidad de 30 cm aproximadamente, como resultado de la sequedad y calor de las masas de aire de verano. Aunque las hierbas de la pradera pueden sobrevivir en estas condiciones, los bosques caducifolios que bordean la pradera en su parte oriental no pueden resistirlas.

Los suelos de pradera son extraordinariamente productivos, pues combinan la fertilidad de los chernozems con un clima algo más húmedo. Quizá la producción más importante del suelo de pradera es el maíz. La franja del cultivo del maíz concuerda prácticamente con la de suelo de pradera, aunque en realidad se extiende hacia el Este hasta la región de suelo forestal pardo gris de Indiana y Ohio. El maíz requiere no sólo temperaturas elevadas durante su período de crecimiento sino también abundante humedad. Este último requisito se da en períodos de tormentas estivales, intercalados con períodos cálidos y secos.

Al sur de los suelos de pradera en los Estados Unidos existe una pequeña área de *suelos de pradera rojizos*, situados al sur del río Arkansas en Kansas, Oklahoma y Texas (fig. 19.2). Los suelos de pradera rojizos son esencialmente como los suelos de pradera, pero de color pardo rojizo. Mantienen una vegetación de gramíneas.

Suelos castaños y suelos pardos

En la parte árida de la franja de chernozems se encuentra la franja de *suelos castaños* o *suelos pardo oscuros*. Ocupan las estepas semiáridas de las latitudes medias en América del Norte y Asia (lám. 3). El perfil del suelo castaño es generalmente similar al del chernozem, pero contiene menos humus que éste y, por ello, no tiene un color tan oscuro (lám. en color, *H*). La estructura de este suelo tiende a ser prismática.

Los suelos castaños son fértiles en condiciones adecuadas de precipitación o irrigación, pero se encuentran en una zona marginal en la cual alternan años de sequía con años de adecuada precipitación. El cinturón de suelos castaños limita con la franja de chernozem productora de trigo de los Grandes Llanos, por lo que constituye una tentación para prolongar el cultivo de cereales. Empleando especiales técnicas agrícolas que conserven la humedad del suelo, un período de años de humedad puede hacer que se recojan en estas zonas abundantes cosechas de cereales, pero un período de sequía puede ser causa de devastación y ruina generales.

En las regiones aún más áridas, los suelos castaños dan paso a los *suelos pardos*, de características similares a aquéllos, pero que contienen aún menor cantidad de humus, por lo que su color es más claro (fig. 19.5 y lám. en color, *I*). En la parte occidental de los Estados Unidos, los suelos pardos ocupan cuencas de la parte central de las Montañas Rocosas en Wyoming, el Piedmont de Colorado y parte de las mesetas del Colorado, en Colorado, Utah, Arizona y Nuevo México.

Los suelos pardos son típicos de las estepas de las latitudes medias y mantienen una vegetación no densa de gramíneas adecuada para que paste el ganado. Son productivas en régi-

Figura 19.5. Perfil de un suelo pardo formado a partir de loes en Colorado. El horizonte B tiene una buena estructura prismática. Profundidades en pies. (Fotografía de C. C. Nikiforoff. Cortesía del Soil Conservation Service, Departamento de Agricultura de los EE.UU.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

ernozem pro-
Llanos, por lo
ara prolongar
ado especiales
la humedad del
umedad puede
as abundantes
eríodo de se-
ación y ruina

as, los suelos
pardos, de ca-
pero que con-
humus, por lo
19.5 y lám. en
de los Estados
as cuencas de
s Rocosas en
ado y parte de
olorado, Utah,

de las estepas
en una vege-
adecuada para
ativas en régi-

formado a partir
ne una buena es-
ples. (Fotografía
Conservation Ser-
los EE.UU.)

men de regadíos; de otro modo no puede intentarse su cultivo.

Suelos castaño rojizos y pardo rojizos

Muy extendidos en las regiones semiáridas, tropicales subhúmedas y subtropicales del mundo son unos suelos cuya superficie es de un color pardo rojizo que pasa en profundidad a un subsuelo más denso de color rojo apagado o pardo rojizo y luego a una zona de acumulación de calcio. Se han clasificado como *suelos castaño rojizos y pardo rojizos* (lám. en color, *I*). En el mapa mundial de suelos (lám. 3) se han agrupado ambos en los suelos rojos de pradera. La comparación entre la distribución de estos suelos rojizos con la del clima y la vegetación natural (láms. 2 y 4), indica que se encuentran en regiones de clima tropical húmedo-seco con una corta estación húmeda y en las estepas tropicales que las bordean. También ocupan regiones de clima monzónico asiático y de régimen mediterráneo en Australia, África del Norte y Oriente Medio.

La vegetación asociada a los suelos castaño y pardo rojizos es muy variada, encontrándose pradera de hierba alta, estepa de hierba baja, sabana y matorral o bosque monzónico. Todas las zonas de suelo castaño rojizo y pardo rojizo tienen en común un notable grado de aridez climática, ya sea asociada a un ciclo anual de sequía en invierno (estación en la que el sol está bajo) o en verano (sol alto). En una estación del año existen temperaturas del aire muy elevadas y una notable deficiencia de agua. Por otra parte, respecto a la latitud, estos suelos rojizos ocupan las mismas posiciones globales que las zonas de latosoles y suelos lateríticos, dentro de los cuales se intercalan en América central y meridional, África, sur de Asia y Australia.

La aridez del ciclo climático estacional explica la existencia de carbonato cálcico en las capas inferiores de los suelos pardo rojizos y castaño rojizos, característica de los suelos pedocales. El color rojo es la evidencia de una cierta abundancia de sesquióxidos de hierro, que se acumula en los climas cálidos donde no se producen ácidos orgánicos en cantidad.

Suelos grises desérticos (sierozems) y suelos rojos desérticos

Los suelos de los desiertos tropicales y de de las latitudes medias se dividen en dos grandes grupos, atendiendo a su color 1) *suelos grises desérticos o sierozems* y 2) *suelos rojos desérticos*.

Los suelos grises desérticos, o sierozems, están bien desarrollados en los desiertos occidentales de Nevada, Utah occidental y regiones meridionales de Oregón e Idaho (fig. 19.2). Esta región se conoce a veces con el nombre de Gran Cuenca, a causa de la presencia de sistemas interiores de drenaje que conducen a la formación de cuencas de evaporación. Corresponde aproximadamente al clima de los desiertos de las latitudes medias y se extiende hacia el Norte, penetrando en las regiones de clima de estepa de las latitudes medias.

Los suelos grises son pobres en humus, debido a lo esparcido de su vegetación, constituida por matas de *Sporobolus, Andropogon, Stipa*, etc., etc. Su color oscila entre el gris claro y el pardo grisáceo (lám. en color, *K*). Los horizontes existen, pero, al diferenciarse sólo ligeramente, no son visibles. Existen grandes cantidades de carbono cálcico a profundidades de menos de 0,3 m en forma de *costras calizas* o *caliche*, que es un depósito de carbonato cálcico o de sulfato hidratado de calcio. En algunos lugares, estos depósitos presentan el aspecto de un estrato de roca dura e incluso pueden resistir a la erosión, produciendo pequeñas mesas o plataformas. La gravilla depositada por las corrientes se cementa así a menudo, formando una roca de conglomerados. Las costras calizas se forman durante períodos de sequía prolongada, cuando las aguas subterráneas suben lentamente hacia la superficie gracias a la atracción capilar y se evaporan cerca de ella, dejando las sales en el suelo.

En los desiertos tropicales más áridos y cálidos se encuentran los *suelos rojos desérticos* (lám. 3). Su color oscila entre un pálido gris rojizo y un rojo muy intenso (lám. en color, *L*). La cantidad de humus que contienen es mínima y en ellos crecen solamente, de una manera dispersa, arbustos desertícolas. Por consiguiente, la actividad de las plantas como formadoras del suelo alcanza su punto más bajo en los suelos rojos desérticos y lo mismo ocurre con la actividad de los animales. El color proviene de la presencia de pequeñas cantidades de óxidos de hierro. Los horizontes están poco desarrollados; la contextura es a menudo áspera, pudiéndose observar muchos fragmentos de la roca madre dispersos por el suelo. Al igual que en los suelos grises desérticos, existen depósitos de carbonato de calcio.

Los suelos grises y rojos desérticos son apropiados para el cultivo tan sólo donde su textura es fina, como ocurre a lo largo de las llanuras de inundación y de las raras corrientes y en las pendientes exteriores de los abanicos aluviales. La irrigación es esencial, tanto si se obtiene el agua desviando el curso de un río o de los pozos construidos penetrando en las

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

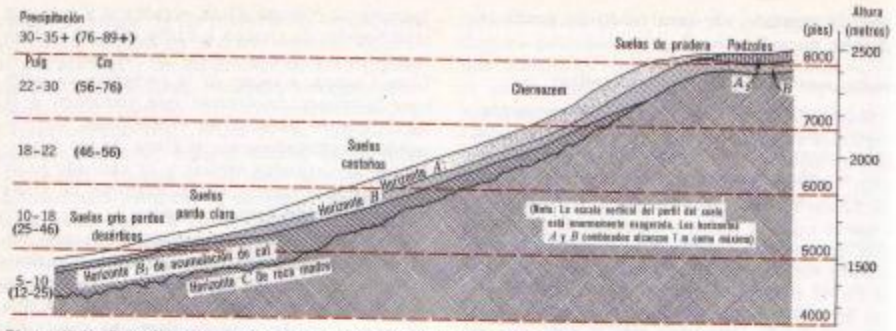


Figura 19.6. Este diagrama indica la gradación de los suelos desde una cuenca seca de clima de estepa (izquierda) hasta un clima fresco y húmedo (derecha) a medida que nos elevamos sobre las pendientes occidentales de los montes Bighorn, Wyoming. (Según J. Thorp, 1931.)

reservas de agua de saturación de los abanicos aluviales.

La altura y los suelos

Tal como se ha explicado en el capítulo 17, la disposición de las zonas climáticas en las montañas tiende a reproducir los climas del mundo en una serie de zonas verticales, siendo los efectos de un aumento de altura muy parecidos a los que produce un aumento de latitud. Puesto que el clima es uno de los factores de mayor importancia en la determinación del carácter de los suelos, podemos afirmar que a medida que aumenta la altura se presentan distintos grandes grupos de suelos. Esta sucesión aparece representada por los suelos de las montañas de Big Horn, Wyoming (fig. 19.6). Empezando por los de desiertos grises en su punto más bajo, se suceden los suelos típicos de los climas secos y, pasando por los suelos de pradera, se llega hasta los podzoles en las grandes alturas.

Compárense estos cambios en altitud con la figura 19.7, que resume los cambios de perfil a lo largo de una línea transversa imaginaria que va desde el desierto del suroeste de los Estados Unidos hacia el Este a través de la región de las altiplanicies y luego al Norte hasta la región del lago Superior.

Suelos halomorfos (interzonales)

En las estepas y desiertos, la evaporación excede por término medio a la precipitación y hay muchas depresiones topográficas que no tienen salida a sistemas de drenaje externos. En ellas se depositan los productos de erosión de las rocas, que llegan arrastrados por las corrientes intermitentes de los tiempos de crecidas. Junto al barro, arena y demás productos de aluvión se encuentran las sales minerales disueltas, que cristalizan cuando el agua se evapora.

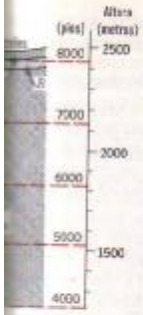
Las cuencas de los lagos de poco calado, o *playas*, extremadamente llanas, están a menudo cubiertas por una delgada capa de agua que se evapora rápidamente, dejando las sales en la superficie. Son muy conocidas las llanuras de sal del Gran Lago Salado de Utah, en las que se han realizado tantas competiciones automovilísticas.

Las sales que se encuentran en los diversos lagos playa del suroeste de los Estados Unidos son la *sosa* (CO_3Na_2), el *bórax* ($B_4O_7Na_2$), el *carbonato cálcico* (CO_3Ca), diversos sulfatos SO_4Na_2, SO_4Mg, SO_4K_2), *cloruros* (ClNa, Cl_2Ca, Cl_2Mg) y muchas otras. En las partes internas de las playas, donde las sales son puras y forman potentes estratos, no puede hablarse de suelo en el sentido estricto de la palabra. El término *suelo halomorfo* se aplica con propiedad a aquellas zonas marginales donde limos y arcillas constituyen una notable proporción de la masa del suelo.

El régimen pedogénico asociado al desarrollo de los suelos halomorfos es el de salinización (cap. 18). Se reconocen dos grandes grupos de suelos halomorfos: *suelos salinos (soloncha)* y *suelos alcalinos (solonetz)*. Los suelos halomorfos se clasifican como de orden intrazonal debido a su escaso drenaje y extensión limitada.

Los suelos salinos (solonchak o *suelos alcalinos blancos*) contienen cloruros, sulfatos, carbonatos y bicarbonatos de sodio, calcio, magnesio y potasio. Estos suelos están ligeramente coloreados y presentan horizontes pobremente desarrollados (lám. en color, *O*). Aunque son

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



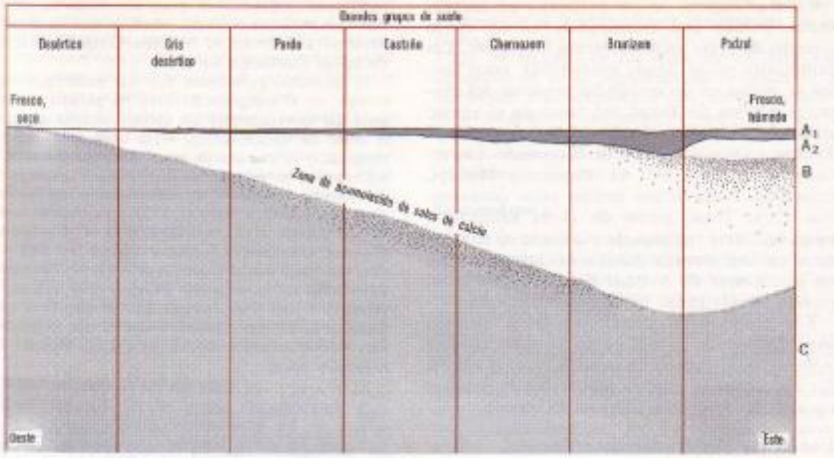


Figura 19.7. Diagrama esquemático de las relaciones entre perfiles de los grandes grupos de suelo trazado desde los climas secos a los húmedos. (Según C. E. Millar, L. M. Turk y H. D. Foth, Fundamentals of Soil Science, John Wiley and Sons, Nueva York, 1958.)

numerosas las plantas adaptadas a los suelos salinos, la cobertura vegetal es, a lo más, dispersa. Las plantas que toleran la sal se denominan *halofíticas*. Las hay herbáceas, arbustos y algunos árboles. La agricultura no es posible en los suelos salinos a menos que se neutralicen con grandes cantidades de agua que se llevan esas sales. Esta operación se ha llevado a cabo con éxito en el suroeste de los Estados Unidos con el fin de recuperar extensas tierras de labor.

En el segundo gran grupo de suelos halomorfos, los suelos alcalinos (solonetz o *suelos alcalinos negros*), predominan las sales de sodio, especialmente el carbonato sódico ($NaCO_3$). El perfil del suelo se caracteriza por la presencia de un estrato oscuro y duro de apariencia columnar, es decir, un estrato de estructura prismática (fig. 18.4*B*). Aunque las sales de los suelos alcalinos tienen propiedades químicas algo diferentes de las de los suelos salinos, ambos se encuentran localizados en las mismas zonas. Los suelos alcalinos ocupan áreas en las que el drenaje es algo mejor que el de los suelos salinos y pueden derivarse de estos últimos por lavado de las sales más solubles (desalinización). Sobre los suelos alcalinos se desarrolla una vegetación de hierbas y arbustos, pero las especies son particularmente resistentes a los álcalis.

Cuando aumenta el drenaje —ya sea por la acción del hombre o por procesos naturales—, el solonetz se transforma, por lavado de sus sales, en *soloth*, un suelo halomorfo de color claro con el estrato superficial ligeramente ácido, de textura compacta, y un horizonte *B* pardo oscuro de estructura columnar.

Suelos calcimorfos

Otra clase de suelos intrazonales la constituyen los *suelos calcimorfos*. Se trata de suelos cuyas características están íntimamente relacionadas con la presencia de materiales ricos en calcio. El proceso de *calcificación* (introducción de calcio) es el predominante en la formación de suelos calcimorfos. Un importante ejemplo de suelos calcimorfos lo constituyen las *rendzinas*.

Las rendzinas son suelos constituidos por capas superficiales gris oscuras o negras que descansan sobre un material blando de color gris claro o blanco eminentemente calcáreo (rico en calcio) (lám. en color, *P*). El material primario para la formación de rendzinas puede ser una marga (arcilla calcárea), caliza blanda o creta, rocas formadas todas ellas de carbonato cálcico. El perfil del suelo se considera inmaduro. La vegetación natural es típicamente de pradera y resulta de la buena distribución del humus en los estratos superiores, material que imparte el color oscuro a estos suelos al igual que sucede con el chernozem.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

La distribución de los rendzinas en los Estados Unidos está fragmentada en un cierto número de áreas geológicamente favorables. Las principales zonas donde predominan estos suelos se hallan en las onduladas praderas del centro y noreste de Texas, así como en el centro y sur de Oklahoma (Blackland Prairie y Grand Prairie). Otra región geográficamente importante es el Black Belt de Alabama y Misisipí, zona baja formada por calizas poco consistentes. Estas zonas gozan de clima subtropical húmedo. Otras regiones de rendzinas se encuentran en una elevada meseta calcárea existente en el noroeste de Arizona y en el régimen climático mediterráneo del sur de California.

Los redzinas de clima subtropical húmedo son productivos bajo el punto de vista agrícola y permiten el cultivo de algodón, maíz y alfalfa. En ambientes de pradera más áridos se emplean para pastos y algunos cultivos de secano.

Una nueva clasificación de suelos

Desde la clasificación de suelos de 1938, los edafólogos del Servicio de Suelos del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos han llevado a cabo una revisión y modificación profundas del sistema de 1938. Se han efectuado notables cambios en las categorías de los suelos y en la nomenclatura. Para los estudiantes que deseen conocer cómo se ha llevado a cabo este desarrollo se efectúa a continuación una revisión general del nuevo sistema, denominado *Séptima Aproximación*. Esta revisión fue escrita por el dr. Roy W. Simonson, Director del Servicio de Clasificación y Correlación de Suelos del Servicio de Conservación de Suelos del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos. A continuación se reproducen una serie de fragmentos del citado artículo de revisión con permiso del autor y del editor.[1] También constituye una reproducción el mapa de los Estados Unidos del apéndice III, que indica los órdenes y subórdenes de suelos e incluye una leyenda aclaratoria y una explicación de la nomenclatura.

Historia, fines y objetivos básicos de la 7.ª Aproximación

En el estado de conocimiento en que se halla la edafología en nuestros días, cualquier esquema debe terminar necesariamente modificándose o reemplazándose. Este es el único modo por el que puede reflejarse en una clasificación de suelos los nuevos datos conocidos o los que han experimentado alguna reforma. La necesidad de modificar o reemplazar esquemas se puso en evidencia en varias comunicaciones sobre trabajos que se estaban llevando a cabo en el Séptimo Congreso Internacional de Edafología de 1960.

El esquema presentado por los pedólogos americanos en el congreso de 1960 ha pasado por una serie de fases durante un cierto número de años. A fines de identificación, estas fases han sido numeradas, y la presentada en el congreso de 1960 se conoce con el nombre de la 7.ª Aproximación de un sistema completo de clasificación de suelos.[2] Esta aproximación se revisa constantemente como si aún estuviera en sus primeras fases y es probable que experimente todavía algunas modificaciones. No obstante, se espera que sean modficaciones de detalle en su esquema general más que en su estructura. Así pues, parece que el esquema reseñado en la 7.ª Aproximación será el que se adopte, con pequeños cambios, en este país durante los próximos años.

El proyecto de clasificación de suelos que se está desarrollando ahora en los Estados Unidos difiere de los anteriores esquemas elaborados en este país en varios aspectos importantes. Este esquema refleja una evolución hasta en el propio concepto de suelo. En él resulta básico el concepto de que el suelo constituye una capa continua sobre la superficie de la tierra que puede subdividirse en clases de diferentes maneras. También es básico el intento que se ha llevado a cabo de elaborar más definiciones cuantitativas de las que se han utilizado hasta ahora. Las definiciones de las clases a cualquier nivel categórico se expresa en términos de las propiedades que pueden observarse o medirse. Estas características constituyen desviaciones importantes de los esquemas de clasificación de suelos desarrollados con anterioridad.

Los objetivos básicos de este esquema de clasificación son esencialmente los mismos que los de esquemas anteriores, a pesar de las diferencias de matices. El esquema debe ante todo establecer, definir y dar nombre a una serie de clases de la categoría inferior y después agruparlas en clases progresivamente más amplias que impliquen categorías de orden superior y proporcionar un nombre a estas clases. Su finalidad general es hacer más fáciles de recordar las características de los suelos, establecer relaciones entre los diferentes suelos y entre los suelos y otros elementos ambientales, y proporcionar una base para desarrollar los principios de la génesis del suelo y del comportamiento del mismo que tenga valor de predicción.

Concepto de pedon

La directriz seguida en la 7.ª Aproximación hacia la resolución de este problema difiere en varios aspectos de la de anteriores comunicaciones. Se ha intentado definir un pequeño volumen de suelo como la entidad básica del mismo, y para ello se ha sugerido el nombre de *pedon* (plural

[1] Simonson, Roy W., 1962, "Soil Classification in the United States", *Science*, 137, págs. 1027-1034. Copyright por la American Association for the Advancement of Science.

[2] Soil Survey Staff, *Soil Classification. A Comprehensive System —7th Approximation* U. S. Department of Agriculture Soil Conservation Service, Washington, D. C., 1960.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

pedons). *Pedon* se ha propuesto como un término general que designa un pequeño volumen de suelo, lo suficientemente grande para permitir el estudio de los horizontes y de sus relaciones con el perfil y que tenga una sección lateral aproximadamente circular comprendida entre 1 y 10 m².

Un grupo de pedons contiguos que pertenezcan a una única clase de la categoría inferior (serie) se conocen en la monografía que constituye la 7.ª Aproximación con la denominación de "individuo pedológico". Desde que se elaboró la monografía ha parecido que sería preferible denominar estos grupos de pedons continuos con cualquier otro nombre que no fuera éste. En consecuencia, se ha propuesto el término *polipedon* (plural, *polipedons*). Un polipedon se define como un grupo de pedons contiguos situados en un suelo continuo que poseen una serie de características comprendidas dentro de los límites de una única serie pedológica.

Categorías del nuevo sistema

Al igual que otros esquemas desarrollados anteriormente en este país, la 7.ª Aproximación es un sistema multicategórico. En éste se emplean seis categorías. Son, de mayor a menor, *órdenes, subórdenes, grandes grupos, subgrupos, familias* y *series*. Entre estas categorías, la serie se ha venido empleando en los Estados Unidos durante largo tiempo. El concepto de serie pedológica ha ido variando a través de los años, pero la 7.ª Aproximación no ha introducido ningún cambio sustancial a este respecto. En contraposición a lo que sucede en la categoría de serie, otras categorías del esquema no corresponden exactamente a nivel de generalización con las que se habían empleado con anterioridad en este país o en cualquier otra parte. En la 7.ª Aproximación la categoría de "suborden" se aproxima, a nivel de abstracción, a la categoría de gran grupo corrientemente empleada en este país, pero no son completamente equivalentes entre sí.

El número de propiedades contenido en cada clase viene indicado en las categorías por una cierta cantidad de clases. En la 7.ª Aproximación se reconocen diez clases a las que se da la categoría de "orden". El número de clases de las otras categorías (en números redondos) es como sigue: subórdenes, 40; grandes grupos, 120; subgrupos, 400; familias, 1500, y series, 7000. Debe decirse que el total de las tres categorías inferiores cubren únicamente los suelos de los Estados Unidos. Estos totales serían considerablemente mayores si se incluyesen los suelos de otros continentes. Por otra parte, el número total de cada uno de los órdenes, subórdenes y grandes grupos se supone que sigue siendo el mismo, o casi virtualmente el mismo, se aplique el esquema a los Estados Unidos o a todo el mundo. El intento ha servido para dar cabida en el esquema a todos los suelos conocidos del mundo, aunque esta meta no ha logrado alcanzarse. En la elaboración del esquema se reconoce que pueden haberse omitido algunos suelos desconocidos para los autores. Se reconoce también que llegará a ser necesaria la modificación de este esquema o su reemplazamiento a medida que vaya progresando el conocimiento y comprensión de los suelos.

Las definiciones de las clases de las diferentes categorías de la 7.ª Aproximación se basan en la morfología y composición de los suelos, es decir, en las propias características del suelo. Además, se intenta que las definiciones sean lo más cuantitativas posibles como lo permitan los datos más corrientemente disponibles.

Nomenclatura

La nomenclatura propuesta en la 7.ª Aproximación representa una notable desviación de la empleada con anterioridad en la clasificación de suelos. Se propone una nueva nomenclatura para las clases de cada una de las cuatro categorías más elevadas. Los nombres propuestos para designar las clases de las categorías de orden, suborden, gran grupo y subgrupo están constituidos en su mayor parte por raíces griegas y latinas (véase el apéndice III). Los nombres son distintivos para las clases de cada categoría, de manera que el propio nombre indica la categoría a la que pertenece la clase en cuestión. Además, los nombres están elaborados de tal modo que puede identificarse cada subgrupo, por su nombre, con el del gran grupo, suborden en el que se halla clasificado.

Varios son los objetivos que se han tenido en cuenta a la hora de elaborar la nomenclatura propuesta. Se llevaron a cabo esfuerzos para encontrar nombres que fueran característicos y pudieran recordarse fácilmente, que sugirieran unas pocas características de cada una de las clases de suelos, fueran distintivos del nivel categórico al que pertenecía la clase, encajaran rápidamente en el tipo de lenguaje existente y estuvieran constituidos de formas sustantivas y de un adjetivo adecuado. Un esfuerzo que permita alcanzar todos estos objetivos simultáneamente es ambicioso, y algunos no son compatibles entre sí en todos los casos. Así pues, no resulta sorprendente que ya se hayan advertido algunos defectos en la nomenclatura propuesta. Con toda seguridad, se encontrarán todavía más. Se espera, sin embargo, que pueda mejorarse la nomenclatura después de que revisen los nombres y las definiciones de las clases un grupo mayor de científicos que puedan participar en la elaboración del esquema.

Los diez órdenes

Los nombres de los diez órdenes están constituidos de tres o cuatro sílabas, y cada nombre termina con el subfijo *sol*. Los nombres de los diez órdenes son "entisols", "vertisols", "inceptisols", "aridisols", "mollisols", "spodosols", "alfisols", "ultisols", "oxisols" e "histosols". (Véase el apéndice III.)

Los diez órdenes se han establecido teniendo en cuenta uno o varios de los siguientes factores: composición global, grado de zonación en horizontes, presencia o ausencia de ciertos horizontes, y un índice del grado de meteorización de los minerales. Las características que se emplean para

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

distinguir los órdenes se considera que reflejan las mayores diferencias en lo que respecta a la diferenciación de horizontes, a las fases alcanzadas en en la diferenciación de los mismos o a ambos aspectos a la vez. Al abordar de nuevo este problema, se ha llevado a cabo un intento de escoger como propiedades características distintivas las que reflejan mayores diferencias en la génesis de los suelos. Aunque la selección, con este fin, se ha llevado a cabo con éxito, el grado de exactitud sólo se pondrá de manifiesto después que el esquema haya sido empleado durante algún tiempo.

El modo de distinguir los diez órdenes se verá más claro mediante algunos ejemplos. No se va a dar aquí la definición completa de ninguno de los órdenes, pero se comentarán brevemente las principales diferencias entre histosols, entisols, mollisols y spodosols.

Los histosols son suelos orgánicos y comprenden principalmente los constituidos de turba o estiércol. Se distinguen de los suelos que forman los otros nueve órdenes por las diferencias existentes en su composición global: los histosols poseen un alto contenido de materia orgánica (el 20 % más). El equilibrio entre los procesos de diferenciación de horizontes en suelos de tan elevado contenido de materia orgánica es muy diferente del que impera en suelos predominantemente minerales.

Los entisols son suelos minerales con bajo grado de zonación en forma de horizontes, sobre todo los identificados como litosoles, regosoles y suelos aluviales en los Estados Unidos durante los últimos años. Los entisols tienen un perfil constituido por pocos horizontes y casi imperceptibles. Estos suelos se hallan en los primeros estadios de su diferenciación en horizontes. Algunos se forman en regolitos constituidos por minerales muy resistentes; otros, en zonas donde la acreción de nuevos materiales corre pareja con la diferenciación en horizontes; y, por último, hay otros que se forman en áreas donde esta diferenciación en horizontes está equilibrada con la erosión.

Los mollisols son suelos minerales que se caracterizan por poseer un *mollic epipedon*. Se trata de un estrato superficial oscuro de espesor considerable, relativamente rico en materia orgánica, casi saturado de bases y friable. Para identificar un suelo como poseedor de este epipedon se requieren unas condiciones mínimas de espesor, color, saturación en bases, contenido de materia orgánica y consistencia. Al contrario que los histosols y entisols, los mollisols tienden a localizarse en ciertas zonas geográficas. Estos suelos son los más abundantes en el Corn Belt de las Grandes Llanuras de los Estados Unidos. Los mollisols se han formado casi enteramente bajo un régimen de vegetación de pradera en climas semiáridos o subhúmedos. Dentro de los mollisols se sitúan los chernozems, estudiados hace casi un siglo por Dokuchaiev en Rusia.

Los spodosols son suelos minerales que se caracterizan por poseer un *spodic horizon*. Se trata de un horizonte no superficial formado por acumulación aluvial de humus, acompañado a menudo por acumulaciones de hierro o aluminio o de ambos a la vez. El spodic horizon corresponde aproximadamente al horizonte *B* de los podzoles, tal como se han descrito estos suelos en Norteamérica y Europa occidental. Al igual que los mollisols, los spodosols tienden a estar asociados a ciertos tipos de clima y vegetación. Estos suelos se encuentran en su mayor parte en regiones frías y húmedas y se forman especialmente en bosques de coníferas o en zonas de vegetación en las que predominan plantas como el brezo. Los spodosols proliferan de gran manera en el este de Canadá, en Nueva Inglaterra, en los Estados de los lagos del norte y en la región de taiga de la Unión Soviética. Estos suelos presentan a menudo horizontes sorprendentemente diferentes en un mismo perfil, y por esto se situaron entre los primeros que deberán estudiarse con cuidado.

Subórdenes

Para definir las categorías de suborden y de gran grupo se ha empleado el mismo método básico que en la 7.ª Aproximación, aunque no se han usado como criterio las mismas características. Se van introduciendo características adicionales de los suelos como criterios para distinguir las diferentes clases a cada nivel.

Los diversos tipos de características empleados para diferenciar los subórdenes de los órdenes son regímenes de humedad, temperatura, mineralogía y tipos específicos de horizontes. En ocho de los órdenes se separa un suborden por el hecho de hacerse patente la humedad en la morfología de los suelos. En dos órdenes se distinguen un par de subórdenes por la temperatura. La mineralogía del suelo —niveles en los que predomina, por ejemplo, el cuarzo, la alófana o existen elevadas proporciones de carbonato cálcico— proporciona criterios para distinguir al menos un suborden en cuatro de los diez órdenes. Características tales como un horizonte arcilloso, alguno de otro color, y el acuñamiento de un horizonte blanco en otro arcilloso han sido definitivos para establecer al menos un suborden en cinco de los órdenes.

El nombre de cada suborden es bisílabo en vez de tri o tetrasílabo. Cada nombre está formado por una sílaba que actúa de prefijo y es específica más otra sílaba tomada del nombre del orden al que pertenece el suborden. Se han empleado catorce elementos formativos que actúan como prefijos en la construcción de los nombres de los subórdenes. Así pues, por ejemplo, los subórdenes del orden de los entisols se denominan "aquents", "ustents" y "udents". (Véase el apéndice III.)

Grandes grupos y subgrupos

El establecimiento de grandes grupos en el interior de los subórdenes se basa en el mismo tipo de criterios con que se distinguen los subórdenes de los órdenes. Los grandes grupos se distiguen dentro de los subórdenes por la presencia o ausencia de horizontes característicos u otros detalles, la existencia de horizontes extraños a la secuencia

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

requerida para pertenecer a un determinado suborden y por la temperatura. La amplitud de las características distintivas de cada una de las clases se ha ido reduciendo paso a paso a medida que se desciende de orden a suborden y de suborden a gran grupo. Así pues, los suelos de un gran grupo poseen unas características más homogéneas que los de clases de categorías superiores. Dentro de cada grupo, los suelos tienen el mismo tipo de horizontes y la misma secuencia, excepto los horizontes superficiales, que puedan desaparecer por laboreo o erosión.

El método seguido para definir los subgrupos difiere del empleado en definir las clases de categorías superiores. Como se explicó anteriormente, para cada grupo se define un subgrupo, que se identifica con el término *orthic*, el cual se antepone al nombre del gran grupo. Este subgrupo posee las características medias del gran grupo al que pertenece. Además del subgrupo "orthic" existen otros subgrupos: los intergradacionales y los extragradacionales. Los subgrupos intergradacionales poseen algunas características propias de otro gran grupo, sea del mismo orden o de algún otro. Los subgrupos extragradacionales tienen algunas propiedades que no son típicas de ningún gran grupo conocido. En ambos tipos de subgrupos, sin embargo, los suelos son más semejantes al subgrupo "orthic" o central al que pertenecen que a cualquier otro tipo de suelo. El establecimiento de subgrupos "orthic" o centrales, intergradacionales y extragradacionales es un recurso para dar a entender que el suelo forma un manto continuo en el que los cambios tienen lugar de un modo progresivo más que repentino.

Ya se han mencionado las familias y las series como las dos categorías inferiores de la 7.ª Aproximación. Todavía se está trabajando en la selección de criterios apropiados que permitan diferenciar familias en el interior de los subgrupos. Todavía hay que vencer un cierto número de dificultades antes de que las series de suelos conocidos de los Estados Unidos puedan agruparse en familias bajo criterios uniformes.

Cuestionario de repaso

1. ¿Cuáles son los tres órdenes en que pueden clasificarse los suelos? ¿Bajo qué condiciones se desarrolla cada uno de ellos? ¿Qué clases de suelo se incluyen en el orden azonal?

2. ¿Cómo se desarrolló nuestro actual sistema de clasificación de suelos? ¿Qué conceptos básicos sirven de fundamento a esta clasificación? Citar personas que hicieron importantes contribuciones en este campo.

3. Describir el perfil de un suelo podzólico típico. ¿Qué condiciones climáticas son necesarias para el desarrollo de los suelos de este grupo? ¿Cuál es la vegetación natural de este gran grupo de suelos? ¿Cómo se clasifican desde el punto de vista de su productividad agrícola? ¿Qué clase de tratamiento necesitan?

4. ¿En qué se diferencian los suelos podzólicos gris pardos de los suelos podzoles? ¿En qué difieren los factores climáticos? ¿Qué posición geográfica ocupan los suelos podzólicos gris pardos con respecto a los podzoles? ¿En qué se diferencia la vegetación típica de estos dos grupos de suelos? ¿Qué grupo de suelos es mejor para la agricultura? ¿Por qué?

5. ¿Cuáles son las características esenciales de los suelos amarillo rojizos? ¿Con qué clima están asociados? Explicar cómo las temperaturas y la precipitación determinan las características de estos suelos. ¿Qué tipo de vegetación se encuentra en los suelos amarillo rojizos?

6. ¿Qué es la terra rossa? ¿Dónde se encuentra? ¿Qué ideas se han avanzado sobre el origen de la terra rossa?

7. ¿Qué son los suelos laterfticos o latosoles? ¿Cuáles son sus principales características? ¿Qué significa la laterización? ¿Cómo se clasifican los latosoles en función de su productividad agrícola?

8. ¿Cómo puede utilizarse la laterita como material de construcción? Citar algunas de las menas residuales obtenidas de las lateritas.

9. Describir otros suelos de los climas ecuatorial y tropical húmedo.

10. ¿Por qué se clasifican los suelos pantanosos y de prado como intrazonales? ¿Qué aspecto presenta el perfil de estos suelos? ¿Qué es el horizonte de gley? ¿En qué difieren los suelos de pradera de los de los pantanos?

11. ¿Qué son los planosoles? ¿A qué orden pertenecen? ¿Dónde se desarrollan los planosoles y cuál es la diferencia existente entre sus perfiles y los de los suelos zonales asociados?

12. Describir un suelo de tundra. ¿En qué aspecto difiere de los suelos podzólicos? ¿Cuál es el efecto de un frío excesivo sobre el material que origina estos suelos? ¿Dónde se hallan los suelos forestales pardos árticos?

13. ¿Qué es el chernozem? ¿Dónde se estudiaron por primera vez estos suelos? ¿Dónde están mejor desarrollados? Describir el perfil del chernozem.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

14. ¿Cuál es la diferencia esencial entre el chernozem y los suelos podzólicos, ¿A qué características climáticas se asocian los suelos chernozem?

15. ¿Cuál es la vegetación natural de los suelos chernozem? ¿Qué relación tiene el loess con el chernozem?

16. ¿Cuál es la relación existente entre los suelos de pradera y los suelos podzólicos gris pardos? ¿Cuál es la situación geográfica y climática de los suelos de pradera?

17. ¿Qué son las praderas de hierbas altas? ¿Qué teorías se han formulado para explicar la ausencia de bosques en estas regiones? ¿A qué clase de cultivos se asocian las praderas del centro de los Estados Unidos? ¿Dónde se encuentra los suelos de pradera rojizos?

18. ¿Dónde se encuentran los suelos castaños (suelos pardos oscuros) en relación con los chernozems? ¿A qué condiciones climáticas están asociados?

19. ¿En qué se diferencian los suelos pardos de los suelos castaños? ¿Qué rasgo es peculiar en el horizonte *B* de un suelo pardo?

20. Describir los suelos castaño rojizos y pardo rojizos. ¿Dónde se hallan y con qué climas y con qué tipos de vegetación natural están asociados?

21. Describir los suelos de desiertos grises y los suelos de desierto rojo. ¿En qué se diferencian estos dos grupos en cuanto a situación geográfica y clima? ¿Están bien desarrollados los horizontes en estos suelos? ¿Qué formas adoptan en estos suelos el carbonato de calcio y el sulfato de calcio hidratado, que se encuentran en exceso?

22. ¿Cómo influye la altura en el desarrollo de los diversos tipos de suelo? En las regiones áridas de las latitudes medias, ¿cuáles son los distintos grupos de suelos que pueden encontrarse al pasar desde una depresión situada entre montañas hasta una elevada cumbre?

23. ¿Qué son los suelos halomórficos? ¿Dónde se forman los suelos salinos? Citar algunas de las sales que se encuentran en los lagos playa de los desiertos secos. ¿En qué se diferencian los suelos alcalinos de los suelos salinos?

24. ¿Qué son los suelos calcimorfos? Describir los suelos rendzina y citar los sitios donde aparecen. ¿Por qué son considerados intrazonales los suelos rendzina?

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Capítulo 20
Estructura y medio ambiente de la vegetación

La vegetación que cubre los continentes de la tierra es de vital importancia para el geográfo. Las plantas, como objetos estáticos que poseen propiedades físicas características, constituyen un elemento del paisaje igual como puede serlo el modelado, los suelos y las características hidrográficas. El hecho de que varíe de un modo sistemático la morfología de las plantas y su modo de asociación según sea la latitud, altura y posición con respecto al continente, atrae el interés del geógrafo y le lleva a querer conocer más a fondo las relaciones existentes entre la vegetación, suelo, paisaje y clima. Las plantas, como fuentes consumibles y renovables de alimento, combustible, vestido, refugio y muchas otras necesidades vitales, constituyen una enorme base de recursos naturales para el hombre. Los modos en que el hombre ha empleado estos recursos para su progreso —o cómo han dificultado las plantas este mismo progreso— a través de la historia humana constituye una parte esencial de la geografía histórica; el desarrollo presente y futuro y el empleo de los recursos vegetales es tema de numerosos estudios de geografía económica y política.

El tema que aquí nos ocupa es el de la *vegetación natural*, es decir, la vegetación que se desarrolla sin ser interferida y modificada apreciablemente por el hombre. Las numerosas actividades que el hombre lleva a cabo en el campo de la agricultura, ganadería, industria forestal y urbanización aseguran que una considerable proporción de la superficie terrestre no posee vegetación natural. Sin embargo, a partir del estudio de grupos remanentes que han permanecido aislados y de documentos históricos, el geobotánico puede llevar a cabo un mapa global de las grandes unidades de vegetación natural (*véase* cap. 21). Estos mapas representan la vegetación que podría existir en estos lugares si dejara de existir la interferencia del hombre.

Cortando un gran árbol con barrenos. (J. M. Hutchings, **In the Heart of the Sierras**, 1886.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

¿Descripción florística o estructural?

Nuestra selección de temas de estudios es extremadamente limitada si la comparamos con la botánica e incluso con la geografía botánica, considerada como especialidad incluida en la botánica. Aquí no vamos a dedicar nuestra atención a un estudio *florístico*, es decir, a un estudio que se ocupe primariamente de la *flora*. Describir la flora de una región sería confeccionar una lista de las especies vegetales allí encontradas. Pero esta lista nos diría muy poco sobre la abundancia relativa de especies, su morfología y sus caracteres propios como elementos del paisaje.

Es decir, donde un bosque esté formado principalmente por dos o tres especies predominantes, será conveniente nombrar estas especies y designar el tipo de bosque de acuerdo con este criterio. Por ejemplo, en las mesetas de Arizona y Utah, encontramos una zona de bosque constituida casi exclusivamente por pino del Colorado (*Pinus edulis*) y enebro (*Juniperus utahensis*). Conociendo la altura característica, hábito de ramificación y tipo de hoja de estas especies, es como obtenemos la imagen auténtica de la morfología del bosque. Esta descripción específica resultaría imposible en un bosque ecuatorial, compuesto de multitud de especies diferentes. En este caso el bosque debe describirse de acuerdo con su *estructura*, es decir, según el modo en que se distribuyen en el espacio las diversas partes vivientes de los vegetales. Generalmente, en la clasificación de la vegetación natural del mundo, es la descripción estructural la de mayor significado.

Bioclimatología y ecología

Nuestro estudio sobre geografía vegetal no abordará los aspectos históricos, es decir, la evolución de las plantas y el desarrollo y declive de las flores a través del tiempo geológico. Nos interesaremos, por el contrario, por los aspectos *bioclimáticos* de la geografía vegetal en lo que respecta a la respuesta de las plantas ante la luz, el calor y la temperatura, y a la distribución global de éstas según los elementos climatológicos ya citados. Si los preferimos, los factores bioclimáticos pueden limitarse a la respuesta de una única especie ante un único elemento meteorológico.

Un aspecto totalmente diferente a este problema de la relación entre las plantas y sus influencias ambientales se logra considerando la relación existente entre todos los organismos —plantas y animales— que viven en un lugar y en un instante determinado, con respecto a su medio ambiente conjunto o al de uno con respecto al otro. Este sistema dinámico se conoce con el nombre de *ecosistema;* el estudio de un ecosistema constituye la *ecología vegetal*. El ecosistema representa el uso combinado, por animales y plantas, de los recursos existentes en una determinada zona en un período de tiempo en particular. Aire, agua, materia nutritiva, calor y luz, son diversamente utilizados, transformados, almacenados, y devueltos al mundo inorgánico.

La biosfera y sus subdivisiones

Para fijar la posición de la vegetación natural en el esquema de la vida en la tierra, comenzaremos con el sistema total o *biosfera*, que comprende la zona superficial del planeta favorable para el desarrollo de la vida, cualquiera que sea su forma. La biosfera puede subdividirse en tres zonas ambientales o *biociclos:* 1) *aguas saladas* (océanos), 2) *aguas dulces* (ríos, lagos, charcas), y 3) *tierras* (el suelo y el aire en contacto con él). Estamos interesados fundamentalmente en el biociclo terrestre, aunque el campo de acción del geógrafo se extiende además al de agua dulce y al marino.

El biociclo terrestre se subdivide en sistemas ecológicos de cada vez menor tamaño y complejidad, como se representa esquemáticamente en la figura 20.1A. El biociclo terrestre comprende cuatro grandes *biócoras:* a) *bosque*, b) *sabana*, c) *pradera* y d) *desierto* (véase figura 21.1). Estos cuatro tipos de vegetación se establecen a partir de la estructura de las asociaciones vegetales y representan la respuesta fundamental de las plantas a grandes regímenes climáticos principalmente en lo que respecta a humedad (precipitación y evaporación), pero secundariamente a la luz, temperatura y vientos. Las cuatro biócoras comprenden sistemas demasiado extensos y en cada uno de ellos existe demasiada variación como para emplearlos a la hora de realizar una cartografía de la distribución de la vegetación en el mundo. Por tanto, dentro de las biócoras pueden distinguirse *formaciones* en número de 15, 20 o más, según sea el sistema de clasificación que se emplee. Así tendremos diversas variedades de bosques (bosque ecuatorial, caducifolio, perennifolio), según sea el régimen climático al que estén sometidos. En el capítulo 21 se discutirán términos como "bosque", "bosque claro" y "pradera". La distinción entre las distintas biócoras y sus correspondientes formaciones se realiza tomando como base la estructura vegetal, más que a partir de las especies. De este modo la clasificación es estructural más que florística.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

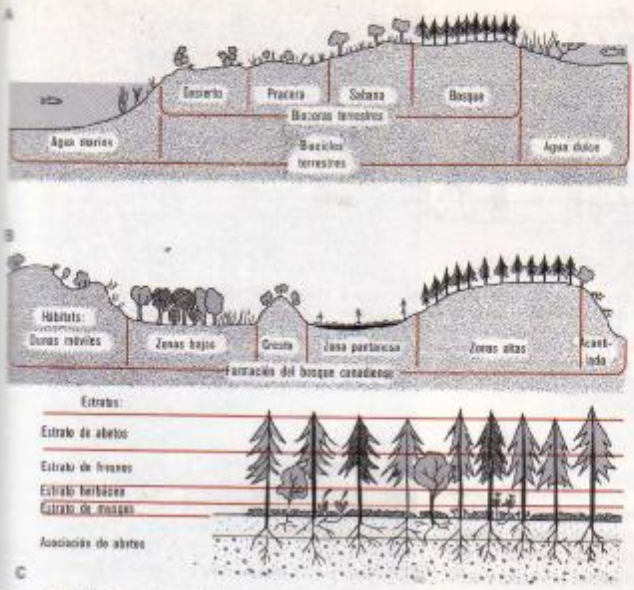


Figura 20.1. Dimensiones de los medios ambientales. A. Biociclos y biócoras. B. Hábitats de la formación de bosque canadiense. C. Detalle de una asociación de abetos. (De Pierre Dansereau, 1951, Ecology, vol. 32.)

Hábitats y comunidades vegetales

Como sabemos a partir de la observación directa, la vegetación se halla fuertemente influenciada por la morfología del terreno y el suelo. La vegetación de una región alta (es decir, de una zona elevada de vertientes moderadas y suelo potente) es notablemente diferente de la de un fondo de valle donde el agua se halla próxima a la superficie la mayor parte del tiempo. La vegetación también tiene una morfología diferente en las paredes rocosas o en los acantilados donde el agua circula rápidamente y el suelo es delgado o está ausente.

Así pues, cada zona a la que asignamos categoría de formación no es más que un mosaico de pequeñas unidades que reflejan la desigualdad de inclinación, altitud y tipo de suelo con respecto a otra. Estas subdivisiones del medio vegetal se denominan *hábitats* (fig. 20.1*B*). En el ejemplo descrito, el bosque aciculifolio canadiense (formación) comprende en la actualidad como mínimo seis hábitats: zonas altas, zonas pantanosas, zonas bajas, crestas, acantilados y dunas móviles. La situación y extensión de cada hábitat depende en gran manera de la historia geológica de la región (por ejemplo, de los procesos de erosión y sedimentación que actuaron en el pasado y que modelaron el paisaje). La morfología propia de estos procesos está a su vez influenciada por la antigua historia geológica, que fue la causante de la sedimentación de los distintos materiales blandos y resistentes. En la parte final de este libro se explica con algún detalle la evolución de las formas de modelado.

Íntimamente unida al efecto del paisaje sobre el hábitat se halla el agua del suelo, tema ya tratado en capítulos anteriores. Finalmente, cada hábitat posee características edafológicas propias que vienen determinadas no sólo por el agua y las características de las vertientes, sino en parte también por las propias plantas.

Hábitats adyacentes pueden poseer estructuras vegetales sorprendentemente diferentes, de manera que el problema surge a la hora de seleccionar los auténticamente representativos que pertenezcan al tipo de formación a que nos refiramos. Para este fin suele tomarse el hábitat de zonas altas como hábitat de referencia, ya que posee la superficie bien drenada, pendien-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

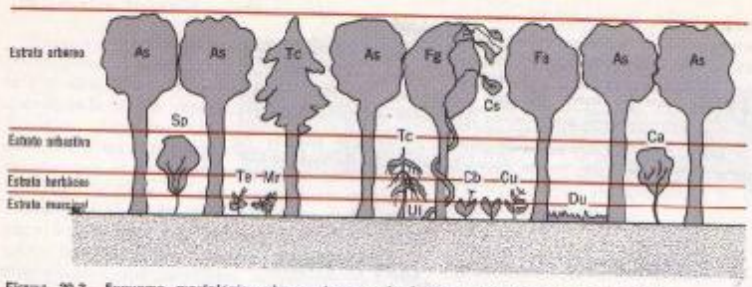


Figura 20.2. Esquema morfológico de un bosque de hayas, arces y abetos. El estrato arbóreo está constituido por el arce del azúcar (As), fresno (Fa), haya (Fg) y abeto (Tc), existiendo también lianas (Cs). El estrato de arbustos está formado por saúco (Sp), escaramujo (Ca) y algún abeto joven (Tc). Sobre el abeto crece un epífito (Ul). Las plantas designadas con Te, Mr, Cb y Cu, constituyen el estrato herbáceo. Los musgos forman el estrato más bajo. (De Pierre Dansereau, 1951, Ecology, vol. 32.)

tes moderadas y suelo bien desarrollado. La estructura vegetal existente en el hábitat de las zonas altas es la que nos sirve de modelo para nombrar y describir una formación (fig. 20.1C).

En cada hábitat en particular puede encontrarse una unidad todavía más pequeña del ecosistema, la *comunidad vegetal*, compuesta de una cierta proporción determinada de organismos que son más o menos interdependientes y que hacen uso de los recursos de su hábitat, de manera que lo mantienen o lo modifican. No pueden establecerse dimensiones ni límites determinados para las comunidades vegetales; estas propiedades dependerán de los tipos de hábitats. Dentro de cada comunidad vegetal existe una estructura característica de la vegetación y una determinada composición florística que pueden considerarse más o menos estables o pueden variar gradualmente con el tiempo.

Figura 20.3. Arces de azúcar de una edad de 150 a 200 años existentes en el Bosque Nacional de Allegheny, Pennsylvania, 1939. La fotografía es un buen ejemplo de estratificación vegetal, ya que pueden apreciarse el estrato de arbustos y el de árboles. (Fotografía del U.S. Forest Service.)

Descripción estructural de la vegetación

Si el fitogeógrafo describe la vegetación de acuerdo con su estructura, o con las propiedades físicas y otras formas exteriores, debe establecer una serie de categorías, cada una de ellas dirigida a nombrar un elemento esencial en la descripción de la vegetación. En el sistema del Dr. Pierre Dansereau[1] se emplean seis categorías. Nos definen cada una de ellas respectivamente su medio de vida, tamaño y estratificación, el grado de cobertura que ejercen respecto al suelo, su periodicidad, y la forma de sus hojas.

1. *Forma biológica.* Las plantas pueden clasificarse de acuerdo con su forma biológica. Las dos primeras (fig. 20.2), *árboles* y *arbustos*, son formas leñosas de posición erecta. La palabra "árbol" denota una planta perenne que posee un único tronco principal, a veces con unas pocas ramas en la parte inferior, pero ramificado en la superior, de manera que en el individuo adulto esta parte contribuye a los estratos superiores de la vegetación. El término "arbusto" se refiere generalmente a una planta leñosa que comienza a ramificarse cerca del nivel del suelo, de manera que el follaje queda cercano a él (fig. 20.3). Además existen tam-

[1] Dansereau, Pierre (1957), *Biogeography, an ecological perspective*. The Ronald Press Co., Nueva York. Véanse págs. 147-154.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 20.4. Lianas del bosque ecuatorial, cerca de Belem, Brasil. (Foto de Otto Ponzer, Cortesía del Instituto Agronómico del Norte.)

Figura 20.5. Un epífito, o planta aérea. Esta Bromeliácea se halla agarrada a un árbol mediante una masa de raíces fibrosas. Las hojas de esta planta adoptan una estructura en urna que recoge y retiene el agua de lluvia. Aproximadamente 1/7 del tamaño natural. (Según W. H. Brown, 1935, The Plant Kingdom, cortesía de Blaisdell Publishing Co., Division of Ginn and Co.)

bién plantas trepadoras leñosas que ascienden por los árboles: las *lianas* (fig. 20.4). Pueden ganar altura enrollándose y subiendo por árboles adultos, o bien ser elevadas durante el crecimiento de árboles jóvenes a los que se habían anexionado previamente. Aunque el término "liana" suele asociarse por lo general a bosques tropicales, comprende igualmente las formas existentes en los bosques de latitudes medias como puede ser la hiedra ponzoñosa y la enredadera de Virginia. Se observa, pues, que plantas con la misma morfología están incluidas en categorías taxonómicas totalmente distintas. Por ejemplo, las palmeras y los helechos arborescentes son muy parecidos, pero pertenecen a órdenes completamente diferentes.

La cuarta forma biológica, la constituye el grupo de las *hierbas*. Son por lo general pequeñas plantas que carecen de tallos lignificados. Poseen gran variedad de forma y de estructura de hoja, y pueden ser anuales o perennes. A este tipo de forma biológica se le aplica el adjetivo *herbáceo*. El estrato herbáceo ocupa por lo general una posición baja en una comunidad vegetal estratificada. Más pequeños y casi en contacto con el suelo o adheridos a los troncos de los árboles se hallan los *briófitos*, forma biológica que comprende el phylum de este mismo nombre y que incluye los musgos y hepáticas.

Finalmente citaremos a los *epífitos*, plantas que viven sobre otras que les sirven de soporte, de modo que no están en contacto con el suelo (fig. 20.5). Un ejemplo conocido lo constituyen las orquídeas tropicales, que viven sobre los árboles y a veces han sido denominadas "plantas aéreas". Hay helechos que también pueden adoptar este género de vida (véase fig. 21.5).

Las formas biológicas de las plantas inferiores que suelen agruparse bajo el nombre de *talófitos* no las incluiremos en nuestra lista. Esta denominación comprende a las bacterias, algas, mohos y hongos, es decir, plantas que carecen todas ellas de verdaderas raíces, tallos y hojas. Los *líquenes*, simbiosis de algas y hon-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 20.6. Líquen (Stereocaulon vulcani) que crece sobre la áspera superficie de una lava, Reserva Forestal de Waiakea, Maua, Hawaii. (Fotografía de Pierre Dansereau.)

gos en una sola estructura vegetal, se incluyen en la forma biológica de los briófitos. Los líquenes tienen aspecto coriáceo o de costras o bien de masas foliáceas, y crecen sobre las rocas y los troncos de los árboles (fig. 20.6). En la región ártica y alpina, los líquenes pueden alcanzar gran profusión, llegando a ser dominantes dada la ausencia casi total de otras formas vegetales más vistosas.

2. *Tamaño y estratificación.* Cada una de las formas biológicas descritas anteriormente pueden clasificarse de acuerdo con su tamaño. Los términos "alto", "medio" y "bajo" pueden servir para definir los límites de cada forma biológica. Por ejemplo, un árbol mayor de 25 m es "alto"; de 10 a 25 m es de tamaño "medio" y de 8 a 10 m "bajo". Para las plantas de menor tamaño también se han establecido una serie de límites (tabla 20.1). Esta normalización de tamaños permite al fitogeógrafo establecer descripciones precisas de la vegetación. Se logra una mayor unificación estableciendo límites de altura a una serie de estratos que comienzan a numerarse sucesivamente a partir del suelo (tabla 20.1).

3. *Cobertura.* El grado en que las hojas de un determinado vegetal cubran la superficie de suelo existente bajo ellas recibe el nombre de *cobertura* o *expansión horizontal*. Podemos emplear cuatro términos en la descripción del grado de cobertura: insignificante o muy dispersa; discontinua; en fragmentos o grupos; y continua. Por ejemplo, los árboles pueden ejercer una cobertura discontinua mientras la capa herbácea es continua o viceversa.

4. *Función o periodicidad.* De importancia primaria en la clasificación de las formas de vegetación natural es la respuesta del follaje de las plantas al ciclo climático anual. Los vegetales *caducifolios* pierden sus hojas y quedan en estado de letargo durante la estación desfavorable, que es la demasiado fría o demasiado seca para su crecimiento normal. Los vegetales *perennifolios* conservan sus hojas verdes durante todo el año, aunque en algunos casos quedan en letargo durante una estación fría o seca. Donde el clima es suave (es decir, húmedo y no frío durante todo el año) las plantas de hoja perenne crecen continuamente. Una tercera clase, la de los vegetales *semicaducifolios*, es aquélla en que las plantas pierden sus hojas a intervalos que no están en fase con una estación determinada. Así pues, un bosque semicaducifolio no perderá nunca todas sus hojas al mismo tiempo. En una cuarta clase podemos separar las plantas *suculentas de hoja perenne* y las *cactiformes;* las primeras poseen hojas muy gruesas y carnosas y las segundas tallos carnosos verdes sin hojas funcionales, como ocurre en los cactos.

5. *Forma y tamaño de la hoja.* El conocimiento de la forma de la hoja de una planta constituye una parte esencial de la descripción estructural (fig. 20.7). Algunas plantas tienen *hojas anchas*, que nos resultan familiares por poseerlas especies tan comunes como los arces, las hayas y los rododendros. En contraste existe también la hoja *acicular*, típica del pino,

TABLA 20.1 TAMAÑO DE LAS PLANTAS Y ESTRATIFICACIÓN DE LA VEGETACIÓN*

Tamaño de las plantas

ALTO	Árbol	Más de 25 m (82 pies)
	Arbusto	2 a 8 m (6,6 a 26 pies)
	Hierba	Más de 2 m (6,6 pies)
MEDIO	Árbol	10 a 25 m (33 a 82 pies)
	Arbusto	0,5 a 2 m (1,6 a 6,6 pies)
	Hierba	0,5 a 2 m (1,6 a 6,6 pies)
	Briófito	Más de 10 cm (4 pulg)
BAJO	Árbol	8 a 10 m (26 a 33 pies)
	Arbusto	Menos de 0,5 m (1,6 pies)
	Hierba	Menos de 0,5 m (1,6 pies)
	Briófito	Menos de 10 cm (4 pulg)

Estratificación

Número de la capa	Extensión
7	Más de 25 m (82 pies)
6	10 a 25 m (33 a 82 pies)
5	8 a 10 m (26 a 33 pies)
4	2 a 8 m (6,6 a 26 pies)
3	0,5 a 2 m (1,6 a 6,6 pies)
2	10 cm a 0,5 m (4 pulg a 1,6 pies)
1	0 a 10 cm (0 a 4 pulg)

* Según Pierre Dansereau, 1958, Botanical Institute of the University of Montreal, Contributions No. 72, págs. 31-32.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

abeto, ciprés y abeto del Canadá. Una forma similar es la *espina*, que en algunas plantas constituye una transformación completa de la hoja. Las hojas delgadas y progresivamente atenuadas de las hierbas se dice que tienen forma *graminoide*. Existen también hojas pequeñas, como las del abedul o el acebo; y hojas *compuestas* como las del nogal americano y el fresno.

6. *Textura de la hoja.* La textura de las hojas varía mucho según sea el clima y el hábitat, ya que depende del diferente grado de control de la pérdida de agua que es necesario en cada situación. Las hojas de espesor medio reciben el nombre de *membranosas;* las finas y delicadas (como las del culantrillo de pozo), *peliculares*. Las hojas duras, gruesas y coriáceas se denominan *esclerofilas*, y un bosque en el que predominen los árboles y arbustos con este tipo de hojas recibe el nombre de *bosque esclerofilo*. Las hojas muy gruesas, capaces de almacenar gran cantidad de agua en su estructura esponjosa, se conocen con el nombre de *suculentas*.

Esta revisión a la clasificación estructural de la vegetación nos ha proporcionado una serie de términos descriptivos que demuestran la utilidad de considerar la reacción de los vegetales ante su medio físico. La forma de vida predominante que se encuentra en una determinada región, el tamaño, estratificación y grado de cobertura de los individuos, su periodicidad y la forma y textura de sus hojas, reflejan con todo detalle las condiciones ambientales del clima, suelo y modelado allí existentes.

Figura 20.7. Formas de hojas. A, Gran hoja palmada (sicómoro). B, Hoja acicular (pino). C, Espina. D, Hoja graminoide (hierba). E, Hoja pequeña. F, Hoja compuesta (helecho). G, Tallo suculento (cacto).

Los factores ambientales en la ecología vegetal

Al poseer ahora ya alguna información sobre la estructura de la vegetación y su organización en comunidades vegetales, asociaciones, formaciones y biócoras, podemos pasar a estudiar los factores ambientales que necesita la vegetación para adoptar tal variación de formas.

Los cuatro tipos principales de factores ambientales son: 1) *climáticos*, 2) *geomorfológicos* (relacionados con el modelado), 3) *edafológicos* (relacionados con el suelo) y 4) *bióticos* (relacionados con los organismos vivientes). Aunque trataremos cada uno de estos factores por orden y los examinaremos separadamente, debe tenerse en cuenta que el concepto básico de ecología estriba en la actuación simultánea de numerosos factores y en el efecto de éstos sobre otros nuevos en una trama de interrelaciones muy compleja. Muchas de las plantas que se hallan afectadas por factores ambientales pueden reaccionar a veces tendiendo a modificar el medio en que se hallan, alterando de este modo los factores primarios.

Al considerar cómo afectan los factores físicos ambientales a la estructura vegetal y a su distribución, deben distinguirse dos tipos de escalas. Una es la escala general, que incluye factores climáticos tales como la variación de insolación, duración del día y la noche, temperatura, precipitación y régimen de vientos, con la estación y la latitud. La otra escala de consideración debe referirse a las variaciones de medio físico que existen en un hábitat relativamente pequeño y entre hábitats adyacentes. Es decir, aunque existan grandes regímenes climáticos como pueden ser los desiertos y las regiones húmedas, podemos también encontrar en el interior de una región de clima general húmedo unos cuantos hábitats pequeños (tales como una duna o un acantilado) que sean extremadamente secos para que puedan vivir las plantas. Podemos igualmente encontrar en un gran desierto pequeños hábitats que permanezcan húmedos la mayor parte del tiempo (tales como filtraciones al exterior o fuentes).

Necesidades hídricas de las plantas

La necesidad de agua es quizás la principal cuestión que se plantea al analizar el medio físico en que se desenvuelven las plantas. Si-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

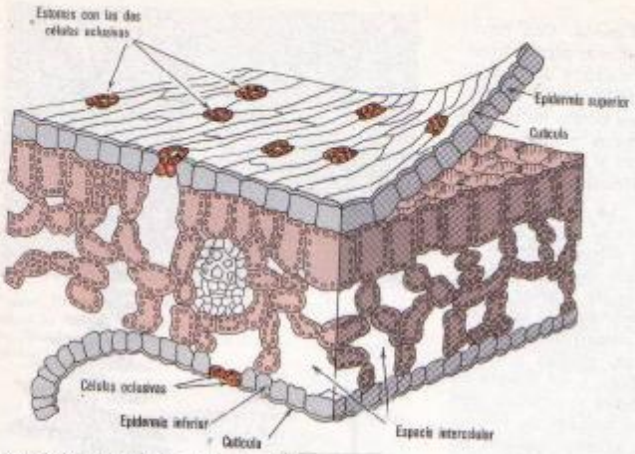


Figura 20.8. Estructura celular de la hoja. (Según W. W. Robbins y T. E. Weier, 1950, Botany, John Wiley and Sons.)

multáneamente con sus procesos de crecimiento, las plantas con hojas ceden grandes cantidades de agua a la atmósfera en una función denominada *transpiración*, que es esencialmente una forma de evaporación a partir de las superficies expuestas de dos células vegetales. Las plantas verdes también requieren una cantidad relativamente pequeña de agua para llevar a cabo el proceso de *fotosíntesis*, en el cual se emplea energía luminosa, dióxido de carbono y agua para producir hidratos de carbono. La mayor parte del agua empleada en la transpiración y fotosíntesis procede del suelo, de donde es absorbida por las raíces de las plantas.

La cuantía de la transpiración varía mucho según sea el tipo de planta y las condiciones atmosféricas existentes. La temperatura elevada, la humedad baja y los vientos favorecen la transpiración. La estructura del vegetal, particularmente la de la hoja, determina en gran manera la velocidad de pérdida de agua. Las plantas de gran superficie foliar que poseen hojas anchas y delgadas transpiran más que las que tienen hojas aciculares, espinosas o pequeñas y gruesas (esclerofilas). Bajo condiciones de escasa precipitación y evaporación elevada, sólo pueden sobrevivir aquellas plantas que reducen las pérdidas por transpiración mediante estructuras especiales en las hojas o debido al reducido tamaño de las mismas.

La adaptación de las estructuras vegetales a los largos períodos de deficiencia de agua es de un especial interés para el geógrafo. La transpiración tiene lugar a través de unos poros muy especializados de las hojas denominados *estomas*, que son aberturas en la *epidermis* (estrato celular externo) y la *cutícula* (capa protectora exterior) a través de los cuales se lleva a cabo el intercambio de vapor de agua y otros gases entre la hoja y la atmósfera (fig. 20.8). Bordeando la abertura (ostíolo) del estoma se hallan las *células oclusivas*, que pueden abrir y cerrar el ostíolo regulando así el flujo de vapor de agua y otros gases. Aunque la mayor parte de la transpiración tiene lugar a través de los estomas, parte puede pasar a través de la cutícula. Esta última forma de pérdida se ve reducida en muchas plantas por el engrosamiento de los estratos celulares externos o por la deposición de cera o materiales similares sobre la superficie de la hoja. Así muchas plantas desérticas han engrosado su cutícula o han cubierto de cera sus hojas, tallos o ramas.

Otro medio de reducir la transpiración es la formación de estomas hundidos profundamente en la superficie de la hoja con el fin de retardar la difusión del vapor de agua hacia la atmósfera, y la casi ausencia de estomas en el envés de las mismas. Una planta puede adaptarse también al medio desértico reduciendo notablemente la superficie de las hojas, o perdiéndolas por completo. Las hojas aciculares y las espinas son hojas que han logrado reducir en gran manera las pérdidas por transpiración. En las cactiformes no existen hojas, y la transpiración se limita a los tallos verdes.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Además de desarrollar estructuras en las hojas que reducen la pérdida de agua por transpiración, las plantas que habitan en un medio pobre en agua poseen también recursos para obtener agua y almacenarla. Las raíces se prolongan considerablemente hasta alcanzar la humedad que existe a gran profundidad. En los casos en que las raíces alcanzan el nivel freático queda ya asegurado el suministro de agua. Las plantas que viven de este modo se denominan *freatófitas* y pueden encontrarse en las regiones desérticas a lo largo de cauces secos y fondos de valles aluviales. Otras plantas desérticas poseen un sistema de raíces poco profundo pero muy ramificado con el fin de absorber la máxima cantidad del agua que existe a veces en el desierto y satura únicamente una capa inferior del suelo. Los tallos de las plantas desérticas están comúnmente muy engrosados por un tejido esponjoso en el que puede almacenarse gran cantidad de agua. Como ya se ha dicho, estas plantas reciben el nombre de *suculentas*.

Una adaptación completamente diferente a la extrema aridez del desierto que presentan numerosas especies, es su corto ciclo de germinación, formación de las hojas, flores y frutos, y la inmediata dispersión de las semillas.

Clasificación de las plantas por sus necesidades hídricas

Los hábitats del biociclo terrestre se diferencian ante todo por el grado de saturación de agua que experimenta el suelo. Tan importante es este factor que las plantas pueden clasificarse de acuerdo con sus necesidades hídricas. La terminología asociada al factor agua se basa en tres prefijos griegos: *xero-*, seco; *higro-* (*hidro-*), húmedo; y *meso-*, intermedio. Así pues, un hábitat podrá caracterizarse por estar siempre húmedo *(higromorfo)*; seco *(xeromorfo)* o con un grado medio de humedad *(mesomorfo)*. Las plantas que crecen en hábitats secos se denominan *xerófitas*; las que lo hacen en el agua o en hábitats húmedos *higrófitas (hidrófitas)*; y se desarrollan en hábitats con un grado intermedio de humedad y con recursos de agua relativamente uniformes, *mesófitas*.

Las xerófitas son muy resistentes a la sequía y pueden sobrevivir en hábitats que secan rápidamente después de una precipitación, como pueden ser por ejemplo las dunas de arena, las playas o la superficie desnuda de una roca. Las plantas típicas de climas secos (desiertos) son también xerófitas; los cactos son un ejemplo. Las higrófitas toleran el agua en exceso y pueden encontrarse en ríos poco profundos, lagos, pantanos, marismas y turberas; un ejemplo lo constituyen el lirio de agua. Las mesófitas se desarrollan en hábitats altos, en zonas de pluviometría elevada. Aquí existe un buen drenaje y la humedad penetra profundamente en el suelo pudiendo ser empleada posteriormente por las plantas. En estas regiones el suelo suele ser de textura intermedia —ni demasiado gruesa ni demasiado fina— y a la vez potente y uniforme.

Algunos regímenes climáticos, como el tropical (que incluye el monzónico) y el continental tienen una periodicidad anual al poseer una estación en la que el agua no llega a las plantas por no existir precipitación o porque el agua del suelo queda helada. Esta estación alterna con otra en que el agua es abundante. Las plantas adaptadas a estas condiciones se denominan *tropófitas*, del griego *tropḗ*, cambio, variación. Las tropófitas pueden resistir el impacto de la estación seca perdiendo sus hojas y quedando en letargo. Cuando vuelven a disponer de agua originan nuevas hojas y siguen creciendo rápidamente. Los árboles y arbustos que pierden estacionalmente las hojas se denominan *caducifolios*, en contraposición a los *perennifolios* que conservan verdes la mayor parte de sus hojas durante todo el año.

Otros factores climáticos

El factor luz es importante en ecología vegetal. En el hábitat de una asociación o comunidad vegetal determinada, la cantidad de luz útil dependerá en gran parte de la posición de las plantas. Las copas de los árboles del estrato superior reciben el máximo de luz, y reducen correspondientemente la cantidad útil de la misma que llega a los estratos inferiores. En casos extremos, los árboles llegan a cortar el paso de la luz con tanta eficacia que el suelo del bosque está casi libre de arbustos y plantas herbáceas. En ciertos bosques caducifolios de latitudes medias, el principio de la primavera, antes de que los árboles tengan todas las hojas, es uno de los periodos de mayor intensidad luminosa al nivel del suelo, lo que permite a ciertas plantas herbáceas desarrollarse en un rápido ciclo de crecimiento. En verano estas plantas irán desapareciendo a medida que los árboles completan su follaje. Otras plantas herbáceas del mismo hábitat requieren sombra y no aparecen hasta final del verano.

Tratado a escala planetaria, el factor luz útil para el crecimiento de las plantas varía con la latitud. La duración del día en verano se incrementa rápidamente cuanto mayor es la latitud, y alcanza el máximo valor en los círculos ártico y antártico, donde el sol puede permanecer por encima del horizonte las 24 horas

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

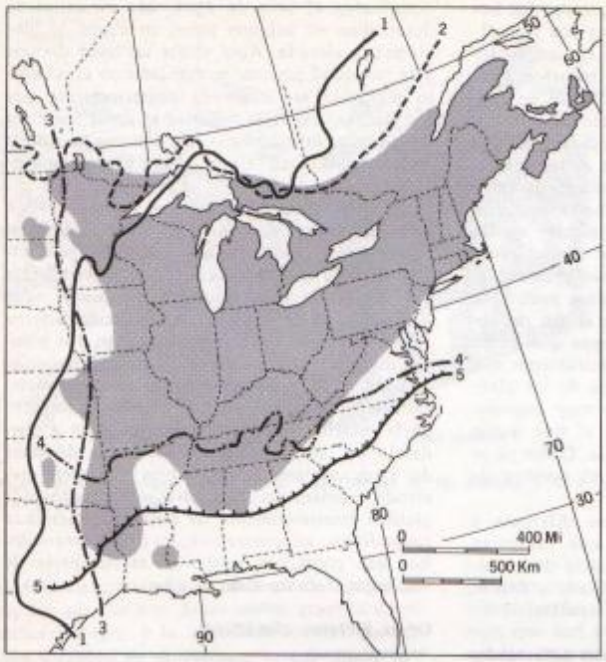


Figura 20.9. Límites bioclimáticos del arce del azúcar (Acer saccharophorum) **en el este de Norteamérica. El área sombreada representa la distribución del arce del azúcar. Línea 1, precipitación anual de 760 mm. Línea 2, temperatura mínima anual media de —40° C. Línea 3, límite oriental entre los climas árido y húmedo. Línea 4, precipitación media anual de nieve de 25 cm. Línea 5, temperatura mínima anual media de —10° C. (Basado en** Biogeography, An Ecological Perspective, **de Pierre Dansereau. Copyright, 1957. The Ronald Press Company.)**

del día (capítulo 4). Así, aunque el período de crecimiento de las plantas se acorta notablemente a latitudes elevadas por causa de las heladas, su velocidad de crecimiento se acelera considerablemente en la estación libre de heladas por la prolongada acción de la luz. Pero en latitudes todavía más elevadas, subárticas, el crecimiento de las plantas queda frenado por la baja radiación térmica existente, a pesar de la constante luz solar.

En las latitudes medias, donde la vegetación es caducifolia, el ritmo anual de períodos de más o menos luz solar determina la época de brote, floración, formación del fruto, caída de la hoja, y otras actividades de las plantas. En cuanto a la intensidad de esta luz, se supone generalmente que incluso en los días totalmente cubiertos existe la suficiente para llevar a cabo la fotosíntesis al ritmo máximo, y que la radiación solar directa constituye un exceso considerable de luz.

La temperatura, otro de los factores climáticos importantes en ecología vegetal, actúa directamente sobre las plantas influenciando la velocidad a la que se llevan a cabo los procesos fisiológicos. En general podemos decir que cada especie vegetal tiene una temperatura óptima asociada a cada una de sus funciones tales como la fotosíntesis, floración, formación del fruto o germinación de la semilla, y que existen unas condiciones anuales óptimas que condicionan el tamaño y el número de individuos. Existe también un límite superior e inferior de temperatura para cada una de las funciones de la planta, además de para su supervivencia general. La temperatura actúa como factor indirecto de muchos otros modos. Una temperatura del aire incrementa la transpiración de las

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

plantas al elevar el nivel de saturación en vapor de agua del aire y origina grandes pérdidas por evaporación de la humedad del suelo.

En general, cuanto más frío es el clima, menor es el número de especies que pueden sobrevivir. Un elevado número de especies tropicales no pueden vivir en regiones donde se registren heladas. En los extremadamente fríos ambientes árticos y alpinos, típicos respectivamente de altas latitudes y elevadas alturas, sólo pueden sobrevivir unas pocas especies. Una simple aplicación de este principio explica por qué un bosque ecuatorial tiene tantas especies de árboles, mientras otro de la zona subártica puede estar formado dominantemente por una, dos o tres especies. La tolerancia al frío está relacionada con la capacidad de la planta a soportar el cambio físico que implica la congelación del agua. Si la planta no tiene medios de eliminar el exceso de agua existente en sus tejidos, su congelación puede dañar las células.

Basándose en las preferencias o tolerancias a la temperatura, los fitogeógrafos hacen la siguiente distinción: plantas *megatermas*, típicas de regiones cálidas; *microtermas*, de regiones frías; y *mesotermas*, características de zonas templadas.

Es una ley bioclimática el hecho de que existe un nivel crítico de adversidad climática más allá del cual las plantas no pueden sobrevivir; de aquí que exista una barrera geográfica que marque los límites de su distribución. Esta barrera puede ser denominada *frontera*. Aunque una frontera viene determinada por un conjunto de elementos climáticos, a veces resulta posible aislar un elemento climático que coincide con la frontera vegetal. Un ejemplo lo tenemos en los límites de crecimiento del arce del azúcar *(Acer saccharophorum)* en Norteamérica (fig. 20.9). Los límites por el Norte, Oeste y Sur coinciden aproximadamente con valores muy concretos de precipitación anual, temperatura mínima media y precipitación anual de nieve. Otro ejemplo lo tenemos en la distribución del pino amarillo *(Pinus ponderosa)* del oeste de Norteamérica (fig. 20.10). En esta región montañosa la precipitación varía notablemente con la altura. La isoyeta de precipitación total anual de 500 mm encierra la mayor parte de zonas altas en las que crece el pino amarillo. Lo realmente significante es el paralelismo de la isoyeta con la zona de bosque, más que el grado de coincidencia real de las mismas.

Se ha visto que el viento es un factor ambiental importante en la estructura de la vegetación. Cerca del límite del bosque en las altas montañas y a lo largo de los límites septentrionales de vegetación en la zona ártica, pueden observarse árboles deformados con las ramas inclinadas hacia sotavento o el tronco y las ramas en posición casi horizontal siguiendo la dirección del viento dominante (fig. 20.11). En estos hábitats el efecto del viento tiende a provocar una excesiva sequedad en la parte del vegetal que se halla expuesta a la dirección predominante del mismo. El límite de existencia de árboles en las laderas de las montañas varía, pues, en altura con el grado de exposición de la vertiente a los vientos dominantes, llegando a más altura en la parte de sotavento que en la de barlovento y en los abrigos resguardados de su acción.

Figura 20.10. Las zonas ocupadas por el pino amarillo (Pinus ponderosa) en el oeste de Norteamérica aparecen en negro. El borde de la zona sombreada representa la isoyeta de 500 mm de precipitación anual. (Basado en Biogeography — An Ecological Perspective, **de Pierre Dansereau. Copyright © 1957, The Ronald Press Company.)**

Factores geomorfológicos

Los factores geomorfológicos o de modelado que influyen sobre la vegetación comprenden aspectos como la *pendiente del terreno* (ángulo que forma la superficie topográfica con la horizontal), *orientación de las vertientes* (posición que ocupan respecto al norte geográfico)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

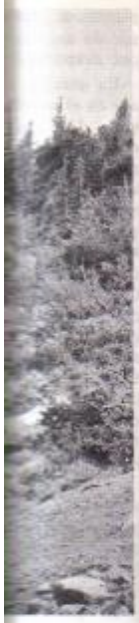
Figura 20.11. Arboles deformados por el efecto de los vientos fríos y secos. Límite de la zona de bosque del Bosque Nacional de Arapaho, Colorado, 1946. (Fotografía del U.S. Forest Service.)

y el *relieve* (diferencia de altura entre las partes altas y los fondos de los valles adyacentes). En un sentido mucho más amplio, se entiende por factor geomorfológico el modelado del paisaje de una región por los procesos de erosión, transporte y deposición por ríos, olas, viento, hielo, y por las fuerzas sísmicas y orogénicas. El conjunto de formas que posee una región determinada se interpreta siempre en función de los procesos geomorfológicos; éstos se tratarán desde el capítulo 22 al 34. A los diferentes procesos geomorfológicos y a sus formas resultantes pueden asignárseles una infinita variedad de hábitats vegetales.

La pendiente del terreno actúa indirectamente por su influencia sobre la velocidad de drenaje de la precipitación. En pendientes pronunciadas la escorrentía superficial es rápida y el agua no queda disponible mucho tiempo para las plantas. En pendientes suaves puede penetrar en el suelo la mayor parte de la precipitación siendo de este modo útil a la vida vegetal. La activa erosión que existe en las pendientes pronunciadas hace que la capa de suelo sea delgada, mientras que en las pendientes suaves es mucho más potente. La orientación de las vertientes tiene una influencia directa sobre las plantas, ya que de ella depende la mayor o menor exposición a la luz del sol y a los vientos dominantes. Las laderas que miran al sol constituyen un ambiente más cálido y seco que las que se hallan en posición opuesta, ya que éstas permanecen en la sombra mucho más tiempo durante el día. En las latitudes medias este contraste puede ser lo suficientemente intenso como para que existan diferentes formaciones vegetales en las laderas que miran hacia el Norte y en las que están orientadas hacia el Sur (fig. 20.12).

Los factores geomorfológicos son, pues, los responsables de la sequedad o humedad de una serie de hábitats vegetales determinados, en una región que tenga esencialmente el mismo clima general. Cada comunidad vegetal tiene su propio microclima. Sobre los interfluvios, picos y crestas montañosas, el suelo tiende a estar seco debido al rápido drenaje existente en estas zonas y a que se hallan más expuestas

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



las pendientes
La orientación
fluencia directa
lla depende la
luz del sol y a
deras que miran
más cálido y
sición opuesta,
sombra mucho
En las latitudes
lo suficiente-
sistan diferentes
deras que miran
están orientadas

son, pues, los
humedad de una
terminados, en
mente el mismo
el vegetal tiene
los interfluvios,
suelo tiende a
renaje existente
más expuestas

a la luz del sol y a los vientos. Por el contrario, los fondos de los valles tienden a ser húmedos debido a que es en ellos donde converge la escorrentía superficial y donde se hallan los cursos de agua. En los climas húmedos, el nivel piezométrico suele encontrarse cerca del fondo de los valles o puede llegar a coincidir con la superficie del terreno dando lugar a charcas y pantanos. Pueden producirse también marismas y turberas. En climas húmedos, las plantas higrófitas forman comunidades vegetales características en los fondos de los valles, mientras que, al mismo tiempo, las comunidades mesofíticas o xerofíticas ocupan las partes altas.

Figura 20.12. Contraste de vegetación entre las dos vertientes de un valle. La más poblada mira al noroeste y permanece a la sombra por la tarde. La ladera de la derecha, orientada al suroeste, recibe una insolación intensa cuando la temperatura del aire es máxima. Cañón Largo de Río Hondo, Bosque Nacional de Carson, Nuevo México. (Fotografía del U.S. Forest Service.)

Factores edafológicos

Los factores edafológicos son los relacionados con el suelo. En el capítulo 18 se han tratado sistemáticamente los principios de formación y desarrollo de suelos (pedogénesis). Bajo el punto de vista de la geografía vegetal podemos considerar los suelos bajo dos aspectos. Uno se refiere a los grandes grupos de suelos, que reflejan los regímenes pedogénicos de podzolización, lateritización, calcificación, gleización y salinización. Estos regímenes pedogénicos están controlados por el clima y se hallan íntimamente relacionados con los esquemas generales de formaciones vegetales del globo. Estas relaciones se comentarán en el capítulo 21. Un segundo aspecto es el basado en los hábitats vegetales, el mosaico a pequeña escala que refleja las variaciones ambientales existentes punto por punto en la superficie de la tierra. Aquí los factores edafológicos también actúan como controles importantes.

Entre los factores edafológicos tratados en el capítulo 18 se hallan la textura y estructura del suelo y el contenido en humus; la presencia o ausencia de horizontes edafológicos; la alcalinidad, acidez o salinidad del suelo; y la actividad de las bacterias y animales allí existentes.

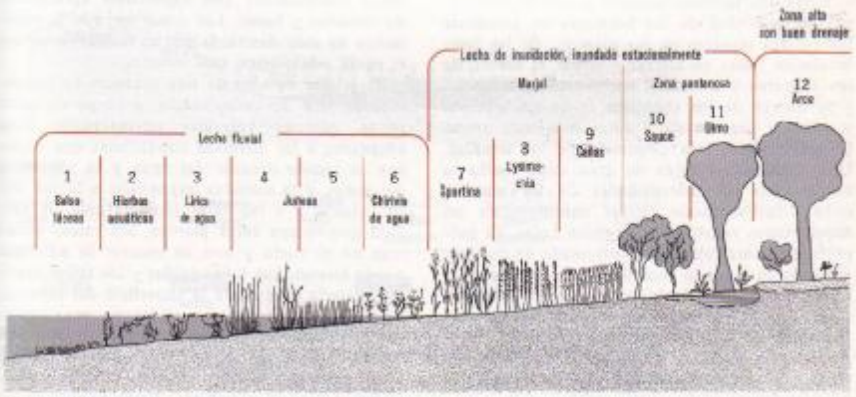


Figura 20.13. Sucesión alógena de la ribera del río San Lorenzo. Doce zonas de vegetación, caracterizada cada una de ellas por una asociación vegetal distinta, se van desplazando de derecha a izquierda a medida que progresa la deposición en las márgenes. (Según Pierre Dansereau, 1956, Revue Canadienne de Biologie, vol. 15.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Aunque en este libro se dé preferencia a los principios sistemáticos de la edafología frente a los de la vegetación natural, puede esgrimirse un buen argumento para alterar este orden en los suelos en que la vegetación juega un papel predominante en el desarrollo de las características del suelo. En un hábitat estéril formado recientemente por algún acontecimiento geológico tal como la emisión de lava o la emersión de una zona costera de debajo del mar, la evolución gradual del perfil del suelo va paralela al asentamiento en el hábitat de toda una sucesión de comunidades vegetales. Las plantas alteran profundamente el suelo aportando a él materia orgánica o produciendo ácidos que actúan sobre la materia mineral. La vida animal, basada primariamente en la vegetal, contribuye también a los procesos físicos y químicos que condicionan la evolución del suelo. Al considerar la dinámica de la vegetación se dedicará mayor atención a este respecto.

Factores bióticos

La continua actividad de una comunidad vegetal determinada que funcione como un ecosistema estable, y la gradual modificación de la vegetación de un lugar determinado con el tiempo, requieren que las plantas animales de la comunidad contribuyan a esta operación mediante sus propios procesos físicos y químicos y con sus ciclos vitales de crecimiento y decadencia. Tan vastos y complejos son estos factores bióticos, que aquí no podemos hacer nada más que comentar con ejemplos el significado e influencia de los mismos.

Entre los factores bióticos podemos mencionar la actividad de las bacterias en consumir los tejidos muertos de las plantas; de las lombrices de tierra en alterar y airear el suelo; de los insectos y animales herbívoros que atacan y se nutren de los vegetales; y de los insectos y pájaros que llevan a cabo funciones como la polinización y la dispersión de las semillas. Una influencia biótica de gran importancia la constituyen las enfermedades de las plantas, cuya difusión puede alterar enormemente las asociaciones vegetales en grandes áreas. El geógrafo está particularmente interesado en conocer el modo en que han contribuido las grandes manadas de animales herbívoros, salvajes o domésticos, en el desarrollo de ciertas formaciones vegetales. ¿Hasta qué punto, por ejemplo, fueron responsables las manadas de bisonte americano del mantenimiento y conservación de la pradera frente al desarrollo del bosque?

Hoy en día quizás sea el hombre el factor biótico más poderoso que actúa sobre la vegetación. Esta acción ha sido predominantemente destructiva con respecto a las asociaciones y formaciones vegetales que de otro modo cubrirían los continentes en respuesta a los diversos factores climáticos, edafológicos y geomorfológicos ya comentados.

Dinámica de la vegetación

Uno de los aspectos principales de la geografía vegetal es el grado de evolución que experimenta con el tiempo una determinada asociación, que generalmente comienza siendo una simple comunidad vegetal que se hace progresivamente más compleja y al final llega a estabilizarse alcanzándose la *climax*. A partir de un suelo recién formado o de uno en que se ha eliminado la vegetación, comienza a tener lugar el proceso de *sucesión*, en el que una comunidad vegetal invade la zona y va siendo seguida por otras comunidades de acuerdo con una secuencia ordenada, o *serie*, que culmina en la vegetación clímax.

Un emplazamiento nuevo que empieza a ser colonizado por la vegetación puede tener diversos orígenes: una duna, una playa arenosa, la superficie de una nueva colada de lava o una capa de ceniza volcánica recién depositada, o los depósitos de limos de un río que está desplazando gradualmente su cauce. En estos lugares no se desarrollarán verdaderos horizontes edafológicos, y pueden considerarse más bien como litosuelos, aunque algo más potentes que los formados por depósitos de fragmentos minerales. En otros casos, como en el de los depósitos de limo del lecho de inundación de un río, el estrato superficial puede ser un suelo redepositado con cantidades apreciables de coloides y bases. Las zonas en que la vegetación ha sido destruida por el fuego conservan el perfil edafológico casi intacto.

El primer estadio de una sucesión lo constituye la *fase de colonización*, a cargo de unas pocas especies vegetales normalmente bien adaptadas a las adversas condiciones que suponen el rápido drenaje del agua y la sequedad del suelo, y la excesiva exposición a la luz del sol, viento y a las bajas temperaturas. A medida que crecen estas plantas, sus raíces penetran en el suelo y con su muerte se adiciona nuevo humus. Las hojas caídas y los tallos aportan materia orgánica a la superficie del terreno. En el suelo comienzan a vivir una gran cantidad de bacterias y otros animales. Pronto las condiciones llegan a ser favorables para que otras especies vegetales *invadan* la zona y desplacen a las colonizadoras. Estas nuevas especies pueden ser plantas de mayor tamaño que proporcionen un grado de cobertura del suelo más importante. En este caso el clima que

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

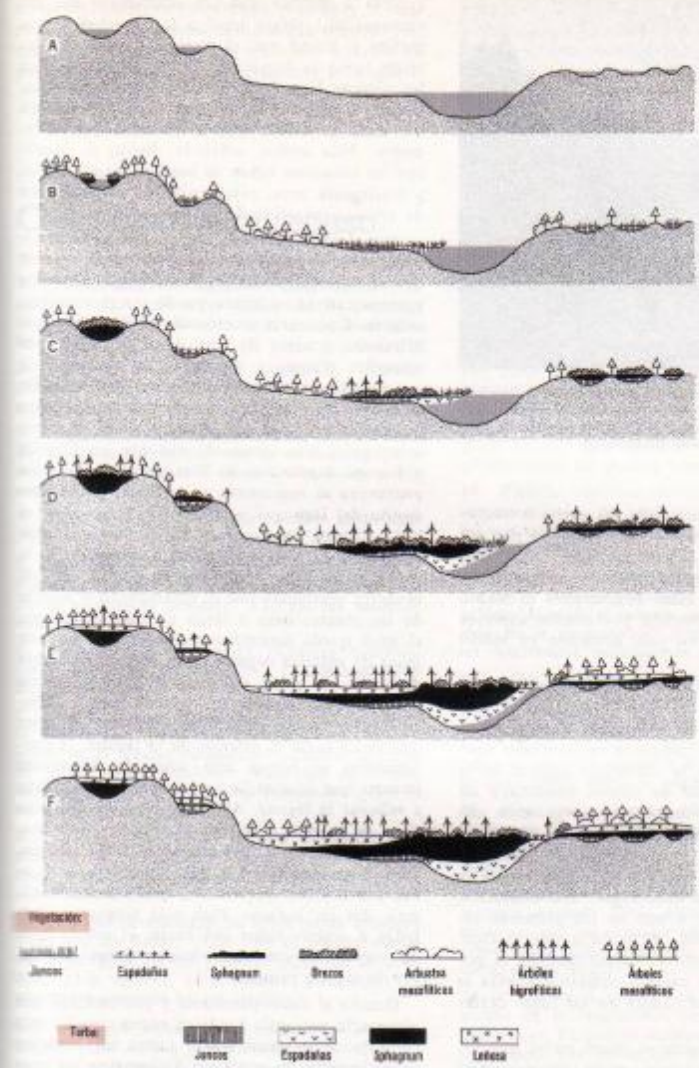


Figura 20.14. Sucesión autógena pantanosa típica del escudo Laurentino de Canadá. Se han representado seis fases del desarrollo de los hábitats. (Según Dansereau y Segadas-Vianna, 1952, Canadian Journal of Botany, vol. 30.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 20.15. Sucesión de zona pantanosa en el Condado de Emmet, Michigan. Al borde de la laguna existe vegetación palustre de tuberas; al fondo, un bosque de abetos. (Fotografía de Pierre Dansereau.)

existe cerca de la superficie del suelo, o *microclima*, se altera y pasa a caracterizarse por ser menos extremas las temperaturas del aire y del suelo, la humedad más elevada y la insolación menos intensa. En estas condiciones el medio aún puede verse invadido por nuevas especies que se desarrollen en este ambiente ya modificado.

Cuando la sucesión ha llegado finalmente a este estadio, existe ya una comunidad estable formada por unas proporciones determinadas de diversas especies, cada una de las cuales contribuye a completar la estructura general de la vegetación. Esta fase de clímax constituye un modelo ideal de la denominada vegetación natural de una región. La duda surge al considerar si una clímax puede mantenerse sin cambios en el tiempo. Algunos geógrafos vegetales creen que la clímax debe seguir una alteración *regresiva*, o regreso a uno de los primeros estadios de la sucesión, de manera que el ciclo volviera a autorrepetirse. Existe también la posibilidad de que un cambio climático impida la permanencia de una clímax en un lugar determinado.

Un tipo de sucesión es aquel en el que los procesos geomorfológicos están construyendo nuevo suelo continuamente, como sucede en el lecho de inundación de un río, en un delta o en una flecha litoral. La sucesión asociada a esta continua acreción de terreno se denomina *alógena*. La figura 20.13 es un ejemplo de la zonación vegetal del río San Lorenzo. Las doce zonas se desplazan gradualmente hacia la izquierda a medida que los sedimentos del río alcanzan una altura igual a la superficie topográfica y hacen que el curso de agua se desplace hacia la izquierda. En esta zona crecen las plantas higrófitas, parcialmente sumergidas, y más a la derecha las que necesitan intensa luz solar y tierras que se inunden periódicamente. Más arriba, sobre la ribera, se localizan las sucesivas zonas de bosque: sauce, olmo, y finalmente arce, representantes de la clímax de árboles mesofíticos.

Otra forma de sucesión, denominada *autógena*, resulta de la alteración del medio en el que se desarrollan las propias plantas, y no por agentes exteriores (como puede ser la acumulación de limo en la crecida de un río). El recubrimiento gradual de una duna de arena por pequeñas plantas y después por bosque sería un ejemplo de sucesión autógena. Otro ejemplo lo constituiría la evolución de una laguna poco profunda de origen glaciar en regiones de clima continental frío como el existente en Canadá y Europa septentrional. Esta *sucesión de zona pantanosa* se representa en la figura 20.14 partiendo del lago que se formó al desaparecer el hielo glaciar, hace quizás de 10 000 a 15 000 años. Una característica digna de mención de la sucesión de zona pantanosa es que la materia orgánica producida por el crecimiento y muerte de las plantas llega a tener un espesor tal que el agua queda finalmente reemplazada por una masa de materia orgánica que recibe el nombre de *turba*. Al borde del agua se sitúa una zona de espadañas seguida de otra de juncos (figura 20.15). Ambas construyen un estrato flotante que crece hacia el interior de la laguna. A continuación se forma una zona de *Sphagnum* (musgo que origina la turba) que al final llega a rellenar la laguna. Ahora el depósito de turba sirve de soporte a árboles higrófilos (en su mayor parte abetos) que originan turba leñosa. Esta comunidad puede ser reemplazada a su vez por árboles mesofíticos, que marcan la clímax. En las lagunas altas más someras, dibujadas a ambos lados del corte, el crecimiento de vegetación comienza mucho antes que sobre la laguna principal.

Debido al vasto panorama y profundidad que alcanza la geografía botánica como ciencia, este capítulo debe considerarse como un resumen muy simplificado que trata únicamente los puntos más esenciales. Como ocurre con todos los demás temas que designamos colectivamente como "geografía física", la geografía botánica sólo puede abordarse con seriedad después de haber llevado a cabo estudios intensivos sobre principios de botánica, incluida la clasificación de las plantas (taxonomía), su evolución y dis-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

tribución florística morfología vegetal, y la química y física que rigen la fisiología vegetal. Hemos tratado, sin embargo, un cierto número de principios que atañen directamente a la distribución de la vegetación y a su relación con las influencias ambientales. En el capítulo siguiente se comentarán los aspectos generales de las formaciones vegetales.

Cuestionario de repaso

1. ¿Cómo actúa la vegetación como factor geográfico? ¿Con qué otras ramas de la geografía física está más íntimamente relacionada la geografía vegetal?

2. ¿Qué se entiende por vegetación natural? ¿Qué debe tratar de representar un mapa de vegetación natural?

3. Comparar la aproximación florística al estudio de la vegetación natural con la estructural. ¿Qué descripción es más útil en geografía física y por qué?

4. ¿Qué es la bioclimatología? Definir ecosistema. ¿Qué estudia la ecología vegetal?

5. Nombrar las tres divisiones ambientales de la biosfera. ¿En qué cuatro grandes biócoras se subdivide el biociclo terrestre? Explicar las bases de esta subdivisión.

6. ¿Qué es una formación? ¿Cuántas formaciones se distinguen generalmente? ¿En qué se basan las formaciones?

7. ¿Cómo influye el hábitat en la estructura de la vegetación? ¿Qué seis hábitats pueden distinguirse en el bosque canadiense? ¿Cuál es la causa de los diferentes hábitats? ¿Qué tipo de hábitat sirve de base para definir una formación? ¿Qué es una comunidad vegetal?

8. ¿Qué seis categorías se han empleado para describir la estructura de la vegetación? Definir cada categoría y enumerar las subdivisiones de cada una de ellas.

9. ¿En qué se distingue un árbol de un arbusto? ¿Qué son las lianas? ¿Qué tipo de plantas entran en la categoría de las hierbas? ¿Qué es un briófito? ¿Un epífito? ¿Un líquen? ¿Qué tipo de plantas se incluyen en los talófitos?

10. Distinguir entre vegetal caducifolio y perennifolio. ¿Qué es una planta semicaducifolia? Nombrar los principales tipos de hojas y ejemplos de las plantas más comunes que las posean.

11. ¿Cuáles son las variedades texturales de hojas? ¿Qué es un bosque esclerofilo? ¿Qué son hojas suculentas?

12. Nombrar los cuatro tipos principales de factores ambientales en ecología vegetal. ¿A qué dos escalas diferentes se sitúan los fenómenos del medio ambiente?

13. ¿Qué uso hacen las plantas del agua? ¿Qué factores influyen en la velocidad de transpiración? ¿Qué adaptaciones llevan a cabo las plantas para reducir las pérdidas de agua? ¿Cómo actúan algunas plantas para obtener o almacenar el agua? ¿Cómo viven las plantas freatófitas?

14. Explicar cómo se clasifican las plantas según sus necesidades de agua. Nombrar y definir los los tres grupos de plantas así clasificadas. ¿Qué son plantas tropófitas?

15. Discutir la luz, temperatura del aire y vientos como factores climáticos en ecología vegetal. ¿Cómo depende el número de especies de una región de la temperatura? Distíngase entre vegetales megatermos, microtermos y mesotermos.

16. ¿Qué ley bioclimática relaciona una especie vegetal con el clima al que está sometida? Cítese un ejemplo de frontera vegetal.

17. Discutir los factores geomorfológicos que afectan a la ecología vegetal y explíquese cómo influye cada factor sobre la vegetación.

18. ¿Qué son los factores edafológicos? ¿Qué dos puntos de vista pueden considerarse al tratar de los controles edafológicos? ¿Cómo modifican a los suelos las plantas a medida que crecen?

19. Discutir los factores bióticos que afectan a la ecología vegetal. Citar ejemplos específicos del modo en que los animales afectan a la vegetación. ¿Qué papel juega el hombre como factor biótico en el día de hoy?

20. ¿Cuál es el proceso de sucesión en el desarrollo de la vegetación? Definir serie y clímax. ¿Qué tipos de nuevos emplazamientos pueden ser útiles para que comiencen a formarse sucesiones vegetales? ¿Qué es la fase de colonización? ¿Cuál es el significado de la regresión que puede seguir a una clímax?

21. Distinguir entre sucesión alógena y autógena y cítense ejemplos de cada tipo.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Capítulo 21
Distribución de la vegetación natural

En el capítulo 20 ya se han tratado los principios de descripción de la vegetación en función de su estructura, y la organización de la misma en asociaciones vegetales de distintos órdenes de magnitud (biócora, formación, asociación y comunidad). Combinando estos principios con el conocimiento que tenemos de los regímenes climáticos y pedogénicos y de la economía hídrica del suelo, estamos en condiciones de analizar la distribución mundial de la vegetación y de explicar sus variaciones con la latitud, posición continental y altitud.

Las grandes biócoras

Toda la vegetación natural puede agruparse en cuatro grandes subdivisiones estructurales, las *biócoras*, esquematizadas en la figura 21.1. La primera es la *biócora de bosque*. Un *bosque* puede definirse como una formación vegetal constituida por árboles que crecen unos junto a otros y forman un estrato de hojas que cubre de sombra el suelo. Los bosques presentan a menudo estratificación con más de un estrato. La sombra que cubre el suelo origina un microclima diferente del que reina sobre el bosque. Los bosques requieren de una precipitación anual relativamente elevada, pero no es preciso que esté uniformemente distribuida a través del año. No puede establecerse un valor único para esta precipitación ya que su efectividad depende del agua que se pierde por evapotranspiración, y ésta a su vez es función de la temperatura y la humedad. En consecuencia, la biócora de bosque abarca una gran variedad de regímenes climáticos, desde el ecuatorial húmedo al subártico.

La *biócora de sabana* consiste en una combinación de árboles y plantas en proporciones diversas. La apariencia de la vegetación es la de un parque, con árboles aislados o esparcidos en pequeños grupos y rodeados por grandes superficies cubiertas de hierba o algún otro tipo de vegetación, como los arbustos, que

Abeto de Noruega, **Abies excelsa.** (Rosina Zuculin, **Recreations in Physical Geography**, 1840.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

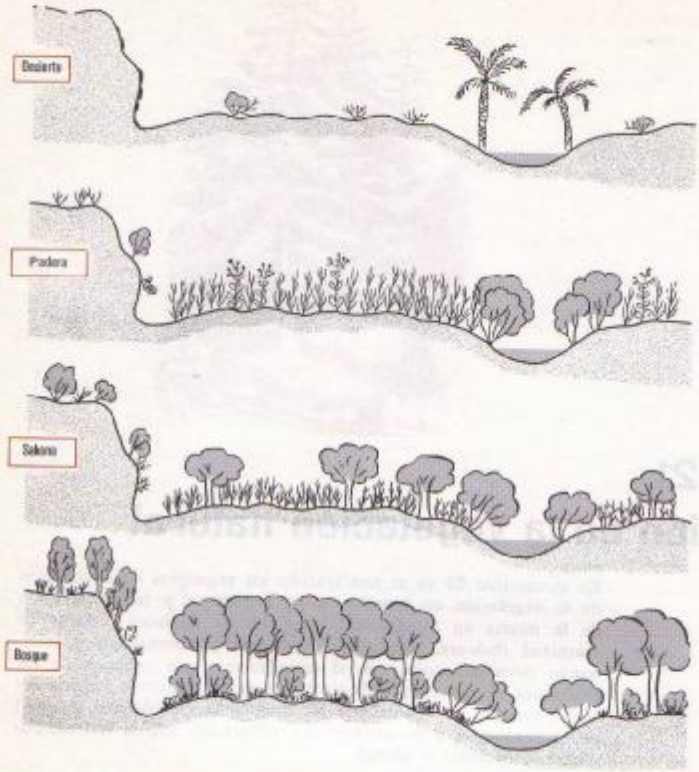


Figura 21.1. Representación esquemática de las cuatro grandes biócoras. Una zona alta bien drenada se ha representado en el centro de cada perfil; los escarpes abruptos a la izquierda; y la zona húmeda o de drenaje deficiente a la derecha. Nótese que la escala vertical de la cora de pradera está exagerada en comparación con las otras tres. (De Biogeography — An Ecological Perspective, **de Pierre Dansereau. Copyright, 1957, The Ronald Press Company.)**

forman un estrato poco elevado. La biócera de sabana indica un clima de precipitación total anual limitada con una distribución desigual de la misma a través del año.

La *biócora de pradera* consiste en una zona elevada cubierta en su mayor parte o totalmente de hierba en sus diversas variedades. El grado de cobertura puede oscilar de continuo a discontinuo y puede existir estratificación. La biócora de pradera puede incluir árboles en los hábitats más húmedos como son los fondos de los valles y los cursos de los ríos, donde el nivel piezométrico está cercano a la superficie. Es característico de climas de escasa precipitación anual pero, por otra parte, puede desarrollarse desde climas de calor extremo hasta los de frío más riguroso.

La *biócora de desierto*, asociada a climas de extrema aridez, se caracteriza por poseer plantas dispersas y por tanto un elevado porcentaje de suelo desnudo expuesto a la insolación directa y a la acción del viento y la erosión del agua, o a los efectos del hielo y el deshielo. Aunque esencialmente desprovista de árboles, en la biócora desértica pueden existir plantas leñosas muy esparcidas. Típicamente, sin embargo, las plantas son pequeñas: hierbas, briófitos y líquenes. Como la biócora de desierto incluye climas que van desde el tropical desértico extremadamente cálido al enormemente

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

TABLA 21.1 LAS FORMACIONES

I. Biocora de bosque	Regiones correspondientes en la Lamina 4
1. Pluviisilva ecuatorial 2. Pluviisilva tropical	A. Pluviisilva ecuatorial y tropical
3. Bosque monzónico	C. Bosque pluviifolio, bosque claro, matorral y sabana
4. Pluviisilva templada	B. Pluviisilva templada o laurisilva
5. Bosque estivifolio	E. Bosque estivifolio
6. Bosque aciculifolio	F. Bosque aciculifolio
7. Bosque perennifolio (Bosque esclerofilo)	D. Bosque perennifolio (Bosque esclerofilo)
II. Biocora de sabana	
8. Sabana húmeda 9. Sabana espinosa y matorral tropical 10. Sabana	C. Bosque pluviifolio, bosque claro, matorral y sabana
11. Semidesierto	H. Desierto seco y semidesierto
12. Landas o brezales	(Los brezales o landas no se muestran en el mapa)
13. Bosque claro frio	I. Tundra
III. Biocora de pradera	
14. Pradera 15. Estepa	G. Estepa y pradera
16. Tundra herbácea	I. Tundra
IV. Biocora de desierto	
17. Desierto seco	H. Desierto seco y semidesierto
18. Tundra ártica	I. Tundra

...tremo hasta los
...iada a climas de
...por poseer plan-
...vado porcentaje
...la insolación di-
... y la erosión del
...lo y el deshielo.
...esta de árboles.
...n existir plantas
...mente, sin em-
...: hierbas, brió-
...cora de desierto
...el tropical desér-
...al enormemente

...desierto ártico, existen una gran cantidad de comunidades y hábitats vegetales esparcidos en esta biócora.

Al describir las cuatro grandes biócoras se ha dado un especial énfasis en recalcar la gran diversidad de climas que puede abarcar cada una de ellas. Esencialmente, la biócora viene determinada por el grado de humedad de que pueden disponer las plantas, oscilando desde una cantidad notable (biócora de bosque) hasta una prácticamente nula (biócora desértica). Pero dentro de cada biotopo las condiciones de temperatura también son diferentes según sea la latitud y la altura. En consecuencia, resulta necesario subdividir cada biotopo en un cierto número de formaciones.

Las formaciones

La primera descripción de la vegetación del globo en formaciones se debe al Profesor A. F. W. Schimper, quien publicó este monumental trabajo en dos volúmenes titulados *Geografía Vegetal y su Base Fisiológica* que aparecieron por primera vez en alemán en 1903. Este trabajo fue revisado posteriormente por el Profesor F. C. von Faber y publicado en 1935. El Profesor Eduard Rübel también llevó a cabo una clasificación de la vegetación bastante parecida, publicándola en un gran volumen en 1930. El sistema de clasificación que se describe a continuación sigue en muchos aspectos el

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 21.2. Pluviisilva ecuatorial cercano a Belém, Brasil. Este bosque, de altos árboles de hoja grande y perenne y numerosas lianas, crece sobre la relativamente elevada llanura del Amazonas (terra firme). (Fotografía de Otto Penner, cortesía del Instituto Agronómico del Norte.)

reciente trabajo del Profesor Pierre Dansereau [1] y se basa esencialmente en los principios de Schimper y Rübel. El mapa de vegetación de la lámina 4 sigue el sistema de Rübel en cuanto lleva a cabo una distribución en diez unidades designadas con las letras comprendidas entre la *A* y la *J*. Las formaciones decimoctavas de este capítulo están comprendidas en las diez unidades de Rübel ya que, en algunos casos, se combinan dos o cuatro formaciones en una única

[1] Dansereau, Pierre (1957), *Biogeography, an ecological perspective*. The Ronald Press Co., Nueva York, pág. 394.

Figura 21.3. Raíces de refuerzo en la base de un gran árbol (Bombacopsis ferdleri) de la pluviisilva ecuatorial de la isla de Barro Colorado, zona del Canal. (Cortesía del American Museum of Natural History.)

unidad cartográfica. El mapa queda de este modo simplificado y ofrece una amplia visión de las grandes asociaciones vegetales relacionadas con los regímenes climáticos.

La tabla 21.1 recopila las dieciocho formaciones y las clasifica dentro de las cuatro biócoras fundamentales comparándolas con las unidades cartográficas de la lámina 4. En la leyenda del mapa se halla la tabla inversa que compara las diez unidades con las dieciocho formaciones incluidas en ellas.

La biócora de bosque

1. La *pluviisilva ecuatorial* [2] está formada por árboles altos muy juntos unos a otros de manera que sus copas forman un dosel continuo de hojas que proyecta una sombra muy espesa sobre el suelo y los estratos vegetales inferiores (fig. 21.2). Los árboles se caracterizan por tener corteza lisa y estar desprovistos de ramas en los dos tercios inferiores. Los troncos están comúnmente reforzados en la base con raíces radiales semejantes a paredes (figura 21.3). Las hojas son grandes y perennes; y es por esta razón que la pluviisilva ecuatorial también se describe a menudo como "bosque perennifolio de hoja ancha". Las copas de los árboles tienden a formar dos o tres capas o estratos; el superior está constituido por copas dispersas que alcanzan los 40 metros de altura y sobresalen notablemente por encima del segundo estrato, cuya altura es de 15 a 30 metros y que es continuo (fig. 21.4). El estrato tercero, todavía más bajo, lo forman árboles

[2] Denominada *pluviisilva tropical* por Dansereau y otros.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

...la base de un gran ...pluviisilva ecuatorial ...del Canal. (Cortesía ...ory.)

...queda de este mo... ...amplia visión de ...ales relacionadas

...dieciocho forma... ...de las cuatro bió... ...ndolas con las ...mina 4. En la le... ...abla inversa que ...on las dieciocho ...a.

...a está formada ...unos a otros de ...n un dosel conti... ...una sombra muy ...estratos vegetales ...oles se caracteri... ...estar desprovistos ...eriores. Los tron... ...ados en la base ...a paredes (figu... ...es y perennes; y ...viisilva ecuatorial ...do como "bosque ...Las copas de los ...tres capas o estra... ...do por copas dis... ...metros de altura ...ir encima del se... ...de 15 a 30 me... ...21.4). El estrato ...o forman árboles

...ed por Dansereau y

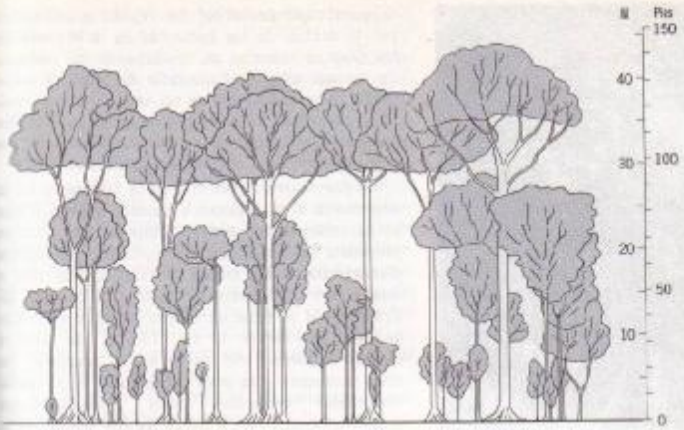


Figura 21.4. Esquema de la estructura de la pluviisilva tropical de Trinidad, Indias Occidentales Británicas. Una especie representativa de los árboles más altos es Mora excelsa. (Según J. S. Beard, 1946, The Natural Vegetation of Trinidad, Clarendon Press, Oxford.)

pequeños y dispersos de 5 a 15 m de altura y de copas de tamaño reducido.

Típicas de la pluviisilva ecuatorial son las lianas, gruesas enredaderas leñosas adheridas a los troncos y a las ramas de los árboles. Algunas son delgadas como cuerdas, pero otras alcanzan diámetros de hasta 20 cm. Llegan hasta los niveles superiores donde existe luz abundante y pueden tener la parte superior muy ramificada. Las lianas pueden adherirse a un árbol en crecimiento y ser ascendidas de este modo hasta los estratos superiores, donde la liana carece ya de recursos para seguir subiendo. Otras ascienden enrollándose por el tronco del árbol.

Los epífitos son abundantes en la pluviisilva ecuatorial. Estas plantas se adhieren al tronco, ramas y hojas de los árboles y lianas empleando el "huésped" como medio de soporte físico. Los epífitos son muy variados y pueden ser helechos, orquídeas, musgos y líquenes (fig. 21.5). Algunos son *estranguladores*. Estas enredaderas mandan sus raíces al suelo rodeando el tronco del árbol, llegando quizás en último extremo a reemplazarlo. La *higuera estranguladora* (*Ficus*) es un ejemplo (fig. 21.6). Otras estranguladoras comienzan en forma de lianas.

Una característica botánica particularmente importante de la pluviisilva ecuatorial es el gran número de especies arbóreas que coexisten. Se dice que en 2,5 km² pueden encontrarse más de 3000 especies. Los individuos de una misma especie están, pues, muy separados unos de otros. En consecuencia, si se desea extraer

Figura 21.5. Rama de árbol cubierta de helechos epífitos. Bosque tropical de las tierras altas de Kenia, África. (Cortesía del American Museum of Natural History.)

del bosque alguna especie arbórea en particular para fines comerciales, es necesario llevar a cabo intensa labor de búsqueda para poderla sacar de su aislamiento. Árboles representativos del bosque ecuatorial del valle del Amazonas son la nuez del Brasil o nuez de Pará (*Bertholletia excelsa*) y el árbol del algodón (especie de *Bombax*).

El suelo de la pluviisilva ecuatorial está cubierto de una sombra tan densa que el follaje de las plantas está muy pegado a tierra, fenómeno que da al bosque un aspecto abierto y hace que sea fácil de atravesar. La superficie del suelo está cubierta únicamente por una

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 21.6. Esta higuera estranguladora ha rodeado el tronco de una palmera en la punta meridional de Florida. (Fotografía de Bob Haugen, Everglades National Park.)

Figura 21.7. Manglar creciendo en agua salada. Río Harney, Florida. (Cortesía del American Museum of Natural History.)

delgada capa de hojas. La rápida consumición por la acción de las bacterias de la materia de las plantas muertas se traduce en la ausencia de humus sobre la superficie del suelo y en el perfil del mismo. Como se explicó en el capítulo 18, estas condiciones son típicas de los procesos pedogénicos de laterización, con los que se identifica el bosque ecuatorial.

La pluviisilva ecuatorial es la respuesta de la vegetación a un régimen climático uniforme que se caracteriza por poseer temperaturas siempre elevadas, sin heladas, y precipitación abundante durante todos los meses del año (o con uno o dos meses secos como máximo). El balance hídrico anual se caracteriza por un gran excedente de agua (véase la fig. 14.9A), de manera que la humedad del suelo es la adecuada en todo momento y la gran cantidad de escorrentía superficial existente actúa constantemente transportando bases y sílice de los suelos de la región. Al no existir una estación fría o seca, las plantas crecen continuamente durante todo el año. Algunas especies en particular tienen sus propias estaciones de cambio de hojas, motivadas posiblemente por ligeras variaciones en el período de luz efectiva.

Donde el hombre ha alterado la vegetación, o en hábitats muy concretos, pueden encontrarse variaciones en la estructura de la pluviisilva ecuatorial. En los lugares donde el bosque ha sido cortado o quemado (para construir pequeñas parcelas cultivables o vías de comunicación, las nuevas plantas crecen de una manera lenta y densa que puede definirse con el nombre de *jungla*. La jungla está formada por una maraña de lianas, cañas de hambú, palmeras espinosas y arbustos de gruesas ramas que constituyen una barrera impenetrable, en contraste con el paso despejado que presenta la clímax de la pluviisilva ecuatorial.

La vegetación costera de las zonas de pluviisilva ecuatorial está enormemente especializada. En las costas que reciben aportes de sedimentos en suspensión (limos) de las desembocaduras de los ríos y donde la profundidad del agua es escasa se forman los *manglares*, bosques formados por árboles de largas raíces (figura 21.7). Este tipo de raíces sirve para atrapar los sedimentos transportados por las corrientes de marea, extendiéndose de este modo la tierra mar adentro. Los manglares poseen comúnmente una zonación vegetal constituida por el denominado manglar rojo (*Rhizophora*), negro (*Avicennia*) y blanco (*Laguncularia*). Otro tipo de árbol común en las marismas costeras de los trópicos es el pino anillado (*Pandanus*). La vegetación típica de los depósitos costeros

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

rápida consumición
las de la materia de
duce en la ausencia
de del suelo y en el
explicó en el capí-
son típicas de los
terización, con los
ecuatorial.

la respuesta de la
mático uniforme que
mperaturas siempre
pitación abundante
año (o con uno o
mo). El balance hí-
un gran exceden-
14.9A), de manera
es la adecuada en
idad de escorrentía
constantemente
de los suelos de la
tación fría o seca,
nte durante todo
rticular tienen sus
de hojas, motiva-
variaciones en el

ado la vegetación,
pueden encontrar-
s de la pluviisilva
do el bosque ha
a construir peque-
as de comunica-
s de una manera
arse con el nom-
formada por una
bambú, palmeras
s ramas que cons-
ble, en contraste
resenta la clímax

s zonas de pluvi-
nte especializa-
aportes de sedi-
de las desembo-
profundidad del
manglares, bos-
largas raíces (fi-
sirve para atra-
dos por las co-
se de este modo
anglares poseen
getal constituida
jo (*Rhizophora*),
guncularia). Otro
arismas costeras
lado (*Pandanus*).
epósitos costeros

necién formados son los cocoteros (*Cocos nucifera*) (fig. 21.8).

La distribución de la pluviisilva ecuatorial puede verse en el mapa de vegetación de la lámina 4 (clase *A*) en las zonas cercanas al ecuador. Las principales regiones del mundo que presentan esta formación vegetal son la llanura amazónica de Sudamérica; la del Congo en África, y una región costera que se extiende al Oeste desde Nigeria a Guinea; y la parte oriental de la zona índica, desde Sumatra por el Oeste hasta las islas del Pacífico occidental en el Este. Los bordes de estas regiones de pluviisilva ecuatorial que miran hacia los polos son, naturalmente, zonas de transición hacia el bosque de latitudes superiores, particularmente hacia el tropical y el monzónico de la costa meridional y sudoriental de Asia.

2. *La pluviisilva tropical*[1] es estructuralmente similar en muchos aspectos a la ecuatorial, pero posee características propias impuestas por su localización, que es en las costas de barlovento, situadas aproximadamente entre los 10° de latitud y los trópicos de Cáncer y Capricornio (23,5°). Aquí ya existe un ciclo anual de precipitaciones que consiste en una larga estación húmeda que alterna con otra de escasas lluvias, si no es de sequía total. Existe también un marcado ciclo anual de temperaturas resultante de la variación de altura que experimenta la trayectoria del sol en las latitudes tropicales. La temperatura más fría coincide aproximadamente con el período de sequía, lo que representa un cierto inconveniente para la vegetación. Como consecuencia, existen menos especies y menos lianas que en la ecuatorial. Los epífitos son, sin embargo, abundantes debido a la continua nubosidad y presencia de aire húmedo que resultan de la incidencia de las masas de aire marino tropical contra las alineaciones montañosas costeras.

La pluviisilva tropical queda situada en el mapa de vegetación (lámina 4) en aquellas zonas de bosque (clase *A*) comprendidas entre los [illegible]° y los 25° de latitud. La región del Caribe es una zona de importancia en lo que respecta a la existencia de pluviisilva tropical, aunque ésta se halle restringida a las localidades de barlovento. Resulta de interés para los estudiantes americanos el hecho de que en los Everglades del extremo meridional de Florida existan pequeñas comunidades de pluviisilva tropical, denominada *hammocks*, en las que pueden encontrarse caobas, higueras estranguladoras y abundantes epífitos. La costa de esta misma zona está cubierta de extensos manglares y matorrales.

[1] Denominada *pluviisilva subtropical* por Dansereau.

Figura 21.8. Plantación de cocoteros (Cocos nucifera) a lo largo de una playa arenosa de las Islas Salomón. La acción de las olas socava los árboles. (Cortesía del American Museum of Natural History.)

En Asia meridional y sudoriental, la pluviisilva tropical prolifera en las zonas costeras y en las montañas donde impera un régimen de precipitación de tipo monzónico con una estación seca muy corta. Los Gates occidentales de la India y la región costera de Birmania están cubiertos de pluviisilva tropical mantenida por las lluvias orográficas del monzón del Sudoeste. En las costas de Vietnam y de las islas Filipinas existe pluviisilva tropical favorecida por la com-

Figura 21.9. Bosque monzónico de la provincia de Chieng Mai, Thailandia septentrional. La escala queda indicada por una fila de portadores que atraviesan el claro. (Fotografía de Robert L. Pendleton, cortesía de la American Geographical Society.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

binación de los vientos del Noreste con el monzón asiático de verano. En el hemisferio sur la pluviisilva tropical forma guirnaldas que se extienden por la costa oriental brasileña, la de Madagascar, y la costa nororiental de Australia.

Al igual que la pluviisilva ecuatorial, la pluviisilva tropical está asociada a un régimen pedogénico de laterización. Es común entre los fitogeógrafos el asociar la pluviisilva ecuatorial y la tropical en una única formación, ya que son muchos más los puntos de similitud que los de divergencia.

3. El *bosque monzónico* presenta masas vegetales más abiertas, que las pluviisilvas ecuatorial y tropical. En consecuencia, pues, existe menos lucha por parte de los árboles por alcanzar la luz, y los estratos vegetales inferiores adquieren un mayor desarrollo. La altura máxima de los árboles oscila entre 12 y 35 metros, inferior a la de la pluviisilva ecuatorial. Las especies vegetales son numerosas, pudiéndose contar de 30 a 40 diferentes en un espacio relativamente pequeño. Los troncos de los árboles son macizos y la corteza es a menudo gruesa y áspera. La ramificación comienza a niveles relativamente bajos y origina grandes copas circulares. Quizás la característica más importante del bosque monzónico es que la mayor parte de las especies arbóreas son caducifolias, por ejemplo abundan los tropófitos. La pérdida de las hojas es consecuencia del esfuerzo que representa para la vegetación adaptarse a la estación seca, que a su vez coincide con la posición más baja del sol y las temperaturas más frías. Así, pues, el bosque monzónico tiene en invierno un cierto parecido con el bosque caducifolio de las latitudes medias (fig. 21.9). Algunos autores emplean el nombre de "bosque tropical caducifolio" para designar el bosque monzónico, basándose en la periodicidad de la hoja más que en el régimen climático. Un ejemplo representativo de árbol de bosque monzónico es la teca *(Tectona grandis)*.

Las lianas y epífitos son localmente abundantes en el bosque monzónico pero siempre más pequeñas y escasas que en el bosque ecuatorial. El estrato inferior está constituido por una densa red de arbustos y matorrales. Donde se forma una segunda generación de vegetación, ésta adopta típicamente la morfología de jungla. Las asociaciones de bambú constituyen una parte importante de la vegetación del bosque monzónico que ha alcanzado la clímax.

Como ya se ha mencionado, el bosque monzónico constituye la respuesta de la vegetación a un régimen climático caracterizado por una larga estación de lluvias que alterna con otra de sequía, bastante fría. Estas condiciones imperan principalmente en el clima monzónico asiático, pero no quedan limitadas a esta zona. Las regiones típicas de clima monzónico quizás sean Birmania (tierra adentro del dominio de la pluviisilva tropical costera), Thailandia y Camboya. En el oeste de Africa y en América central y meridional existen grandes zonas de bosque tropical caducifolio y semicaducifolio que bordean las zonas de pluviisilva ecuatorial y tropical, representando un paso intermedio entre éstas y el bosque monzónico. También se han descrito zonas de bosque monzónico o similares en Indonesia (especialmente en Java y Célebes), Australia septentrional y en el oeste de Madagascar. Los mapas de vegetación y los trabajos que hacen referencia a este tema no están muy de acuerdo en la localización y delimitación de la zona de bosque monzónico o tropical caducifolio. En la lámina 4 los bosques monzónicos se han incluido en la clase *C*, representante de la vegetación pluriifolia del clima tropical seco-húmedo, que también representa otra formación vegetal.

Figura 21.10. Este bosque de podocarpáceas constituye una variedad de bosque templado en un clima marítimo de las costas occidentales. Hari Hari, costa oeste de la Isla Sur de Nueva Zelanda. (Fotografía de Pierre Dansereau.)

El régimen pedogénico que predomina en las zonas de bosque monzónico es el de laterización. A pesar de la estación seca, durante la estación estival de las lluvias se forma un gran excedente de agua. No se acumula humus; el proceso predominante en la formación de suelos es el transporte de bases y sílice.

4. La *pluviisilva templada*, también denominada *bosque templado perennifolio* y *laurisilva*, difiere de las pluviisilvas ecuatorial y tropical en que posee relativamente pocas especies de árboles, y por tanto grandes poblaciones de individuos de una misma especie. Los árboles no son tan altos como en los bosques de latitudes más bajas; las hojas tienden a ser más pequeñas y más coriáceas; el grado de cobertura es menos denso. Entre los árboles que

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

...rpáceas constituye
... un clima marítimo
..., costa oeste de la
...fía de Pierre Dan-

...ima monzónico
...das a esta zona.
...nzónico quizás
... del dominio de
...). Thailandia y
...a y en América
...andes zonas de
... semicaducifolio
...silva ecuatorial
... paso intermedio
...ico. También se
... monzónico o si-
...mente en Java y
...al y en el oeste
... vegetación y los
... a este tema no
...calización y de-
...ue monzónico o
...na 4 los bosques
...n la clase *C*, re-
...ifolia del cli-
... también repre-

...predomina en las
...es el de lateriza-
... seca, durante la
...se forma un gran
...mula humus; el
...rmación de sue-
... silice.

...l, también deno-
...*nifolio* y *lauri-*
... ecuatorial y tro-
...ente pocas espe-
... grandes poblacio-
...ama especie. Los
...o en los bosques
...jas tienden a ser
...; el grado de co-
...re los árboles que

se encuentran corrientemente en los bosques templados del sur del Japón y del sureste de los Estados Unidos destacan los robles (tal como el *Quercus virginiana*) y miembros de las familias del laurel y la magnolia (como la *Magnolia grandiflora*). En el bosque templado de Nueva Zelanda se encuentra un flora totalmente diferente constituida por grandes helechos arborescentes, enormes coníferas tales como el kauri (*Agathis australis*), podocorpáceas (*Podocarpus*) y hayas de hoja pequeña (*Nothofagus*) (figura 21.10). Otro importante tipo de bosque templado, encontrado en los archipiélagos de las Azores y Canarias, lo constituye el bosque de laurel canario, que cubría anteriormente Europa durante el Mioceno.

Las pluviisilvas templadas tienden a poseer un estrato inferior de vegetación bien desarrollado que, en diferentes lugares, puede incluir helechos arborescentes, pequeñas palmeras, bambúes, arbustos y plantas herbáceas. Abundan las lianas y los epífitos. Particularmente llamativo a alturas mayores, donde la niebla y las nubes son persistentes, es el revestimiento de los troncos y ramas de los árboles por musgos. Un ejemplo de notable acumulación de epífitos a baja altura lo constituye el "musgo" español (*Tillandsia usneoides*), que recubre el roble evangélico, el ciprés pelado y otros árboles de la costa del Golfo del sudeste de los Estados Unidos.

La pluviisilva templada representa la respuesta de la vegetación a un régimen climático uniforme en el que la variación anual de temperatura es pequeña o moderada, y la precipitación abundante y bien distribuida a través del año. Estas condiciones se dan en tres zonas geográficas totalmente diferentes: 1) a grandes alturas en las zonas ecuatorial y tropical; 2) a lo largo de las márgenes continentales orientales y en las islas situadas entre los 25° y 35° ó 40°; y 3) en las costas del oeste desde los 35° a los 55°. En la primera zona el efecto de la altura es el de reducir la temperatura y la evaporación y por tanto el de incrementar la humedad útil a las plantas. Ejemplos de estas zonas altas en África son la meseta de Amhara de Etiopía, el macizo de Ruwenzori de la región del lago Tanganika, los montes Gotel del Camerún y las tierras altas que circundan el lago Nyasa y su terminación septentrional (lámina 4, clase *B*). Ejemplos de las segundas regiones (márgenes continentales orientales) los encontramos en el sudeste de los Estados Unidos, sudeste de China, Japón meridional, en la zona sudeste de Brasil y en las regiones vecinas de Paraguay y Uruguay, sudeste de África del Sur y sudeste de Australia. Estas regiones tienen todas clima subtropical húmedo y predominan las masas de aire tropical marino (mT). La tercera zona (costas occidentales de latitud media) se sitúa al sur de Chile y Nueva Zelanda, pero no tiene posiciones equivalentes en el hemisferio norte, a menos que quisiéramos incluir los bosques costeros de *Sequoia* y cedro de las cordilleras litorales del Pacífico. A pesar de la altura relativamente elevada a la que se hallan, estas zonas occidentales de clima marítimo poseen un clima uniforme debido a la influencia moderadora del gran océano meridional.

Figura 21.11. Este plantío de haya y tsuga del Bosque Nacional de Allegheny, Pennsylvania, ilustra la interpretación del bosque esclerófilo con el aciculifolio en el nordeste de los Estados Unidos. (Fotografía del U.S. Forest Service.)

Unas palabras sobre la vegetación de la región costera del sudeste de los Estados Unidos pueden evitar malentendidos. En los mapas forestales de los Estados Unidos (fig. 19.3), y en

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

un cierto número de mapas mundiales de vegetación, esta zona costera se representa como bosque de coníferas, mientras que en la lámina 4 figura como pluviisilva templada. Es cierto que grandes porciones de zonas altas arenosas están ocupadas por bosques de pino de incienso y pino de América Central y que el ciprés pelado es el árbol predominante en los pantanos, pero esta vegetación representa formas xerofíticas e hidrofíticas en hábitats excesivamente secos o húmedos, y el bosque secundario que sigue a un incendio o desforestación. La vegetación clímax de los hábitats mesofíticos es sin embargo el bosque perennifolio de roble y de magnolia.

El bosque templado se desarrolla sobre dos regímenes pedogénicos: laterización y podzolización. En latitudes bajas es característica la laterización, y tiene lugar una gradación a través de regímenes en los que se combinan laterización y podzolización (suelos amarillorrojizos), hasta las regiones frías de latitud más elevada en las que predomina la podzolización. Correspondientemente, podemos suponer que la acumulación de humus sobre el interior del suelo se incrementa con la latitud en el bosque templado y que es cada vez más abundante en los bosques de clima frío de Chile y Nueva Zelanda.

5. El *bosque estivifolio*, a veces denominado *bosque caducifolio templado* resulta familiar a los habitantes del este de Norteamérica y de Europa occidental por ser su tipo de bosque característico. Predominan los árboles altos de hoja grande, que originan una cobertura densa y continua en verano pero pierden completamente las hojas en invierno (fig. 21.11). Los estratos inferiores formados por árboles de pequeño tamaño y arbustos están poco desarrollados. En primavera se forma rápidamente un exuberante estrato herbáceo, pero queda enormemente mermado después que los árboles han completado su follaje y la sombra cubre el suelo.

El bosque estivifolio está casi totalmente limitado a las zonas continentales de latitud media del hemisferio norte (lámina 4, clase *E*). Los árboles más comunes del bosque caducifolio del este de Norteamérica, sudeste de Europa y Asia oriental (todos en clima continental húmedo) son el roble (*Quercus*), haya (*Fagus*), abedul (*Betula*), nogal americano (*Carya*), nogal (*Juglans*), arce (*Acer*), tilo (*Tilia*), olmo (*Ulmus*), fresno (*Fraxinus*), tulipero (*Liriodendron*), castaño (*Castanea*) y carpe (*Carpinus*). En Europa central y occidental, bajo clima marítimo, los árboles dominantes son el roble y el fresno, y la haya (*Fagus sylvatica*) en las regiones más frías y húmedas.

En hábitats de drenaje deficiente, el bosque caducifolio está formado por árboles como el aliso, sauce, fresno y olmo, y numerosos arbustos higrofíticos. Donde han sido talados bosques caducifolios se desarrollan rápidamente pinos como vegetación secundaria.

El bosque estivifolio constituye la respuesta de la vegetación a un régimen climático continental que, al mismo tiempo, recibe la precipitación adecuada todos los meses. Existe un marcado ciclo térmico anual, con una estación fría en invierno y cálida en verano. La precipitación es notablemente superior en los meses de verano (especialmente en Asia oriental), cuando la evapotranspiración es más elevada y la demanda de humedad más importante. En verano sólo se produce un pequeño déficit de agua, mientras que en primavera existe normalmente un gran excedente de agua. En Asia oriental el invierno es excepcionalmente seco, pero este factor queda compensado por el frío.

El proceso pedogénico asociado al bosque de verano caducifolio es el de podzolización, pero es moderado debido a los veranos cálidos y húmedos. Como consecuencia, los suelos son característicamente del grupo de los grises pardos forestales. Hacia latitudes inferiores comienza a ser mayor la tendencia a la laterización y se encuentran suelos podzólicos rojoamarillentos; hacia el interior de los continentes se incrementa la tendencia a la calcificación y el bosque caducifolio se extiende hacia el interior de regiones de suelos más oscuros de pradera (suelos de pradera y chernozem). En el bosque de verano caducifolio existe una gruesa capa de hojas caídas cubriendo el suelo y éste posee abundante humus.

Como las regiones de bosque de verano caducifolio han sido durante siglos zonas densamente pobladas, quedan pocos restos supervivientes del bosque primitivo. La mayor parte de bosques existentes son, en cambio, modificaciones debidas a la práctica de labores forestales. Grandes zonas de bosque son arrasadas completa y permanentemente para la implantación de cultivos, desarrollo urbano y vías de comunicación.

6. El *bosque aciculifolio* está formado en su mayor parte de árboles cónicos de tronco recto, con ramas relativamente cortas, y hojas pequeñas, estrechas y semejantes a agujas. Estos árboles son coníferas (fig. 21.12). Donde es perennifolio, el bosque aciculifolio cubre constantemente el suelo de una sombra espesa, de manera que los estratos vegetales inferiores están dispersos o ausentes, exceptuando una

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

gruesa alfombra de musgos que existe en numerosos lugares. Las especies son pocas y grandes fragmentos de bosque están constituidos casi enteramente por una o dos únicas especies.

Si nos referimos al mapa mundial de vegetación (lámina 4, clase *F* veremos que el bosque aciculifolio predomina en dos grandes zonas continentales, una en Norteamérica y otra en Eurasia, que atraviesan los continentes de Este a Oeste desde los 45° a los 75° de latitud El bosque aciculifolio de Norteamérica, Europa y Siberia occidental está compuesto de coníferas perennifolias, tales como el abeto rojo *(Picea)*, abeto *(Abies)* y el pino *(Pinus)*, mientras que en Siberia norcentral y oriental está constituido predominantemente de alerces *(Larix)*, que pierden sus hojas en invierno y forman parte del bosque caducifolio (fig. 21,13). El fresno de montaña se halla asociado a los árboles de hoja acicular. El chopo blanco o temblón y el chopo balsamífero *(Populus)*, el sauce y el abedul tienden a establecerse rápidamente en las zonas de bosque aciculifolio que han sido quemadas, o pueden encontrarse bordeando ríos o en lugares despejados.

Los bosques de coníferas perennifolios se extienden hasta latitudes más bajas, allí donde existan cadenas montañosas y altiplanicies. Así, en el oeste de Norteamérica, esta formación se extiende hacia el sur hacia el interior de Estados Unidos por los montes Cascada, Sierra Nevada y las Montañas Rocosas y sobre partes de las mesetas más elevadas de los estados del sudoeste (fig. 19.3). En Europa, el bosque de coníferas perennifolio se desarrolla en todas las cadenas montañosas elevadas y de un modo especial en Escandinavia.

Los bosques de coníferas perennifolios de la Columbia Británica y California son de particular interés. Allí, bajo un régimen de intensa precipitación orográfica y humedad elevada, se desarrolla quizás el más denso de todos los bosques de coníferas, con los árboles más grandes del mundo. Son particularmente notables los bosques de sequoia roja *(Sequoia sempervirens)*, sequoia gigante *(Sequoia gigantea)* y abeto de Douglas *(Pseudotsuga taxifolia)* (figura 21.14). Algunos individuos de sequoia roja o gigante alcanzan alturas superiores a los 100 metros (325 pies) y su anchura es superior a los 20 m (fig. 21.15).

Como gran parte de la zona ocupada por el bosque de coníferas perennifolio en Norteamérica y Europa estuvo sometida a la glaciación wisconsiense durante el Pleistoceno, abundan en ella los lagos y las depresiones de drenaje escaso. En ellas se sitúa la vegetación higrefi-

Figura 21.12. Bosque de abetos rojos, curso alto del río Peribonka, Quebec, Canadá. (Fotografía de Pierre Dansereau.)

tica descrita en el capítulo 20 como responsable de la formación de sucesiones pantanosas, dando lugar a extensas y potentes acumulaciones de turba que en Canadá reciben el nombre de *muskeg*.

La podzolización, el régimen pedogénico de los bosques aciculifolios, es el resultado directo de un régimen climático de continentalidad con acusada influencia polar. Los largos y fríos inviernos con temperaturas extremadamente bajas y el verano fresco inhiben la actividad bac-

Figura 21.13. Bosque claro de alerces (Larix dahurica), región del río Tompo, latitud aproximada 64° N, Yakutsk, U.R.S.S. Esta panorámica muestra el alerce cerca de su límite septentrional de crecimiento. (Fotografía de I. D. Kild'ushevsky, cortesía del Profesor B. A. Tikhomirov, Instituto Botánico Komarov, Leningrado.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

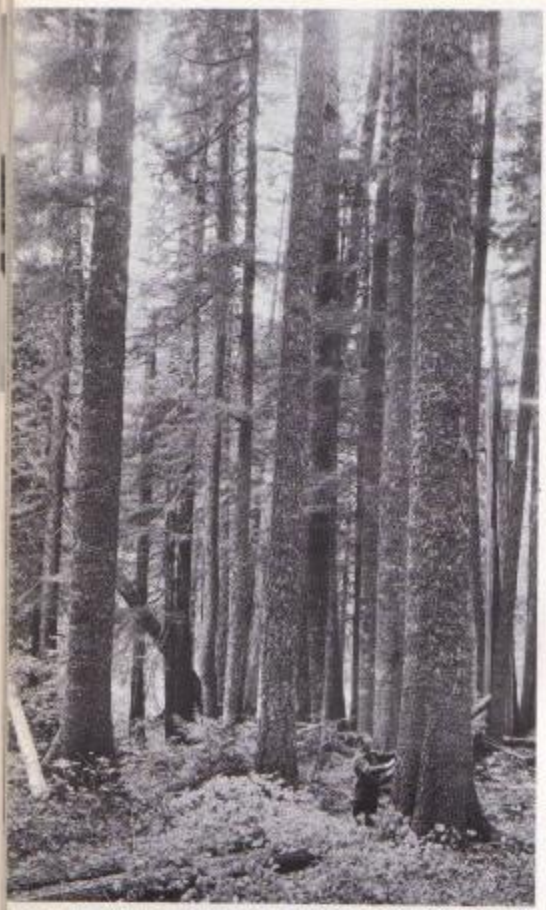


Figura 21.14. Esta asociación de pino blando, abeto de Douglas y abeto de Englemann pertenece a la vertiente occidental de los montes Cascada en Washington. (Fotografía del U. S. Forest Service.)

teriana y permiten grandes acumulaciones de materia orgánica, particularmente donde el drenaje es pobre. Aunque la precipitación es escasa en las zonas continentales, resulta muy efectiva en clima frío. En las costas occidentales de Norteamérica y Europa predominan la fase fresca del clima marítimo y el clima subártico fresco, húmedo y marítimo. Aquí la precipitación orográfica es muy intensa y, en combinación con un régimen climático frío pero uniforme, provoca la podzolización. Como se explicó en el capítulo 18, las coníferas requieren pocas bases y éstas son lavadas del suelo, que es característicamente ácido.

Figura 21.15. Bosque de sequoias, Sequoia National Park, California. El más grande mide 15 m de perímetro del tronco. A la derecha de este árbol puede verse un hombre de pie (búsquese por el sombrero). (Cortesía del American Museum of Natural History.)

7. El *bosque perennifolio*, también denominado *bosque esclerofilo* está formado por árboles bajos de hojas pequeñas, duras y coriáceas. Típicamente, los árboles tienen las ramas bajas y rugosas y la corteza gruesa. La formación comprende muchos *bosques claros*, bosques abiertos en el que el grado de cobertura es sólo del 25 al 60 %. También incluye extensas áreas de *monte bajo*, un tipo de formación vegetal formada por arbustos cuyo grado de cobertura es de un 50 % (fig. 21.16). Los árboles y arbustos son perennifolios, siendo conservadas sus hojas endurecidas a pesar de la severa sequía anual. En el bosque esclerofilo y el monte bajo existe poca estratificación, aunque puede existir un estrato herbáceo en primavera.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Sequoia National
m de perímetro
puede verse un
mero). (Cortesía

eras requieren
del suelo, que

mbién denomi-
mado por ár-
duras y cortí-
men las ramas
ena. La forma-
s claros, bos-
de cobertura
incluye exten-
de formación
cuyo grado de
21.16). Los ár-
es, siendo con-
a pesar de la
sque esclerofilo
sificación, sub-
rbáceo en pri-

El bosque perennifolio está íntimamente asociado al clima subtropical de verano seco (mediterráneo) y, por tanto, queda estrechamente limitado en lo que respecta a su extensión geográfica —primariamente a las costas occidentales situadas entre los 30° y 40° ó 45° de latitud (lámina 4, clase *D*). En los países mediterráneos, el bosque esclerofilo forma un estrecho cinturón costero periférico. Aquí el bosque está constituido por árboles como el alcornoque *(Quercus suber)*, la encina *(Quercus ilex)*, el pino carrasco *(Pinus halepensis)*, el pino piñonero *(Pinus pinea)*, y el olivo *(Olea europaea)*. Lo que una vez pudieron haber sido exuberantes bosques de estos árboles, fueron siendo alterados por el hombre a través de los siglos y reducidos a bosques claros o enteramente destruidos. En su lugar existen grandes zonas de monte bajo denso, *maquí* o *garrigas*, que incluyen numerosas especies, algunas de ellas muy espinosas. La otra región del hemisferio norte de bosques esclerofilo es la de las cadenas montañosas costeras de California. Parte de ella es un bosque claro formado en su mayor parte de fagáceas *(Quercus agrifolia, Quercus lobata)*. Gran parte de la vegetación es un matorral o "bosque enano" denominado *chaparral*, que varía de composición con la altura y el grado de exposición (fig. 21.17). El chaparral puede estar formado de lila silvestre *(Ceanothus)*, manzanita *(Arctostaphylos)*, cacha de montaña *(Cercocarpus)*, "roble venenoso" *(Rhus diversiloba)*, y encina. El bosque esclerofilo está representado en Chile y en la región del Cabo de Sudáfrica por una vegetación de matorral semejante al maquí que es, sin embargo, de flora completamente diferente a la del hemisferio norte. En el sudeste, parte central sur y sudoeste de Australia se han encontrado importantes áreas de bosque esclerofilo, bosque claro y matorral, que incluyen varias especies de eucaliptus y acacias (fig. 21.18).

El régimen subtropical de verano seco (mediterráneo) que afecta al bosque esclerófilo representa un gran esfuerzo ambiental debido a que la severa estación seca coincide con temperaturas del aire elevadas. Por esta razón en verano existe un notable déficit de agua (véase fig. 14.9*E*). El húmedo y suave invierno es, por el contrario, muy favorable al rápido crecimiento de las plantas. El régimen pedogénico es el asociado a la semiaridez, es decir, a la calcificación, y tiene lugar en suelos con algo de carbonato cálcico precipitado en el horizonte B. Gran parte del área ocupada por el bosque esclerofilo, bosque claro y matorral se divide entre suelos castañorrojizos, suelos de pradera

Figura 21.16. Chaparral sobre las abruptas laderas del bosque experimental de San Dimas, cerca de Glendora, California, 1953. Esta vegetación ha sido resguardada del fuego durante muchos años. (Fotografía de A. N. Strahler.)

Figura 21.17. Detalle de la vegetación de un chaparral, bosque experimental de San Dimas (véase también fig. 21.16). Sobre el suelo de la izquierda puede verse un pluviómetro inclinado de 20 cm de diámetro. (Fotografía de A. N. Strahler.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 21.18. Bosque claro de eucaliptos, Sierra de Darling, Australia occidental, aproximadamente en 1930. (Fotografía del Agente General de Australia Occidental, cortesía de la American Geographical Society.)

Figura 21.19. Sabana espinosa de la región del río Tora, África central. (Fotografía de la Expedición Akeley, cortesía del American Museum of Natural History.)

rojizos, y suelos pardorrojizos, y en las zonas mediterráneas *terra rossa*.

8. La *sabana húmeda* está constituida por árboles esparcidos, bastante separados unos de otros, que permiten el desarrollo de un denso estrato inferior que puede ser de hierbas o arbustos. Esta formación se denomina a veces "parque" debido a la apariencia abierta, semejante a la de un parque, que presenta la vegetación. La sabana húmeda está asociada a un régimen climático en el que la aridez está lo suficientemente desarrollada como para impedir que crezcan los árboles dando lugar a un espeso grado de cobertura.

Muchos geógrafos asocian íntimamente la sabana húmeda con el clima tropical húmedo-seco. Es esta variedad tropical de bosque claro la que se sobreentiende en el mapa mundial de vegetación (lámina 4) al incluir la sabana húmeda en la clase *C*. No obstante, desde el punto de vista de la propia estructura vegetal, la definición de sabana húmeda puede ampliarse e incluir los bosques claros de latitudes medias, tales como los bosques abiertos de pino amarillo, pino del Colorado y enebro que, en el oeste de los Estados Unidos se hallan situados a una altura superior a la de los matorrales de salvia y por debajo de los bosques aciculifolios. Podemos también incluir en esta formación los bosques claros de eucaliptos del sur de Australia que hemos situado en otra parte en la formación de bosque esclerofilo.

Refiriéndonos ahora a la sabana húmeda tropical, los árboles son de altura media, las copas son horizontales o en forma de paraguas, y los troncos poseen una corteza gruesa y rugosa (véase fig. 21.20). Los árboles tienden hacia formas xerofíticas con hojas pequeñas y espinas, o pueden ser caducifolios perdiendo sus hojas en la estación seca. A este respecto la sabana húmeda tropical es muy semejante al bosque monzónico, del que constituye una gradación. Los árboles son de especies capaces de resistir los incendios que afectan al estrato inferior durante la estación seca; de este modo los incendios evitan el crecimiento de muchas especies de árboles de bosque húmedo que de otro modo se desarrollarían en este régimen climático húmedo-seco.

La sabana húmeda tropical está muy extendida por toda África, América del Sur, sudeste de Asia, norte de Australia y en América Central y las islas del Caribe (lám. 4, clase *C*). El proceso pedogénico que domina generalmente es la laterización.

9. La *sabana-espinosa* y el *matorral tropical* (que pueden considerarse como dos formaciones diferentes) consisten en árboles y arbustos xerofíticos que responden a un clima con una estación seca muy prolongada y solamente una corta, pero intensa, estación lluviosa. La sabana espinosa, también denominada "bosque espinoso" y "thornwoods" está constituida de arbustos leñosos altos y poco separados unos de otros que comúnmente llevan espinas y en su mayoría caducifolios (fig. 21.19). También

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 21.20. Sabana africana alta en Kenia. (Fotografía de Richard U. Light, cortesía de la American Geographical Society.)

pueden haber cactos. El estrato inferior herbáceo puede estar formado de hierbas anuales que desaparecen en su mayor parte en la estación seca, o de hierbas perennes. En las áreas más secas, el estrato inferior puede estar constituido únicamente de manchones aislados de hierba separados por una gran superficie de suelo desnudo. Un ejemplo de sabana espinosa es la caatinga del noreste del Brasil, y el bosque espinoso abierto de las tierras altas secas. Otro lo constituye el *dornveld* de Sudáfrica.

El matorral tropical es una densa formación de pequeños arbustos leñosos que pueden encontrarse en manchas o retazos aislados separados por suelo improductivo. El matorral puede desarrollarse en zonas de sabana espinosa cubierta de piedras, arena o grava.

La sabana espinosa y el matorral tropical se han incluido en la clase *C* del mapa mundial de vegetación (lám. 4) como formaciones del régimen climático tropical húmedo-seco. Ambos se encuentran en numerosas partes del mundo donde existe transición entre el clima tropical húmedo-seco y el tropical desértico. Los suelos muestran la influencia de la aridez y están sujetos a calcificación y (en las zonas con poco drenaje) a salinización. En gran parte de las áreas donde predominan estas formaciones vegetales se encuentran suelos pardorrojizos y castañorrojizos.

10. La *sabana seca* o simplemente *sabana* es un tipo de vegetación formada por árboles muy aislados que se elevan sobre un estrato inferior más o menos continuo en el que dominan típicamente las gramíneas. Aunque el término "sabana" se refiere más comúnmente a la vegetación estructural similar en los territorios subárticos del hemisferio norte —la *taiga* (véase "bosque claro frío"). Como ya se ha mencionado aquí, esta sabana de latitudes bajas se ha incluido en la clase *C* del mapa mundial de vegetación (lám. 4) como emparentada con la sabana húmeda tropical, el bosque monzónico, la sabana espinosa y el matorral tropical. Al igual que sus semejantes, la sabana tropical constituye una respuesta a un régimen climático tropical húmedo-seco en el que el período de fuerte sequía coincide con temperatura relativamente más frías, pero las más elevadas preceden inmediatamente al comienzo de las lluvias.

Al igual que la sabana húmeda, la sabana seca tropical comprende árboles y arbustos xeromórficos o caducifolios. En algunas localidades, los árboles son palmeras, originando una "sabana de palmeras". Las gramíneas de la sabana tropical se caracterizan por ser de gran tamaño, de hojas gruesas y rígidas, y comúnmente más altas que un hombre, e incluso superiores a los 4 m de altura. En la estación seca, estas hierbas forman una alfombra de paja amarillenta altamente inflamable que está sometida a incendios periódicos. Se acepta generalmente que, en mayor o menor grado, el incendio periódico de las hierbas de la sabana es el responsable de la predominancia de éstas sobre la invasión del bosque. El fuego no mata las partes subterráneas del estrato herbáceo, pero limita el desarrollo de los árboles a unos pocos individuos de especies resistentes al fuego. La acción de los animales, que matan muchos árboles jóvenes, es también un factor que preserva la hierba a expensas del bosque.

Figura 21.21. Baobab (Adansonia digitata), cerca de Nairobi, Kenia, África. (Fotografía de la Expedición Akeley, cortesía del American Museum of Natural History.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 21.22. El campo cerrado de Pirassununga, São Paulo, Brasil (Fotografía de Pierre Dansereau.)

Figura 21.23. Semidesierto de arbustos de salvia, Vermilion Cliffs, cerca de Kanab, Utah, 1906. (Fotografía de Douglas Johnson.)

Figura 21.24. Landa o brezal de tierra baja formado en su mayor parte de brezos (Calluna vulgaris) desarrollada sobre una morrena, Suffolk septentrional. (Fotografía de S. R. Eyre.)

La sabana africana es quizá la más famosa de las formaciones de gramíneas tropicales, ya que atraviesa el continente de Oeste a Este en dos grandes franjas, centrándose aproximadamente entre los paralelos de 10° de latitud norte y sur, y uniéndose en África oriental mediante una ancha franja de dirección norte-sur (fig. 21.20). En las latitudes ecuatoriales, la sabana africana reemplaza al bosque ecuatorial y tropical debido a la aridez existente en las altiplanicies de Sudán, Kenia y Tanganika. Son características las acacias de copa horizontal *(Acacia)* y el grotesco baobab *(Adansonia digitata)*, que posee un gran tronco en forma de tonel en el que almacena agua (fig. 21.21). La hierba del elefante *(Pennisetum purpureum)* forma masas casi impenetrables que pueden crecer a alturas de hasta 5 m.

La sabana está representada en Sudamérica por el *campo cerrado* del interior de la altiplanicie brasileña (fig. 21.22). Aquí los árboles son en su mayor parte perennifolios, de profundas raíces, y capaces de captar la humedad de los niveles inferiores del suelo a los que no pueden llegar las hierbas durante la estación seca.

Otras zonas importantes de sabana se encuentran al norte de Australia, India y sudeste de Asia. Un ejemplo americano lo constituye la sabana de Texas. De interés para los estudiantes americanos es la pequeña mancha de sabana tropical bastante especializada (edáfica) del sur de Florida, los Everglades. Soportada por una formación de calizas, la extremadamente baja llanura de los Everglades se halla cubierta por una somera capa de agua de escorrentía procedente de las lluvias de verano que hacen que parezca un pantano. En invierno la región se convierte en extremadamente seca. La mayor parte de la llanura está cubierta de gruesa hierba *(Claudium effusum)*. Los árboles aislados son palmeras y, a mayor altura, pinos.

Los procesos pedogénicos más íntimamente asociados a la sabana tropical son los de laterización, provocados por las elevadas temperaturas asociadas a la estación lluviosa. No obstante, la laterización da paso a la calcificación a medida que la sabana pasa a latitudes más elevadas donde se hallan la sabana espinosa y, por último, las estepas de gramíneas.

11. El *semidesierto* está formado por vegetación de arbustos xerofíticos con un estrato inferior herbáceo pobremente desarrollado. Los árboles suelen estar generalmente ausentes. La vegetación de arbustos del semidesierto se halla bien desarrollada en los climas secos de latitud subtropical o media que tienen una precipitación total anual escasa y elevadas temperaturas estivales. Un ejemplo lo constituye la

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

vegetación de arbustos de salvia *(Artemisia tridentata)* de la región media y meridional de la región de las Rocosas y de la meseta del Colorado (fig. 21.23). Parece que la vegetación de arbustos semidesérticos se ha expansionado en gran manera en época reciente hacia zonas del oeste de los Estados Unidos que anteriormente eran estepas de gramíneas, a consecuencia del excesivo pastoreo y de la acción mecánica de las pisadas del ganado.

En el mapa mundial de vegetación (lám. 4), la vegetación del semidesierto se ha incluido con la del desierto seco. Los arbustos xerofíticos suelen encontrarse a lo largo de las márgenes menos áridas de los desiertos y en las zonas altas existentes en el interior del desierto. Los procesos pedogénicos son de calcificación, producción de suelos pardos y suelos grises desérticos. La salinización aparece en los lugares de drenaje deficiente.

12. Las *landas* o *brezales* están formadas por un bajo y denso estrato de arbustos de altura generalmente no superior a 25 cm (10 pulgadas), que se encuentra en regiones de latitudes medias y altas que poseen un clima fresco muy uniforme (fig. 21.24). Predominan miembros de la familia de las Ericáceas *(Ericaceae)* sobre los arbustos; los musgos son también importantes. Una planta común de la vegetación de las landas es el brezo *(Calluna vulgaris)*. En climas muy fríos, las landas incluyen pequeños arbustos de abedul y sauce.

La distribución de las landas o brezales no se ha representado en el mapa mundial de vegetación (lám. 4), pero se encuentran distribuidas en pequeñas zonas en las clases *E* e *I*. Un clima marítimo como el de las costas del oeste es favorable para el desarrollo de los brezales. Se requieren precipitaciones bien distribuidas y un régimen de temperaturas con pequeñas variaciones anuales. El proceso pedogénico predominante es la podzolización y los suelos son ácidos. Ejemplos de vegetación de landas o brezales los tenemos en Irlanda y en otras costas occidentales de las Islas Británicas *(páramos)*, y en el oeste y centro de Europa.

13. El *bosque claro frío*, la última formación de nuestra lista perteneciente a la biócora de sabana, es una forma de vegetación limitada a clima subártico muy frío y a clima de tundra. Los árboles tienen poca altura y están distanciados unos de otros; puede desarrollarse bien un estrato de arbustos. Es característica una capa de líquenes y musgos que cubre el suelo. El bosque claro frío es esencialmente equivalente a lo que generalmente se denomina *taiga*, y se halla a lo largo de la franja norte del bosque aciculifolio de las altas latitudes. El bosque claro frío es, pues, una transición hacia la tundra sin árboles y la landa ártica.

Figura 21.25. Bosque claro con líquenes (bosque boreal abierto) desarrollado sobre una llanura arenosa del delta del río Hamilton, Labrador. Los abetos negros y unos pocos abedules blancos pequeños se hallan muy esparcidos. El suelo está recubierto de líquenes (Cladonia). **(Fotografía de F. Kenneth Hare, cortesía de la American Geographical Society.)**

En América del Norte los árboles representativos del bosque claro frío son el abeto negro *(Picea mariana)* y el tamarack *(Larix laricina)*. Al norte de Escandinavia, un abedul del tamaño de un arbusto *(Betula odorata)* forma un bosque claro con un estrato inferior de líquenes, tal como el "musgo" del reno *(Cladonia rangiferina)* (fig. 21.25). En Siberia es el alerce *(Larix)* el árbol característico del bosque claro. En las regiones subárticas del noroeste de Canadá y Alaska se encuentra también el bosque claro de abedul y líquenes.

El bosque claro frío está dominado por el régimen climático polar con sus largos y crudos inviernos en los que queda helada la humedad del suelo durante muchos meses del año. Un somero deshielo acompaña al corto "verano", cuando la insolación es activa durante gran parte del día. El proceso pedogénico tiende a la formación de suelos gley en las zonas de drenaje escaso, y a la podzolización en los lugares elevados.

El bosque claro frío no se ha separado en el mapa mundial de vegetación (lám. 4), pero puede encontrarse en las zonas de tundra (clase *I*) a lo largo del límite con el bosque aciculifolio (clase *F*).

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 21.26. La pradera de Kalsow, Iowa, se ha tomado como ejemplo de pradera virgen. (Fotografía por cortesía de la State Conservation Commission of Iowa.)

La biócora de pradera

14. La *pradera*, en sentido estricto, está constituida de vegetación herbácea alta, predominando las hierbas y siendo menos abundante el herbazal basto (hierbas de hoja grande) (figura 21.26). Los árboles y arbustos están casi totalmente ausentes, pero pueden encontrarse en la misma región como fragmentos de bosque o de bosque claro en los valles y otras depresiones topográficas. Las hierbas tienen profundas raíces y forman un césped continuo y denso. Florecen en primavera y a comienzos del verano; el herbazal basto, al finalizar el verano. En Iowa, una región representativa de pradera de hierba alta, los vegetales herbáceos típicos son las gramíneas *Andropogon gerardi* y *A. scoparius;* una especie típica de herbazal es la Susana de ojos negros *(Rudbeckia nitida).*

Las praderas de hierba alta están asociadas típicamente a los climas continentales de latitudes medias que se denominan *subhúmedos;* es decir, a aquellos en los que la evapotranspiración está casi equilibrada con la precipitación al cabo del año y oscila entre los 50 y 100 cm (20 y 40 pulgadas). En verano la temperatura del aire y del suelo es elevada, de modo que en las zonas altas la humedad del suelo no es la adecuada para permitir el crecimiento de los árboles y las fuentes profundas de agua están más allá del alcance de las raíces de los mismos. Las praderas de Norteamérica se hallan en una amplia zona que se extiende desde Illinois en dirección noroeste hasta el sur de Alberta y Saskatchewan. En el mapa mundial de vegetación (lám. 4), la pradera de Norteamérica comprende la parte oriental y septentrional de la clase *G*. En una zona de transición entre las regiones de bosque y de pradera se mezclan ambas formaciones.

Debido a que la pradera de hierba alta pasa gradualmente a la de hierba baja y finalmente a la estepa de gramíneas, siempre en sentido de aridez creciente, no resulta práctico tratar de confeccionar una lista de todas las regiones del mundo que poseen pradera de hierba alta. En Europa, una región típica de pradera de hierba alta la constituye la *puszta* húngara. La *pampa* argentina se cita también a menudo como una región de vegetación de pradera, al igual que zonas del norte de China.

El proceso pedogénico asociado a la vegetación de pradera es la calcificación y resulta del desarrollo de los perfiles de los suelos de pradera y chernozems, que se caracterizan por poseer potentes horizontes A y B de color marrón oscuro. Las raíces de las hierbas penetran profundamente en estos suelos. Las bases transportadas a la superficie por el crecimiento de las plantas son liberadas allí y devueltas al suelo, perpetuando la fertilidad del suelo.

15. La *estepa*, denominada a veces *pradera de hierba baja*, es una formación constituida de hierbas de pequeño tamaño que suelen formar macollas y se distribuyen esparcidamente (fig. 21.27). En la estepa pueden encontrarse arbustos aislados y árboles de pequeño tamaño y existen todas las gradaciones posibles hacia las formaciones de semidesierto y bosque claro. El grado de cobertura del suelo es pequeño y queda al descubierto gran cantidad de suelo desnudo. Existen numerosas especies de gramíneas; una típica de la estepa americana es la hierba del búfalo *(Buchloe dactyloides);* otras plantas típicas son el girasol *(Helianthus rigidus)* y el tabaco de los locos *(Oxytropis lamberti).*

La distribución en el mundo de la vegetación de estepa es extremadamente extensa en lo que respecta a la latitud, ya que se halla desde el ecuador hasta los 55° N y 45° S (lám. 4, clase *G*). Las estepas de las latitudes bajas son de transición entre la vegetación de clima tropical húmedo-seco y la de desierto seco. Las estepas del norte de África constituyen la transición del clima mediterráneo, con su bosque esclerófilo, al desierto africano. Las estepas de las latitudes medias están asociadas a un régimen climático continental semiárido en el que, a pesar de un máximo de precipitación en verano, la evaporación excede por regla general a la precipitación. Los inviernos de las estepas de latitudes medias son fríos y secos, los veranos calurosos o muy calurosos. En este régimen climático el proceso pedogénico dominante es la calcificación, con salinización en los lu-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 21.27. Estepa de gramíneas de las Grandes Llanuras de Kansas (Fotografía de Josef Muench.)

gares de escaso drenaje. Los suelos contienen un gran exceso de carbonato cálcico precipitado y son muy ricos en bases. Son típicos los suelos marrones. El contenido en humus es relativamente pequeño debido a lo disperso de la vegetación.

16. La *tundra herbácea* (que incluye los *prados alpinos)* es una formación de la biócora de pradera restringida a climas muy fríos que poseen gran cantidad de humedad y a menudo los suelos saturados. La tundra herbácea de las regiones árticas se desarrolla bajo un régimen de largos días de verano, en cuya época se funde con somera capa superficial del hielo que impregna el suelo. El suelo helado de debajo (permafrost) resta impermeabilidad y el agua procedente de la fusión del hielo no puede escapar fácilmente. En consecuencia, durante el verano, aunque sea por poco tiempo, reina un ambiente pantanoso sobre grandes áreas. El humus se acumula en un estrato bien desarrollado.

Las plantas de la tundra herbácea ártica son de pequeño tamaño y en su mayor parte herbáceas, aunque en algunos lugares se encuentren sauces enanos *(Salix herbácea)*. En la tundra domina un estrato de poca altura formado por juncos, hierbas, musgos y líquenes (fig. 21.28). Las especies típicas son el carrizo *(Carex bigelowii)*, la hierba de pradera ártica *(Poa arctica)*, *Eriophorum* y el líquen de la nieve *(Cetraria nivalis)*. Hay también algunas especies de herbazal basto que florecen vivamente en verano. Se han encontrado considerables variaciones en la composición de la tundra según

Figura 21.28. Prados de Eriophorum en la llanura costera ártica de Alaska. (Fotografía de William R. Farrand.)

se trate de hábitats secos o con buen drenaje. Una variedad de tundra está formada de robustas macollas sobre montículos rodeados de suelos más bajos cubiertos de una pequeña película de agua. En las regiones de tundra herbácea pueden encontrarse también zonas de vegetación de matorrales árticos compuestas de sauces y abedules.

Bajo el clima subártico y en condiciones de escasa circulación del agua del suelo, el régimen pedogénico tiende a la formación de suelos de gley. El tamaño de las plantas se halla en parte limitado por la rotura mecánica de las raíces durante la congelación y el deshielo del estrato superficial del suelo, formándose plantas de raíces poco profundas. En invierno, los vientos secos y la abrasión mecánica que pro-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

voca la nieve arrastrada por el viento tienden a destruir cualquier fragmento de planta que sobresalga de la nieve.

En todas las latitudes, cuando la altitud es lo suficientemente elevada, se desarrolla una tundra alpina por encima del límite de crecimiento de los árboles y por debajo de la zona de suelo desnudo y nieves perpetuas. La tundra alpina se parece a la tundra ártica en muchos aspectos físicos, a pesar de que el régimen del día solar durante el año sea muy diferente del régimen de insolación de las altas latitudes. En el mapa mundial de vegetación de la lámina 4 no se han representado las zonas de tundra alpina, aunque son numerosas y pueden encontrarse en muchas de las zonas altas indicadas.

La biócora de desierto

17. El *desierto seco* es una formación de plantas xerofíticas muy dispersas que casi no ejercen ninguna cobertura apreciable con respecto al suelo. En los períodos de sequía (que son los más generales), la vegetación visible consiste en pequeñas plantas esclerofilas o arbustos espinosos, plantas suculentas (cactos), o gramíneas xerófilas. Pueden existir numerosas pequeñas especies anuales, pero aparecen sólo después de que una de las raras pero torrenciales lluvias haya saturado el suelo.

Las floras desérticas difieren mucho de una parte a otra del mundo. En los desiertos de Mohave y Sonora del sudoeste de los Estados Unidos, las plantas son a menudo de gran tamaño y, en ciertos lugares, ofrecen casi la apariencia de un bosque claro (fig. 21.29). Bien conocido es el aspecto arbóreo del cacto saguaro *(Carnegiea gigantea)*, de la chumbera *(Opuntia imbricata)*, el ocotillo *(Fouquiera splendens)*, arbusto de creosota *(Larrea tridentata)*, y del arbusto del humo *(Dalea spinosa)*. Gran parte del "desierto" del sudoeste de los Estados Unidos es de hecho matorral, matorral espinoso, sabana o estepa de gramíneas (fig. 19.3). Una planta típica del desierto del Sahara (la mayor parte del cual es mucho más seco que el desierto americano) es la hierba dura *(Stipa)*; otra, que se encuentra en los cursos secos de los uadis, el tamarisco *(Tamarix)*. El desierto costero del sudoeste de África se caracteriza por poseer la extraña planta tumboa *(Welwitschia mirabilis)*, de hojas correosas que irradian de una raíz central que penetra profundamente en el terreno (fig. 21.30).

Gran parte del área descrita como de vegetación de desierto seco carece de plantas de dimensiones visibles, ya que está formada por dunas de arena móviles o llanuras saladas prácticamente estériles.

La distribución de los desiertos secos se ha reseñado en el mapa mundial de vegetación de

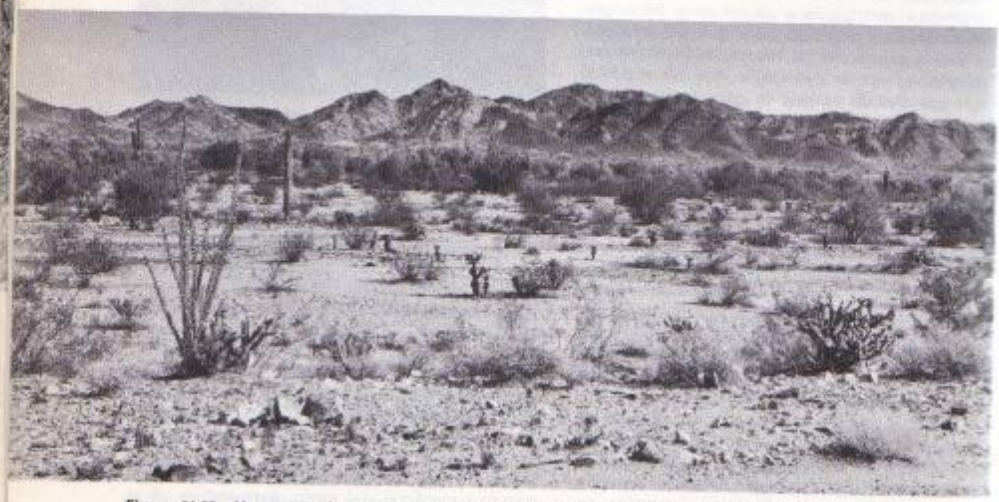


Figura 21.29. Vegetación de arbustos del desierto de Sonora, suroeste de Arizona. El ocotillo es la planta que está en primer plano a la izquierda; los saguaros se hallan a mayor distancia también a la izquierda. (Fotografía de A. N. Strahler.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

la lámina 4 como clase H. Como demostraría un estudio del clima, tienden a existir tres variedades de desierto. Los verdaderos desiertos continentales tropicales no se caracterizan sólo por su extrema aridez, sino también por las temperaturas extremas del aire y del suelo: los desiertos de latitudes medias (de 30° a 35° de latitud) son áridos y poseen una gran oscilación térmica anual que alcanza incluso temperaturas extremas de frío invernal; los desiertos tropicales de las costas del Oeste gozan de una notable uniformidad y suavidad térmica debida a la persistente niebla costera. Uno de los procesos pedogénicos dominantes en los desiertos secos es la salinización, que localmente da lugar a zonas cubiertas de una corteza salina donde sólo pueden sobrevivir las plantas adaptadas a este medio (halofitas). La calcificación es notable en las zonas altas bien drenadas; son comunes las incrustaciones y depósitos de carbonato cálcico (caliche). No existe humus y los suelos son de color gris pálido o rojo, por ejemplo los sierozems y los suelos rojos desérticos.

18. La *tundra ártica* es el equivalente ártico del desierto seco, encontrándose en climas de tundra extremadamente fríos y en casquetes de hielo. La tundra ártica está constituida por superficies rocosas, producidas por los intensos fenómenos de gelivación allí existentes, entre las que existen sólo pequeñas manchas de suelo mineral de textura fina. La vegetación es muy dispersa y está formada en su mayor parte de líquenes, musgos y unos pocos arbustos de pequeño tamaño (fig. 21.31). Por ejemplo, en la isla septentrional de Baffin, las plantas típicas son un pequeño sauce polar *(Salix polaris)*, la saxífraga purpúrea *(Saxifraga oppositifolia)* y el musgo lanudo *(Rhacomitrium lanuginosum)*.

La tundra ártica puede encontrarse muy al Norte, en los límites extremos de los continentes, es decir, por encima de los 84° de latitud norte y en el Sur en las zonas de la Antártida desprovistas de hielo. Los procesos de formación de suelo consisten en poca cosa más que en la gelivación de las rocas, poniéndose de manifiesto con la formación de polígonos de piedras en los que las partículas más finas quedan separadas de las gruesas formando manchas distintas. En el mapa mundial de vegetación de la lámina 4, la tundra ártica se ha incluido en la clase *I* junto con la tundra herbácea y el matorral ártico.

Este intento de clasificar la vegetación del mundo en un cierto número de formaciones e indicar su distribución mediante un mapa puede tener, a lo sumo, un éxito parcial. Las infinitas variaciones de estructura que presenta la vegetación no se adaptan a un único sistema jerárquico. Además, no hay dos autoridades en el campo de la geografía vegetal que hayan establecido la misma clasificación o confeccionado mapas parecidos. Lo primero en la mente de un geógrafo debería ser la apreciación de los amplios sistemas de formaciones vegetales que existen en función de las alteraciones y modificaciones que presenta el espectro de los regímenes climáticos, y debería además insistir en los principios básicos y en los aspectos distributivos que muchos sistemas presentan en común, más que desviarse por las aparentes contradicciones y complejidades con que topa frecuentemente.

Figura 21.30. La tumboa (Welwitschia mirabilis) sobre una llanura arenosa en el desierto de Kalahari de África sudoriental. (Fotografía de Robert J. Rodin.)

Figura 21.31. Vegetación de tundra ártica, Etah, Groenlandia. A la izquierda, Dryas integrifolia; **a la derecha,** Cerastium alpinium. **(Fotografía de la Expedición Crockerland, cortesía del American Museum of Natural History.)**

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Cuestionario de repaso

1. ¿Cuáles son las cuatro grandes biócoras? Describir brevemente cada una de ellas y explicar sus asociaciones climáticas generales.

2. ¿Qué investigadores son los responsables del desarrollo del sistema de formaciones vegetales que se sigue comúnmente hoy en día? Discutir algunos de los problemas que pueden estar relacionados con la confección de un mapa útil de la vegetación natural del mundo.

3. Describir la pluviisilva ecuatorial en términos de su estructura. ¿Cuál es la importancia de las lianas en este bosque? ¿Y de los epífitos? Comentar el número de especies de árboles que se hallan en la pluviisilva ecuatorial. Citar dos árboles representativos. ¿Qué clima y régimen pedogénico están asociados a la pluviisilva ecuatorial?

4. ¿Qué formas de vegetación costera pueden encontrarse en las regiones de pluviisilva ecuatorial? Describir en particular las costas de manglares.

5. ¿En qué difiere la pluviisilva tropical de la ecuatorial y en qué aspectos son similares? ¿En qué regiones geográficas se encuentra la pluviisilva tropical? Explicarlo.

6. ¿Cuáles son las únicas características que tiene en común el bosque monzónico con los otros bosques de bajas latitudes? ¿Cómo se explica la caducidad de los árboles? Relacionar el bosque monzónico con un régimen climático en particular y describase su esquema de distribución en el mundo.

7. ¿Cómo difiere en estructura y localización geográfica la pluviisilva templada de la ecuatorial y tropical? Describir las pluviisilvas templadas de América, Asia y Nueva Zelanda. ¿Qué es particularmente digno de mención en el desarrollo de los epífitos en la pluviisilva templada?

8. ¿Qué tres tipos de localidades en el mundo favorecen el emplazamiento de la pluviisilva templada? ¿Qué clima y régimen pedogénico se hallan asociados a ella?

9. Describir el bosque estivifolio en los aspectos estructural y estacional. Nombrar árboles comunes de los bosques caducifolios del este de Norteamérica y Europa. ¿De qué modo representa el bosque estivifolio una respuesta al régimen climático continental? ¿Cuál es el proceso pedogénico asociado?

10. Describir un bosque aciculifolio en términos de su estructura vegetal. Citar las grandes regiones del mundo ocupadas por el bosque aciculifolio y nómbrense árboles comunes de estas zonas.

11. ¿Cómo influye la topografía en la extensión de los bosques aciculifolios en las latitudes bajas? Describir los bosques aciculifolios de las regiones costeras del Pacífico de Norteamérica. ¿Cuál es el régimen pedogénico dominante en las zonas de bosque aciculifolio?

12. Describir el bosque perennifolio (esclerofilo) en términos de su estructura vegetal. ¿Con qué régimen climático se halla íntimamente asociada esta formación y cómo se relaciona esta asociación con la distribución geográfica mundial del bosque esclerofilo, bosque claro y matorral? Nombrar algunas plantas representativas del bosque esclerofilo de la región mediterránea, California y Australia.

13. ¿Qué es la sabana húmeda? ¿Con qué régimen climático se halla más comúnmente asociada? ¿Cuál es la morfología característica de los árboles y arbustos de la sabana húmeda tropical?

14. Describir la sabana espinosa y el matorral tropical como formaciones vegetales. ¿Qué es la *caatinga* del Brasil? ¿ Y el *dornveld* de Sudáfrica?

15. ¿En qué difiere la sabana seca de la sabana húmeda? Describir la vegetación, suelos, clima y vida animal asociados a la sabana tropical, haciendo especial referencia a la de África. ¿Qué es el *campo cerrado* del Brasil?

16. ¿Cuál es la vegetación del semidesierto? Describir el semidesierto del suroeste de los Estados Unidos.

17. ¿Qué son las landas o brezales? ¿Qué plantas comunes están asociadas a las landas? Describir las condiciones climáticas y la situación geográfica favorable al desarrollo de las landas o brezales.

18. Describir la vegetación de bosque claro frío. ¿Es la *taiga* una designación equivalente para esta formación? ¿Conoce algunas plantas representativas del bosque claro frío de Norteamérica? ¿Y de Escandinavia? ¿Y de Siberia?

19. ¿Qué plantas comprende la pradera como formación vegetal? Nombrar ejemplos representativos de la pradera de hierba alta de Iowa. ¿Con qué clima y régimen pedogénico está asociada la vegetación de pradera? Explicarlo. ¿Qué es la *puszta* húngara? ¿Y la *pampa* argentina?

20. Comparar la estepa (pradera de hierba baja) con la pradera de hierba alta en lo que respecta a la estructura de la vegetación y el régimen climático.

21. Describir la tundra herbácea de los climas fríos, dando nombres de plantas típicas. ¿A qué condiciones de clima, drenaje y procesos pedogénicos se halla asociada la tundra herbácea? Comparar la tundra alpina con la tundra herbácea de pequeñas altitudes.

22. Describir el desierto seco como formación vegetal. Nombrar algunas plantas típicas de desierto del sudoeste de los Estados Unidos, Sahara y sudoeste de África. ¿Cuál es el proceso pedogénico dominante en el desierto seco?

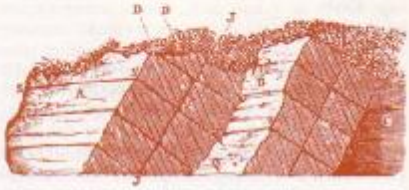
23. ¿Qué relación existe entre la tundra ártica y otras formaciones de tierras frías y latitudes elevadas? Explicar cómo el hielo y el deshielo del agua del suelo juega un papel fundamental en el paisaje asociado a la tundra ártica.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Parte IV

Forma de modelado

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



Capítulo 22

Formas topográficas y materiales terrestres

El relieve topográfico, la peculiar configuración o forma de la superficie de la tierra, es de un interés considerable para el geógrafo ya que ejerce una influencia fundamental y de gran alcance sobre las formas de actividad humana. Las influencias directas son obvias para cualquiera que lo considere atentamente. Una cadena montañosa es una barrera efectiva entre grupos de gente que vive en dos llanos adyacentes. Una llanura, por otra parte, puede estar muy poblada, ser rica en recursos agrícolas y estar comunicada cultural y políticamente por una red de buenas carreteras y vías férreas que permitan a la gente con intereses comunes el intercomunicarse libremente. Una línea de costa muy irregular y con excelentes puertos naturales pero bordeada por una abrupta cadena costera rocosa puede producir una comunidad de gentes marineras adaptadas a la pesca, comercio marítimo e industria naviera. Otra línea de costa cuyo fondo llano y poco profundo no proporcione un buen puerto natural puede estar rodeada por una llanura costera fértil. Ahí la actividad humana se convierte naturalmente en agrícola.

Podrían citarse ejemplos casi innumerables de la influencia directa del relieve topográfico sobre la existencia humana, pero hay además considerables influencias geográficas indirectas. Como hemos visto en el estudio de la distribución de la pluviosidad, una montaña alta provoca profundas variaciones climáticas en las áreas adyacentes. Si aísla a un llano cercano de los vientos húmedos dominantes, se formará un desierto. En los declives montañosos los climas son más fríos y húmedos con el aumento de la altitud, provocando una sucesión de cambios en las condiciones agrícolas y forestales, que a su vez determinan hasta qué punto es posible la ocupación y qué productos naturales pueden obtenerse. La inclinación de las vertientes está íntimamente asociada a la fertilidad de los suelos. Las vertientes de montañas y colinas tienen suelos de poco espesor y relativamente pobres, que están sujetos prontamente a la erosión devastadora del suelo

Estratificación, diaclasas y esquistosidad. (Lyell, **Manual of Elementary Geology**, 1857.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

cuando quedan al descubierto por la tala de árboles o la labranza. Los llanos pueden tener suelos potentes y ricos, no erosionables fácilmente, incluso con deficiente laboreo agrícola.

Geomorfología

El estudio sistemático de las formas del relieve de la tierra se denomina *geomorfología* (*geo*, tierra; *morphe*, forma; *logia*, ciencia), pero puede muy bien llamarse "el estudio del relieve". Las formas del paisaje tienen que dividirse en clases o grupos que incluyen a todas aquellas que son similares tanto en forma externa como en origen. La geomorfología se interesa igualmente en el aspecto y en los procesos y estados de desarrollo de las mismas. Este libro va a tratar de los relieves en relación con su origen. Las formas del relieve pasan a través de una serie ordenada de cambios, como lo hacen los seres humanos en el transcurso de su vida. Una vez se conocen estos estados puede relacionarse cualquier forma del paisaje a un acontecimiento en el ciclo de vida del relieve, poniendo así orden y ley natural a nuestros conceptos sobre el desarrollo del relieve.

Descripción genética del relieve

Es posible, por supuesto, describir todas las formaciones del paisaje tabulando sus dimensiones, forma, ángulos de pendiente y orientación sin tener en cuenta su origen y desarrollo. Esto es una aproximación *empírica* a las ciencias naturales. Serían necesarios volúmenes enteros de cifras para dar la descripción apropiada incluso de los accidentes más sencillos del relieve.

Si, por otra parte, se examina cuidadosamente el desarrollo del relieve se observa que las mismas series de formas se repiten con bastante similaridad una y otra vez en la naturaleza. Para describir con claridad el sinnúmero de formas en términos de secuencias ordenadas de desarrollo, se necesita una exposición breve que indique *a*) la *estructura* de la masa de rocas subyacente, *b*) el *proceso* que modeló el relieve, y *c*) el *estado* actual de desarrollo. Una descripción así es *genética* porque hace hincapié en la génesis u origen. Quien oiga o lea dicha descripción, conociendo cómo son las formas ideales, puede situar cualquiera de ellas en su lugar adecuado dentro de la clasificación natural.

El estudio sistemático de los relieves en relación con su origen y estado de desarrollo fue introducido por el profesor William Morris Davis, de la Universidad de Harvard, hacia 1890. Su influencia ha sido tan señalada que muchos

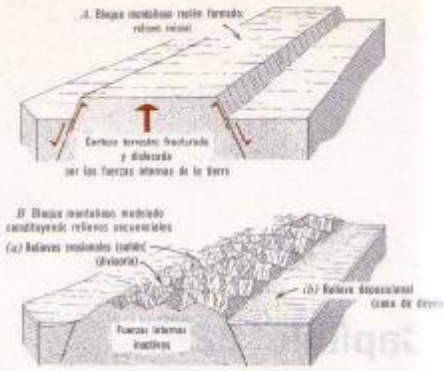


Figura 22.1. Relieves iniciales y secuenciales.

geomorfólogos anglosajones siguen los esquemas básicos que él expuso.

Relieves iniciales y secuenciales

Considerando los procesos geológicos a gran escala hay dos tipos fundamentales de relieves. En primer lugar existen las masas originarias de la corteza levantadas por las fuerzas internas de la tierra y las formadas por erupciones volcánicas. Estas comprenden los *relieves iniciales* (fig. 22.1*A*). En segundo lugar, existen los relieves producidos por los agentes de la denudación. Al adaptarse éstos últimos a los iniciales y formarse en secuencias ordenadas, se les llama en conjunto *relieves secuenciales* (figura 22.1*B*).

Cualquier paisaje no es más que la etapa actual de una gran pugna. Las fuerzas internas de la tierra empujan intermitentemente hacia arriba a partes de la corteza para crear relieves iniciales. Los agentes externos van desgastando parcialmente estas masas, modelándolas para formar un vasto número de *relieves secuenciales* menores.

Todas las etapas de esta lucha pueden verse en varios puntos del globo. Donde hay montañas elevadas y abruptas han dominado las fuerzas internas. Donde existen en la actualidad llanuras bastante bajas es que han triunfado finalmente las fuerzas denudacionales. Pueden hallarse todos los estados intermedios. Al actuar las fuerzas internas de la tierra repetidamente siguen apareciendo nuevas masas continentales mientras otras desaparecen. A juzgar por las condiciones reinantes durante varios períodos del pasado geológico, estamos ahora en un momento en que los continentes están relativamente elevados sobre el nivel del mar. Esto

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 22.2. Relieves erosionales y deposicionales.

sugiere que las fuerzas internas eran activas en una época bastante reciente, geológicamente hablando.

Agentes del modelado del terreno

La forma de relieves secuenciales son producto de uno o más de los agentes modeladores: cursos de agua, oleaje, hielo y viento. Estos agentes erosivos, ayudados por procesos de disgregación de las rocas y movimientos de arrastre de éstas y del suelo ladera abajo, bajo la acción de la gravedad, atacan desde el exterior a todas las masas continentales que quedaron emergidas por movimientos orogénicos o abombamientos de la corteza terrestre. No hay parte de la superficie de la tierra inmune a este ataque. En cuanto una masa rocosa queda expuesta al ataque del aire o del oleaje, es acometida por estos agentes y procesos denudadores. Actúan con un objetivo final: desgastar la masa terrestre hasta convertirla en un llano, que es consumido entonces lentamente por el oleaje y termina por quedar cubierto por las aguas oceánicas. Los productos de la desintegración son esparcidos sobre los fondos oceánicos que se extienden alrededor de los continentes. Los procesos actúan, sin duda, con la mayor lentitud, pero el tiempo geológico es enormemente grande. Los ríos y el oleaje que podemos observar en acción hoy en día han tenido millones de años para efectuar su trabajo. Los geólogos creen que todas las formas del paisaje pueden explicarse como resultado de procesos que pueden verse actuando en el presente.

De la denudación continental resulta una gran variedad de formas topográficas. Cuando una roca es erosionada se forman valles o depresiones topográficas de varias clases. Entre dos depresiones erosionadas hay crestas, colinas o montañas, que representan partes no desgastadas del macizo original. Todos estos relieves formados por denudación progresiva del substrato rocoso se designan con el nombre de *relieves erosionales*. Los fragmentos de roca y de suelo que se arrancan son depositados en otro lugar para constituir un tipo de formas topográficas enteramente diferentes, los *relieves deposicionales*. En la figura 22.2 se representan dichas formas. Los barrancos, cañones, picos y crestas son relieves erosionales; los conos de deyección, constituidos por fragmentos de roca depositados en la boca del barranco, son relieves deposicionales.

Roca madre, suelo y manto residual

El examen de un corte abierto recientemente, tal como el de una nueva carretera o la pared de una cantera, revela varias clases de materiales terrestres que se muestran en la figura 22.3.

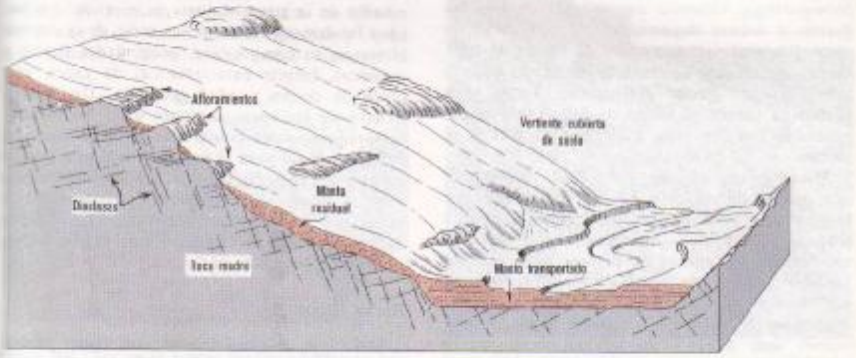


Figura 22.3. El manto residual en la vertiente de una montaña proviene de la roca madre situada debajo, mientras que el manto transportado del fondo del valle ha sido traído de cierta distancia por el río.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

A la roca sólida y dura que está aún en su lugar original y ha sufrido pocos cambios se le llama *roca madre*. Pasa gradualmente hacia arriba a una zona donde la roca ha sido atacada y se ha desintegrado en una arcilla, limo y partículas arenosas. A esto se le puede llamar *manto meteorizado* o *manto residual*. En la parte alta hay una capa de *suelo* verdadero, llamada a menudo tierra de labor por los agricultores y jardineros. (Las propiedades del suelo, los procesos de su formación y su clasificación fueron tratados en los capítulos 18 y 19.) Sobre el suelo puede haber una capa protectora de hierba, arbustos o árboles.

Una o más de estas zonas puede faltar. A veces todo lo que hay encima de la roca madre ha sido arrastrado y ésta aparece en superficie como un *afloramiento*. Otras, en zonas de cultivo o cuando ha ocurrido un incendio forestal, sólo el suelo verdadero es erosionado, dejando al descubierto el manto estéril, sobre el que pueden producirse profundos barrancos. El espesor del suelo y del manto es muy variable. Aunque el suelo verdadero tiene raramente un espesor de más de unos pocos decímetros, el manto residual de roca atacada y fragmentada puede extenderse en profundidad a varias decenas e incluso a más de un centenar de metros. La formación del manto está muy favorecida por la presencia de innumerables grietas en la roca, que reciben el nombre de *diaclasas* (fig. 22.3), a lo largo de las cuales el agua puede progresar fácilmente para producir la alteración del material rocoso.

Manto transportado

Otra variedad de manto que puede encontrarse cubriendo a la roca madre es el *manto transportado*. Consiste en materiales como las gravas y arenas depositadas por un curso de agua, limos aluviales, arcillas de fondo de lago, arenas de playa y de duna, o los restos depositados por un glaciar al fundirse. Todos ellos tienen en común el hecho de haber sido transportados por los *ríos*, el hielo, las olas o el viento.

Mientras que el manto residual, formado *in situ* por desintegración de la roca madre que hay debajo de él, es de origen local, el manto transportado consiste en variedades de rocas y minerales procedentes de lugares de origen lejanos y pueden ser completamente distintos a los minerales y rocas subyacentes. La figura 22.3 muestra depósitos aluviales, llamados *aluviones* que deben considerarse como manto transportado en contraste con el manto residual de la vertiente adyacente. Una vez depositado el manto transportado puede no ser afectado durante muchos miles de años, en cuyo caso se forma un suelo verdadero en su horizonte superior.

En un sentido amplio todos los materiales que constituyen los relieves deposicionales son de manto transportado. En capítulos posteriores se describen muchas clases de relieves deposicionales y se describen y explican en relación con los procesos mediante los cuales son transportadas las partículas.

Influencia de las rocas sobre el relieve

La roca madre influye fuertemente en la forma, el tamaño y el desarrollo de los relieves erosionales. En algunos lugares la roca se presenta en forma de capas delgadas, dispuestas horizontalmente, inclinadas, plegadas o rotas. En otras partes consiste en masas de gran espesor e irregulares que llegan a grandes profundidades. Algunas variedades de roca son blandas y fácilmente arrastradas por los torrentes y olas; otras son extremadamente resistentes a todos los agentes de meteorización y erosión. La resistencia o poca consistencia de una roca está determinada en gran parte por su origen y edad. Cuando yacen juntas rocas variadas cerca de la superficie de la corteza terrestre, los agentes de denudación las erosionan según su grado de resistencia, tendiendo las rocas blandas a formar valles u otro tipo de depresiones mientras que las resistentes sobresalen formando bien marcados, relieves como colinas, montañas o plataformas. Por lo tanto, el relieve refleja fielmente la forma y disposición de las rocas originales y suele mostrar ciertas cualidades distintivas gracias a las cuales se le puede clasificar de una forma ordenada.

Por lo tanto, el primer paso al enfocar el estudio de la geomorfología es aprender los hechos fundamentales sobre las rocas de la corteza terrestre, su composición, propiedades físicas y químicas, formas características de yacer, procesos de origen y edad geológica. Un conocimiento de las rocas comunes y de los minerales predominantes contenidos en ellas tiene un valor adicional para el geógrafo debido a que las rocas y los minerales tienen un valor intrínseco para el hombre como menas, combustibles o materiales de construcción. Así, una evaluación de los recursos naturales de una región es, en parte, una cuestión geológica.

Rocas ígneas

Las rocas se clasifican en tres clases principales: 1) *ígneas*, 2) *sedimentarias*, y 3) *metamórficas*, según su origen. Las *rocas ígneas* se solidifican a partir de un estado de fusión. La

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

roca fluida a temperatura muy elevada llamada *magma*, se origina a considerable profundidad debajo de la superficie terrestre y se ve forzada, debido a grandes presiones internas, a penetrar en la corteza, sólida y quebradiza, de la tierra (fig. 22.4). No debería suponerse por ello que todo el interior de la tierra está fundido. Parece más probable que bolsadas locales de magma, situadas a 30 km o más de profundidad, se formen en varios puntos y que, finalmente, se vean forzadas a elevarse hacia la superficie.

La naturaleza y el origen de las rocas fundidas y las fuerzas que controlan su comportamiento comprenden una parte de la geología muy especulativa. A diferencia del estudio de las formas del relieve, en que éstas y los procesos erosivos pueden ser observados enteramente, el estudio de las rocas ígneas situadas a gran profundidad no se puede hacer durante su formación, sino que pueden interpretarse solamente a la luz del aspecto y composición de las mismas después que se han enfriado y solidificado y luego, han quedado expuestas en la superficie durante el largo tiempo en que actúa la denudación.

Rocas ígneas intrusivas y extrusivas

Las masas rocosas en estado de fusión que no llegan a la superficie, pero que se solidifican en cavidades o grietas que han producido ellas mismas por presión lateral, fusión o disolución de las rocas que les rodean reciben el nombre de rocas ígneas *intrusivas* (fig. 22.4). Penetran o invaden realmente la roca formada con anterioridad. Donde la intrusión ha sido violenta, las rocas circundantes pueden aparecer rotas, trituradas, plegadas o arqueadas alrededor de la masa rocosa acabada de formar. En donde la intrusión ha sido gradual y se ha producido una disolución o fusión lenta de la roca encajante, esta última puede no presentar trastorno alguno.

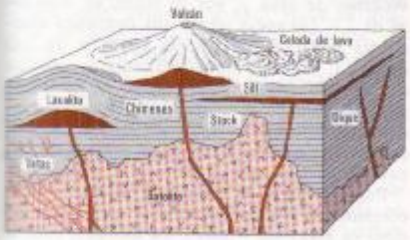


Figura 22.4. Las rocas ígneas pueden solidificarse bajo la superficie exterior formando intrusiones o pueden verse forzadas a salir fuera para construir formas de extrusión.

Una segunda clase de rocas ígneas, llamadas *extrusivas*, son las que llegan a la superficie gracias a una chimenea o grieta y se vierten sobre el suelo solidificando rápidamente o formando una roca dura. Los volcanes y las coladas de lava son los principales productos de la extrusión de rocas ígneas (fig. 22.4).

Las rocas intrusivas se diferencian considerablemente de las extrusivas tanto en la forma externa como en los detalles de su estructura y textura internas. Las rocas intrusivas se presentan generalmente en masas enormes, llamadas *batolitos* que se extienden por áreas de hasta muchos miles de kilómetros cuadrados y que se extienden muchos kilómetros en profundidad (fig. 22.4). El calificativo de plutónico se usa generalmente para éstos y otros tipos de rocas intrusivas que se encuentran en zonas profundas. Estas grandes masas se solidificaron muy lentamente, por lo cual los cristales de minerales que las componen son relativamente grandes (fig. 22.5), con una anchura de 0,25 a 1,5 cm. Los cristales de las rocas ígneas intrusivas se unen estrechamente produciendo una roca densa, fuerte y libre de cavidades.

Minerales

Un *mineral* es una sustancia inorgánica y natural, de una composición química definida, o casi definida, una forma cristalina característica y que posee además ciertas cualidades distintivas de color, dureza, lustre y fractura. Aun-

Figura 22.5. Visto de cerca este granito, roca intrusiva de grano grueso, se observa que está formado por cristales estrechamente unidos de unas pocas especies minerales.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

que unas pocas rocas consisten casi enteramente de una sola variedad mineral, la mayoría de ellas son agregados o mezclas físicas de dos o más minerales. Tanto las variedades minerales presentes como las proporciones en que están mezcladas determinan el nombre y propiedades de una variedad dada de roca.

La *mineralogía*, o estudio de los minerales, y la *petrología*, o estudio de las rocas, son ramas importantes de la geología. Se ha identificado y dado nombre a varios millares de variedades minerales, y la lista de los tipos de rocas es del orden de los centenares. Afortunadamente, sólo unos pocos minerales son tan abundantes en cuanto a volumen y distribución mundial como para combinarse para formar grandes tipos de roca. Esta introducción pretende poco más que describir unas pocas rocas ígneas de las más comunes y enumerar los principales constituyentes minerales.

Variedades comunes de rocas intrusivas

Una de las rocas intrusivas más abundante y más conocida es el *granito*, compuesto por una mezcla de *cuarzo* (dióxido de silicio), *feldespato potásico* (un aluminosilicato de potasio), *hornblenda* (aluminosilicato de hierro y magnesio) y la *mica biotita* (un aluminosilicato complejo con manganeso y hierro) (fig. 22.6). Puesto que el cuarzo y el feldespato, que juntos pueden componer tres cuartas partes de la roca, son de colores pálidos, y la hornblenda y la biotita son oscuras, el granito tiene un aspecto moteado cuando se le examina de cerca (fig. 22.5).

Los granos de feldespato potásico se identificarán por su opacidad, contornos angulosos y lustre brillante en las superficies de exfoliación. En algunos granitos este feldespato es casi blanco, formando un granito gris, mientras que en otros de color rosa salmón, produciendo un granito rosado. Los granos de cuarzo son claros y de aspecto vítreo junto a los granos de feldespato. Los granos de cuarzo tienen tendencia a presentar contornos y rotura irregulares como en el vidrio. Los cristales de hornblenda y biotita son oscuros, pero esta última es blanda y se puede separar en pajuelas delgadas con la punta de un cuchillo o aguja.

La *diorita* es una segunda variedad de roca intrusiva ígnea. Aunque no tan extendida como el granito, representa una roca de una composición mineral más limitada, en la que el cuarzo falta completamente y dominan sólo dos minerales: 1) el *feldespato plagioclasa* (feldespato sódico-cálcico), que es un aluminosilicato con proporciones variables de sodio y calcio, y 2) un mineral oscuro que puede ser *hornblenda* o *piroxeno*. El feldespato plagioclasa, que puede tener un color de blanco lechoso a gris con lustre vítreo en sus superficies de exfoliación, constituye cerca de las tres cuartas partes de la roca. Tanto la hornblenda como el piroxeno son generalmente oscuros y extremadamente difíciles de diferenciar sin la ayuda de un microscopio. El piroxeno, igual que la hornblenda, es un silicato con magnesio, hierro y calcio, pero carece a menudo de aluminio.

Una tercera roca intrusiva ígnea de importancia es el *gabro*, compuesto fundamentalmente de dos minerales: feldespato potásico y piroxeno. La diferencia entre esta roca y la diorita está sobre todo en la proporción de los dos minerales. El feldespato domina en la diorita pero forma solamente cerca del 50 % del gabro. Otro mineral, el *olivino*, se encuentra generalmente presente en este último. El olivino es un silicato de magnesio y hierro que tiene normalmente un color verde. El gabro es una roca plutónica de grano grueso, como el granito o la diorita, y que también se presenta en grandes masas.

Una cuarta variedad de roca intrusiva es la *peridotita*, densa, oscura y compuesta en gran parte de piroxeno y olivino y con poco feldespato o sin él. La peridotita se encuentra frecuentemente en pequeñas masas o diques y no en grandes batolitos como el granito.

Grupos de rocas graníticas y de rocas basálticas

Tal como se indica en la figura 22.6, los cuatro ejemplos de rocas intrusivas han sido dispuestos de una forma ordenada de manera que los minerales de colores claros (el cuarzo y el feldespato) disminuyan en proporción, mientras que los de colores oscuros aumenten. En el granito y en la diorita hay una preponderancia de cuarzo y feldespato, que son minerales de colores claros y de baja densidad. Un cubo de granito pesará unas 2,7 veces más que el mismo volumen de agua y, por lo tanto, su *densidad* es de 2,7. Las rocas ígneas que contienen abundantes minerales de colores claros y de baja densidad, ricos en aluminosilicatos combinados con potasio, sodio y calcio (como en los feldespatos pertenecen al *grupo de las rocas graníticas*. Los geólogos se refieren a menudo al conjunto de estas rocas dándoles el nombre de *sial*, palabra formada por *si*, sílice y *al*, alúmina.

Por otra parte, el gabro y la peridotita están compuestos predominantemente por minerales ricos en magnesio y hierro, los llamados *minerales ferromagnesianos*. Éstos son relativamente densos. Por lo tanto, el gabro tiene una densidad de 3, mientras que la peridotita puede tener una densidad de más de 3,2, que es apro-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

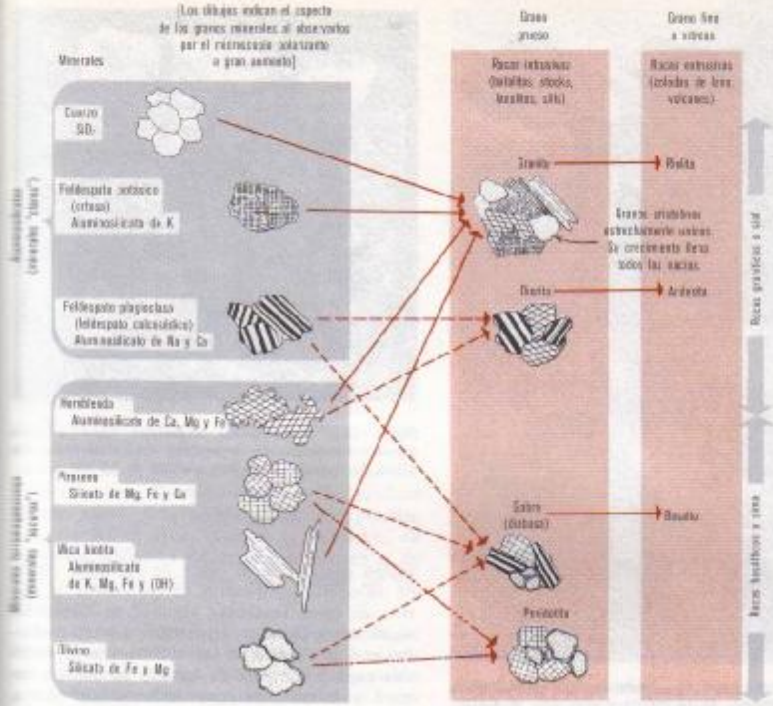


Figura 22.6. Las rocas ígneas están formadas por combinaciones variadas de minerales oscuros y claros. Segundos ejemplos de ellas figuran aquí.

nadamente un 25 % más que la del granito. Las rocas compuestas preponderantemente por minerales oscuros, densos y ferromagnesianos pertenecen al *grupo de las rocas basálticas* (o grupo de *rocas básicas*). Para ellas se utiliza la palabra *sima*, usada para estas rocas en conjunto en contraposición a sial, proviene de *si*, silicio, y *ma* magnesio. La importancia de las rocas graníticas y basálticas (o siálicas y símicas) en las grandes envolturas que forman la corteza terrestre se discute en el capítulo 23.

Rocas ígneas extrusivas

Las rocas ígneas extrusivas se presentan de dos maneras: *a*) coladas de magma fluido en forma de delgados mantos o capas que reciben el nombre de *coladas de lava*, y *b*) materiales sólidos o casi sólidos sueltos expulsados violentamente por las aberturas volcánicas y que reciben el nombre colectivo de *eyecciones volcánicas* (véase fig. 34.9). Algunas coladas de lava pueden tener una superficie áspera y troceada en forma de bloques, mientras que otras la tienen lisa y formando ondas. Generalmente las coladas tienen un color superficial rojo oscuro o negro. Debido al rápido enfriamiento, los cristales tienen una oportunidad nula o muy pequeña para desarrollarse durante la solidificación y no pueden ser detectados a simple vista. Los gases en expansión pueden llenar la roca con incontables cavidades parecidas a una burbuja, produciendo en la roca una textura llamada *escoriácea* (fig. 22.7). Cuando la solidificación es muy rápida se forma un vidrio que recibe el nombre de *obsidiana* o simplemente *vidrio volcánico* (fig. 22.7).

Las lavas pueden tener una composición similar a la de varias clases de rocas intrusivas ígneas ya que el mismo magma puede llegar a la superficie en un sitio pero no en otro. La

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 22.7. Arriba: La superficie exterior está arrugada debido a la fluidez. Abajo: Una lava esponjosa, conteniendo gases, solidifica formando una escoria porosa y clara (izquierda). La lava enfriada rápidamente puede formar un vidrio volcánico oscuro (derecha).

Figura 22.8. Este pórfido andesítico tiene cristales grandes (fenocristales) esparcidos entre una masa afanítica. El ejemplar tiene una anchura de 7,6 cm.

lava que se corresponde con el granito es la *riolita* (fig. 22.6), y la que es equivalente a la diorita es la *andesita*. Ambas son de color gris o rosado bastante claros en superficies de rotura frescas. Incluso con un estudio detenido se verá solamente una superficie uniforme, ya que los cristales son demasiado pequeños para que se les pueda ver a simple vista. A este tipo de textura se le llama *afanítica*, que en griego significa "no visible". Sin embargo en algunas lavas hay grandes cristales de feldespato esparcidos que se distinguen fácilmente del material de grano fino que les rodea. Estos cristales grandes son *fenocristales* y la textura de la roca que los contiene es *porfídica* (fig. 22.8).

El equivalente extrusivo de la diabasa es el *basalto*, que es una roca densa y dura y quizás la más extendida y común de las lavas. Zonas de gran extensión tales como las mesetas del río Columbia, Washington, Oregón e Idaho, o la región del Decán, al oeste de la India, tienen en su subsuelo espesores de centenares de metros de lavas basálticas vertidas en tremendas emisiones a lo largo de grandes grietas conocidas con el nombre de *fisuras*. Cuando se enfría una capa horizontal de basalto se contrae un poco y forma columnas verticales de cuatro, cinco o seis caras. A esta estructura se le llama diaclasamiento *columnar* y da un aspecto peculiar a los escarpes formados por basalto (figura 22.9).

Las eyecciones volcánicas tienen formas y tamaños variados. Los materiales muy finos se llaman *polvo volcánico* o *cenizas volcánicas*. A las partículas mayores, de hasta 5 u 8 cm, se les llama escorias y se parecen a las de los hornos de carbón. Las masas aún mayores son las *bombas volcánicas* (fig. 34.9). Estas pueden tener una cierta plasticidad cuando son expulsadas por la abertura volcánica y adquieren la forma de masas redondeadas parecidas a las del pan. Las eyecciones volcánicas se producen debido a la presencia de grandes cantidades de gas sometido a elevada presión en el magma. Cuando este gas se aproxima a la superficie, está sometido a una presión menor y se expande, solidificándose el magma en una especie de espuma burbujeante causando violentas explosiones que expulsan los fragmentos al aire. La *pumita* o *piedra pómez* es una variedad de lava particularmente esponjosa, parecida a la espuma, y es tan ligera que flota sobre el agua.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

...ico tiene cristales ...entre una masa afa... ...de 7,6 cm.

...e la India, tienen ...ntenares de me... ...os en tremendas ...as grietas conoci... ...Cuando se enfría ...ta se contrae un ...cales de cuatro, ...ctura se le llama ...un aspecto pecu... ...por basalto (figu...

...nen formas y ta... ...os muy finos se ...as volcánicas. A ...os 5 u 8 cm, se ...a las de los hor... ...mayores son las ...ficas pueden ta... ...ido son expulsa... ...y adquieren la ...parecidas a las ...cas se producen ...las cantidades de ...en el magma. ...a la superficie, ...sor y se expan... ...una especie de ...violentas explo... ...tos al aire. La ...riedad de lava ...ida a la espu... ...bre el agua.

Rocas sedimentarias

Las rocas que están compuestas por partículas derivadas de rocas que existían previamente, y que fueron depositadas después de un transporte por los ríos, océanos, corrientes, viento o hielo son las *rocas sedimentarias*. Su material originario puede ser rocas de cualquier origen. Además, el sedimento puede ser el resultado de una reacción química con la consiguiente precipitación. En el momento que las partículas sólidas se depositan, se forma una capa. Si el tamaño o composición de las partículas cambia repetidamente, el resultado será una serie de capas de varios tipos. Así pues, una serie de limos o arcillas, arenas o gravas podrían ser depositadas sobre el fondo de un océano, o de un lago o sobre la tierra firme si el material es llevado por los ríos, el viento o los glaciares. En su estado original, estos sedimentos son blandos, pero con el tiempo se endurecen formando las rocas que estamos acostumbrados a ver. El endurecimiento se produce debido tanto a la compactación por presión, que expulsa el agua, como a la formación de depósitos químicos de carbonato cálcico o de sílice entre las partículas que quedan así cementadas.

Las rocas sedimentarias se distinguen de las ígneas por la existencia, en general, de horizontes resultantes de los cambios de composición y tamaño del sedimento. A las capas se les llama *estratos* o simplemente *capas*. Los planos de separación entre horizontes sucesivos se llaman *planos de estratificación* o *superficies de capa*. Se dice entonces que la roca está *estratificada* (véanse figs. 32.14, 32.15 y 32.16). En su posición original los planos de estratificación son casi horizontales pero pueden estar inclinados un ángulo cualquiera debido a movimientos subsiguientes de la corteza terrestre (fig. 22.10).

A los grupos de estratos contiguos que tienen algunas propiedades comunes de variedad litológica, edad geológica o de ambas cosas a la vez se les da el nombre de *formaciones*. Estas son denominadas por la localidad geográfica donde abundan y se las puede estudiar bien o por el lugar donde fueron descritas por primera vez por el geólogo. Por ejemplo la formación Mesa Verde es una arenisca cuyo nombre proviene de que en este lugar, en el suroeste del Colorado, se la encuentra formando un abrupto acantilado. Esta arenisca se halla en varios estados y se cree que anteriormente fue una capa de arenas extensa y continua depositada en el fondo de un mar antiguo poco profundo.

Figura 22.9. Este acantilado de lava antigua ha sido puesto al descubierto revelando el sistema de diaclasamiento columnar formado durante su enfriamiento. (Fotografía de Gifford.)

Figura 22.10. Estos estratos calizos de Oklahoma fueron inclinados fuertemente mucho tiempo después de su deposición. (Fotografía de Lofman. Cortesía de la Standard Oil Co., Nueva Jersey.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Sedimentos detríticos

Una de las clases importantes de rocas sedimentarias son las llamadas *detríticas o clásticas*. Estos nombres indican que las partículas se producen por desintegración de rocas previamente existentes gracias a los procesos de meteorización combinados (véase cap. 24). Los procesos de transporte por medio del agua o del viento tienden a clasificar las partículas según su tamaño, por lo cual las rocas detríticas sedimentarias reciben sus nombres (tabla 22.1).

Los *conglomerados*, aunque reciban el nombre debido a la presencia de bloques, cantos y gravas, tienen una gran proporción de relleno arenoso en sus intersticios. Las partículas mayores están bien redondeadas debido a su arrastre por saltación en los lechos de los ríos o en las zonas de rompiente de las playas (fig. 22.11). De hecho, se puede considerar a los conglomerados como barras de grava fósiles o como playas de ríos antiguos o líneas de costa. Cuando los fragmentos mayores son angulosos, en vez de redondeados, la roca se llama una *brecha*, que es más apropiado que conglomerado. Una brecha se puede formar de fragmentos de roca caídos en un acantilado, rotos en un deslizamiento de terreno, o barridos en un escarpado barranco por una avenida torrencial rápida.

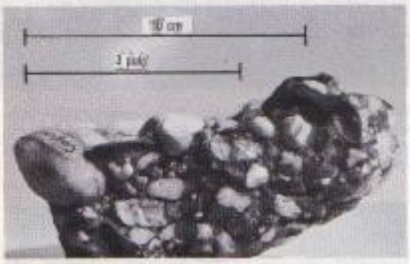


Figura 22.11. El conglomerado es una mezcla de cantos y arena cementados, formando una roca dura.

La variación del tamaño de grano entre la *arenisca* y el *silt* es gradual y se distinguen de la misma manera que se podría hacer entre un papel de lija de grano grueso y otro de grano muy fino. Los granos de la arenisca pueden ser de cualquier mineral consistente, tales como los descritos en el anterior apartado de rocas ígneas. Sin embargo, la larga distancia de transporte de los granos en ríos o a lo largo de las costas elimina los minerales blandos y fácilmente pulverizables y permite la destrucción química que convierte a otros, tales como los feldespatos y los minerales ferromagnesianos, en arcilla blanda. Por lo tanto, el más corriente entre los minerales de las areniscas es el cuarzo, cuya resistencia al ataque mecánico y químico es muy grande. Puede contener también unos pocos granos de minerales oscuros, así como delgadas y relucientes pajuelas de mica.

La arenisca, el silt y el conglomerado deben su dureza a la cementación que sigue a la deposición. Durante los enormes lapsos del tiempo geológico que siguen a la deposición y enterramiento se forman gradualmente depósitos de sílice (SiO_2) o de carbonato cálcico (CO_3Ca), que se acumulan en los espacios de los poros existentes entre los granos de arena, produciendo una roca sólida y fuerte. Las sustancias que cementan son llevadas en solución por el agua que circula lentamente por entre el sedimento y raramente llenan todos los poros de la arenisca, pudiendo así la roca almacenar grandes cantidades de fluidos tales como agua o petróleo. Dependemos, pues, de las areniscas como depósitos del gas natural, del petróleo y, en muchos casos, también de las aguas subterráneas (caps. 25 y 32).

TABLA 22.1*

Nombre de la roca	Nombre de la partícula	Diámetro (Pulgadas)	Diámetro (Milímetros)
Conglomerado	Bloques	10–160	256–4096
	Cantos	2,5–10	64–256
	Gravas	0,08–2,5	2–64
Arenisca	Arena	0,0025–0,08	0,06–2
Silt	Silt	0,000 16–0,0025	0,004–0,06
Lutita	Arcilla	Menos de 0,000 16	Menos de 0,004

* Basada en la escala de Wentworth usada en geología. Comparar con la tabla 18.1 para diferencias menos importantes en las definiciones de los tamaños.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

mentos de roca
en un desliza-
en un escarpado
ncial rápida.
grano entre la
e distinguen de
hacer entre un
y otro de grano
isca pueden ser
, tales como los
ño de rocas íg-
ancia de trans-
lo largo de las
dos y fácilmen-
destrucción quí-
s como los fel-
agnesianos, en
más corriente
cas es el cuar-
ecánico y quí-
tener también
es oscuros, así
uelas de mica.
lomerado deben
sigue a la de-
apsos del tiem-
eposición y en-
nente depósitos
álcico (CO_3Ca),
s de los poros
esa, producien-
sustancias que
ción por el agua
re el sedimento
poros de la are-
acenar grandes
agua o petró-
areniscas como
petróleo y, en
aguas subterrá-

(Milímetros)	
	256–4096
	64–256
	2–64
	0,06–2
025	0,004–0,06
6	Menos de 0,004

ver la tabla 18.1

Figura 22.12. Aumentadas 20 000 veces, se ven aquí diminutas escamas de los minerales de las arcillas illita (contornos nítidos) y montmorillonita (contornos borrosos). Estas partículas se han depositado de una suspensión en la bahía de San Francisco. (Fotografía de Harry Gold. Cortesía de R. B. Krone, San Francisco District Corps of Engineers, Ejército de los EE.UU.)

La *lutita* es simplemente arcilla o barro compactados con un gran aumento de densidad y dureza debido a la presión de los estratos suprayacentes. Las arcillas consisten generalmente en láminas submicroscópicas de materia mineral, producidas por la alteración química de los feldespatos y de los materiales ferromagnesianos de las rocas ígneas (fig. 22.12). Tales partículas se comportan como coloides, que tienen gran afinidad por el agua. Bajo presión suficiente, el exceso de agua es expulsado en gran parte, resultando una roca muy densa. Mientras que una arcilla o un barro se reblandecen e hinchan cuando se les sumerge en agua durante un tiempo corto, una lutita no experimenta el mismo efecto. Las lutitas son grises, de color rojo ladrillo o negras. El color rojo es debido a la presencia de óxidos de hierro, y el

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

negro puede indicar la presencia de materia orgánica finamente dividida en forma de compuestos de carbono.

Las lutitas son blandas y suaves, al tacto, en contraste con la textura áspera de las superficies de las areniscas. Además, la lutita es mecánicamente poco resistente y puede ser fácilmente troceada en delgadas láminas y placas. Por esta razón las lutitas se comportan geomórficamente como rocas blandas y son fácilmente excavables por los agentes de la erosión terrestre, produciendo valles y amplias tierras bajas.

Rocas piroclásticas

Una clase especial de rocas detríticas se forma a partir de las explosiones violentas de los volcanes durante las cuales finas cenizas son arrojadas desde sus cráteres produciendo grandes nubes. El material que cae durante tales explosiones se llama material *piroclástico*. Una variedad importante de roca piroclástica es la toba, de grano fino y de color gris claro que está compuesta de cenizas volcánicas compactadas. A veces son visibles en esta roca pequeños cristales de minerales ígneos arrojados desde el cráter. Si la ceniza ha sido arrastrada después por un río y llevada a un lugar de manera que pueda depositarse en el agua, entonces puede sedimentarse de nuevo dando una roca sedimentaria estratificada de forma clara. Otras emisiones de cenizas volcánicas fueron llevadas por gases a tan elevada temperatura que se unieron formando una roca dura conocida con el nombre de *ignimbrita*.

Figura 22.13. Una caliza formada en gran parte por fragmentos de conchas.

Rocas sedimentarias de origen orgánico y químico

Una segunda clase importante de rocas sedimentarias, denominadas orgánicas, está formada por material rocoso producido por el crecimiento de animales y plantas. Una variedad de roca sedimentaria de importancia capital es la *caliza* (fig. 22.10), formada en su mayor parte por elementos calcáreos de organismos como corales, algas, foraminíferos, bivalvos y gasterópodos. El origen orgánico es evidente cuando se encuentran fragmentos de concha grandes que han sido cementados formando una variedad llamada *caliza lumaquélica* (fig. 22.13), pero lo es mucho menos si los organismos son muy pequeños o si sus partes duras han sido finamente pulverizadas. (Cuando se considera que estas rocas están formadas por partículas de origen mecánico, se les clasifica, a menudo, como rocas detríticas en vez de orgánicas.)

La caliza en su estado puro está formada por *calcita* (carbonato cálcico), que es un mineral que se raya fácilmente con la punta afilada de un cuchillo y reacciona con una fuerte efervescencia cuando se le echa una gota de ácido clorhídrico diluido. Las calizas pueden ser de un color blanco puro, como en el caso de una variedad muy blanda que se llama *creta*, o entre gris y negras en sus variedades densas, que son más corrientes. La caliza también se puede formar por precipitación química directa a partir del agua de los lagos o de los océanos cuando existe una elevada proporción de calcio en solución. El barro calizo blando que se forma de esta manera se llama *caliza margosa*. Debido a su fácil ataque por los ácidos débiles presentes en el agua de lluvia, en el agua del suelo y en la de los ríos, es destruida y arrastrada rápidamente en las regiones de climas húmedos donde forma valles y amplias tierras bajas.

Muchas calizas contienen cantidades considerables del mineral *dolomita* (carbonato calcicomagnésico) incorporado en la calcita. Cuando aquél domina, la roca es llamada *dolomía*. Sin embargo, su origen no se comprende completamente, aunque se cree que quizás el calcio de la caliza pura es reemplazado gradualmente por el magnesio mediante la acción de las aguas subterráneas que actúan durante grandes etapas del tiempo geológico.

El *carbón* es otro tipo de roca sedimentaria de origen orgánico completamente distinta de la caliza y se forma en zonas pantanosas debido a grandes acumulaciones de plantas que sufren un proceso de descomposición. En las primeras etapas de su formación es *turba*, que constituye una masa combustible de color pardo y blando de fragmentos de plantas. Mediante

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

un enterramiento y compactación posteriores se produce una lenta expulsión del agua y de ciertos compuestos volátiles, dando lugar así a horizontes de carbón densos y negros parecidos a una roca y que contienen una elevada proporción de carbono fijado.

Otro grupo de sedimentos de origen químico, llamados *evaporitas*, son de una gran importancia económica, pero no son tan abundantes como las calizas. Se trata de sales que se han precipitado a partir de las aguas de lagos poco profundos en clima desértico, o bien de las de bahías oceánicas semicerradas, en donde la evaporación del agua es rápida. Una evaporita que se encuentra en capas de gran extensión es la *anhidrita* (sulfato cálcico). Muy afín es el *yeso* (sulfato cálcico hidratado), mineral blando y de color blanco. El yeso se encuentra frecuentemente interestratificado con lutitas y calizas. Otro tipo de evaporita muy familiar es la sal gema, que se presenta en forma del mineral *halita* (cloruro sódico) y forma capas de notable espesor junto con lutitas en algunas localidades.

Las rocas sedimentarias y su intervención en la formación del relieve

La figura 22.14 muestra cinco tipos de rocas sedimentarias junto con una masa de rocas ígneas, mucho más antiguas, sobre las que se depositaron los sedimentos. Se indica en ella de qué manera las rocas sedimentarias intervienen en la formación del relieve, tanto si forman valles como montañas, y se utilizan los símbolos convencionales que usan los geólogos para ilustrar sus cortes. Estos estratos rocosos han sido fuertemente inclinados y erosionados, por lo que hay un máximo de oportunidades para desarrollo del relieve como resultado de los distintos grados de resistencia ofrecida a los procesos de denudación.

Rocas metamórficas

Cualquier tipo de roca ígnea o sedimentaria puede sufrir una alteración debido a las tremendas presiones y elevadas temperaturas que acompañan los movimientos orogénicos en la corteza terrestre. El resultado es una roca que ha sufrido un cambio tan fuerte en aspecto y composición que se le clasifica como *roca metamórfica*. En general estas rocas son más duras y compactas que sus tipos originales, salvo en el caso que procedan de rocas ígneas. Además, las acciones de la mezcla y de calentamiento que han sufrido producen nuevas estructuras e incluso nuevos minerales. Cada roca ígnea y sedimentaria tiene su equivalente metamórfica. La palabra *metasedimento* se aplica así a todas las rocas metamórficas derivadas de estratos sedimentarios.

Figura 22.14. Muchas formas del relieve se originan mediante el lento proceso de erosión y transporte de las rocas blandas que deja a las más resistentes manteniéndose en forma de salientes o montañas.

La lutita, cuando es comprimida y cizallada por las fuerzas orogénicas se convierte en una *pizarra*, que es una roca de color gris o rojo ladrillo que se divide perfectamente en placas delgadas, de todos conocidas por su utilización en el recubrimiento de tejados y como losas en patios y paseos. Los planos de separación forman una estructura llamada pizarrosidad que es una nueva característica impuesta a la roca durante el proceso de deslizamiento interno durante el metamorfismo y que es distinta de la estratificación. La pizarra tiene una textura fina que en sus superficies es bastante mate. Se le puede distinguir de la lutita por el hecho de que una losa delgada de pizarra resuena cuando se le da un golpe seco.

La *filita* está estrechamente relacionada con la pizarra, ya que representa una continuación del proceso de metamorfismo hasta un grado más avanzado. También se rompe en placas delgadas, que, sin embargo, pueden ser onduladas o curvas y presenta, además, un brillo satinado en los planos de la pizarrosidad, debido a la reflexión de la luz por innumerables y diminutos cristales de mica.

Con una aplicación continua de presión y de cizallamiento interno, la filita se convierte en un *esquisto*, que representa el grado más avanzado de roca metamórfica y posee una estructura, llamada *foliación*, que consiste en planos de fractura delgados, aunque de superficie basta e irregularmente curvos. Un esquisto se diferencia de una pizarra y de una filita por la estructura grosera de sus granos minerales, la abundancia de mica y la presencia de grandes cristales esparcidos de nuevos minerales, por ejemplo *granate* y *estaurolita*, que han crecido durante el proceso de actuación de fuerzas de cizallamiento interno (fig. 22.15).

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 22.15. Este fragmento de esquisto, de 15 cm de largo, tiene una superficie ondulada y reluciente (arriba) que está formada sobre todo por hojuelas de mica. Visto de lado (abajo), el mismo ejemplar muestra los ondulados planos de foliación.

Las pizarras, las filitas y los esquistos son relativamente resistentes a los procesos de denudación y tienden a formar colinas y mesetas. Sin embargo, en comparación con el granito son menos resistentes, ya que éste suele formar relieves marcadamente más elevados.

El equivalente metamórfico del conglomerado, la arenisca y el silt es la *cuarcita* formada por una adición de sílice (SiO_2) que rellena completamente los intersticios entre los granos, la mayoría de los cuales son normalmente de cuarzo (por lo tanto, sílice). Este proceso es llevado a cabo por el lento proceso de circulación de las aguas subterráneas que transportan la sílice a la arenisca, donde se deposita. La presión y mezcla de la roca no son necesarios para formar una cuarcita pero pueden deformar los granos de cuarzo. Cuando una cuarcita se rompe, por ejemplo, de un martillazo, la rotura cortará también los granos de arena y los cantos, y ello permite distinguirla de una arenisca, en la que la rotura no afecta a los granos dejando intactos a casi todos ellos. La extremada dureza de una cuarcita combinada con su elevada inatacabilidad química hace que sea la roca más resistente, y así se verá que en una zona de rocas metamórficas muchas de las crestas y picos más prominentes están formados por ella.

La caliza afectada por el metamorfismo se convierte en *mármol*, que es generalmente de color blanco y textura sacaroidea en fractura reciente. Durante el proceso de tensión interna la calcita de la caliza se ha reorganizado formando cristales mayores y más uniformes que antes. Los planos de estratificación dejan de verse claramente y una serie de masas de impurezas minerales son movilizadas formando fajas y bandeados serpenteantes. Igual que la caliza, el mármol es descompuesto por los ácidos débiles existentes en el agua del suelo y en la de los cursos de agua, por lo que se la encuentra normalmente ocupando valles y tierras bajas.

Finalmente, una roca metamórfica importante, el *gneis*, puede formarse a partir de rocas ígneas intrusivas o como metasedimento a partir de estratos que han estado en contacto íntimo con magmas intrusivos.

Una sola descripción no se ajustaría a todos los gneis, ya que varían considerablemente en aspecto, composición mineral y estructura. Una variedad común es el *gneis granítico*, formado directamente por removilización fluidal del granito en una especie de estado plástico. El gneis granítico se parece al granito por su aspecto masivo, textura general y componentes minerales, pero se observan en él una serie de líneas, llamadas *lineaciones*, producidas por minerales oscuros paralelos que han sido segregados en formas alargadas, parecidas a la de un lápiz, en dirección del movimiento fluidal.

Hay aún otros tipos de gneis fuertemente bandeados en forma de capitas oscuras y claras o lentejones (fig. 22.16), que pueden estar retorcidos en pliegues ondulantes. En algunos casos es posible que estas bandas que poseen diferentes composiciones minerales puedan ser los restos de capas sedimentarias, por ejemplo de lutita o de arenisca, a las que se ha añadido nueva materia mineral procedente de las rocas intrusivas cercanas. Los gneis son rocas fuertes y resistentes que, al igual que el granito, forman generalmente escarpados relieves o cadenas montañosas. La figura 22.17 nos muestra la expresión topográfica previsible en regiones donde varios tipos de rocas metamórficas se en-

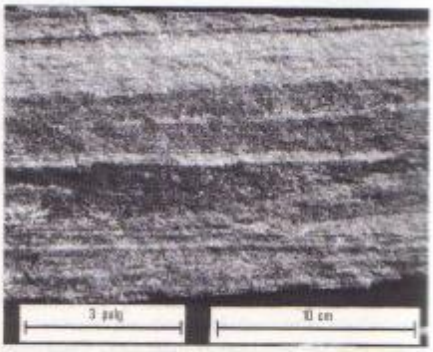


Figura 22.16. El gneis muestra una superficie bandeada.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

cuentran juntas y sobre las que han actuado los agentes de la denudación durante largos períodos de tiempo.

Buzamiento y dirección

Debido a que hay planos naturales característico de la estructura de cada tipo de roca, el geólogo necesita un sistema geométrico que le permita medir y describir la posición de estos planos naturales así como representarlos en los mapas. Ejemplos de tales planos son las capas estratificadas sedimentarias, las paredes de un dique, las superficies superior e inferior de un sill, la pizarrosidad de las pizarras y las diaclasas del granito. Rara vez estos planos son realmente horizontales. Incluso si se han formado en una posición casi horizontal, como, por ejemplo, en las capas sedimentarias, los procesos geológicos de los movimientos corticales probablemente habrán arqueado o basculado los planos, dándoles una cierta pendiente con respecto a la horizontal.

El ángulo agudo formado entre un plano natural de una roca y un plano horizontal imaginario se llama *buzamiento* y se da en grados, pudiendo ir su valor desde 0° (para el plano horizontal) hasta 90° (para el plano vertical). La figura 22.18 nos muestra el ángulo de buzamiento en el afloramiento de una capa de arenisca sobre la que se asienta una superficie horizontal de agua. En los instrumentos que se usan para medir el buzamiento existe una burbuja de nivel que indica convenientemente la horizontalidad. En la figura 22.18 la dirección del buzamiento es hacia el Oeste.

El ángulo que forma con el norte la línea de intersección entre el plano inclinado de la capa y un plano horizontal imaginario se llama *dirección* de la capa. En la figura 22.18, la dirección es hacia el norte igual que la línea de intersección entre el plano de estratificación y y el plano horizontal. Se expresa convencionalmente en relación a los cuadrantes geográficos, por ejemplo, N 30° E o N 45° W. Toda línea horizontal tiene dos direcciones posibles, pero la que hace referencia al Norte es la que normalmente se usa.

El geólogo puede también usar la palabra dirección en un sentido mucho más amplio al querer indicar la orientación de cualquier estructura lineal, tanto si está en una roca como en la topografía. Así, si puede hablar de "valles de dirección E-O". También se usa la palabra "buzamiento" en un sentido amplio, como sinónimo de "inclinación" o "basculamiento". Por ejemplo, se puede decir "las capas buzan radialmente hacia fuera desde el centro del domo".

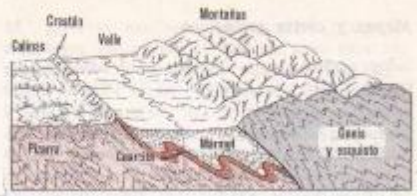


Figura 22.17. Las rocas metamórficas tienden a formar valles y montañas dispuestos en cinturones paralelos y alargados.

Fallas y pliegues

En la literatura geológica se hace referencia repetidamente a las *fallas*, o superficies de rotura de la corteza terrestre a lo largo de las cuales ha tenido lugar un movimiento de resbalamiento de una masa con respecto a otra. Las fallas son de una gran importancia geológica debido a que ponen en contacto y al mismo nivel rocas de tipo distinto. En el capítulo 33 se discuten varios tipos de fallas y su intervención en el desarrollo del relieve.

Muchas rocas estratificadas, como las sedimentarias o las lavas, han experimentado fuerzas de compresión en la corteza terrestre que han doblado sus estratos formando como una especie de ondulaciones que se llaman *pliegues*. Esto ocurre no solamente a la gran escala que representa las dimensiones de las montañas, sino también a una escala menor en las pequeñas arrugas cuya distancia entre sus crestas es de una fracción de centímetro. A menudo, como ocurre en los mármoles y en las pizarras, se superponen en la misma roca pliegues de escalas muy diferentes. Los pliegues amplios tienen una fuerte influencia en las formas del relieve. En el capítulo 33 se tratará de este tema en detalle.

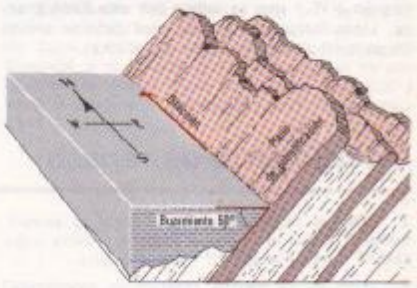


Figura 22.18. La dirección y el buzamiento definen la posición de un plano inclinado en la roca.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Mapas y cortes geológicos

El geólogo debe entrenarse a comprender muchos tipos de mapas y entre ellos el *mapa geológico*. Éste indica, por medio de colores y signos, la distribución superficial de cada unidad litológica, destacando en especial las líneas de contacto entre las distintas rocas y sus correspondientes edades. Las fallas se indican por medio de líneas, mientras que la dirección y buzamiento de las capas tienen símbolos especiales.

La referencia a un mapa geológico proporcionará, a menudo, una explicación de la presencia de una variedad de relieve en una localidad o su ausencia en otra. Los escarpes prominentes, los salientes y valles reflejan generalmente contactos geológicos y fallas. Los tipos de suelo pueden resultar estrechamente relacionados con la litología en algunas regiones. La presencia de combustibles y yacimientos minerales y materiales de construcción importantes económicamente pueden ser a menudo predichos o comprendidos a partir del conocimiento de las variedades litológicas y de su área de distribución.

La figura 22.19 es un simple mapa geológico de la misma zona que se observa en el bloque-diagrama de la figura 22.14. Si la reproducción del mapa es solamente en blanco y negro se utilizan unas tramas especiales para diferenciar las unidades litológicas, pudiéndose añadir unas abreviaturas, a modo de clave, para distinguir las formaciones de diferentes edades. La dirección y el buzamiento de las capas vienen marcados en el mapa por unos pequeños símbolos en forma de T. El trazo largo de la dirección de las capas y el corto, que sale en ángulo recto de aquél, nos muestra la dirección del buzamiento. El valor de este último en grados se lee mediante un número al lado del símbolo. En este mapa existe una pequeña falla que atraviesa su ángulo NW y que se indica por una línea gruesa. Unas letras nos indican qué lado se movió hacia arriba (Arr) o hacia abajo (Ab).

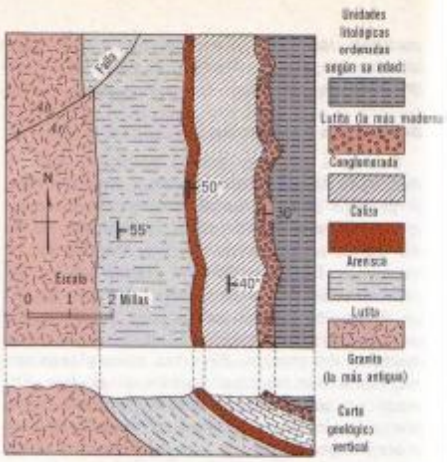


Figura 22.19. Un mapa geológico muestra la distribución superficial de estructuras y rocas. El corte geológico nos enseña las rocas en profundidad.

Para mostrar la estructura geológica de una zona el geólogo se vale de un *corte geológico* que es una sección vertical imaginaria. Ejemplos de ello se ven en las partes frontales de los bloques-diagrama de la corteza terrestre que se observan en las figuras 22.4, 22.14 y 22.17. Cuando un profundo desfiladero ha hecho aflorar un murallón rocoso, como en el Gran Cañón de Arizona, el geólogo sólo necesita apuntar lo que ve para hacer un corte preciso. Más a menudo, sin embargo, una sección de este tipo se construye solamente a partir de afloramientos superficiales y unos pocos sondeos.

La forma breve como han sido tratadas las rocas y las estructuras en este capítulo no puede suplir un curso completo de principios de geología con estudios de laboratorio y excursiones en el campo, pero puede proporcionar vocabulario y explicaciones esenciales para la comprensión de las formas del relieve y su control por las estructuras.

Cuestionario de repaso

1. ¿Qué es relieve topográfico? ¿Qué es geomorfología? ¿Qué importancia tiene el relieve topográfico para el geógrafo? Citar ejemplos.
2. ¿Qué es un sistema genético de descripción? ¿En qué se diferencia de una descripción empírica?
3. ¿Qué ventaja supone el describir y clasificar los relieves de acuerdo con su estructura, procesos de formación y estado de desarrollo? Explicar estos términos.
4. ¿Cuál es la base para dividir todos los relieves en iniciales y secuenciales?

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

...estra la distribución ...corte geológico nos

...gológica de una ...*corte geológico* ...maginaria. Ejem... ...es frontales de ...eza terrestre que ...22.14 y 22.17. ...ha hecho aflo... ...en el Gran Ca... ...necesita apun... ...rte preciso. Más ...sección de este ...partir de aflora... ...cos sondeos.

...ido tratadas las ...apítulo no pue... ...de principios de ...ratorio y excur... ...de proporcionar ...enciales para la ...del relieve y su

...cribir y clasificar ...tructura, procesos ...llo? Explicar es...

...r todos los relie...

5. ¿Qué son los agentes del modelado del relieve? ¿Con qué finalidad actúan?

6. Explicar qué se entiende por relieves erosionales y relieves deposicionales.

7. Explicar cómo un paisaje refleja la labor de las fuerzas y procesos internos y externos.

8. Definir qué es roca madre, manto y suelo. ¿Qué es un afloramiento?

9. ¿Cuál es la diferencia entre manto residual y manto transportado? ¿Cuál es la relación entre el manto transportado y los relieves formados por deposición?

10. ¿En qué forma el conocimiento de las rocas y de sus estructuras es necesario para explicar el relieve?

11. ¿Qué son rocas ígneas? ¿Qué es un magma? ¿Cuál es la diferencia entre rocas ígneas intrusivas y extrusivas? ¿Cómo se presentan en la naturaleza cada uno de estos dos tipos? ¿Qué diferencia de textura hay entre las rocas intrusivas y las extrusivas? ¿Por qué?

12. ¿Qué es un mineral? ¿En qué difiere un mineral de una roca? ¿Qué nombre se da a la ciencia que estudia los minerales? ¿Y a la que estudia las rocas?

13. ¿Qué es un granito? ¿De qué minerales está compuesto? Citar el nombre y los componentes minerales de por lo menos otras dos rocas ígneas intrusivas.

14. ¿Qué minerales tienden a dar una tonalidad clara y una densidad baja a una roca ígnea? ¿Qué minerales tienden a dar una tonalidad oscura y una densidad elevada a una roca ígnea? ¿Cómo sirven las palabras *sial* y *sima* para distinguir dos grupos principales de rocas ígneas?

15. ¿Qué formas toman las rocas ígneas extrusivas? ¿Qué es una lava? ¿En qué difiere la textura de una lava de la de una roca ígnea intrusiva? ¿Por qué? ¿Qué caminos utilizan las rocas extrusivas para llegar a la superficie terrestre? ¿Qué es el diaclasamiento columnar?

16. Citar las rocas extrusivas equivalentes al granito, la diorita y el gabro. ¿Cuál de estas rocas es la más extendida?

17. ¿Cómo se clasifican las eyecciones volcánicas según el tamaño de sus fragmentos? ¿Qué relación hay entre las rocas piroclásticas sedimentarias y las eyecciones volcánicas?

18. ¿Qué es una roca sedimentaria? ¿Cómo se compactan los materiales sedimentarios para formar una roca dura? ¿Cuáles son las fuentes de sedimentos? Definir los estratos y los planos de estratificación.

19. ¿Sobre qué base se diferencian las formaciones en calidad de unidades dentro de las rocas sedimentarias?

20. Nombrar por orden de tamaño las partículas que forman los sedimentos detríticos y el nombre correspondiente de la roca para cada uno de ellos. ¿En qué se diferencia un conglomerado de una brecha? ¿Cuál es el mineral principal de las areniscas? ¿Qué es lo característico de la forma y propiedades de las partículas que forman la lutita? Citar una roca piroclástica y explicar cómo está formada.

21. ¿En qué difiere la caliza de las rocas sedimentarias detríticas? ¿De qué modos puede formarse una caliza? ¿Qué es la creta? ¿Qué es una caliza margosa? ¿Qué mineral es el constituyente de las calizas puras? ¿En qué difiere la caliza de la dolomía en cuanto a composición química y origen?

22. ¿Cómo se forman la turba y el carbón? ¿Qué clase de roca sedimentaria nos indican? Explicar cómo se forma una evaporita. Citar dos evaporitas corrientes y dar su composición.

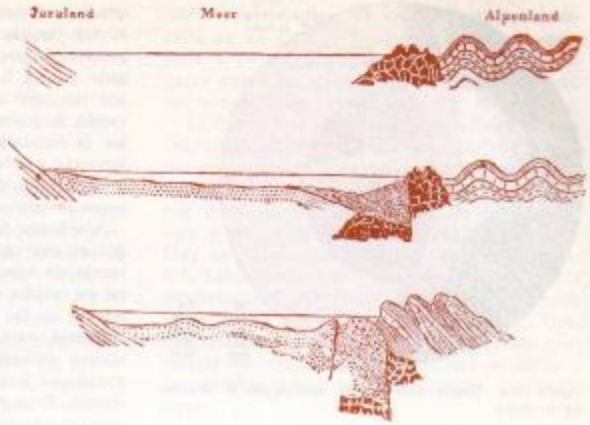
23. ¿Cómo influyen en el desarrollo del relieve las distintas clases de rocas sedimentarias? ¿Cuáles forman valles? ¿Cuáles forman montañas y crestones? ¿Cómo se comparan a este respecto las rocas sedimentarias con las ígneas?

24. ¿Qué son las rocas metamórficas? ¿Cómo se forman? ¿De qué otras rocas pueden proceder? Describir la pizarra, la filita, el esquisto, la cuarcita, el mármol y el gneis. ¿Cuáles de entre ellas forman valles generalmente? ¿Cuáles forman crestones o montañas?

25. Explicar de qué manera el buzamiento y la dirección de una capa indican la orientación en el espacio de un plano de estratificación inclinado. Definir una falla y un pliegue.

26. ¿Cómo puede proporcionar un mapa geológico información de interés para el geógrafo? ¿Cómo se indican las unidades litológicas en un mapa geológico? ¿Qué símbolos indican la dirección y el buzamiento? ¿Qué símbolo se utiliza para las fallas? ¿Qué es un corte geológico y cómo se obtiene la información para su construcción?

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



Capítulo 23
La corteza terrestre y sus formas topográficas

El geógrafo, al que le interesa mucho la ocupación humana de la superficie terrestre, puede justificadamente sentir poca necesidad de estudiar aquellas ramas de la geología referentes al interior de la tierra, a la estructura del subsuelo de los continentes, a las grandes formas del relieve del fondo del mar y a los acontecimientos de la antigua historia geológica. Es verdad que la gran distancia en el tiempo y en el espacio de estos factores los relega a un papel indirecto o secundario en los procesos económicos, sociales y culturales, puesto que pueden establecerse pocos resultados ambientales inmediatos o directos. Sin embargo, para el que está interesado en geografía física, es aconsejable situar los elementos superficiales de los continentes, la atmósfera y los océanos en un marco más amplio de geología global.

Estructura interna de la tierra

La observación humana directa de la composición y propiedades físicas del interior de la tierra se limita a trabajos de minería y sondeo de a lo sumo unos pocos kilómetros de profundidad, por lo que hay que recurrir a medios indirectos para obtener información. La *geofísica* se ocupa especialmente de estudiar las propiedades físicas de la tierra por medio de instrumentos que miden las ondas sísmicas, el magnetismo terrestre y la fuerza de gravedad. La interpretación de estos datos a través de leyes físicas establecidas ha proporcionado conocimientos sorprendentemente detallados de la estructura y propiedades de la tierra.

La figura 23.1 representa un diagrama de la tierra en sección para mostrar sus partes principales. La tierra es un cuerpo casi esférico de unos 6370 km de diámetro ecuatorial. El centro está ocupado por el *núcleo*, zona esférica de aproximadamente 3475 kilómetros. A causa de los cambios bruscos en el comportamiento de las ondas sísmicas al alcanzar esta zona, se ha sacado la conclusión de que el núcleo externo tiene las propiedades de un

Plegamiento de los Alpes. (B. Studer, **Geologie der Schweis**, Friedrich Schultess, Zurich, 1853.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

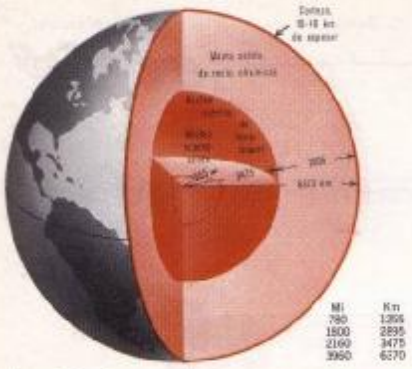
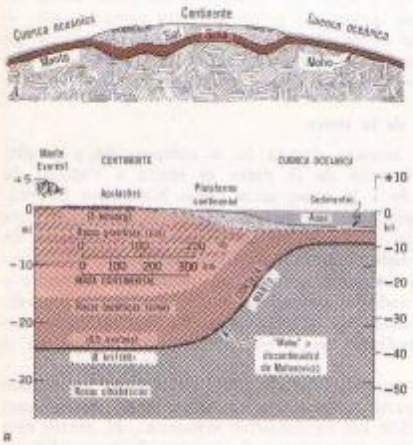


Figura 23.1. Capas concéntricas constituyen el interior de la tierra.

líquido en franco contraste con la masa sólida que lo rodea. Estudios más recientes sugieren, no obstante, que la zona más interna del núcleo, con un radio de 1255 km, puede ser sólida o cristalina.

A partir de cálculos astronómicos se puede demostrar que la tierra tiene una densidad de aproximadamente 5,5, mientras que el promedio de la densidad de la superficie rocosa es de 3 o menos (cap. 22). Esto quiere decir que la densidad aumenta mucho hacia el interior, donde puede alcanzar valores de 10 a 15. Se supone



a

Figura 23.2. La corteza terrestre es mucho más gruesa por debajo de los continentes que por debajo de las cuencas oceánicas.

que la sustancia que probablemente compone el núcleo líquido es hierro con una pequeña proporción de níquel. A esta conclusión se ha llegado por el hecho de que muchos meteoritos, que representan fragmentos de un planeta destruido de nuestro sistema solar, están compuestos de ferroníquel. Las temperaturas del núcleo terrestre pueden oscilar entre 2200 y 2750°C; las presiones alcanzan tres o cuatro millones de veces la presión atmosférica al nivel del mar.

Alrededor del núcleo se encuentra el *manto*[1] que es una capa de unos 2900 km aproximadamente de espesor, compuesta de materia mineral en estado sólido. A juzgar por el comportamiento de las ondas sísmicas, el manto probablemente está compuesto en gran parte de olivino (silicato de magnesio y hierro), que constituye una variedad de roca básica llamada *dunita*. Esta roca, que puede estar en estado cristalino presenta propiedades de gran rigidez y densidad como respuesta a las tensiones de las ondas sísmicas que pasan a través de ella. Por otro lado, la roca del manto puede ajustarse por un lento flujo o influencia a las fuerzas desiguales que actúan durante largos períodos de tiempo. En este aspecto es algo semejante al asfalto frío, que es duro y se cuartea fácilmente al golpearlo, mientras que fluye lentamente en una pendiente si se abandona libremente por largo tiempo.

La corteza

La más externa y delgada de las zonas de la tierra es la *corteza*, que es una capa de 8 a 40 km de espesor. Formada por rocas cristalinas, en su mayor parte ígneas, la corteza presenta propiedades de fragilidad cuando está sometida a las fuerzas orogénicas, pudiendo entonces romperse a lo largo de grandes fallas. La base de la corteza, cuando entra en contacto con el manto, queda definida nítidamente, hecho conocido porque las ondas sísmicas cambian bruscamente de velocidad a este nivel (figura 23.2*A*). La superficie de separación entre la corteza y el manto se llama *Moho*, abreviación de Mohorovičić, nombre del sismólogo que descubrió esta discontinuidad.

Del estudio de las ondas sísmicas se llega a la conclusión de que la corteza consta de dos capas: 1) una inferior continua formada por roca basáltica, también llamada *sima* [véase capítulo 22]; 2) una capa superior de roca granítica, llamada también *sial*, que constituye los continentes. La capa granítica es por lo tanto discontinua en extensión, faltando en las cuen-

[1] No confundirlo con el manto de materiales residuales y transportados. *(N. del T.)*

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

cas marinas. La figura 23.2*B* muestra esquemáticamente una pequeña parte de la corteza junto al borde de un continente. Las capas sedimentarias de los continentes constituyen en general una pequeña película que no queda representada en este diagrama, a pesar de que localmente pueden alcanzar varios miles de metros de espesor.

Las partes de la corteza que forman los continentes son mucho más potentes que las que se encuentran bajo las cuencas oceánicas y pueden compararse a grandes icebergs flotando en el mar, con sólo una pequeña parte visible sobre el nivel de éste, pero con un gran volumen sumergido. La roca cristalina del manto terrestre ha producido por un flujo lento algo semejante a un fluido muy viscoso; esto ha permitido a las plataformas continentales, rígidas y más ligeras, que forman la corteza flcten en forma de iceberg.

Distribución de los continentes y cuencas marinas

Las formas de relieve terrestre de primer orden son los continentes y las cuencas marinas. En un globo terráqueo o atlas podemos observar que aproximadamente el 29 % de la superficie del globo es tierra firme y el 71 % es océano. No obstante, si se secaran los mares, se vería que grandes superficies cercanas a las costas están cubiertas en realidad por aguas poco profundas, de menos de 150 m de profundidad. A partir de estas *plataformas continentales* relativamente poco profundas el fondo oceánico desciende con rapidez a profundidades de miles de metros. En cierta manera, las cuencas marinas rebosan de agua hasta el punto de cubrir los bordes que corresponderían a los continentes. Si el nivel del océano descendiera 180 m, la superficie de los continentes aumentaría en un 35 %, y la cuenca marina se reduciría a un 65 %, cifras que se pueden considerar como las representativas de las verdaderas proporciones relativas.

La figura 23.3 representa gráficamente el porcentaje de distribución de la superficie terrestre con respecto a la elevación por encima y debajo del nivel del mar. Obsérvese que la mayor parte de la superficie de los continentes está a menos de 1 km sobre el nivel del mar. Hay un rápido descenso de 1000 a 3000 metros hasta alcanzar el fondo oceánico. Una parte predominante del fondo oceánico se extiende entre 3000 y 6000 m bajo el nivel del mar. Despreciando la curvatura terrestre, se podrían considerar los continentes como masas tabulares y los océanos como extensas cuencas de fondo llano.

Escala de las formas del relieve de la tierra

Antes de emprender la descripción de las subdivisiones mayores de los continentes y cuencas oceánicas, es importante considerar la verdadera escala de las formas del relieve terrestre en comparación con la tierra como esfera. La mayor parte de los globos terráqueos y mapas en relieve que se encuentran comúnmente en el comercio, así como los atlas, están exagerados en escala vertical. Para dibujar un perfil de la tierra a verdadera escala, si trazásemos un círculo con yeso de 6,4 m de diámetro, que representase la circunferencia terrestre a escala 1 : 2 000 000, una línea trazada con yeso de 0,15 cm de espesor incluiría dentro de sus límites no solamente el punto más alto de la tierra, el monte Everest (8842 m), sino también la sima oceánica más profunda que se conoce (10 700 m).

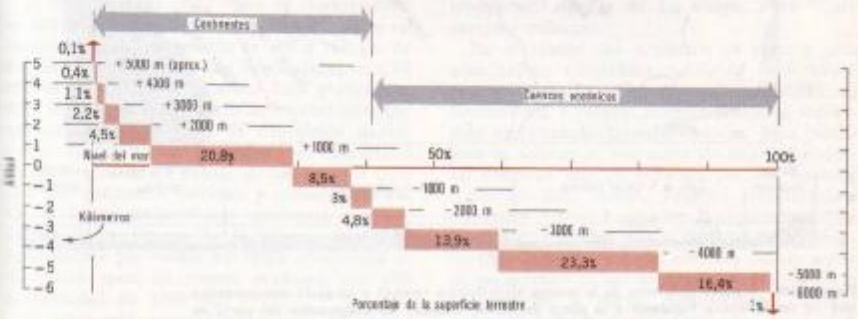


Figura 23.3. Distribución de la superficie sólida de la tierra en zonas de altitud sucesiva.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

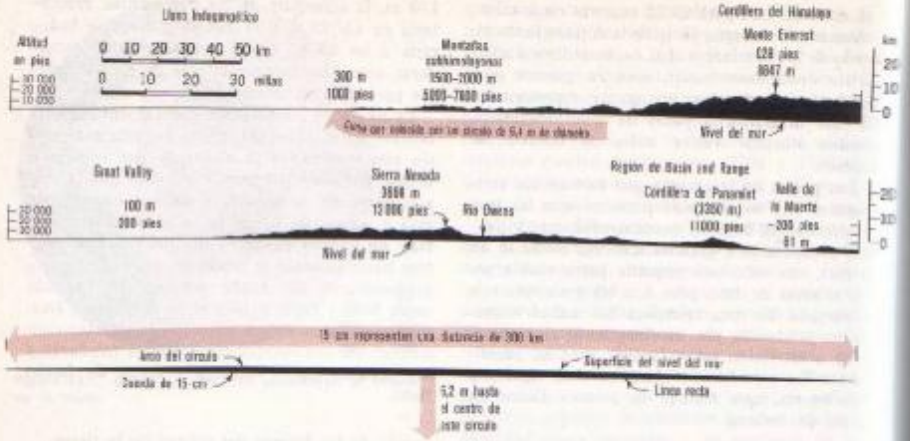


Figura 23.4. Estos perfiles representan los grandes relieves de la tierra a su verdadera escala con la curvatura del nivel del mar referida a un globo de 6,4 m de diámetro.

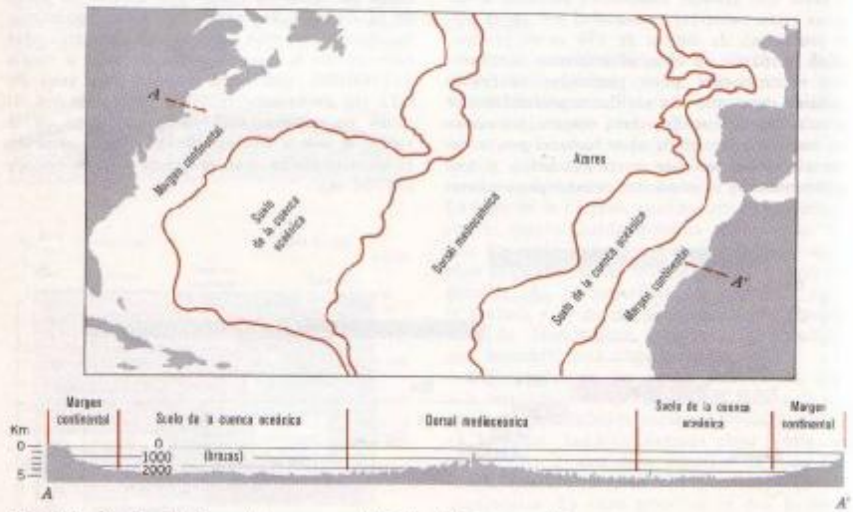


Figura 23.5. Grandes divisiones de la cuenca nordatlántica (arriba) y un perfil representativo que va desde Nueva Inglaterra a la costa de África (debajo). La exageración del perfil es de unas 40 veces. (Datos de B. C. Heezen, M. Tharp y M. Ewing, 1959, tomados de A. N. Strahler, 1963, The Earth Sciences, Harper and Row, Nueva York.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

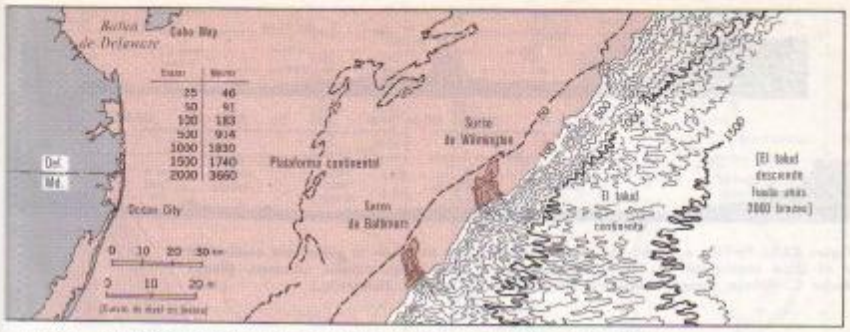


Figura 23.6. Dos surcos submarinos forman una escotadura en el borde externo de la plataforma continental atlántica frente a la costa de Delaware y Maryland. (Según Veatch y Smith.)

La figura 23.4 representa perfiles correctamente curvados y a escala, que corresponden a un globo cuyo diámetro es de 6,4 m. El perfil topográfico está trazado a escala natural, sin exageración vertical. A pesar de que están representadas las imponentes formas del relieve de Asia y Norteamérica, aparecen como simples irregularidades en el gran círculo terrestre.

Formas de relieve de segundo orden en las cuencas oceánicas

En el océano Atlántico Norte se encuentran algunas formas típicas de las cuencas oceánicas y de los bordes de los continentes. Las tres unidades del Atlántico Norte son: 1) el *borde del continente*, 2) el *fondo de la cuenca oceánica*, y 3) la *dorsal*, o *cresta mediooceánica* (fig. 23.5). Estas variedades pueden ser consideradas como formas de relieve de segundo orden de la superficie terrestre.

A lo largo de la costa oeste de Norteamérica se extiende la *plataforma continental*, que es un llano inclinado suavemente de 100 a 160 km de anchura y que alcanza una profundidad de 180 metros en su límite externo. Esta plataforma, que forma parte del verdadero continente, es esencialmente una zona de deposición de estratos sedimentarios formados por materiales transportados desde el este de los Estados Unidos por corrientes fluviales y diseminados sobre el lecho oceánico por corrientes marinas. En su límite externo la plataforma desciende bruscamente por medio del *talud continental* al verdadero suelo de cuenca oceánica, con una profundidad de 3700 m.

El talud está atravesado por unos *cañones* o *surcos submarinos* (fig. 23.6) cuyo origen ha sido muy discutido. Los cañones submarinos parecen ser el resultado de corrientes erosivas, muy probablemente de naturaleza fangosa, llamadas *corrientes de turbidez*, producidas cuando temporales o sacudidas sísmicas mueven el sedimento blando de la cabecera de los surcos. Estas corrientes descienden rápidamente por el talud continental porque su densidad es mayor que la del agua marina que las rodea. Extendiéndose sobre el fondo oceánico las corrientes de turbidez van cesando poco a poco. Los sedimentos se esparcen en forma de extensas capas que se han acumulado durante millones de años, cubriendo gradualmente las irregularidades topográficas del fondo oceánico formando vastas *llanuras abisales* (fig. 23.7). Así, la gran cuenca del Atlántico Norte tiene un fondo notablemente suave en una gran extensión a una profundidad de unos 5500 m. Se encuentran montañas submarinas surgiendo bruscamente del fondo, llamadas *montañas submarinas* o *seamounts*, algunas de las cuales pueden ser antiguos volcanes.

En el centro del Atlántico se levanta una gran cadena montañosa, la *dorsal mediooceánica*, comparable a las Montañas Rocosas en dimensiones y relieve, pero enteramente sumergida exceptuando las islas Azores. Esta cordillera es solamente una parte de una única dorsal continua que se extiende por los océanos Atlántico Sur, Índico, Pacífico meridional y oriental y Ártico. Parece ser la expresión de un sistema de fracturas mayor de la corteza terrestre (fig. 23.8). La corteza oceánica parece estar en un proceso de ser separada en dos partes a lo largo de la dorsal mediooceánica, dando como resultado la formación de un *valle de dislocación* o *rift valley* a lo largo de la línea cen-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

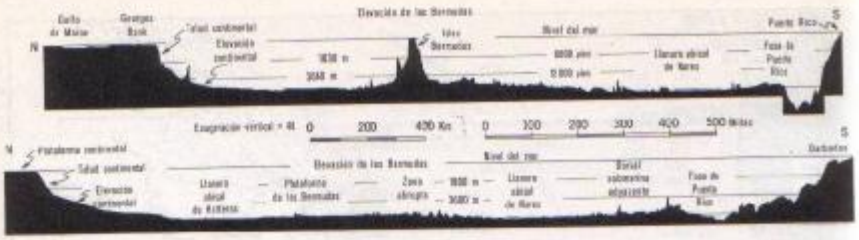


Figura 23.7. Perfiles a través del océano Atlántico que muestran la plataforma continental y el talud continental, la llanura abisal, fosas y otras irregularidades menores. (Según Bruce C. Heezen, Lamont Geological Observatory of Columbia University.)

tral de la dorsal (véase el perfil representado en la fig. 23.5). Al mismo tiempo, la roca del manto es impulsada hacia arriba para elevar la dorsal. Las pruebas en apoyo del proceso de extensión austral en la zona de la dorsal mediooceánica derivan de estudios de las propiedades magnéticas de la roca basáltica en zonas adyacentes a la dorsal.

Otras formas del fondo oceánico son las *fosas abisales*, que son depresiones alargadas y estrechas cuyos fondos alcanzan profundidades de 7500 a 10 000 m o más (figs. 23.7 y 23.9). Los geólogos creen que estas fosas representan zonas inclinadas asociadas a movimientos recientes de orogénesis. La acumulación de sedimentos en estas fosas ha sido tan lenta que no ha rellenado estas depresiones como hubiera ocurrido sobre el nivel del mar.

Durante mucho tiempo los geólogos y geofísicos han afirmado que los continentes y las cuencas marinas han existido a través de todo el tiempo geológico registrado y que no han cambiado de emplazamiento por abombamientos de la corteza. Esta creencia se basa en el hecho de que la mayor parte de las rocas sedimentarias del pasado geológico observadas en

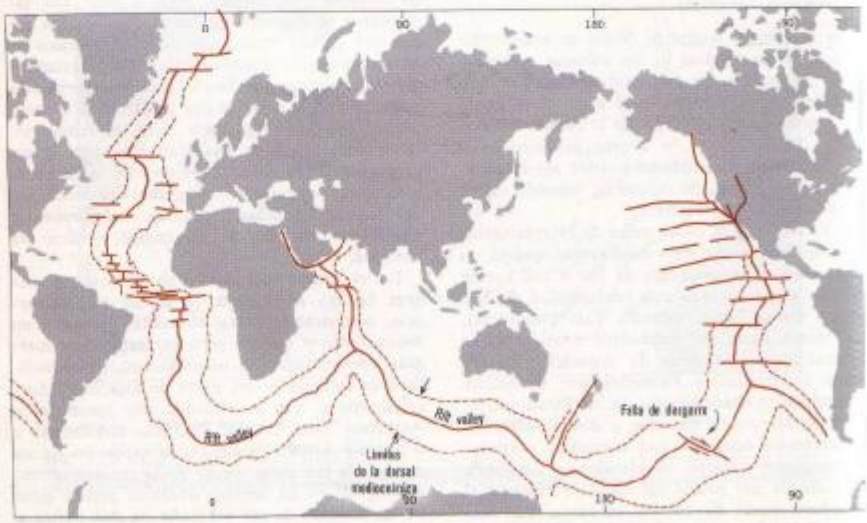


Figura 23.8. Mapa del sistema de dorsales oceánicas y de sus zonas de fractura transversales. (Basado en los datos de B. C. Heezen, 1962, de A. N. Strahler, 1963, The Earth Sciences, Harper and Row, Nueva York.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

movimientos re-
mulación de sedi-
do tan lenta que
es como hubiera
r.
geólogos y geo-
continentes y las
a través de todo
y que no han
por abombamien-
ia se basa en el
de las rocas sedi-
observadas en

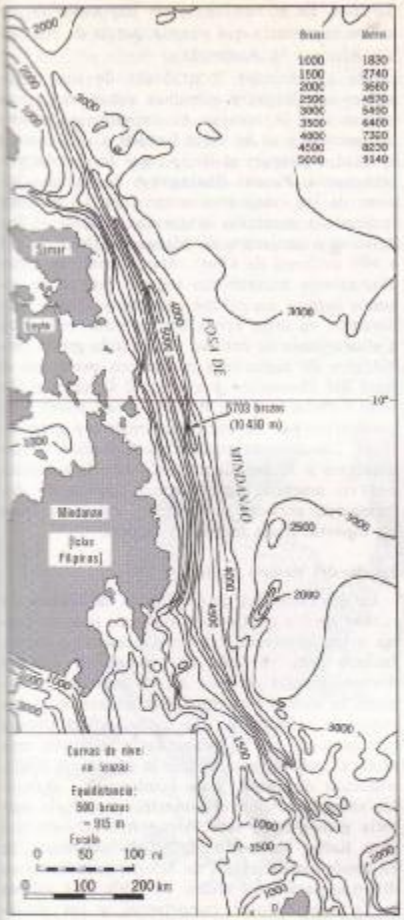


Figura 23.9. La Gran Fosa de Mindanao, que se extiende al este de Filipinas, alcanza una profundidad máxima de 5703 brazas (10 430 m), valor considerablemente superior a la altitud del Everest. (Según H. H. Hess, Hydrographic Office Chart 5485.)

los continentes son del tipo que se deposita en lugares poco profundos, mientras que las arcillas de grano fino sedimentadas en mares profundos, o *oozes*, que se depositan sobre las cordilleras marinas y promontorios submarinos aislados, están ausentes en los estratos que se encuentran en los continentes. Los sondeos submarinos, que han penetrado hasta 15 m en estos

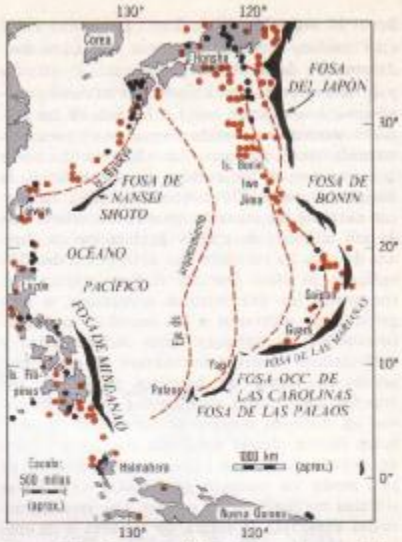


Figura 23.10. Este mapa del Pacífico oeste muestra las fosas abisales (en negro), los arcos insulares (rayado), volcanes activos (círculos negros) y centros de focos sísmicos profundos (círculos de color). (Según H. H. Hess.)

oozes, muestran delgadas capas de arcilla que datan de 100 millones de años, indicando que la caída de sedimentos de las aguas oceánicas superiores ha sido extremadamente lenta comparada con la deposición sobre las plataformas continentales y los someros mares interiores. Sin embargo, las zonas más bajas y profundas de las cuencas oceánicas han recibido la deposición de muchos centenares de metros de arcillas y arenas estratificadas transportadas por las corrientes de turbidez de los bordes de la plataforma continental.

En la actualidad los movimientos orogénicos junto a los bordes de las cuencas oceánicas se distribuyen a lo largo de largas zonas estrechas y curvadas denominadas *arcos insulares* (figura 23.10). Cada arco representa una zona de plegamiento o comprensión corticales pronunciadas y está asociado a volcanes en actividad y a terremotos. Las grandes profundidades oceánicas se extienden generalmente a lo largo de la parte externa de los arcos insulares.

Relieves de segundo orden de los continentes

Al igual que las cuencas oceánicas, los continentes pueden subdividirse en unidades de re-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

lieve de segundo orden. Los continentes están constituidos, esencialmente, por dos tipos fundamentales de unidades geológicas: 1) *escudos* y 2) *alineaciones montañosas* o *cinturones orogénicos*. Los escudos son los núcleos de las masas continentales y están formados de rocas extremadamente antiguas. La edad de las rocas que constituyen los escudos es *precámbrica*, es decir, superior a 600 millones de años. La mayor parte de las rocas de los escudos tienen más de mil millones de años y la datación de algunas de ellas ha revelado una antigüedad de 3500 millones de años. Durante el Precámbrico fueron varios los movimientos orogénicos, u *orogenias*, que afectaron a los escudos, metamorfoseándose las antiguas rocas sedimentarias y originándose enormes intrusiones de rocas graníticas en forma de batolitos (cap. 22). Las grandes alineaciones montañosas que se formaron en distintos momentos durante el Precámbrico fueron siendo arrasadas por los procesos de erosión hasta sus raíces, convirtiéndose de este modo los antiguos continentes en llanuras sin casi ningún tipo de relieve. Los escudos actuales presentan la forma de llanuras o de mesetas de poca altura y constituyen las partes más estables de la corteza continental de la tierra.

Los movimientos corticales que han afectado a los escudos durante los últimos tiempos geológicos han sido de tipo *epirogénico*, es decir, de ascenso o hundimiento de grandes zonas de la corteza sin que se produzca rotura o flexión apreciable en las rocas que los constituyen. Los movimientos epirogénicos reflejan generalmente estabilidad cortical, en contraposición con lo que ocurre con los movimientos orogénicos de compresión y distensión que afectan a zonas inestables.

Cuando los movimientos epirogénicos fueron de tipo negativo o descendente, gran parte de los escudos quedaron sumergidos formando mares poco profundos y plataformas continentales. Esto dio oportunidad a las capas sedimentarias para depositarse sobre las antiguas rocas metamórficas e ígneas. Posteriores movimientos epirogénicos positivos o ascendentes situaron a la cobertura sedimentaria por encima del nivel del mar, donde, desde aquel momento, ha sido modelada por los cursos de agua formando montañas y altiplanos.

Los escudos del hemisferio norte pueden verse en la figura 23.11. El núcleo geológico de América del Norte es el *Escudo Canadiense;* el de Europa es el *Escudo Rusobáltico*, llamado también *Fenoscándico*. En ambas regiones las rocas datan de la era más antigua de la historia geológica, hace de uno a tres mil millones de años. En el hemisferio sur hay zonas de escudos semejantes que ocupan partes de Australia, África y la Antártida.

Las alineaciones montañosas de los continentes son largas y estrechas zonas orogénicas en las que la corteza ha experimentado una compresión y se ha visto forzada a doblarse en apretados pliegues al tiempo que se elevaba notablemente. Pueden distinguirse dos edades básicas de los cinturones orogénicos. La primera incluye las montañas originadas durante el Paleozoico y comienzos del Mesozoico (hace de 200 a 600 millones de años). Ahora inactivas, estas alineaciones montañosas todavía poseen en algunos lugares un relieve abrupto y alturas moderadas; en otras zonas han quedado reducidas a alineaciones de colinas. El segundo grupo cronológico de cinturones orogénicos pertenece al final del Mesozoico y a todo el Cenozoico (de edad inferior a los 150 millones de años) y se caracteriza por su escarpado relieve y gran altitud. Las últimas cordilleras formadas, pertenecientes a la era Cenozoica, todavía constituyen en muchos lugares zonas activas de deformación cortical y actividad volcánica; son las espectaculares montañas alpinas.

Escala del tiempo geológico

La discusión del desarrollo de las formas de relieve de los continentes requiere una referencia a los acontecimientos del pasado geológico. Incluso para explicar los relieves producidos durante el más reciente de los períodos geológicos, es necesario algún conocimiento de la duración y sucesión de las unidades del tiempo geológico. El que se ocupa de la geografía económica, que se interesa por la existencia y distribución de menas y de combustibles minerales encontrará que el conocimiento de la historia geológica le será extraordinariamente útil para hallar las posibilidades de existencia de de depósitos minerales de interés económico en diversas partes del globo. La tabla 23.1 esboza los acontecimientos importantes y las subdivisiones de la historia geológica. Nótese que la parte superior del cuadro, que representa los acontecimientos más recientes, subdivide el tiempo geológico en pequeños intervalos, mientras que retrocediendo en el tiempo las unidades son más amplias y más generalizadas. Esto se debe a que el registro geológico es más fragmentario en los tiempos antiguos, pero generalmente se hace más detallado a medida que nos acercamos a la actualidad.

Las edades absolutas que se dan en el cuadro han sido verificadas mediante análisis químicos de sustancias minerales radiactivas y son generalmente aceptadas por los geólogos, con un

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

pequeño margen de error. En todos los períodos del tiempo geológico hubo extensas acumulaciones de capas sedimentarias; de hecho, el estrato comprende en sí el registro y constituye la única prueba de las condiciones geográficas y climatológicas del momento y contiene también los restos fósiles de la vida vegetal y animal.

En sentido general, cada unidad mayor de tiempo queda determinada por una orogenia, llamada también *cataclismo* que interrumpe la sucesión de deposición de sedimentos. Como ya se ha dicho, la unidad mayor es la *era*, siendo las tres últimas la *cenozoica*, la *mesozoica* y la *paleozoica*, en orden de edad creciente. Todo el tiempo anterior se designa como perteneciente al *Precámbrico*. Se han reconocido eras dentro del Precámbrico, pero los datos registrados tienden a ser fragmentarios y confusos. El segundo orden de tiempo es el *período* constando la era paleozoica de siete, la mesozoica de tres y la cenozoica de dos. Las *épocas* son unidades de tiempo aún más cortas, y en el cuadro se han incluido solamente para la era cenozoica.

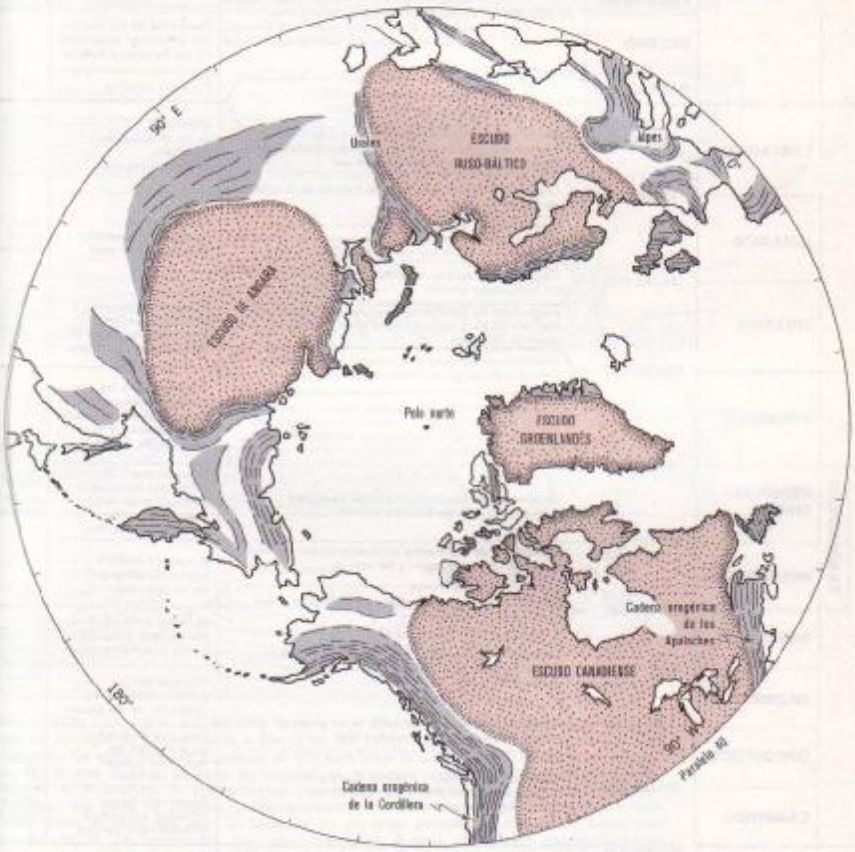


Figura 23.11. Los escudos están rodeados por cadenas montañosas (líneas discontinuas) del Paleozoico y posteriores. Las áreas de los escudos incluyen coberturas sedimentarias. (Según A. J. Eardley, Structural Geology of North America.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

TABLA 23.1 TABLA DE LA HISTORIA GEOLÓGICA

ERA	PERÍODO	ÉPOCA	Edad absoluta en años a partir de la actualidad	Principales acontecimientos geológicos de los EE.UU. dados en orden de edad creciente	Características distintivas en la vida de animales y plantas	
CENOZOICO	CUATERNARIO	Reciente (HOLOCENO)		Cambios menores en el paisaje debidos a la actividad de los ríos, olas y viento	Civilizaciones	
			10 000			Edad del Hombre
		PLEISTOCENO		Cuatro fases de expansión de los casquetes de hielo y de los glaciares de montaña	Desarrollo del hombre; extinción de grandes mamíferos	
			1 000 000	Orogenia cascádica: levantamiento de la Cordillera de las Cascadas y Sierra Nevada; formación de volcanes		
	TERCIARIO	PLIOCENO			Comienzo de la evolución del hombre; predominio de elefantes, caballos y grandes carnívoros	
			13 000 000			
		MIOCENO		Se depositan sedimentos marinos en la llanura costera del Golfo de México y del Atlántico, en las cuencas de los Grandes Llanos y de las Montañas Rocosas se depositan grandes contingentes aluviales. En la región costera del Pacífico se depositan espesos sedimentos marinos	Desarrollo de las ballenas, murciélagos y monos	
			25 000 000			Edad de los Mamíferos
		OLIGOCENO			Incremento de los antropoides	
			36 000 000			
		EOCENO			Desarrollo de los mamíferos primitivos; incremento de los cereales y frutales	
			58 000 000			
		PALEOCENO			Primeros caballos	
			63 000 000	Orogenia laramídica: formación de las Montañas Rocosas		
MESOZOICO	CRETÁCICO			Deposición de sedimentos marinos sobre la llanura costera del golfo de México y en el geosinclinal de la región de las Montañas Rocosas	Extinción de los dinosaurios; desarrollo de las fanerógamas	
			135 000 000	Orogenia nevádica: intrusión del batolito de la región de Sierra Nevada		
	JURÁSICO			Deposición de sedimentos marinos en los mares del oeste de los Estados Unidos; deposición de arenas desérticas en la meseta del Colorado	Apogeo de los dinosaurios; aparición de las primeras aves	Edad de los Reptiles
			180 000 000	Orogenia palisadiana: fallamiento en bloques del este de los Estados Unidos		
	TRIÁSICO			Deposición de estratos rojos en las cuencas falladas del este de los Estados Unidos y en las someras cuencas del oeste	Primeros dinosaurios; primeros mamíferos primitivos; expansión de las cicadales y coníferas	
			230 000 000	Orogenia apalachiana: plegamiento de los estratos paleozóicos del geosinclinal de los Apalaches		
PALEOZOICO	PÉRMICO			Deposición de arcillas rojas y de calizas en el suroeste de los Estados Unidos. Formación de gran cantidad de sales y yeso (glaciación de los continentes del hemisferio sur)	Abundancia de las coníferas; desarrollo de los reptiles; expansión de los insectos y anfibios; extinción de los trilobites	
			280 000 000			
	CARBONÍFERO: PENSILVANIENSE			Deposición de estratos con carbón en el este y en el centro de los Estados Unidos	Bosques extensos de plantas esporíferas formadoras de carbón; primeros reptiles; insectos abundantes	Edad de los Anfibios
			310 000 000			
	CARBONÍFERO: MISISIPIENSE			Deposición de sedimentos arcillosos calizos en extensos mares someros del centro y del este de los Estados Unidos	Expansión de los tiburones; apogeo de los crinoideos	
			345 000 000	Orogenia acádica: plegamiento e intrusión de rocas ígneas en Nueva Inglaterra		
	DEVÓNICO			Deposición de gruesos estratos marinos en los geosinclinales del este y del oeste de los Estados Unidos	Primeros anfibios; corales abundantes; desarrollo de los primeros bosques	Edad de los Peces
			405 000 000			
	SILÚRICO				Primeras plantas y animales terrestres; desarrollo de los peces	
			425 000 000	Orogenia taconica: plegamiento de las rocas del este de los Estados Unidos, Nevada y Utah		
	ORDOVÍCICO			Deposición de gruesos estratos marinos en los geosinclinales del este y del oeste de los Estados Unidos	Sólo vida en el mar; expansión de los moluscos; apogeo de los trilobites	Edad de los Invertebrados marinos
	CÁMBRICO		500 000 000		Predominio de los trilobites; numerosos invertebrados marinos	
			600 000 000			
	Tiempos precámbricos; el tiempo sigue descendiendo hasta más de cuatro mil millones de años			Numerosas fases de deposición alternan con las orogenias	Primeras formas de vida conocida; pocos fósiles conocidos	

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

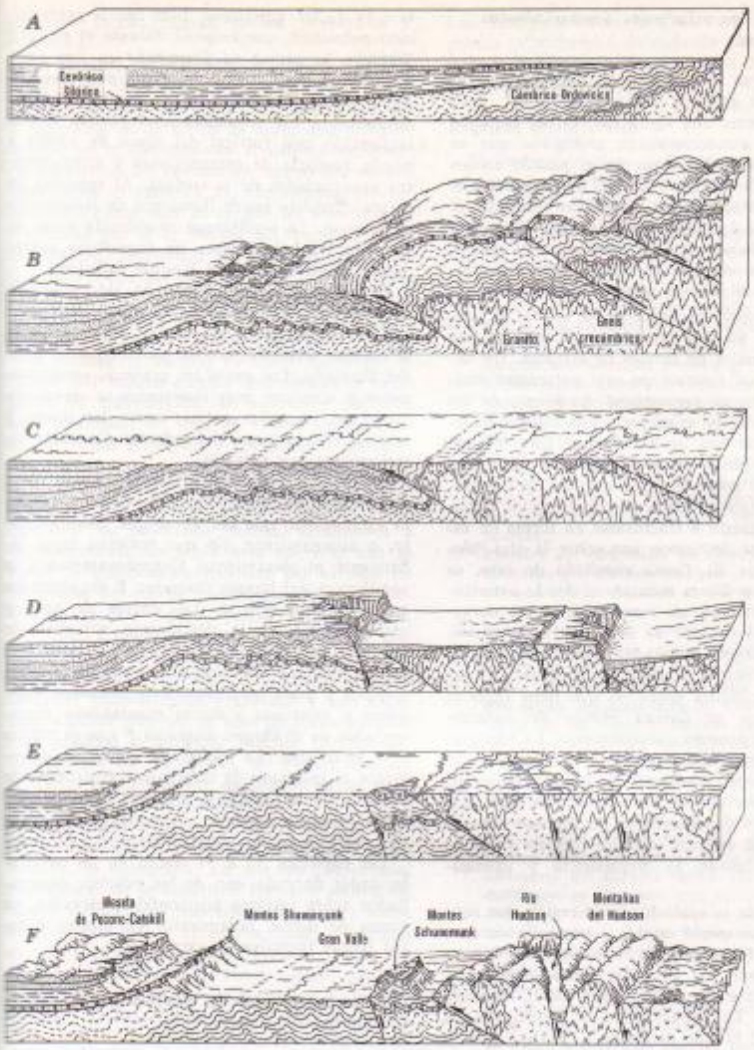


Figura 23.12. La región del valle de Hudson nos ilustra una sucesión de acontecimientos que se ha repetido generalmente a través de los tiempos geológicos sobre los continentes del globo. En estos bloques diagramas el NW está hacia la izquierda y el SE hacia la derecha. A. En un mar interior de poca profundidad se acumulan miles de metros de sedimentos durante el Paleozoico. B. Los procesos formadores de montañas del final del Paleozoico producen una serie de pliegues y cabalgamientos. Un levantamiento general sitúa una gran masa sobre el nivel del mar. C. Después de un largo período de erosión se forma una penillanura. D. La fracturación por medio de fallas durante el Triásico constituye estos bloques ligeramente desnivelados. E. Un segundo período largo de erosión forma una nueva penillanura. F. La región debe su relieve actual a la distinta erosión de los diversos tipos de rocas. (De A. N. Strahler, 1963, The Earth Sciences. Harper and Row, New York.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Esquema de los principales acontecimientos geológicos

Queda fuera del alcance de este volumen el tratar de la geología física e histórica; pero puede obtenerse una ligera noción del esquema general de acontecimientos geológicos que se han repetido varias veces en el pasado en los diagramas de la figura 23.12, que representan ciertos acontecimientos acaecidos durante el desarrollo de la región del valle del Hudson a través del Paleozoico, el Mesozoico y el Cenozoico, que abarcan aproximadamente los últimos 600 millones de años.

En el bloque diagrama *A*, la región se presenta como un mar interior en el cual se han acumulado miles de metros de estratos. Un depósito de mar interior de esta naturaleza recibe el nombre de *geosinclinal*. La fuente de los sedimentos fue en gran parte una cadena de islas volcánicas que se hallaban al Este. La era paleozoica quedó interrumpida por una gran orogenia, la *apalache*. Los estratos sedimentarios de los geosinclinales fueron plegados intensamente llegando a fracturarse en forma de escamas que se deslizaron una sobre la otra (bloque diagrama *B*). Como resultado de esto, se erigió una cordillera montañosa donde anteriormente se hallaba un mar interior. Al curvamiento de las capas se le llama *plegamiento*, y las estructuras onduladas producidas de esta manera reciben el nombre de *pliegues*. Las superficies inclinadas sobre las que tiene lugar el deslizamiento se llaman *planos de cabalgamiento* y al proceso *cabalgamiento*. La topografía montañosa producida por plegamiento y cabalgamiento se compone de relieves iniciales, explicados en el capítulo 22. No obstante, los agentes de la denudación se manifiestan actuando sobre los relieves iniciales incluso antes de que haya cesado el plegamiento y cabalgamiento.

Después de la apalachiana, la región que aquí se representa quedó estable y tranquila durante muchos millones de años. Las montañas fueron reducidas por los procesos denudacionales a una superficie de relieve muy débil, llamada *penillanura*. La situación de la penillanura se indica en el bloque diagrama *C*. Nótese que la roca más antigua, un gneis de edad precámbrica, está expuesto en el núcleo de la zona montañosa, mientras que las capas sedimentarias más jóvenes, de edad paleozoica, se encuentran en la zona de menor perturbación, en el extremo izquierdo del bloque.

En el bloque *D* se ve a la región después de haber sufrido otro movimiento de la corteza, pero de una naturaleza completamente diferente a la de los anteriores. Esta fue la *perturbación palisádica*, que empezó durante el período Triásico. La región se fragmentó en una serie de bloques, cada uno desnivelado con respecto a los vecinos. Las fracturas son un tipo de fallas diferentes a los cabalgamientos porque tienen inclinación casi vertical del plano de rotura y por la ausencia de compresiones y acortamientos pronunciados de la corteza. Al esquema de rotura completo puede llamársele de *fallamiento en bloques*. La penillanura constituida antes de aparecer las fallas forma las superficies suavemente inclinadas de los bloques fallados.

En el bloque *E*, la región ha sido reducida de nuevo a una penillanura, que indica otro período prolongado de relativa estabilidad de la corteza terrestre, que se prolongó a lo largo del Terciario. Los gneis, los granitos, conglomerados y areniscas más resistentes se elevan en forma de pequeñas colinas entre las llanas y amplias tierras bajas circundantes formadas interiormente por pizarras.

La región experimentó seguidamente otro movimiento de la corteza, esta vez de naturaleza epirogénica, que fue un simple levantamiento, o arqueamiento, sin que tuvieran lugar fallamiento ni plegamiento. Consecuentemente, la penillanura del bloque diagrama *E* simplemente ascendió unos 600 m. Los cursos de agua y otros agentes de la denudación actuaron de nuevo y excavaron las rocas más blandas formando valles. Las areniscas, conglomerados, granitos y gneis más resistentes formaron espinazos o crestones y masas montañosas, representados en el bloque diagrama *F* que se refiere a la actualidad. La topografía actual es únicamente el resultado de diferentes velocidades de desgaste de la superficie terrestre sobre estructuras rocosas complejas, formadas a través de una larga serie de acontecimientos geológicos.

Los capítulos 32 a 34 tratan de las particularidades de cada uno de los relieves desarrollados sobre estratos horizontales, plegados, en forma de domo, fallamientos en bloque y rocas ígneas intrusivas y extrusivas.

Un sistema general de clasificación de las formas del relieve

En anteriores capítulos se han desarrollado los sistemas generales de clasificación de climas, grandes grupos de suelos y tipos de vegetación natural. Las láminas 2, 3 y 4 representan los resultados de estas clasificaciones. Resulta esencial para el geógrafo añadir un cuarto sistema de clasificación —el de las formas del relieve— para completar su análisis de la distribución global de los cuatro elementos básicos de la

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

geografía física: climas, suelos, vegetación y modelado.

Un sistema de clasificación que se hace en parte en la génesis (origen) de las formas del relieve y en parte en la configuración actual de la superficie de la tierra es apropiado y significativo en lo que respecta al sistema explicativo-descriptivo del análisis de formas del relieve descrito en el capítulo 22. Un sistema de clasificación como éste es el que ha sido ideado y aplicado por el dr. Richar E. Murphy,[2] quien ha permitido reproducir el mapa morfológico de la lámina 5 (lámina plegable de la cubierta posterior). La descripción del sistema que se da a continuación coincide con las definiciones establecidas por el dr. Murphy en 1967.[3]

El sistema de Murphy de clasificación de las formas del relieve emplea tres niveles o categorías de información de aplicación sucesiva para identificar el tipo de relieve en función de su origen geológico y composición petrológica (regiones estructurales), la configuración de su superficie (topografía) y, finalmente, la naturaleza de los procesos geomorfológicos a los que debe su modelado (formas erosionales o deposicionales). La triple base sobre la que se apoya la clasificación genética del estudio de las formas del relieve —estructura, proceso modificante y fase final— queda incluida en las categorías primera y tercera del sistema de clasificación. Una característica particularmente importante de la clasificación genética es que cualquier geomorfólogo preparado y con experiencia puede emplear su base de conocimientos para predecir o anticipar muchos detalles característicos de las formas del relieve que no se hallan implícitamente detallados en las definiciones de las diversas clases.

El ingrediente empírico del sistema de Murphy lo constituye el segundo nivel de la clasificación, la topografía. En ella las propiedades geométricas de la superficie terrestre siguen estrictas definiciones numéricas. La altura sobre el nivel del mar y el relieve local (diferencia de altura entre los puntos más alto y más bajo de una determinada zona) constituyen las bases en las que se apoyan las clases. El intento empírico de descripción de la topografía presta un elemento de utilidad y de información concreta al sistema de clasificación.

En el sistema se emplean tres series de letras como símbolos, la primera representa regiones estructurales, la segunda clases topográficas y la tercera indica los tipos de modelado erosionales o deposicionales.

Regiones estructurales

Se reconocen siete regiones estructurales y se designan por las letras mayúsculas *A*, *C*, *G*, *L*, *R*, *S* y *V*, definidas del modo siguiente:

A *Sistema alpino.* Sistema de cadenas montañosas que abarcan el mundo entero formadas a partir del Jurásico. El sistema comprende zonas falladas, mesetas, cuencas y llanuras costeras limitadas por estas cordilleras.

C *Restos caledonianos* (o *hercinienos* o *apalachianos*). Restos de cadenas y alineaciones montañosas formadas durante el Paleozoico y el Mesozoico antes del Cretácico que no han experimentado ningún movimiento orogénico desde entonces, aunque sí pueden haber tenido lugar movimientos epirogénicos (y de hecho han ocurrido). En algunos casos sólo quedan las viejas raíces. Las áreas falladas, mesetas, cuencas y llanuras costeras limitadas por estos restos se incluyen en este mismo apartado.

G *Escudos del continente de Gondwana.* Zonas formadas por bloques masivos y estables de la corteza siálica situadas al sur de la porción este-oeste del sistema alpino, donde los materiales precámbricos constituyen casi la totalidad de la superficie rocosa, o donde estos mismos materiales forman un círculo en el que no existe ninguna abertura de más de 320 km que separe los materiales de cobertera del exterior de las rocas cristalinas anteriores; éstas y los materiales precámbricos constituyen más del 50 % de la superficie rocosa. Estos escudos no han estado sometidos a ningún movimiento orogénico desde el Cámbrico.

L *Escudos del continente de Laurasia.* Zonas formadas por bloques masivos y estables de la corteza siálica situadas al norte de la porción este-oeste del sistema alpino. (El resto de la definición es el mismo que en *G*.)

R *Zonas de fracturación de los escudos.* Porciones de los escudos fragmentadas en bloques, con fosas tectónicas, horsts y accidentes volcánicos asociados.

S *Coberteras sedimentarias.* Regiones constituidas de estratos sedimentarios que no han estado sometidas a movimientos orogénicos ni se hallan enmarcadas por las rocas cristalinas de los escudos ni por las montañas alpinas o de otro sistema orogénico más antiguo. Estas regiones de rocas sedimentarias constituyen coberteras continuas sobre las estructuras subyacentes.

V *Zonas volcánicas aisladas.* Áreas de volcanes, activos o extinguidos, con rasgos volcánicos asociados, situadas fuera de los sistemas montañosos alpinos o más antiguos y de las zonas de fracturación de los escudos.

[2] Richard E. Murphy, 1968, *Landforms of the world*, Annals Map Supplement Number Nine, Annals, Association of American Geographers, 58 (1).

[3] Richard E. Murphy, 1967, *A Spatial Classification of Landforms Based on Both Genetic and Empirical Factors - A Revision*, Annals, Association of American Geographers, 57 (1), págs. 185-186. El material precedente del texto de la publicación del dr. Murphy se reproduce aquí con permiso del autor.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

La figura 23.13 indica la distribución de las siete regiones estructurales, junto con los grandes rift y fallas oceánicos, las conexiones axiales submarinas del sistema alpino y las zonas de plataforma continental.

Regiones topográficas

A continuación se definen seis clases de topografía, representadas por las letras mayúsculas *P*, *H*, *T*, *M*, *W* y *D*. (Las equivalencias métricas son aproximadas.)

P *Llanuras.* Superficies cuyo relieve local es inferior a 325 pies (100 m). Por la parte que da al mar, la superficie del terreno se inclina suavemente hacia él. Las llanuras que se elevan de un modo continuo tierra adentro pueden alcanzar la misma altura que las altiplanicies, es decir, superior a 2000 pies (600 m).

H *Colinas y mesetas bajas.* Se consideran regiones de colinas aquellas cuyo relieve local es superior a 325 pies (100 m) pero inferior a 2000 pies (600 m). En la línea de costa, sin embargo, el relieve local puede llegar a 200 pies (60 m). Una meseta baja es una zona de altura inferior a 5000 pies (1500 m) cuyo relieve local no sobrepasa los 325 pies (100 m), pero que (al contrario que las llanuras), o no llega al mar, o si lo alcanza termina en un acantilado de más de 200 pies (60 m) de altura. También puede finalizar en un acantilado similar sobre una llanura costera.

T *Mesetas altas o altiplanicies.* Superficies de altura superior a 5000 pies (1500 m) con un relieve local inferior a 1000 pies (300 m), excepto donde están atravesadas por cañones muy distantes.

M *Montañas.* Zonas de vertientes pronunciadas con un relieve local superior a los 2000 pies (600 m).

W *Montañas muy separadas.* Montañas de emplazamiento discontinuo que se hallan separadas unas de otras por zonas intermedias cuyo relieve local es inferior a 500 pies (150 m).

D *Depresiones.* Cuencas rodeadas de montañas, colinas o mesetas que delimitan abruptamente estos fondos.

La figura 23.14 indica la distribución de estas seis regiones topográficas.

Formas erosionales y deposicionales

El tipo de proceso geomorfológico que actúa corrientemente, o que ha actuado en tiempos relativamente recientes de la escala geológica, modelando el paisaje hasta su forma actual es el que proporciona las bases para establecer cinco tipos de áreas que se denotan con las letras minúsculas *h*, *d*, *g*, *w* e *i* y que se definen:

h *Regiones de modelado de clima húmedo.* Zonas en las que la disposición de los cursos de agua permanentes tienen una densidad de al menos uno de ellos cada 10 millas (16 km) de distancia transversal y no han estado sometidas a ninguna glaciación desde el comienzo del Pleistoceno.

d *Regiones de modelado de clima seco.* Zonas en las que la densidad de drenaje es inferior a un curso de agua permanente cada 10 millas (16 km) y no han estado sometidas a ninguna glaciación desde el comienzo del Pleistoceno. Algunos karsts de zonas áridas se incluyen en esta categoría.

g *Regiones sometidas a glaciación.* Zonas cubiertas por hielo glaciar en algún momento a partir del comienzo del Pleistoceno, pero antes de las glaciaciones Wisconsin y Würm. El símbolo g se emplea también para indicar zonas de glaciación indiferenciadas.

w *Zonas de glaciación Wisconsin y Würm.* Regiones cubiertas por hielo glaciar durante o desde las glaciaciones Wisconsin y Würm pero libres ahora del hielo.

i *Casquetes glaciares.* Zonas cubiertas en la actualidad de hielo glaciar.

La figura 23.15 indica la distribución de las cinco clases de formas erosionales y deposicionales.

Formas combinadas del relieve

En el sistema de Murphy se sobreimponen las tres categorías de clasificación obteniéndose un mapa mundial completo de las formas de modelado (lám. 5). Para designar una zona en particular del sistema completo se colocan en orden las tres letras representativas de cada categoría. Por ejemplo, la meseta del Colorado se simboliza con la sigla *ATd*, que significa que se trata de una altiplanicie de altura superior a 5000 pies (1500 m), perteneciente al sistema alpino y caracterizada por poseer un tipo de modelado desarrollado en condiciones más áridas que húmedas. La cuenca del Congo se simboliza como *GDh*, indicando que se trata de una depresión del escudo de Gondwana sujeta a procesos geomorfológicos de clima húmedo. Polonia central es del tipo *SPg*, es decir, una llanura sedimentaria que ha estado sometida a glaciación durante el Pleistoceno.

Al igual que sucede con todos los intentos llevados a cabo de clasificación de climas, suelos y tipos de vegetación natural, cualquier clasificación de las formas de modelado resulta difícil de representar en forma de mapa mundial debido a la falta de información suficiente a este respecto. Sobre grandes zonas de los continentes sólo se ha generalizado la información que se posee sobre la geología del substrato y

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

húmedo. Zo-
de los cursos de
densidad de al
millas (16 km) de
estado sometí-
nde el comienzo

seco. Zonas
enaje es inferior
cada 10 mi-
do sometidas a
nienzo del Pleis-
áridas se in-

Zonas cu-
algún momento a
loceno, pero an-
y Würm. El
para indicar zo-
das.
y *Würm.* Re-
ciar durante o
y Würm pero

cubiertas en la

ribución de las
les y deposicio-

sobreimponen
obteniéndose
las formas de
una zona en
se colocan en
as de cada ca-
del Colorado
que significa que
altura superior a
al sistema al-
un tipo de mo-
ores más áridas
mpo se simboliza
ata de una de-
a sujeta a pro-
húmedo. Po-
decir, una lla-
do sometida a

los intentos
de climas, sue-
cualquier cla-
delado resulta
de mapa mun-
ación suficiente
as de los con-
la información
del substrato y

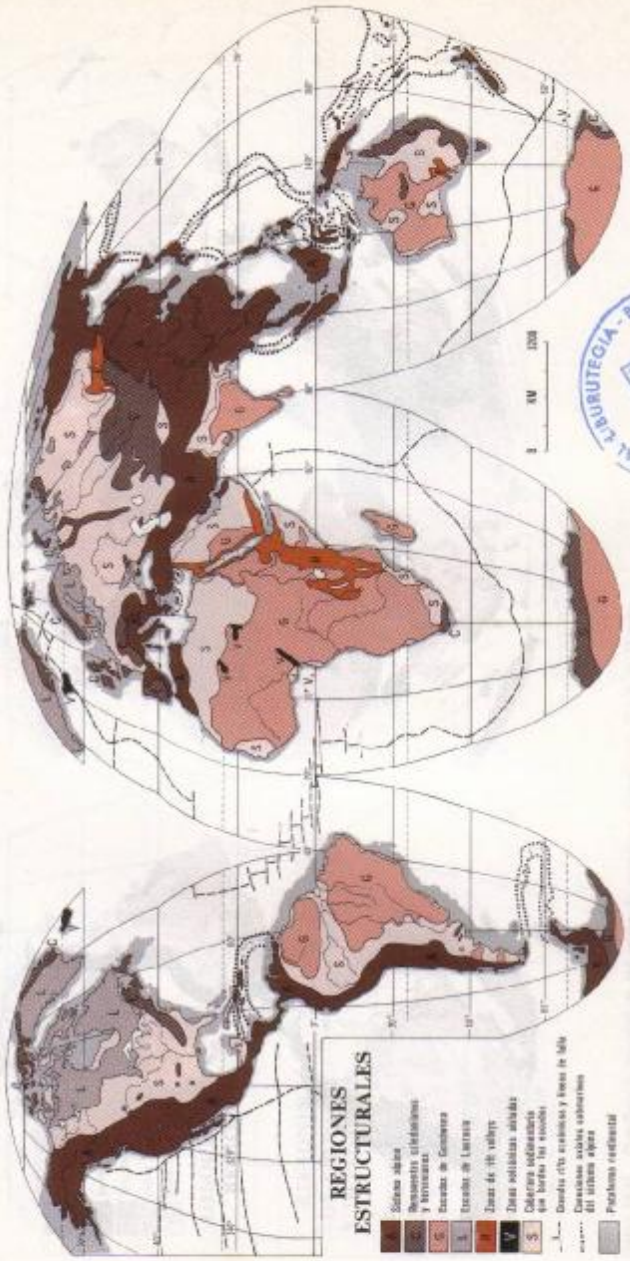


Figura 23.13. Regiones estructurales del globo. (De R. E. Murphy, 1968, Annals, A.A.G., Mapa suplemento núm. 9. Basado en el Goode Base Map. Copyright por la Universidad de Chicago. Reproducido con permiso del servicio de Prensa de la Universidad de Chicago.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 23.14. Regiones topográficas del globo. (De R. E. Murphy, 1968, Annals, A.A.G., Mapa suplemento núm. 8. Basado en el Goode Base Map. Copyright por la Universidad de Chicago. Reproducido con permiso del servicio de Prensa de la Universidad de Chicago.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 23.14. Regiones topográficas del globo. (De R. E. Murphy, 1968, Annals, A.A.G., Mapa suplemento núm. 9. Basado en el Geode Base Map. Copyright por la Universidad de Chicago. Reproducido con permiso del servicio de Prensa de la Universidad de Chicago.)

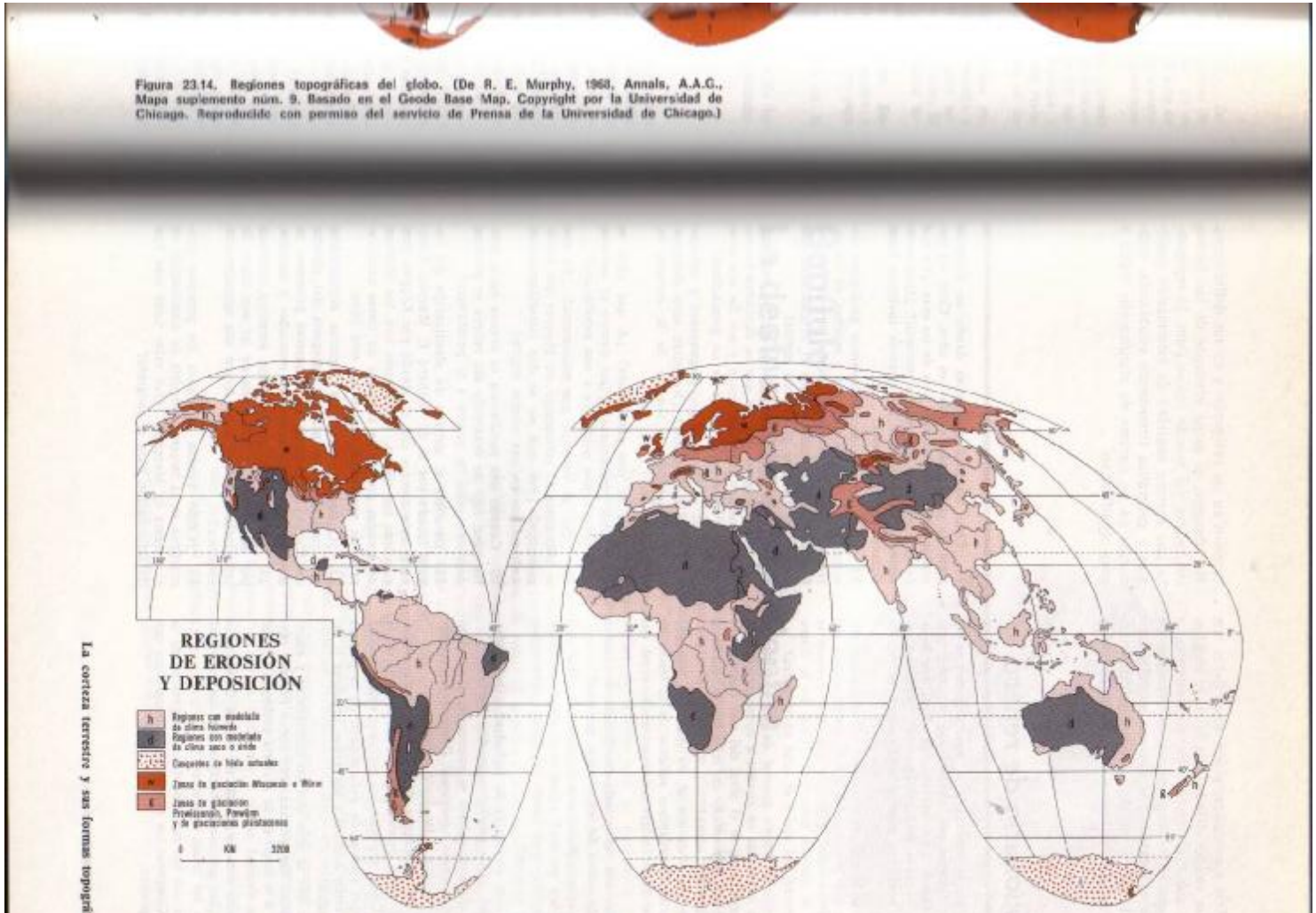


Figura 23.15. Distribución mundial de las zonas de erosión y deposición. (De E. R. Murphy, 1968, Annals, A.A.G., Mapa suplemento núm. 9. Basado en el Geode Base Map. Copyright por la Universidad de Chicago. Reproducido con permiso del servicio de Prensa de la Universidad de Chicago.)

la superficie topográfica, y aún estos datos son de dudosa validez debido a la falta de reconocimiento sobre el terreno. En consecuencia, a medida que se obtenga nueva información de detalle deberá modificarse el mapa mundial confeccionado. A la luz de la nueva información, puede que sea conveniente efectuar pequeños cambios en las categorías y en sus definiciones. No obstante, el mapa existente de las formas del relieve del mundo entero (lám. 5) representa una enorme cantidad de información geológica y geográfica firmemente establecida, organizada en un sistema de clasificación lógico y muy significativo.

Cuestionario de repaso

1. Describir la corteza y el manto terrestres diciendo las dimensiones, composición mineral y propiedades físicas. ¿En qué tipo de datos nos basamos para obtener esta información? ¿Qué temperaturas y presiones pueden atribuirse al centro de la tierra?

2. ¿Qué es la corteza terrestre? ¿Qué espesor tiene? ¿Por qué propiedades puede distinguirse la del manto infrayacente? ¿De qué dos capas rocosas se compone la corteza terrestre? ¿Cuál es la distribución general del sial y el sima en la tierra?

3. Describir la forma general de los continentes y cuencas oceánicas en cuanto a concentración de áreas superficiales. Si el nivel del mar descendiese 180 m, ¿qué porcentaje de continentes quedaría cubierto por las aguas?

4. En un globo de 6,4 m. de diámetro, ¿cuánto se separarían los mayores relieves de la tierra de un círculo perfecto que representase el nivel del mar?

5. ¿Cuáles son las principales formas de relieve de segundo orden de las cuencas marinas?

6. ¿Qué es una plataforma continental? ¿Qué tipo de rocas hay en ella? ¿Qué es el talud continental? ¿Qué relaciones tienen los surcos submarinos con estos relieves?

7. ¿Qué son corrientes de turbidez? ¿Qué trabajo realizan? ¿Qué depósitos pueden formar?

8. ¿Qué clase de relieve se encuentra en los fondos de las cuencas oceánicas? Describir las cordilleras submarinas y las fosas abisales.

9. Describir el sistema de dorsales mediooceánicas. ¿Qué rasgo caracteriza la línea central de la dorsal? ¿Cómo explican los geólogos este sistema?

10. ¿A qué formas de deformación de la corteza terrestre están asociados los arcos insulares y las fosas abisales?

11. ¿Por qué se cree que los continentes y cuencas oceánicas han permanecido como relieves permanentes a lo largo de la historia geológica? ¿Qué pruebas se tienen?

12. ¿Cuáles son las formas de relieve de segundo orden de los continentes? ¿Qué son los escudos? ¿Qué son las zonas orogénicas?

13. ¿Qué son los movimientos epirogénicos de la corteza? Comparar los movimientos orogénicos con los epirogénicos.

14. Citar las eras geológicas dando su duración total de cada una de ellas en años. Citar los períodos geológicos de cada una de las eras. ¿En qué épocas se divide el período terciario? ¿Qué acontecimientos geológicos importantes tuvieron lugar durante el Pleistoceno?

15. ¿Qué tipo de acontecimientos geológicos determinan el final de cada era y muchos de los períodos? ¿Qué duración se calcula para el Precámbrico? ¿Cuánto duró de más el Precámbrico que los demás tiempos geológicos juntos?

16. Explicar el esquema general de los acontecimientos geológicos por los que se depositan las rocas sedimentarias, se deforman y por fin son arrasadas por la erosión. ¿Qué es un geosinclinal?

17. ¿Qué se entiende por plegamiento y cabalgamiento de los estratos? ¿Necesitan estas deformaciones compresión o tensión de la corteza terrestre?

18. ¿Qué es una penillanura? ¿A qué nivel se forman las penillanuras? ¿Qué tiempo se necesita para reducir una cordillera a una penillanura?

19. ¿Qué se entiende por fallamiento? ¿En qué se diferencia el fallamiento en bloques del cabalgamiento? ¿Por qué no se dan simultáneamente ambos tipos en una misma región?

20. Cuando una penillanura se arquea hacia arriba, ¿qué tipo de desarrollo del relieve se produce después? ¿Qué le ocurre a la penillanura?

21. Describir el sistema de clasificación del relieve ideado por el dr. Richard E. Murphy. Comparar este sistema con el ideado por Köppen para clasificar los climas. Compararlo con los sistemas de grandes grupos de suelos y de clases estructurales de vegetación usados en este libro.

22. ¿Cuáles son las siete regiones estructurales que constituyen la primera categoría del sistema de Murphy? Describir los esquemas generales de distribución de las clases de montañas y escudos.

23. ¿Cómo es la aproximación empírica utilizada por Murphy en la definición de las seis clases de topografía. ¿Qué ventajas ofrece una aproximación empírica?

24. ¿Cómo quedan reflejados los procesos geomórficos en la tercera categoría de clasificación en el sistema de Murphy? ¿Qué valor tiene este tipo de información para el geógrafo?

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Capítulo 24
La destrucción de vertientes

El término *vertiente*, tal como se emplea en la ciencia de la geomorfología, designa algunos pequeños elementos o porciones de la superficie terrestre que se inclinan respecto a la horizontal. Así hablamos de "vertientes de montaña", de "vertientes de colina" o de "vertientes de las laderas de un valle" refiriéndonos a las superficies inclinadas de terreno que se extienden desde las divisorias y cumbres hasta los fondos de los valles. Las vertientes son necesarias para que el flujo de agua superficial se mueva bajo la acción de la gravedad. Por lo tanto, las vertientes se relacionan para adoptar la forma de sistemas de drenaje en los que el flujo de escorrentía converge a los ríos, que a su vez llevan el agua y los fragmentos de rocas al océano y completan así el ciclo hidrológico. La Naturaleza ha dotado de vertientes a la superficie de la tierra de una manera tan completa que las superficies perfectamente horizontales o verticales son extremadamente raras. Hemos de tener en cuenta que los métodos de representación del relieve —"hachures", curvas de nivel o sombreado— son insuficientes para representar las formas del paisaje formadas enteramente por planos horizontales y verticales, al estilo de una serie de cubos que descansan sobre la superficie de una mesa.

En este capítulo estudiamos el desgaste de las vertientes bajo la influencia dominante de la acción del agua en conjunción con la gravedad. Pondremos especial atención en los lentos procesos mediante los cuales el substrato rocoso se transforma en manto residual. Este material es transportado a los cauces de los ríos, donde son arrastrados por la corriente a áreas todavía más distantes y más bajas. Las vertientes pueden ser también modeladas por otros procesos —glaciares, vientos y olas— que serán tratados en capítulos posteriores.

Vertiente de derrubios. (Culver Pictures.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

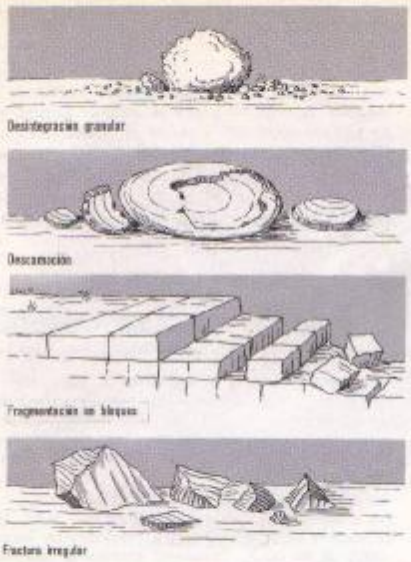


Figura 24.1. La rotura de las rocas adopta variadas formas.

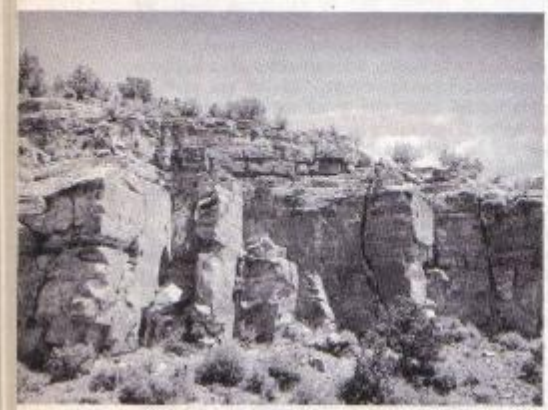


Figura 24.2. Este acantilado de arenisca en Trinidad muestra un excelente diaclasamiento en dos series de planos verticales. Colfax County, Nuevo México. (Fotografía de J. R. Stacy, U. S. Geological Survey.)

Meteorización y movimiento de derrubios

La *meteorización* es la acción combinada de todos los procesos mediante los cuales la roca es descompuesta y desintegrada por la exposición continuada a los agentes atmosféricos. La meteorización normalmente transforma las rocas masivas y duras en un manto residual finamente fragmentado. Por esta razón la meteorización es descrita a menudo como el proceso que prepara a los materiales rocosos para ser transportados por los agentes de la erosión terrestre (agua corriente, hielo glaciar, olas y viento). Debido a que la gravedad ejerce su influencia en todos los materiales, tanto el lecho rocoso como los productos de la erosión tienden a resbalar o rodar hacia abajo a favor de las vertientes en una gran variedad de movimientos que se agrupan bajo el nombre de *movimientos de derrubios*.

Los procesos de meteorización pueden subdividirse en dos grandes grupos: la *meteorización física (mecánica)* y la *meteorización química*. A pesar de que estos procesos son extremadamente complejos y actúan en combinaciones que son muy difíciles de separar en conceptos simples, trataremos de identificar los fenómenos individuales más importantes y mostraremos cuáles son las formas topográficas o rasgos superficiales de las rocas y del suelo causados por cada uno de ellos.

Geometría de la rotura de las rocas

Antes de examinar el proceso de meteorización, será mejor introducir cuatro términos aplicados a la forma geométrica en que se rompen las rocas en pedazos, de menor tamaño. Al hacer esto no consideramos las posibles fuerzas causantes, sino únicamente las formas que presentan los fragmentos rocosos. Las rocas compuestas de minerales de grano grueso (rocas ígneas intrusivas de textura granítica y las rocas sedimentarias detríticas de grano grueso) se disgregan generalmente grano a grano, en una forma de rotura denominada *desintegración granular* (fig. 24.1). El resultado de este hecho es la grava o la arena, en las que cada grano consiste en una única partícula mineral separada de las demás por los límites originales del cristal o grano. La *descamación* es la formación de escamas u hojas curvadas en la roca que se separan sucesivamente de la masa rocosa original dejando reducida ésta a una forma esferoidal cada vez menor (fig. 24.1).

En una roca donde existan numerosas diaclasas producidas previamente por presiones orogénicas o por contracción de un magma al en-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

de derrubios

ión combinada de
los cuales la roca
da por la exposi-
atmosféricos. La
nsforma las rocas
to residual fina-
zón la meteori-
como el proceso
rocosos para ser
de la erosión te-
glaciar, olas y
vedad ejerce su
ales, tanto el le-
os de la erosión
cia abajo a favor
variedad de mo-
o el nombre de

den pueden subdi-
la *meteorización*
ción química. A
extremadamen-
mbinaciones que
conceptos sim-
los fenómenos in-
mostraremos cuá-
o rasgos super-
elo causados por

s rocas

eso de meteoriza-
cuatro términos
en que se rom-
menor tamaño.
las posibles fuer-
las formas que
cesos. Las rocas
rano grueso (rocas
mítica y las rocas
no grueso) se dis-
grano, en una for-
desintegración gra-
de este hecho es
cada grano con-
mineral separada
originales del cris-
es la formación de
la roca que se
masa rocosa ori-
a una forma es-
24.1).
numerosas diacla-
por presiones oro-
un magma al en-

friarse, la forma común de rotura es la *fragmentación en bloques* (fig. 24.1). Es fácilmente comprensible que fuerzas relativamente débiles puedan separar tales bloques, mientras que para originar fracturas frescas en una roca sólida se requieran grandes fuerzas. En las rocas sedimentarias los planos de estratificación comprenden una serie de planos de debilidad que cortan comúnmente a las diaclasas en ángulo recto. Las figuras 24.2 y 24.11 muestran bloques diaclasados que han sido separados por las fuerzas de la meteorización. Desde luego, es muy posible que un único y sólido bloque diaclasado se rompa posteriormente por disgregación granular o por descamación.

La *fractura irregular* es la desintegración de la roca en nuevas superficies de rotura en rocas por otra parte masivas y duras, originándose pedazos angulares de agudos bordes y ángulos (fig. 24.1). La superficie de fractura puede pasar entre los cristales o granos minerales o a través de ellos, cortándolos. Los bloques que se observan en la figura 24.3 son bloques diaclasados, muchos de los cuales han sido rotos irregularmente en pedazos menores.

En variedades particulares de rocas de estructuras características, se presentan otras formas menos comunes de rotura. Así, las pizarras tienden a dividirse a lo largo de sus planos de esquistosidad y los esquistos a lo largo de sus superficies de foliación.

Procesos de meteorización física y formas que originan

Los procesos de meteorización física o mecánica transforman la roca masiva en finas partículas debido a la acción de esfuerzos que son suficientes para fracturar la roca, pero que no varían su composición química. Uno de los procesos de meteorización física más importante en los climas fríos es el repetido crecimiento y fusión de cristales de hielo en los poros del suelo o en las fracturas de las rocas. Al helarse el agua en las grietas, se originan cristales de hielo que se disponen a través de dichas aberturas. Al crecer dichos cristales ejercen tremendos esfuerzos contra las paredes que los confinan y pueden separar fácilmente los bloques diaclasados. Incluso las rocas masivas se pueden fracturar por el crecimiento de cristales de hielo formados por el agua que ha penetrado previamente en la roca. En los lugares en los que se hiela el suelo se originan acumulaciones de hielo paralelas a la superficie del terreno, que tienden a elevar al suelo hacia arriba de una manera irregular.

Figura 24.3. Manto de derrubios en el pico Medicine Bow, Snowy Range, Wyoming, a 3500 m de altura. La roca es cuarcita. (Fotografía de A. N. Strahler.)

Figura 24.4. Conos de derrubios en la base de la pared de un circo disgregada por efecto del frío (gelirada). Lago morrénico de las Rocosas canadienses. (Fotografía de Ray Atkeson.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

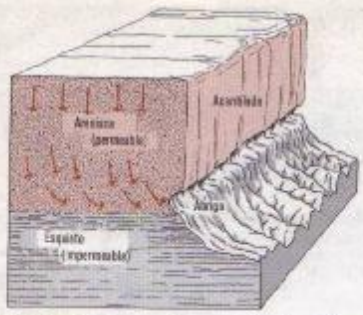


Figura 24.5. El rezumar del agua en la base del acantilado origina el desarrollo de abrigos, cuya formación se ve también favorecida por la meteorización de la roca.

El agua helada afecta de gran manera al suelo y las rocas de las regiones de latitudes medias y elevadas que tienen una estación invernal fría, pero sus efectos son más notables en las altas montañas, por encima de la zona de bosque. En estos lugares, la separación y fractura irregular de los bloques diaclasados puede originar grandes extensiones de bloques angulosos esparcidos sobre la superficie del suelo (fig. 24.3). Una superficie de este tipo se denomina *talud de derrubios* o *manto de derrubios (felsenmeer)*. Donde existen acantilados de rocas sin vegetación a gran altitud, los fragmentos caen desde la cara del acantilado y se van amontonando en la base del mismo formando aglomeraciones de bloques sueltos que adoptan forma cónica y se denominan *conos de derrubios* (figura 24.4).

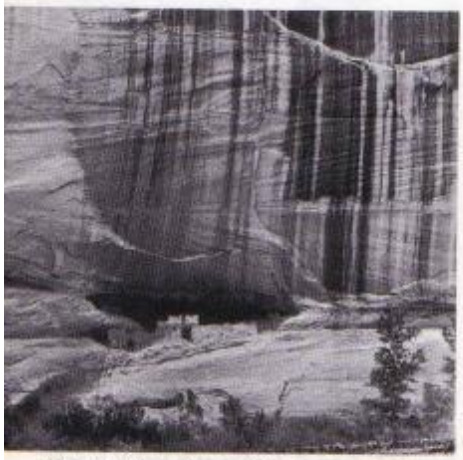


Figura 24.6. Las ruinas de White House ocupan un profundo abrigo en la pared de arenisca del cañón de Chelly en Arizona. (Fotografía de Ray Atkeson.)

Muy referente al crecimiento de los cristales de hielo es el proceso de meteorización de desintegración de las rocas por crecimiento de cristales de sal. Este proceso muy activo en los climas secos es el responsable de la formación de muchos de los abrigos, cuevas poco profundas, arcos rocosos y hoyos en las formaciones de arenisca. Durante los largos períodos de sequía, el agua de saturación es empujada a la superficie de la roca por la fuerza capilar. Como la evaporación del agua se verifica en la zona porosa exterior de la arenisca, se van formando diminutos cristales de sales. La fuerza de crecimiento de estos cristales es capaz de producir la desintegración granular de la arenisca, que se desmorona en arena y es barrida por el viento y la lluvia. Especialmente susceptibles son las zonas rocosas cercanas a la base del acantilado, pues ahí el agua de saturación tiende a rezumar al exterior, quizá por que no puede seguir filtrándose hacia abajo debido a los estratos impermeables que encuentran (fig. 24.5). En el suroeste de los Estados Unidos, muchos de los abrigos profundos así formados fueron ocupados por los indios cuyas viviendas encontraban allí refugio contra los elementos y seguridad en caso de ataque (fig. 24.6).

Un proceso importante pero poco apreciado de la meteorización física es la continua expansión y contracción de los suelos debida a la absorción de agua de infiltración que experimentan las partículas de silt y arcilla en los alternativos períodos de lluvia y sequía. La contracción origina grietas en el suelo durante los períodos secos, haciendo que la infiltración de agua de lluvia sea mucho más rápida en las primeras etapas de una lluvia que sigue a un período seco. En las rocas sedimentarias ricas en arcilla, la expansión es la responsable de un tipo de rotura espontánea conocida con el nombre de *disyunción*, en la que la roca se desmorona en pequeños fragmentos astillosos o varillas cuando es expuesta al aire.

La mayoría de los sólidos cristalinos, tales como los minerales de las rocas, tienden a expansionarse con el calor y a contraerse con el frío. Cuando las superficies de la roca se exponen diariamente al intenso calor del sol y al frío de la noche, las expansiones y contracciones resultantes actúan a modo de poderosas fuerzas sobre la roca. Si transcurre suficiente tiempo (decenas de miles de tales alternancias diarias), se desarrollarán fracturas hasta en las

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

rocas más duras. Éstas pueden adoptar formas de hojas de exfoliación o pueden simplemente disgregarse en sus granos componentes. Hasta ahora no se ha evaluado plenamente la importancia que tienen el calor y el frío en la desintegración de las rocas, pero sin duda es una forma de meteorización física sumamente importante. Los incendios de bosques y matorrales, que someten a la superficie de la roca a un intenso calor durante unos pocos minutos, se sabe que pueden provocar una fuerte división en hojas, pero esta ruptura puede ser debida en parte a la formación de vapor procedente del agua que previamente había absorbido la roca.

Un curioso pero muy extendido proceso relacionado con la meteorización física es la *descompresión*, o sea, la disminución de la presión de confinamiento a medida que la roca alcanza niveles más cercanos a la superficie terrestre debido a la erosión de las rocas suprayacentes. Los geólogos creen que las rocas formadas a gran profundidad (particularmente rocas ígneas y metamórficas) están sometidas a un débil estado de contracción debido a la tremenda presión sufrida durante los procesos orogénicos verticales. Al alcanzar la superficie, la roca se expansiona ligeramente y, debido a esto, grandes hojas se separan de la roca madre subyacente. Las nuevas superficies de fractura son una especie de diaclasas denominadas *estructuras de lajamiento (Sheeting structures)* y donde mejor se observan es en las rocas masivas tales como el granito y el mármol, ya que en una roca finamente diaclasada la expansión sería absorbida entre los bloques. Este tipo de estructuras foliares producidas por descompresión son generalmente paralelas a la superficie topográfica y, por lo tanto, tienden a buzar hacia el valle. En las costas graníticas tienden a buzar mar adentro a lo largo de toda la playa. Las estructuras de lajamiento se observan bien en las canteras, donde facilitan en gran manera la extracción de la roca (fig. 24.7).

En los lugares donde las estructuras de lajamiento se han formado sobre la parte superior de una sola gran masa de roca masiva se origina un *domo de exfoliación* (figs. 24.8 y 24.9). Estas formas del paisaje se hallan entre las mayores debidas primeramente a la meteorización. En la región del valle de Yosemite, California, donde los domos están espaciados de modo espectacular, las hojas de roca pueden llegar a tener espesores de 6 a 15 m.

Otros grandes domos de caras lisas que carecen de hojas o escamas no son verdaderos domos de exfoliación, sino que están formados por desintegración granular de una única masa de roca ígnea intrusiva dura y de grano grueso que carece de diaclasas. Ejemplos de este tipo son el Pan de Azúcar de Río de Janeiro y la Stone Mountain de Georgia (fig. 27.4), que se eleva espectacularmente sobre las áreas circundantes constituidas de materiales más blandos.

Figura 24.7. El lajamiento del granito, una forma de exfoliación a gran escala, facilita su extracción de la cantera. (Fotografía la Smith Quarry Division of Rock of Ages Corporation, Barre, Vermont.)

Finalmente, en esta lista de procesos de meteorización física, merece ser considerado el efecto de cuña que realizan las raíces de las plantas como posible mecanismo de separación de bloques. Todos nosotros hemos visto alguna que otra vez un árbol cuya parte inferior del tronco y raíces están fuertemente acuñadas entre dos grandes bloques de roca masiva. Creer que ha sido el árbol el que actualmente ha separado los bloques es dudoso en el mejor de los casos, es cierto que el crecimiento de delgadas raíces entre las diaclasas ha sido de gran importancia en el proceso de disgregación de la roca en pequeñas escamas y granos, particularmente si ésta ya ha sido afectada por el desmoronamiento o fracturada por la acción del hielo.

Procesos de meteorización química y formas que originan

La meteorización química denota cambios en las propiedades químicas de los minerales primitivos que integran la roca, transformándolos en nuevos minerales que sean más estables en las temperaturas y presiones relativamente bajas existentes en la superficie terrestre. Un gru-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

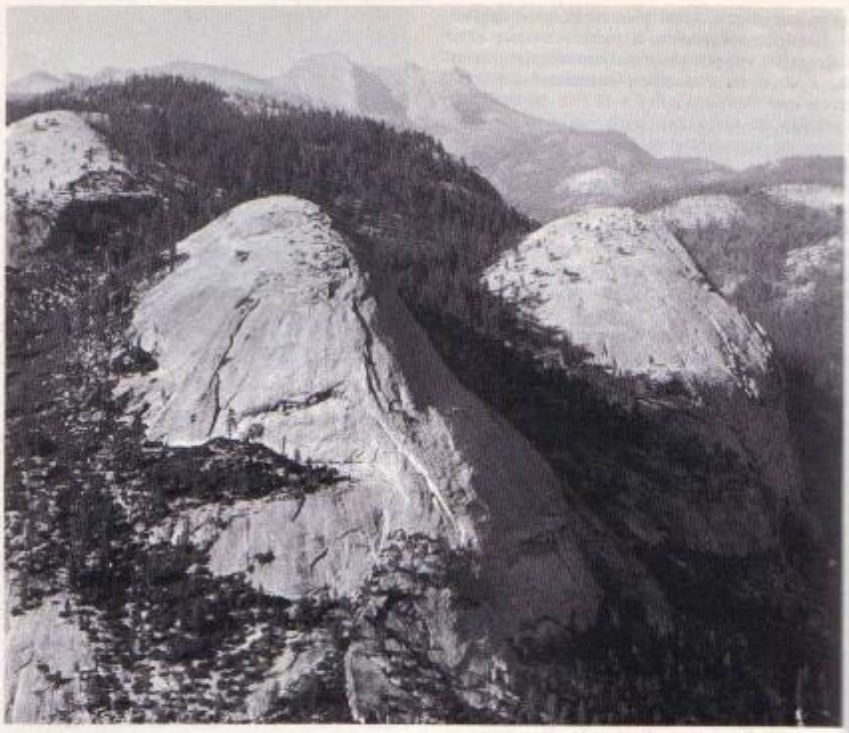


Figura 24.8. El domo Norte y el domo Basket en el Parque Nacional de Yosemite, California, son domos de exfoliación desarrollados a partir de enormes masas de roca ígnea sólida. (Fotografía de Douglas Johnson.)

po de tales cambios implica la adición de oxígeno y agua, ambos muy abundantes en el suelo y en el substrato rocoso. Un segundo grupo de cambios es la reacción de los ácidos naturales existentes en las soluciones del suelo con los minerales que forman las rocas, originándose sales que son rápidamente transportadas por el agua de saturación. El tercero lo forman cierto tipo de sales denominadas *evaporitas* (véase cap. 22), que se hallan en forma de depósitos sedimentarios y son fácilmente disueltas y transportadas por las corrientes de agua de saturación sin que varíe su composición química. Los dos primeros grupos de procesos químicos serán tratados con un poco más de detalle.

El agua mantiene una permanente unión química con muchos de los minerales más comunes que integran las rocas, mediante un proceso denominado *hidrólisis*. Las rocas ígneas son especialmente susceptibles a este fenómeno. El feldespato potásico se transforma comúnmente en un mineral de arcilla llamado caolín. Cuando sucede esto en el granito, en el que el feldespato potásico es un importante constituyente, experimenta disgregación granular. El caolín no es sólo un mineral blando, sino que tiende a hincharse y, por lo tanto, a apartar a los otros granos. Del mismo modo, la hornblenda y la biotita se descomponen y se ablandan, provocando la desintegración de rocas básicas como el gabro o el basalto. La hidrólisis de las plagioclasas y de los minerales ferromagnesianos produce los minerales comunes de las arcillas *illita* y *montmorillonita* (fig. 22.12). El hierro así liberado se une al oxígeno y al agua para formar *limonita*, mineral blando y amarillento que para muchos es el responsable de la

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

coloración rojiza de las superficies de las rocas.

La hidrólisis del granito, junto con la desintegración granular y la rotura en delgadas escamas, originan formas esferoidales y pinaculares muy interesantes mediante el redondeado de los bloques diaclasados (figs. 24.10 a 24.13). Estas formas son particularmente notables en las regiones áridas debido a la ausencia de suelo y de cobertera vegetal. En la mayoría de los desiertos existe una humedad suficiente para que actúe la hidrólisis, dado un período de tiempo suficiente. La hidrólisis de las rocas ígneas básicas de grano fino, tales como el basalto, origina comúnmente una rotura en pequeñas escamas, de un tipo denominado *meteorización esferoidal* (fig. 24.14).

En los climas húmedos y calurosos la hidrólisis actúa en los materiales del subsuelo que son susceptibles a ella y puede provocar la disgregación de las rocas ígneas y metamórficas hasta profundidades de 30 y 90 m. Los geólogos que estudiaron por primera vez estas rocas profundas alteradas en la región del sur de los Apalaches las denominaron *saprolitas*. Para el ingeniero, la existencia de una meteorización en profundidad es de la mayor importancia en la construcción de carreteras, presas u otras grandes estructuras. A pesar de que la blandura de la saprolita es una propiedad ventajosa, para ser removida con grandes excavadoras y con escaso uso de barrenos, existe el serio peligro de la debilidad del material para soportar cargas pesadas y de sus indeseables propiedades plásticas debido a su alto contenido de minerales de arcilla.

De entre las reacciones ácidas que afectan a los minerales que integran las rocas, quizás la

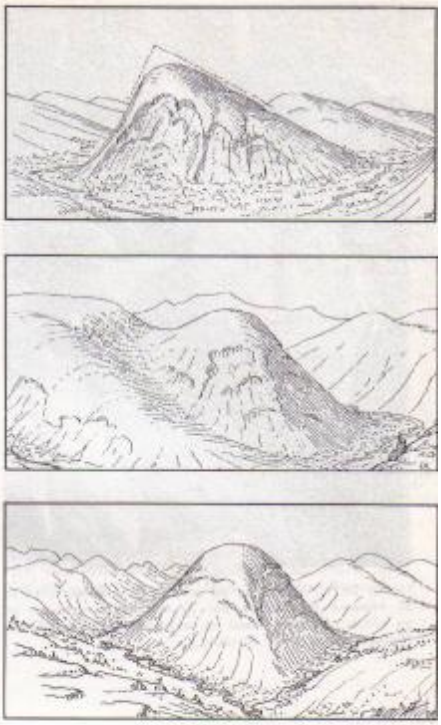


Figura 24.9. Los domos de exfoliación adquieren gran variedad de formas. (Dibujo de E. Raisz.)

Figura 24.10. La meteorización convierte los bloques rectangulares en formas redondeadas. (Dibujo de E. Raisz.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 24.11. Las bolas de granito se originan a partir de bloques diaclasados por desintegración granular en un clima semiárido como en este de Prescott, Arizona. (Fotografía de A. N. Strahler.)

Figura 24.12. Estas formas graníticas redondeadas del desierto cercano a los Montes Rand, California, resultan de la desintegración granular. (Según W. M. Davis.)

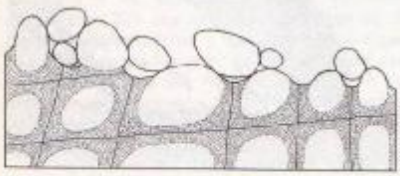


Figura 24.13. Etapas del desarrollo de las bolas de granito a partir de bloques diaclasados. (Según W. M. Davis.)

más importante sea la causada por el *ácido carbónico*, ácido débil que se forma cuando el dióxido de carbono de la atmósfera se disuelve en el agua de infiltración. Particularmente susceptible a este ácido es la caliza, roca formada por el mineral calcita (carbono cálcico). La acción del ácido carbónico sobre la caliza produce una sal (bicarbonato cálcico) que es fácilmente transportada por las corrientes de agua subterránea y superficial. Como la caliza es una roca muy común, este proceso es de la mayor importancia en el desarrollo de las formas del paisaje. Las superficies de las calizas están comúnmente muy ahuecadas y acanaladas (figura 24.15). Más importante todavía es la remoción de grandes cantidades de roca del subsuelo, lo que origina sistemas de cavernas a través de las cuales desaparece el agua superficial. Las formas de relieve asociadas al desarrollo de la caverna se tratará en el capítulo 32.

Los que han estudiado la proporción a la que actúa el ácido carbónico estiman que en un clima húmedo, como el del este de los Estados Unidos, la superficie de una región caliza puede ser rebajada a razón de 30 cm cada 10 000 años mediante sólo este proceso. Debido a la susceptibilidad de reacción con el ácido carbónico, las calizas existentes en climas húmedos han sido erosionadas originando valles, en contraste con las mesetas o crestas formadas por otros tipos de rocas. En los climas áridos, sin embargo, la caliza resiste la meteorización tan efectivamente que origina elevadas crestas y mesas.

En cualquier suelo rico en materia vegetal en descomposición se originan soluciones formadas por una gran variedad de ácidos orgánicos, que reaccionan con las superficies minerales y originan en ellas meteorización química. Las sales que resultan como productos de tales reacciones son transportadas a través del suelo y depositadas en la zona de saturación y finalmente llegan a los ríos.

Los procesos de meteorización antes descritos, físicos y químicos, actúan en todas partes pero originan pocas formas grandes características o actividades espectaculares que puedan llamar la atención a la persona media. Sin embargo, estos procesos son de una enorme importancia en el desarrollo de vertientes, ya que preparan al substrato rocoso para la formación del suelo para ser erosionado por los agentes del modelo terrestre. Sin los procesos de meteorización no habría podido desarrollarse la vegetación tal como la observamos actualmente, ni las grandes masas continentales habrían podido ser erosionadas tan fácilmente por los agentes de la denudación.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Movimientos de derrubios

En todas partes de la superficie terrestre la gravedad empuja continuamente a los materiales hacia niveles inferiores. El substrato rocoso es generalmente tan fuerte y está tan bien sostenido que permanece inmóvil en su sitio, pero si una vertiente se hiciera demasiado escarpada por la remoción de las rocas de la base, las masas del substrato rocoso se fracturarían y caerían o se deslizarían hasta encontrar una nueva posición de reposo. En los casos en que están implicadas enormes masas de substrato rocoso, el resultado puede ser catastrófico en lo que se refiere a las vidas humanas y a propiedades en pueblos y aldeas situadas en la trayectoria del desprendimiento. El suelo y el manto detrítico, al constar de material poco unido, son mucho más susceptibles a los movimientos gravitatorios. Existen numerosas pruebas de que en la mayoría de las vertientes se están produciendo, a cada momento, al menos pequeños movimientos descendentes. Muchos de ellos son imperceptibles, pero en otras ocasiones el suelo o el manto se desprenden y deslizan rápidamente.

Considerándolos en conjunto, los distintos tipos de movimiento descendente en las vertientes que tienen lugar bajo la acción de la gravedad y a los que colectivamente designamos movimientos de derrubio constituyen un importante proceso en la destrucción de vertientes y en la denudación de terrenos. A continuación vamos a describir las formas más comunes de movimientos por gravedad y sus formas resultantes.

Figura 24.14. La meteorización esferoidal, aquí representada, ha producido numerosas capas concentradas en esta roca ígnea basáltica. Lucchetti Dam, Puerto Rico. (Fotografía de C. A. Kaye, U. S. Geological Survey.)

Reptación del suelo

En casi cualquier vertiente de moderado desnivel que se halle recubierta de suelo se puede encontrar alguna prueba de un movimiento descendente extremadamente lento del suelo y del manto detrítico. Este proceso se denomina *reptación*. La figura 24.16 muestra alguno de los hechos que demuestran este fenómeno. Bloques diaclasados de tipos distintivos de roca son hallados trasladados vertiente abajo lejos del afloramiento. En algunas rocas estratificadas como esquistos y pizarras, los bordes de los estratos parecen inclinarse hacia abajo. Esto no es una verdadera torsión plástica, sino el resultado de ligeros movimientos a favor de muchas y pequeñas diaclasas (fig. 24.17). Las vallas y los postes telefónicos se inclinan hacia la vertiente e incluso se desalinean considerablemente. Los muros de contención de las trin-

Figura 24.15. Acanaladuras de disolución en caliza, oeste de Las Vegas, Nevada. La escala viene indicada por una navaja (en el centro). (Fotografía de John S. Shelton.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

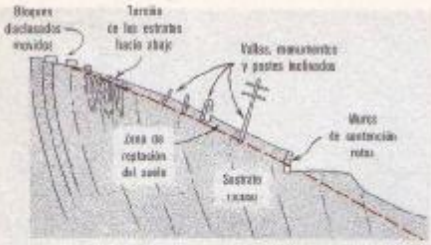


Figura 24.16. La lenta reptación descendente del suelo y del manto meteorizado se pone en evidencia de varios modos. (Según C. F. S. Sharpe.)

Figura 24.17. La lenta raptación del suelo ha causado esta torsión hacia abajo de capas de arenisca de fuerte buzamiento. (Fotografía publicada por cortesía del Ward's Natural Science Establishment.)

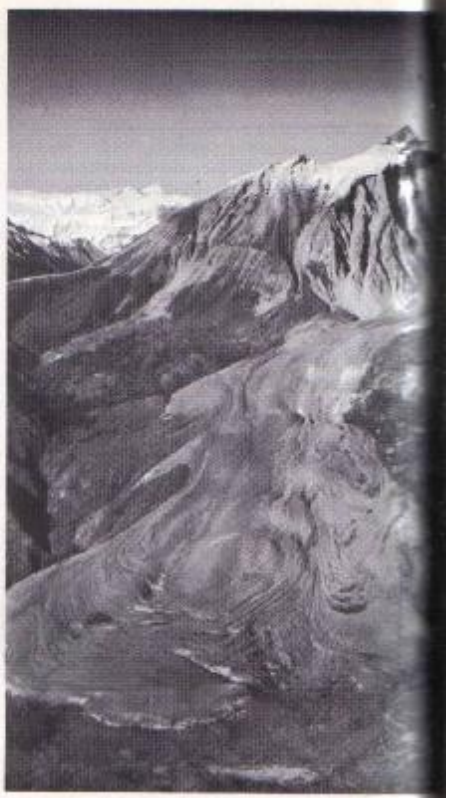


Figura 24.18. Con su superficie arrugada que indica un flujo interno, este glaciar rocoso desciende una empinada ladera en la región del río Copper, Alaska. (Fotografía de Bradford Washburn.)

cheras de las carreteras también se inclinan y se rompen bajo la presión que ejerce el suelo al bajar.

¿Cuáles son las causas de la reptación del suelo? El caldeamiento y el enfriamiento del suelo, el desarrollo de agujas de hielo, su desecación y humedecimiento alternados, las pisadas y excavaciones de animales y las ondas producidas por los terremotos son factores que producen algunas alteraciones en el equilibrio del suelo y del manto. Como la gravedad ejerce un empuje descendente sobre todos los efectos que estos fenómenos puedan originar, las partículas van descendiendo progresivamente por la vertiente.

La reptación afecta a las masas rocosas envueltas en el suelo o a las que yacen sobre el substrato rocoso desnudo. Grandes cantos, que gradualmente han ido descendiendo en gran número a lo largo de la ladera de una montaña, pueden acumularse en su base y originar un manto de derrubios, con cantos que llegan a tener el tamaño de una casa. La reptación también afecta a los pedazos de roca que se hallan en las vertientes y este movimiento hace que el ángulo de la superficie del talud se vaya haciendo gradualmente más plano. En algunas montañas alpinas y árticas, muy por encima de la zona de bosque, placas de roca cuarteada por el hielo reptan lentamente valle abajo y dan origen a curiosas formaciones en forma de lengua que en muchas ocasiones se parecen a un glaciar. Estas formas se denominan *glaciares rocosos* (fig. 24.18). Entre los mejores ejemplos

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

...rugada que indica un
...ciende una empinada
..., Alaska. (Fotografía

...de una montaña,
...se y originar un
...tos que llegan a
La reptación tam-
...roca que se halla
...miento hace que
talud se vaya ha-
...lmo. En algunas
...ay por encima de
...roca cuarteada por
...le abajo y dan ori-
...en forma de len-
...s se parecen a un
...nominan *glaciares*
...mejores ejemplos

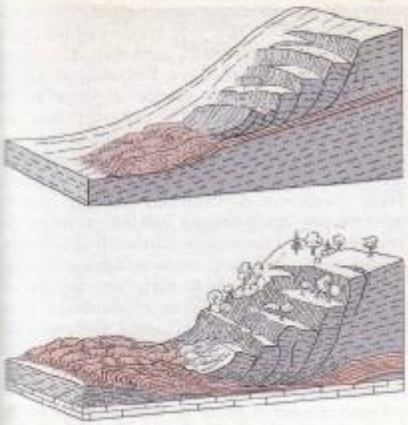


Figura 24.19. Dos variedades de desprendimientos de tierras. (Según E. Raisz.)

destacan los de las montañas de Alaska, donde los glaciares de este tipo pueden alcanzar 3 km de longitud y 400 m de anchura.

Desprendimientos de tierras

En las regiones de clima húmedo, si las pendientes son abruptas, pueden deslizarse por ellas en pocas horas grandes masas de suelo, manto o lecho rocoso, empapados en agua, en forma de *desprendimientos de tierras*. Las figuras 24.19 y 24.20 son esquemas de desprendi-

Figura 24.20. Desprendimientos de tierras en una región montañosa. (Según W. M. Davis.)

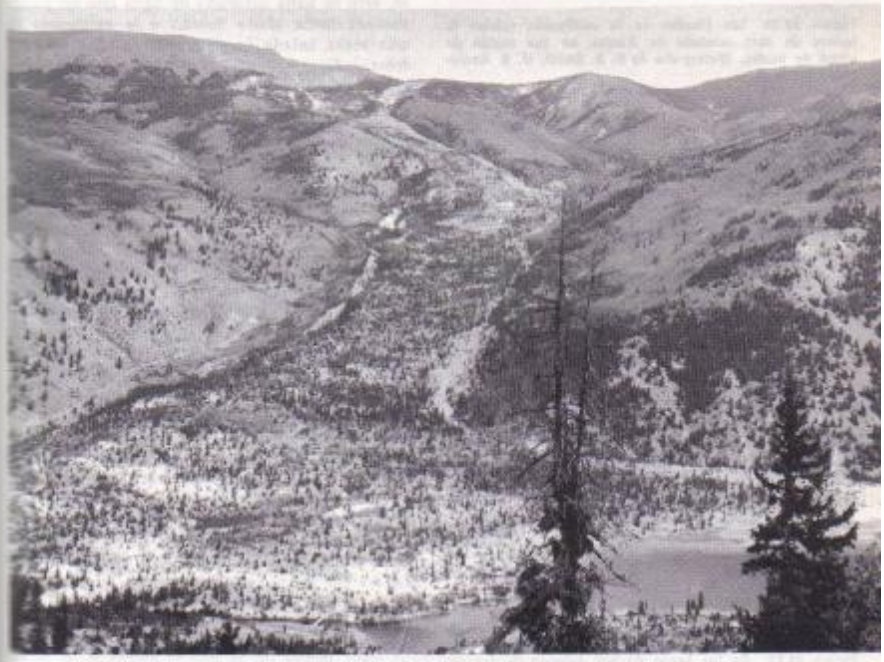


Figura 24.21. Este gran desprendimiento de tierras en Slumgullion Gulch, en los Montes de San Juan, Colorado, obstruyó un río y originó el lago de San Cristóbal. (Fotografía de C. W. Cross, U. S. Geological Survey.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 24.22. Los lóbulos de la solifluxión cubren la ladera de esta montaña de Alaska, en una región de clima de tundra. (Fotografía de P. S. Smith, U. S. Geological Survey.)

mientos en los que se observa cómo el material se desploma desde la parte superior, originando terrazas de forma de escalones limitadas por escarpas arqueadas, y cómo se comba al descender hasta formar arrugas convexas respecto a la vertiente en la parte más inferior.

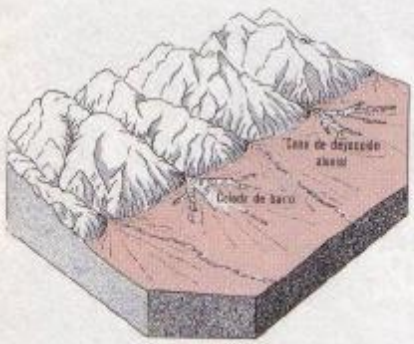


Figura 24.23. De las bocas de los cañones de las regiones áridas parten delgadas coladas de barro, semejantes a corrientes de agua, que se desparraman sobre los conos de deyección aluviales.

Los desprendimientos superficiales, que afectan solamente al suelo y al manto residual, son comunes en las vertientes cubiertas de césped que han sido saturadas por fuertes lluvias. Un desprendimiento puede afectar a unos pocos metros cuadrados o cubrir una superficie de decenas de áreas. Si el substrato rocoso es rico en arcilla (esquistos o rocas ígneas meteorizadas en profundidad), el desprendimiento afecta a veces a millones de toneladas de roca, que se mueven por deslizamiento plástico a modo de grandes masas de espeso barro. El desprendimiento de Slumgullion, representado en la figura 24.21, se originó en la parte alta de una ladera por la meteorización en profundidad de la roca volcánica. Una vez comenzó el desprendimiento, la masa tomó la forma de una lengua y no se detuvo hasta después de haber recorrido 10 km valle abajo.

Una variedad especial de desprendimiento de tierras característico de las regiones árticas es la *solifluxión*. Al final de la primavera y al comienzo del verano, cuando el deshielo ya ha penetrado unas decenas de centímetros en el suelo, éste se halla saturado de agua que no puede escapar hacia abajo debido a la existencia de una masa helada impermeable inferior (permafrost). Deslizándose casi imperceptiblemente, este suelo saturado forma terrazas y lóbulos que dan una apariencia escalonada a la vertiente de la montaña (fig. 24.22; véase también fig. 17.4).

Coladas de barro

Una de las formas más espectaculares de movimientos de tierras son las *coladas de barro*, corrientes de barro fluido que se deslizan por los cañones de las regiones montañosas (figura 24.23). En los desiertos, donde la vegetación no protege el suelo de las montañas, las violentas tormentas locales originan agua mucho más rápidamente de lo que puede ser absorbida por el suelo. Al descender ésta por las vertientes, se forma un barro fluido que se desliza hasta el fondo o suelo del cañón. Siguiendo el curso de las corrientes, el barro continúa deslizándose hasta que se vuelve tan espeso que queda detenido. De este modo son transportados grandes cantos flotando en el barro. Las carreteras, puentes y casas que se hallan en el fondo del cañón son sumergidos y destruidos. Si la colada de barro emerge del cañón y se desparrama por el plano basal de la montaña, puede causar daños en las propiedades y pérdidas de vidas humanas, ya que en las regiones desérticas las citadas planicies poseen agua abundante y están muy habitadas.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 24.24. Pequeña colada de barro resultante del deshielo estival en un clima de tundra, De Salis Bay, Isla de Banks (71 1/2° de lat. N, 122° de long. W). El canal interior tiene una anchura de unos 60 cm. (Fotografía de A. L. Washburn, Arctic Institute of North America.)

Figura 24.25. Los deslizamientos de tierras pueden ser: A) deslizamiento según un plano casi superficial o B) slump con rotación en un plano curvo.

Las coladas de barro también se pueden originar en las laderas de los volcanes en erupción. La ceniza y el polvo volcánico recién caídos, si llueve después torrencialmente, se convierten en barro, que se desliza por las laderas del volcan. Herculano, ciudad situada al pie del Vesubio, fue destruida por una colada de barro durante la erupción del año 79 d. C., mientras la vecina ciudad de Pompeya era abrasada por una nube de ceniza volcánica.

Aún tienen lugar otras coladas de barro, ge-

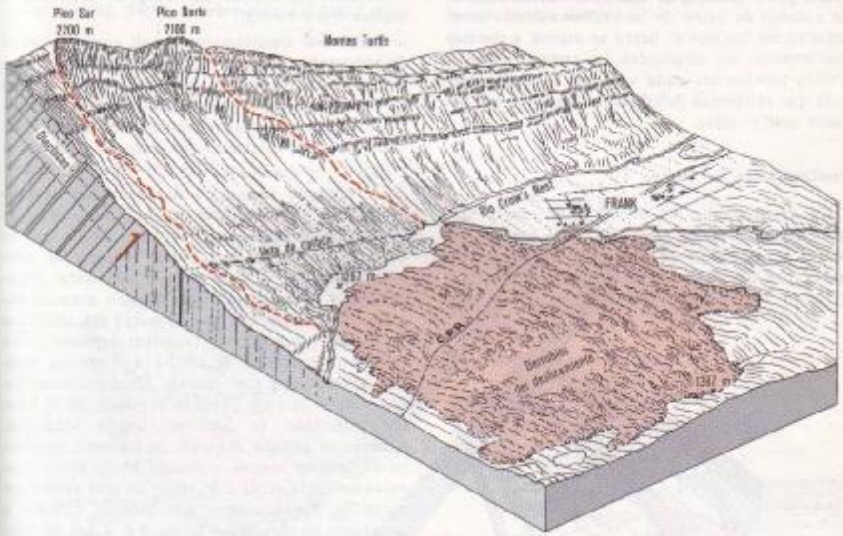


Figura 24.26. Un ejemplo clásico de un gran y desastroso deslizamiento de tierras es el de los Montes Turtle, sucedido en Frank, Alberta, en 1903. Una enorme masa de caliza se deslizó de la porción de cara de los Montes Turtle comprendida entre el pico Norte y el pico Sur, descendió por el valle y subió por la baja pendiente opuesta del valle hasta que quedó detenida en forma de una gran capa de derrubios rocosos. (Canadian Geological Survey, Dept. of Mines.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 24.27. Derrubios de un deslizamiento en el Parque Nacional de Yellowstone, Wyoming, consistentes en masas rocosas de todos los tamaños situadas en completo desorden. (Fotografía de Douglas Johnson.)

neralmente de pequeño tamaño, en las altas montañas y en las regiones de tundra ártica durante los períodos de deshielo en los que se produce un exceso de agua por fusión de la nieve y del hielo (fig. 24.24). A diferencia de las coladas de barro de las regiones áridas montañosas, en las que el barro se espesa a medida que avanza, las originadas en zonas alpinas y árticas pueden ser cada vez más fluidas a medida que progresan debido a la mejor mezcla del suelo con el agua.

Deslizamiento de tierras

Un *deslizamiento de tierras* es un rápido movimiento de grandes masas de rocas con un pequeño o nulo flujo de materiales en las primeras etapas del deslizamiento, detalle que caracteriza a los movimientos anteriores. Las dos

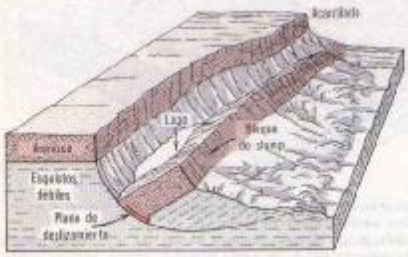


Figura 24.28. Bloques de slump girados hacia atrás a medida que deslizaban desde el acantilado.

formas básicas de deslizamiento son: *a) deslizamiento de rocas (rockslide)* en el cual la masa de substrato rocoso resbala sobre un plano inclinado relativamente como puede ser una falla o un estrato tectonizado, y *b) slump*, en el que existe una rotación hacia atrás según un plano de deslizamiento cóncavo hacia arriba (fig. 24.25). Donde hay montañas con vertientes abruptas hay la posibilidad de que se produzcan grandes y desastrosos deslizamientos de rocas. En Suiza, Noruega o en las Montañas Rocosas del Canadá, por ejemplo, los pueblos construidos sobre el fondo de valles de laderas empinadas son a veces destruidos y sus habitantes perecen por el deslizamiento de millones de metros cúbicos de rocas que se desprenden sin señal previa (figs. 24.26 y 24.27). Cierto tipo de excavaciones artificiales, realizadas para la construcción de embalses, vías férreas o carreteras, pueden debilitar las masas rocosas causando molestos deslizamientos. Aparte de las grandes catástrofes ocasionales, los deslizamientos de rocas no tienen grandes consecuencias geográficas debido a lo esporádico de sus sucesos en regiones montañosas escasamente habitadas. No obstante, los pequeños deslizamientos pueden bloquear o destruir repetidamente alguna carretera de montaña o alguna línea férrea.

Como los deslizamientos son característicos de topografías muy abruptas modeladas por glaciares, torrentes y olas, y de regiones con unas características geológicas determinadas, en capítulos posteriores explicaremos las razones básicas para la existencia de laderas escarpadas propicias para que en ellas haya deslizamientos.

La segunda forma de deslizamiento origina *bloques de slump (slump blocks)*, que son grandes masas de substrato rocoso o tierra que se deslizan desde un acantilado girando al mismo tiempo respecto a un eje horizontal (figura 24.28). Dondequiera que existen grandes estratos sedimentarios, generalmente de areniscas o calizas, o coladas de lava que reposen sobre débiles formaciones de arcilla o esquistos, tienden a originarse por erosión abruptos acantilados. Como la roca débil se erosiona en la base del acantilado, la cobertera queda socavada. Cuando se alcanza el punto de fractura, se rompe el enorme bloque y desliza hacia abajo basculando hacia atrás a lo largo de una superficie curva de deslizamiento. Los bloques debidos a un slump pueden tener hasta 2 ó 3 km de longitud y 150 m de espesor. Un bloque aislado aparece como una cresta situada en la base del acantilado y paralelamente al mismo. Entre el bloque caído y el acantilado puede originarse una depresión cerrada o la cuenca de un lago.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Los slumps se originan normalmente a pequeña escala donde quedan cortados el suelo o los materiales del manto, y por ello se pueden ver a lo largo de las márgenes en que el río excava o de los acantilados marinos.

Caída de rocas y formación de taludes

El más rápido de todos los procesos de movimientos de masas es el de caída libre o el de rodadura de masas individuales de roca desde un acantilado. Los citados fragmentos pueden ser tan pequeños como granos de arena o tan grandes como una manzana de casas dependiendo del tamaño del acantilado y del modo en que se han roto las rocas. Los grandes bloques se disgregan al caer, esparciendo por la vertiente cascajo y dejando una evidente cicatriz en la superficie del acantilado (figura 24.29).

En los lugares donde la caída de las rocas es continua durante largos períodos de tiempo, produciendo una lluvia de innumerables pequeños fragmentos en la base, éstos se acumulan de una manera característica formando el *cono de derrubios*, que ya se había citado al tratar de la rápida desintegración de las caras del acantilado por el hielo en las latitudes elevadas o árticas (fig. 24.4). La *vertiente del talud* tiene

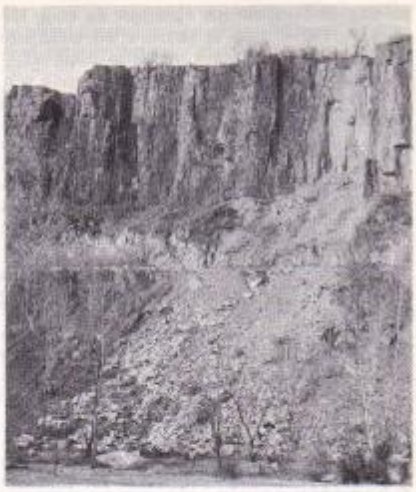


Figura 24.29. Este desprendimiento de rocas tuvo lugar en noviembre de 1935 en los riscos del río Hudson, al norte del puente de George Washington. Cerca de 1100 t de fragmentos rocosos resultaron de la caída de un gran bloque columnar diaclasado de diabasa. (Fotografía de Bergen Evening Record.)

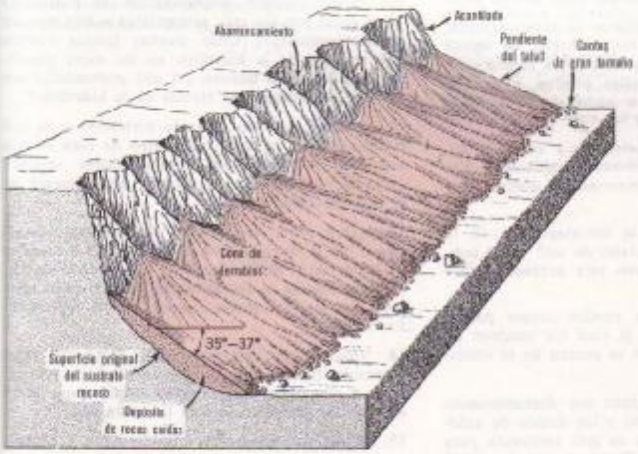


Figura 24.30. Esquema ideal de una serie de conos de derrubios formados en la base de un acantilado y de una altura comprendida entre los 60 y 150 m.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

un ángulo notablemente constante de unos 35° (fig. 24.30). Mientras la vertiente del talud esté recientemente formada y contenga poco material fino mezclado con el grueso, el ángulo permanece sorprendentemente constante, variando únicamente en uno o dos grados, sea cual fuere el tipo de roca o la forma de los bloques. La mayoría de los acantilados están atravesados por estrechos barrancos que encauzan los fragmentos en pequeñas sendas, originando taludes a modo de conos dispuestos uno al lado del otro a lo largo del acantilado (fig. 24.30). Donde existe una gran gama de partículas de diferentes tamaños, los pedazos mayores, debido a su mayor momento y a su facilidad para rodar, se desplazan hasta la base del cono, mientras que los fragmentos pequeños quedan depositados en el vértice. Esto tiende a seleccionar los materiales por su tamaño, siendo progresivamente más finos hacia el vértice. La mayor parte de los taludes recientes son inestables, de modo que la perturbación creada por el caminar por la vertiente o por la caída de grandes fragmentos de roca desde la parte superior del acantilado, provocarán fácilmente un deslizamiento sobre las capas superficiales de partículas. El ángulo límite superior en el que permanecen estables los fragmentos bastos, duros y bien clasificados se denomina *ángulo de reposo*. Otros ejemplos de este ángulo crítico de la vertiente se tienen en las laderas de sotavento (caras de deslizamiento) de las dunas y en las vertientes de los conos volcánicos de pequeño tamaño.

Cuestionario de repaso

1. ¿Cuál es el significado del término "vertiente"? ¿De qué modo contribuyen las vertientes al funcionamiento del ciclo hidrológico?

2. Definir y distinguir entre meteorización y movimientos de tierras. ¿En qué dos grandes grupos puede dividirse el proceso de meteorización?

3. Describir cuatro formas geométricas comunes de rotura de rocas. Nombrar dos o tres tipos de rocas comunes en que pueda dar cada una de ellas.

4. Enunciar los procesos físicos de meteorización. De ellos, ¿cuál requiere la presencia de agua? ¿Cuál no? ¿Cuáles son debidos a los cambios de temperatura de aire? ¿Cuáles pueden actuar en profundidad en el suelo o en el lecho rocoso? ¿Cuáles no pueden actuar?

5. ¿Qué son manto de derrubios y cono de derrubios? ¿Bajo qué condiciones climáticas se forman? ¿Qué procesos de meteorización dominan en tales lugares?

6. ¿Cómo puede causar la desintegración de la roca el crecimiento de cristales de sal? ¿Qué condiciones climáticas favorecen este proceso? ¿Qué formas se originan?

7. ¿Bajo qué condiciones pueden causar por sí solos la desintegración de la roca los cambios de temperatura? ¿Qué pruebas se poseen de la efectividad de este proceso?

8. Explicar cómo se originan por descompresión las estructuras de lajamiento y los domos de exfoliación. ¿Qué tipo de roca es más apropiada para exhibir tales estructuras? Nombrar una localidad famosa por el desarrollo de sus domos de exfoliación.

9. Comentar la efectividad de las fuerzas que originan las plantas al crecer respecto a la desintegración de la roca.

10. ¿Qué tres tipos de cambios se verifican bajo la denominación general de procesos de meteorización química?

11. ¿Cuál es la naturaleza de los cambios en los minerales cuando tiene lugar la hidrólisis? ¿De qué modo produce meteorización la hidrólisis? ¿Qué rocas son las más susceptibles a este tipo de desmoronamiento? ¿Citar algunas formas visibles que resultan de la hidrólisis en las rocas graníticas y en las rocas básicas. ¿A qué profundidad son todavía perceptibles los efectos de la hidrólisis?

12. ¿Cómo se forma el ácido carbónico y de qué modo actúa en la roca? ¿Qué tipo de roca es más susceptible? ¿Qué formas superficiales origina? ¿Qué otros ácidos se encuentran normalmente en el agua de infiltración?

13. ¿Qué papel desempeñan los movimientos de tierras en la denudación? Enumerar las evidencias de la reptación del suelo. ¿Qué tipo general de mecanismo origina la reptación del suelo? ¿Son afectadas las grandes masas rocosas por la reptación? Explicarlo.

14. Describir un desprendimiento de tierras. ¿Qué extensión tienen? ¿Bajo qué condiciones estacionales y climáticas pueden tener lugar? Describir y explicar las características de la solifluxión.

15. ¿Bajo qué condiciones topográficas y climáticas se originan las coladas de barro? Establecer las similitudes y diferencias existentes entre una colada de barro y una corriente de agua.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

16. ¿A qué tipos de movimientos y a qué clase de materiales se restringen los deslizamientos de tierras? Distinguir entre los dos tipos de deslizamientos de tierras: el deslizamiento de rocas y el slump. Describir las condiciones geográficas y geológicas favorables para que se originen ambos tipos.

17. ¿Qué es una caída de rocas? ¿Qué tamaños de masas rocosas pueden verse afectadas? ¿Cómo es el cono producido y qué ángulo suele tener la vertiente? ¿Cómo pueden ordenarse según un tamaño creciente desde el vértice a la base los materiales del cono? Explicarlo.

Ejercicios

EJERCICIO 1. *Domos de exfoliación.* (Procedencia: Parque Nacional de Yosemite, California, mapa topográfico del Servicio Geológico de los Estados Unidos; escala: 1:24 000.)

Explicación: El domo Norte y el domo Basket, dos grandes domos de exfoliación de roca granítica intrusiva masiva, se elevan sobre la pared noroeste del Cañón Tenaya, que es una derivación del valle de Yosemite. Estos domos están fotografiados en la fig. 24.8, desde el Sur. En la parte sureste del mapa se halla la base del cañón Tenaya, originada por modelado glaciar. Gran cantidad de roca de la pared noroeste del cañón Tenaya fue removida por el hielo de la glaciación Wisconsin, originando acantilados muy verticales e irregulares. El domo Norte y el domo Basket, situados sobre el nivel de este glaciar, escaparon de la acción del hielo.

La notable fidelidad de los contornos de este mapa se deben al gran geólogo topógrafo Francois E. Matthes, quien no sólo inspeccionó el área y la topografió, sino que publicó además un extenso volumen sobre la historia geológica del valle de Yosemite, reseñado en la referencia bibliográfica.

CUESTIONARIO

1. *a)* ¿Qué equidistancia de curvas de nivel se usan en el mapa? *b)* ¿Qué diferencia de altura existe entre la cumbre del domo Basket y la base del cañón Tenaya?

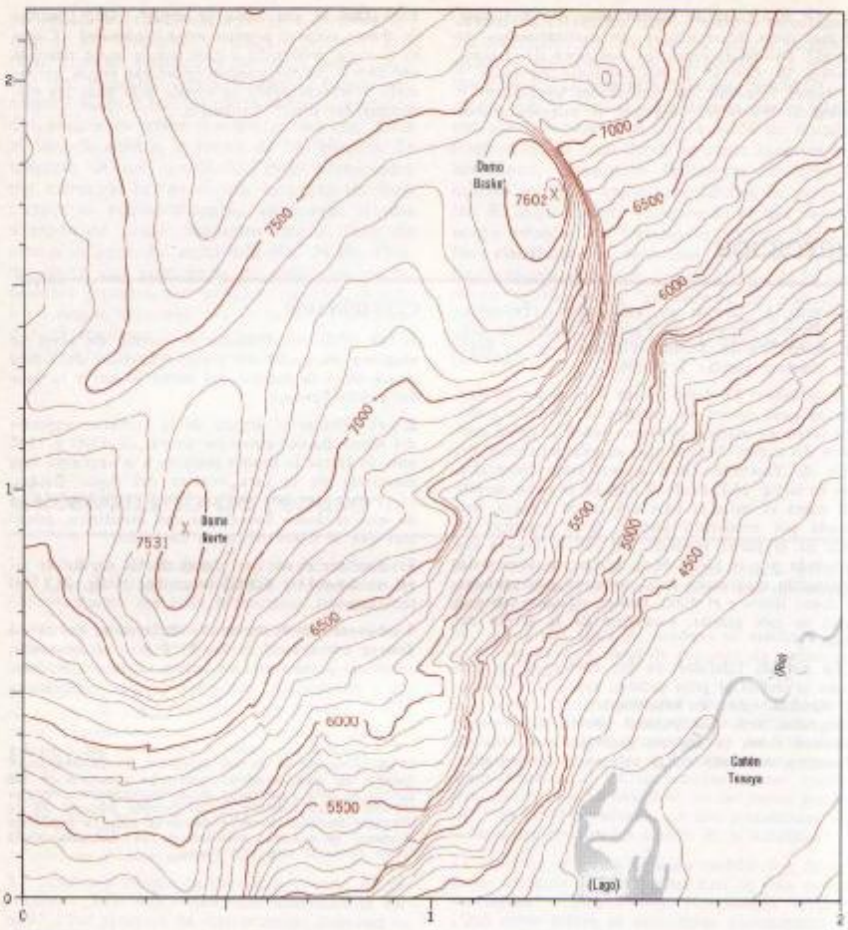
2. *a)* Calcular el ángulo de la vertiente suroeste del domo Basket entre las alturas de 1300 y 7500 pies. *b)* Hacer lo mismo respecto a la vertiente más escarpada de la cara noreste del domo Basket. *c)* ¿Puede dar una explicación geológica al hecho de que el domo Basket sea tan asimétrico, mientras que el domo Norte es simétrico?

3. Explicar el curioso zigzag de las curvas de nivel en 0,6-0,4[1] y 0,2-0,2 (examinar la fig. 24.8 detenidamente).

4. Nótese que la topografía de la pared del cañón Tenaya por debajo de los 6100 pies es escarpada, escabrosa y recortada en comparación con las suaves y redondeadas vertientes de mayor elevación. ¿Puede explicar este contraste?

[1] En todos los mapas usados desde los capítulos 24 al 34 se coloca en sus márgenes un sistema coordenado de 1000 en 1000 yardas. La situación de los puntos se dará respecto a estas coordenadas, como se explicó en el capítulo 3. El primer número da la distancia hacia la derecha desde la esquina izquierda inferior; el segundo número da la distancia hacia arriba desde la línea del fondo.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



Ejercicio 1

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

EJERCICIO **2.** *Deslizamientos de tierras.* (Procedencias: Mapa 57*A*, Frank, Alberta, Servicio Geológico del Canadá; escala: 1:9600.)

Explicación: El gran deslizamiento de tierras de monte Turtle, el 29 de abril de 1903, se muestra en este mapa que ha sido modificado respecto al que se construyó a escala exagerada durante la investigación del desastroso deslizamiento, que destruyó la ciudad de Frank, Alberta, ocasionando la muerte a 70 personas. La figura 24.26 es un bloque diagrama de esta área y ofrece un corte geológico de la misma. Entre el pico Norte y el pico Sur, en monte Turtle, se deslizó una gran masa de calizas que descendió casi 800 m hacia el río Crow's Nest. A medida que se disgregaba la masa en cascajo, se iba engendrando el movimiento de descenso; el impulso de 26 a 30 millones de metros cúbicos de material fue tan enorme que transportó objetos hasta a 125 m sobre el nivel del río en el lado este del valle.

En este mapa se indican los límites del deslizamiento con una línea de trazos. Las curvas de nivel se han reducido en el interior del área de derrubios del este del río para detallar la topografía. Las series de líneas de trazos de monte Turtle cerca de 0,3-0,7 representan grietas o fisuras abiertas en la caliza y producidas durante el deslizamiento. (Para mayor información sobre el deslizamiento véase un artículo de R. A. Daly reseñado en la referencia bibliográfica.)

CUESTIONARIO

1. *a*) ¿Qué dos tipos de curvas de nivel se usan en el mapa? *b*) ¿Cuál es la longitud del área deslizada, medida desde el pico Sur (0,3-0,3) a 3,6-1,5?

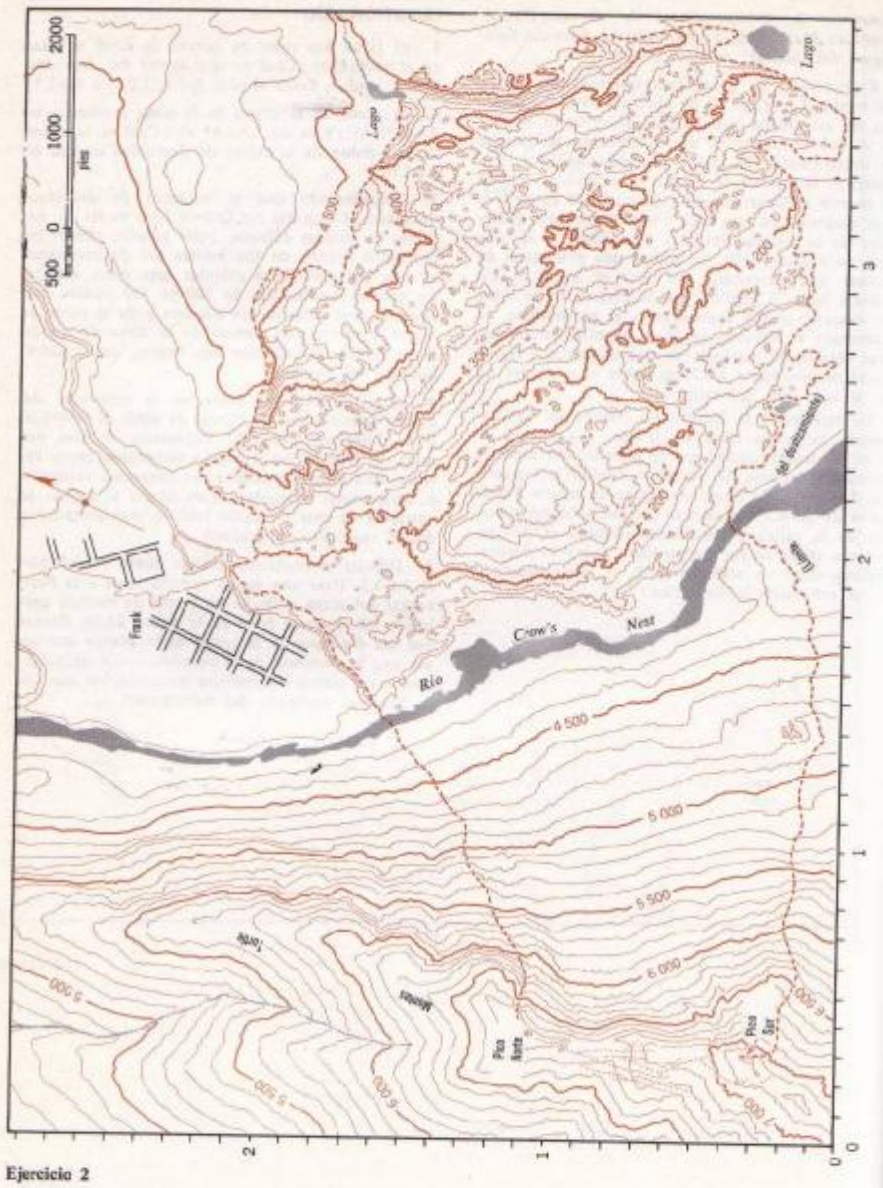
2. *a*) ¿Cuál es la altura de la zona localizada en 2,4-1,2? *b*) ¿Y la de 3,3-1,4? *c*) ¿Cuál es la altura de la cumbre de la colina de derrubios situada en 2,2-1,0?

3. Considerando que el volumen de derrubios deslizado al este del río Crow's Nest es de 21 millones de metros cúbicos, ¿qué espesor tienen los derrubios dentro de los límites del deslizamiento al este del río? Para calcular este dato, dibujar un sistema coordenado de 500 en 500 yardas, calcular el área total de los cuadros y de la parte de los mismos incluida dentro de la línea de trazos. Si se desea una solución más exacta, usar cuadrados de 100 yardas.

4. *a*) ¿Qué desnivel existe en la cara este del monte Turtle entre las curvas de 6000 en 0,68-1,50 y de 5000 en 0,96-1,50? Expresarlo en pies por milla. *b*) Dibujar un triángulo rectángulo cuyos catetos sean proporcionales a las distancias verticales y horizontales obtenidas en *a*). Medir el ángulo de vertiente de este triángulo con un transportador y dar el resultado en grados.

5. Dibujar el perfil topográfico desde 0,0-0,4 hasta 3,8-1,5. Usar una escala vertical igual a la horizontal del mapa. Dibujar en forma de sección geológica tal como se hace en la figura 24.26. Nótese que las diaclasas de la caliza están menos inclinadas que la vertiente de la montaña y son probablemente los planos de fractura mediante los que tuvo lugar el comienzo del movimiento.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



Ejercicio 2

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Capítulo 25
Las aguas de escorrentía y de saturación

En capítulos anteriores hemos seguido el ciclo hidrológico desde que el agua se hallaba en fase de vapor en las masas de aire, pasando por su precipitación y evapotranspiración, hasta la infiltración en forma de agua subterránea. El ciclo se completa ahora con las *aguas de escorrentía*, que comprenden todos los flujos de agua superficial, ya sean los que corren por las vertientes o los que poseen un cauce fijo. El agua de escorrentía puede derivar directamente de una excesiva precipitación que no ha podido infiltrarse en el suelo o puede originarse por la salida al exterior del agua de saturación a lo largo de las líneas de intersección del nivel freático con la superficie del terreno.

Intentando escapar a niveles progresivamente inferiores y finalmente al mar, el agua de escorrentía llega a ordenarse en *sistemas de desagüe*, que podemos describir como áreas más o menos piriformes limitadas por líneas divisorias, dentro de las cuales las vertientes y las redes ramificadas de cauces están ajustadas para disponer tan eficientemente como les es posible de las aguas de escorrentía y de su carga de partículas minerales, y de este modo erosionar progresivamente las superficies del terreno hasta lograr la meta del proceso de denudación, la formación de la penillanura poco elevada sobre el nivel del mar. La mayoría de los sistemas de desagüe poseen una salida restringida, generalmente la boca de una corriente principal, donde se reúnen con una gran masa de agua. Por tanto, un sistema de desagüe es un mecanismo de convergencia en el que se van adicionando las formas de escorrentía más débiles y difusas originándose cursos progresivamente más profundos y de actividad más intensa.

El estudio de los sistemas de desagüe nos pone en contacto con dos ramas de la ciencia, la hidrología y la geología. Gran parte del estudio del agua, particularmente en lo que atañe a las cantidades de agua implicadas en la escorrentía y a sus variaciones respecto a la precipitación, lo realizan los hidrólogos,

Rápidos del río Colorado, Gran Cañón. (Frederick S. Dellenbaugh, **A Canyon Voyage**, 1908.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

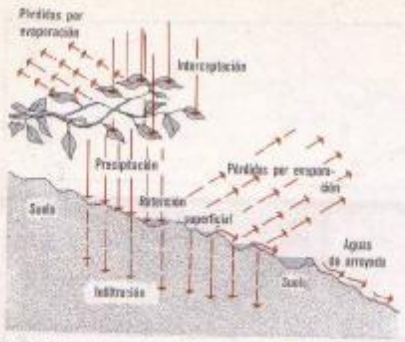


Figura 25.1. La precipitación está sometida a evaporación, interceptación y retención superficial antes de infiltrarse bajo la superficie del suelo o de transformarse en arroyada.

que están relacionados con la profesión de ingeniero civil. El estudio de las corrientes de agua en su erosión y transporte de materiales rocosos, para modelar las formas de los sistemas de desagüe, es hecho por geólogos. En los Estados Unidos ambos grupos unen sus esfuerzos en el análisis y en la solución de los problemas que plantea la escorrentía y el agua subterránea a través de la División para los Recursos del Agua del Servicio Geológico, que posee la responsabilidad de valorar los recursos de agua superficial y subterránea de la nación. En este capítulo se tocarán muchas facetas del trabajo de este departamento, al igual que el del Servicio Forestal, que estudia los problemas de la escorrentía en los bosques de la nación, y el Servicio para la Conservación del Suelo, al que conciernen los efectos de erosión causados por la escorrentía y los problemas agrícolas relacionados. Los problemas de la escorrentía concernientes a la mejora de los trabajos de irrigación y con las vías navegables son compartidos por los ingenieros y científicos de la Agencia de Utilización y del Cuerpo de Ingenieros del Ejército.

Escorrentía y geografía

Para el estudiante de geografía, la escorrentía es un tema de vital importancia, ya que de ella dependen los recursos básicos naturales sobre los que se apoya en gran parte la agricultura y el desarrollo industrial. El agua de escorrentía mantenida en reservas o embalses asegura las necesidades de agua de los grandes centros urbanos; distribuida en largos ríos, abastece de agua de riego a las tierras áridas para hacerlas más productivas, como es el caso del valle Imperial de California y el valle del Nilo en Egipto. A todas estas aplicaciones se adiciona la fuerza hidroeléctrica, en los lugares donde el desnivel del río es elevado; o las rutas de navegación fluvial donde apenas existen dichos saltos.

Al igual que el agua subterránea, los recursos disponibles de agua superficial están siendo explotados rápidamente en las áreas densamente pobladas. Se está dedicando mayor y mayor atención al modo de reducir las variadas formas de pérdida de agua útil, haciendo aprovechables para usos productivos una mayor proporción. En los países subdesarrollados, muchas de las mejoras que se persiguen en el campo de la economía agraria e industrial requieren el aprovechamiento de las reservas de agua superficial y subterránea. Un geógrafo que analice el potencial de tales regiones, necesitará comprender los principios de la escorrentía si quiere llevar a cabo valoraciones reales de las reservas de agua disponibles.

Variedades de agua de arroyada

Las aguas de escorrentía que corren por las vertientes de los terrenos en forma de hilillos o riachuelos más o menos diseminados se denominan *aguas de arroyada*, en contraposición a las *aguas encauzadas* o *cursos de agua*, en los que el agua discurre por unos estrechos cauces delimitados por márgenes laterales. Dentro de esta amplia definición, las aguas de arroyada pueden adoptar diversas formas. En los lugares donde el suelo o la roca superficial es extremadamente lisa adopta la forma de una fina película continua de agua, denominada *arroyada en manto*, pero donde la tierra es áspera o con desniveles, el agua se desdobla en una serie de finos riachuelos que conectan unas depresiones llenas de agua con otras. En una vertiente cubierta por la hierba, el agua de arroyada se subdivide en un sinnúmero de delgados hilillos que discurren por entre los tallos. Incluso en las lluvias fuertes y prolongadas, las aguas de arroyada que descienden cada vez en mayor cantidad por las vertientes cubiertas de hierba son invisibles para el observador casual. En las vertientes cubiertas de espeso bosque que poseen un grueso manto de hojas caídas, ramas y troncos, el agua de arroyada discurre casi enteramente oculta bajo esta cobertera.

En una situación intermedia entre el agua de arroyada y el agua encauzada se halla la *arroyada en surcos*, que puede erosionar las superficies de las colinas mediante la excavación de un sistema de largos canales paralelos (fig. 25.4). En algunos casos, estos surcos son fenómenos meramente estacionales desarrollados durante

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 25.2. Aguas de arroyada deslizándose por una pendiente del 8 % después de una fuerte tormenta. La zanja situada en primer plano recibe la escorrentía y la encauza pendiente abajo. (Foto del Soil Conservation Service.)

los períodos de lluvias torrenciales de la primavera y el verano pero que desaparecen cuando el hielo levanta el suelo en el invierno. La arroyada en surcos puede representar de hecho un cambio permanente causado por la deforestación o el cultivo, en el que nuevos cauces estén en proceso de formación.

Formación de las aguas de arroyada

Supóngase que la vertiente de una colina que ha sido completamente desposeída de humedad en un período de sequía es sometida a un período de lluvias. ¿Cuáles son las sucesivas fases en la producción de aguas de arroyada? Si hay una gran marca de vegetación (por ejemplo, un bosque), gran parte del agua de lluvia que cae en un principio queda retenida en forma de gotas sobre las hojas y los tallos, dando lugar a un proceso denominado *intercepción*. Este agua puede ser devuelta directamente a la atmósfera por evaporación, por lo que si la lluvia es breve, poca agua alcanza el suelo.

Como se explicó en el capítulo 14, la superficie del terreno es capaz de absorber por infiltración hasta una lluvia torrencial en los primeros momentos de la precipitación. Por lo tanto, a menos que la lluvia continúe durante una hora, aproximadamente, no se originarán aguas de arroyada. Sin embargo, los intersticios del suelo se cierran o se obstruyen pronto, y la cantidad de infiltración desciende a un valor inferior pero constante. Cualquier excesiva precipitación que tenga lugar queda retenida en la superficie, acumulándose el agua en los pequeños charcos que ocupan las depresiones natu-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

rales de la áspera superficie del suelo o en las diminutas presas formadas por hojas y ramas caídas (fig. 25.1). *Retención superficial* es el término aplicado al hecho de la detención del agua en una vertiente debido a estos pequeños obstáculos naturales. Suponiendo que la lluvia siga cayendo con la misma intensidad, el agua se irá desplazando de hueco a hueco y se originará la verdadera arroyada.

Como cualquier unidad de superficie de terreno de la falda de una colina recibe el agua de escorrentía de toda la porción de terreno del mismo ancho, que tiene sobre ella, es de esperar que la cantidad de descarga (volumen de agua que pasa a través de una zona determinada en una unidad de tiempo) se incrementará en razón directa a la longitud del recorrido total del agua. Por lo tanto, podría esperarse que la altura de la película de agua que desciende también se incremente a medida que va bajando por la vertiente, pero este incremento es muy pequeño, ya que la velocidad de descenso también se incrementa con la pendiente. La figura 25.2 muestra la fuerte escorrentía originada en la base de una prolongada vertiente en la que el agua de arroyada acumulada ha convergido en anchas corrientes superficiales que se extienden a través de la superficie del terreno.

En la base de la vertiente, las aguas de arroyada confluyen en un torrente, en un lago o penetran en el terreno en el caso de que exista un lecho de arena altamente permeable, grava o de bloques angulosos deslizados.

El flujo de agua de arroyada se mide en centímetros o pulgadas de agua por hora, al igual que la precipitación y la infiltración. De aquí que sea una simple fórmula la que exprese la cantidad de agua de arroyada que se origina por unidad de área: Cantidad de producción de agua de arroyada = Cantidad de precipitación — Cantidad de infiltración.

Por ejemplo, si la cantidad de infiltración fuera constantemente de 1 cm por hora, y la precipitación de 1,5 cm (fuerte lluvia), la escorrentía sería de 0,5 cm por hora sin tener en cuenta las pérdidas por evaporación.

Figura 25.3. Una gruesa gota de lluvia (arriba) **cae sobre la superficie húmeda del suelo, originando un cráter en miniatura** (abajo). **Los granos de arcilla y de arena son impulsados al aire, removiéndose la superficie del suelo. (Fotografía oficial de la Marina de los EE.UU.)**

La erosión acelerada de tierras

El agua de arroyada, al ejercer una fuerza de arrastre sobre la superficie del suelo, arranca partículas de material mineral cuyo tamaño va desde la fina arcilla hasta la arena gruesa o grava, dependiendo este hecho de la velocidad de la corriente y del grado en que las partículas estén unidas por las raíces de las plantas, o mantenidas bajo un manto de hojas caídas. Adicionada a esta materia sólida se halla la materia mineral disuelta producida por las reacciones de los ácidos del suelo o por disolución directa. Esta lenta remoción del suelo forma parte del proceso natural geológico de denudación de masas continentales que es universal e inevitable. Bajo condiciones naturales estables, la erosión en los climas húmedos es lo suficientemente lenta como para permitir la formación y el mantenimiento de varios horizontes en el suelo, que permite a la vegetación mantenerse. Los edafólogos denominan a este estado de hechos *modelo geológico*.

En contraste, la erosión del suelo puede ser enormemente acelerada por las actividades humanas o por raros acontecimientos naturales, originando un estado de *erosión acelerada*, que transporta el suelo a un ritmo mucho más rápido que aquel a que puede ser formado. Este hecho tiene lugar muy comúnmente cuando varían las condiciones de la cobertura vegetal y el estado físico de la superficie del terreno. La des-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

trucción de la vegetación para disponer una tierra para el cultivo o por incendios forestales causan directamente grandes cambios en las proporciones relativas de infiltración de escorrentía. No existe la interceptación de la lluvia por el follaje, y desaparece la protección que significaba la cobertura de hojas y ramas caídas. En consecuencia, la lluvia cae directamente sobre el suelo mineral.

La fuerza directa de las gotas que caen (figura 25.3) origina una salpicadura a modo de géiser que levanta y deja caer las partículas del suelo a nuevas posiciones dando lugar a un proceso denominado *erosión por salpicadura*. Se estima que una tormenta violenta puede llegar a cambiar de sitio unas 225 toneladas de suelo por hectárea. En la superficie de una vertiente, la erosión por salpicadura tiende a transportar el suelo hacia niveles inferiores. Un efecto aún más importante es el de disminuir la capacidad del suelo para que se infiltre el agua en él, debido a que las aberturas naturales del suelo quedan taponadas por las partículas movidas por la salpicadura de las gotas de lluvia. La reducción de infiltración permite que se origine una cantidad mucho más elevada de agua de arroyada a partir de una lluvia de intensidad y duración dadas. La altura y la velocidad del agua arroyada se incrementa, por lo tanto, grandemente, intensificándose la remoción del suelo.

Otro efecto de la destrucción de la vegetación es que se reduce en gran manera la resistencia que la superficie del terreno presenta a la erosión ocasionada por la arroyada. En una vertiente cubierta por hierba, incluso una gran arroyada causa poca erosión, ya que la energía del agua en movimiento se disipa con la fricción contra los tallos de las plantas, que son duros y elásticos. Similarmente, en una vertiente con bosque espeso un sinnúmero de pequeñas presas formadas por hojas, ramas, raíces y troncos de árboles caídos detienen la fuerza de la arroyada. Sin esta cubierta vegetal la fuerza de la erosión se aplicaría directamente sobre la desnuda superficie del suelo, desalojando fácilmente a los granos de su sitio y empujándolos vertiente abajo.

Resumiendo estos fenómenos, podemos afirmar que la capacidad de erosión de la arroyada es directamente proporcional a la cuantía de la precipitación y a la longitud de la vertiente, pero inversamente proporcional a la capacidad de infiltración del suelo y a la resistencia que opone la superficie. Para completar esta ecuación necesitamos añadir solamente el efecto que causa la pendiente de la vertiente. Obviamente, cuanto mayor es la pendiente del terreno, mayor es la velocidad del flujo y más intensa es la erosión. Añadiremos, por lo tanto, que la capacidad de erosión de la arroyada se incrementa en razón directa al ángulo de la vertiente. A medida que este ángulo se aproxima a la vertical, sin embargo, la erosión por arroyada será menos intensa, ya que la superficie del terreno intercepta mucha menos agua de lluvia.

Formas de erosión acelerada

Cuando una parcela de terreno se limpia de bosque y se ara para cultivarla, la erosión es poco intensa hasta que la acción de la salpicadura de la lluvia destruye los agregados del suelo y tapona sus aberturas mayores. Después de esto, el agua de arroyada comienza a remover el suelo en capas finas y bastante uniformes en un proceso denominado *erosión laminar*. Debido a los cultivos estacionales, los efectos de la erosión laminar son a menudo poco advertidos hasta que los horizontes superiores del suelo (horizontes *A* y *B*) son eliminados o quedan muy adelgazados. Al alcanzar la base de la vertiente, donde el ángulo de la superficie se reduce rápidamente hasta encontrar el fondo del valle, las partículas del suelo tienden a acumularse en un lecho que se va espesando llamado *manto coluvial* o, simplemente, *lavado de vertiente*. Éste también tiene una disposición laminar y puede ser poco advertido, excepto en los lugares donde va enterrando lentamente a los postes de las vallas y a los troncos de los árboles.

El material que sigue siendo transportado por la arroyada hasta alcanzar la corriente de agua que se halla en el fondo del valle es entonces llevado río abajo y se puede acumular en capas en la base del citado valle formando un *manto aluvial*, denominación que se aplica generalmente a todos los depósitos fluviales. El manto coluvial y el aluvial se describen conjuntamente como productos de la *sedimentación*, proceso opuesto a la erosión. En muchas ocasiones, la sedimentación en la base de las vertientes y en los fondos de los valles es un proceso tan importante como la misma erosión bajo el punto de vista agrícola, ya que entierra los horizontes del suelo bajo estratos arenosos relativamente poco fértiles y puede obstruir los lechos de pequeñas corrientes de agua, dando lugar a grandes inundaciones en los valles.

Donde las vertientes son muy abruptas y la escorrentía originada por las tormentas es excepcionalmente potente, la erosión laminar adquiere una mayor intensidad, originándose la *erosión en surcos* (fig. 25.4), que se caracteriza por la formación en el suelo y el subsuelo de

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 25.4. La arroyada en surcos en una pendiente árida indica una fuerte erosión del suelo. (Fotografía del Soil Conservation Service.)

Figura 25.5. Este tipo de barranco, producido al erosionarse profundamente los materiales del manto, era típico de la región de Piedmont de Carolina del Sur y Georgia antes de que se aplicaran las medidas adecuadas para remediarlo. (Fotografía del Soil Conservation Service.)

innumerables acanaladuras muy poco espaciadas, a las que ya nos habíamos referido al tratar de la *arroyada en surcos*. Si estos surcos no se destruyen al cultivar el suelo, pueden comenzar pronto a transformarse en grandes depresiones llamadas *barrancos*. Esto sucede si los surcos más activos se ahondan más rápidamente que sus vecinos y se apropian de las áreas de drenaje cercanas. De este modo, la acción erosiva se concentra en unos pocos surcos grandes que van profundizando hasta formar grandes canales semejantes a cañones y de escarpadas paredes y cuyas cabeceras se van desarrollando progresivamente vertiente arriba (fig. 25.5).

Finalmente, de la erosión acelerada del suelo a la que no se ha puesto impedimento puede resultar una escabrosa y árida topografía semejante a las cárcavas de los climas áridos (capítulo 27). Las medidas desarrolladas por el Servicio de Conservación del Suelo se han mostrado efectivas en detener la erosión acelerada del suelo y permitir que la erosión vuelva a actuar a un ritmo lento que se aproxime al modelo geológico. Estas medidas comprenden la construcción de terrazas para reducir el ángulo de la vertiente y el trayecto de la arroyada, la reposición permanente de densa cobertura vegetal que cubra las vertientes más abruptas, y el relleno de barrancos emplazando obstáculos en la base de los mismos.

El cauce de las corrientes superficiales

El cauce de una corriente de agua puede considerarse como un largo y estrecho canal tallado por la fuerza del agua mediante el que se hace más efectivo el movimiento de la misma y de los sedimentos aportados desde la cuenca. Los cauces pueden ser tan estrechos que pueden pasar unos por encima de otros, o llegar a 1,5 km en los grandes ríos como el Misisipí. Si consideramos que toda la gama de anchuras de cauces naturales puede estar comprendida entre 30 cm y 1,5 km, observamos que la diferencia puede llegar a ser hasta 5000 veces mayor.

Los ingenieros hidráulicos que deben medir las dimensiones del cauce y la cuantía del flujo han adoptado una serie de términos para describir la geometría del cauce (fig. 25.6). La *profundidad* se mide en metros o pies y se considera en cualquier lugar como la distancia vertical desde la superficie hasta el fondo. La anchura es la distancia a través del río desde una orilla hasta la otra. El *área transversal*, A, es el área en metros cuadrados o en pies cuadrados de una sección transversal del río medida en un punto determinado del mismo. El *perímetro de mojado* P, es la longitud de la línea de contacto entre el agua y el cauce medida en la sección transversal. Una característica importante de las corrientes es el *radio hidráulico*, R, que se define como el cociente entre el área transversal, A, y el perímetro de mojado, P, es decir, $R = A/P$. Otra importante relación que define la geometría del cauce es la *relación de forma*, definida como la razón existente entre la profundidad, p, y la anchura, a, o sea p/a. La relación de forma se indica en forma de fracción del siguiente modo: 1/100 ó 1 : 100.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

que significa que el cauce es 100 veces más ancho que profundo.

Finalmente, una medida sumamente importante es la *pendiente, S, (o gradiente)*, que es el ángulo que forma la superficie del agua con el plano horizontal. La pendiente puede medirse en metros por kilómetro o bien por milla. Así, una pendiente de 5 m por km significa que la superficie del cauce desciende 5 m respecto a la vertical en cada km horizontal. La pendiente también puede expresarse en *tanto por ciento*, modalidad muy usada en ingeniería. Un gradiente del 3 %, ó 0,03, significa que la pendiente del río desciende 3 m cada 100 m de recorrido horizontal.

El caudal de la corriente superficial

La gravedad actúa sobre el agua del río haciendo que éste ejerza una cierta presión contra las paredes que la confinan. Una pequeña parte de la fuerza gravitacional actúa corriente abajo paralelamente a la superficie del lecho, originando el movimiento del agua. En sentido contrario al movimiento de la corriente opera la fuerza de resistencia o de rozamiento, entre el agua y la base y las orillas del cauce. Como consecuencia de esto, el agua cercana al fondo y a las márgenes se desplaza lentamente, mientras que en las zonas centrales su rapidez es mayor. En la figura 25.6 las líneas punteadas indican el modo en que discurre el flujo, o sea la *velocidad de distribución*. Podemos suponer que cada punto es una gota de agua y, de este modo, observar sus posiciones relativas a intervalos de tiempo iguales. La única línea de velocidad máxima es la situada en el medio de la corriente, si el cauce es recto y simétrico, pero aproximadamente a 1/3 de la superficie.

Todo lo anteriormente dicho sobre la velocidad debe analizarse. En realidad, en todas las corrientes menos en las más lentas, el agua está afectada por la *turbulencia*, es decir, por un sistema de innumerables remolinos que continuamente se están formando y desapareciendo. Por lo tanto, si pudiésemos seguir a una molécula de agua, la veríamos describir en realidad una trayectoria irregular y especial a medida que va descendiendo cauce abajo. Los movimientos serían hacia arriba, hacia abajo y hacia los lados. La turbulencia de las corrientes es sumamente importante, debido a los elementos ascendentes del flujo que elevan y sostienen finas partículas de sedimentos. La apariencia oscura y turbia de los ríos en período de crecida es una clara muestra de turbulencia, sin la cual los sedimentos permanecerían cerca del fondo. Solamente si medimos la velocidad del agua en un punto determinado durante un largo período de tiempo, el movimiento medio en ese punto será corriente abajo y en una línea paralela a la superficie y al fondo. Estos valores medios son los que se indican con flechas en la figura 25.6.

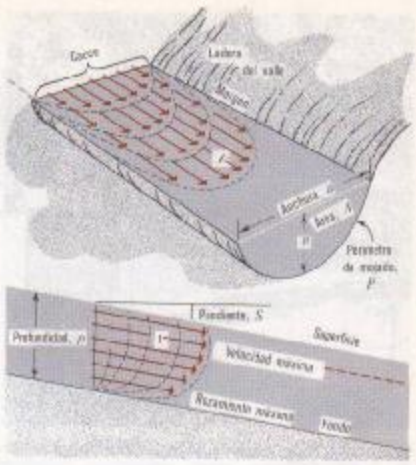


Figura 25.6. Geometría del cauce de un río y velocidades relativas del agua.

Como la velocidad ordinaria en un punto determinado del río difiere grandemente según se mida cerca de las márgenes o del fondo o en la línea media, se calcula una única cifra por toda la sección transversal, la *velocidad media*, para expresar la actividad del río en conjunto. La velocidad media de los ríos es generalmente igual a las seis décimas partes de la velocidad máxima, pero depende de la profundidad del río.

La última y más importante medida del flujo de una corriente es el *caudal* o *descarga Q*, que se define como el volumen de agua que pasa a través de una sección transversal en una unidad de tiempo dada. Normalmente, la descarga se mide en metros cúbicos por segundo, abreviadamente m^3/seg (o en pies cúbicos por segundo, *cfs*). La descarga puede obtenerse hallando la velocidad media, *V*, y multiplicándola por el área transversal, *A*. Esta relación viene dada por la importante ecuación $Q = AV$.

Medición de corrientes

Una importante actividad del Servicio Geológico de los Estados Unidos es la medida de las corrientes de agua de dicho país. En cooperación con los estados y los municipios, esta organización mantiene cerca de 6000 estaciones

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 25.7. Esta torre de aforo en Fish Creek, cerca de Duarte, California, guarda instrumentos necesarios para registrar el flujo de la corriente. (Fotografía del U. S. Geological Survey.)

de medida en los principales ríos y en sus tributarios. Las cifras de descarga así obtenidas son publicadas por el Servicio Geológico en una serie de *Comunicaciones sobre el Aprovisionamiento de Aguas (Water-Supply Papers)*. La información de la descarga diaria y de las descargas en caso de avenidas es esencial para planificar la distribución y el aprovechamiento de las aguas superficiales, así como para diseñar las estructuras de protección en caso de crecida y para predecir las avenidas a medida que van avanzando por el sistema fluvial.

Una estación de medida requiere de un dispositivo para medir la altura del nivel de las aguas. Lo más sencillo de instalar es una *escala de medición*, que es simplemente una vara graduada conectada permanentemente a un poste o al pilar de un puente. Este medidor debe ser leído directamente por un observador siempre que haya que registrar el nivel del agua. Más útil es el registrador automático que se monta en una *torre de aforo* construida en la orilla del río (fig. 25.7). La torre es simplemente un pozo de sillería lleno con el agua que penetra por un tubo de toma situado en su base. Por medio de un flotador conectado mediante un cable a un mecanismo registrador situado en la parte superior, obtiene el registro gráfico del nivel del río sobre el papel de un tambor que gira lentamente.

Para medir el caudal del río es necesario determinar el área de la sección transversal y la velocidad media. Para ello se tiene que introducir un *molinete* o *correntómetro* (fig. 25.8) en el río a intervalos pequeños de modo que se pueda conocer la velocidad en un gran número de puntos distribuidos regularmente en forma de red a través de la sección transversal (fig. 25.9). Muchas veces un puente sirve como medio para cruzar el río; si no, se usa un teleférico o un pequeño bote. El medidor de corriente posee una hélice metálica o un sistema de cazoletas giratorias cuyo número de vueltas es proporcional a la velocidad de la corriente. El correntómetro Price, representado en la figura 25.8, es el normalmente usado por el Servicio Geológico de los Estados Unidos y puede medir velocidades comprendidas desde los 6 cm/seg hasta 600 cm/seg. Como las velocidades se miden de punto en punto, se sondea también el río y se establece el perfil de su fondo. De este modo se dibuja el perfil y a partir de él se halla el área transversal. La veloci-

Figura 25.8. En los grandes ríos, el medidor de corriente se hace descender mediante un cable conectado a una grúa. Por los auriculares, conectados al medidor de corriente mediante cables, se reciben una serie de impulsos cuya frecuencia indica la velocidad del agua. (Fotografía del U. S. Geological Survey.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

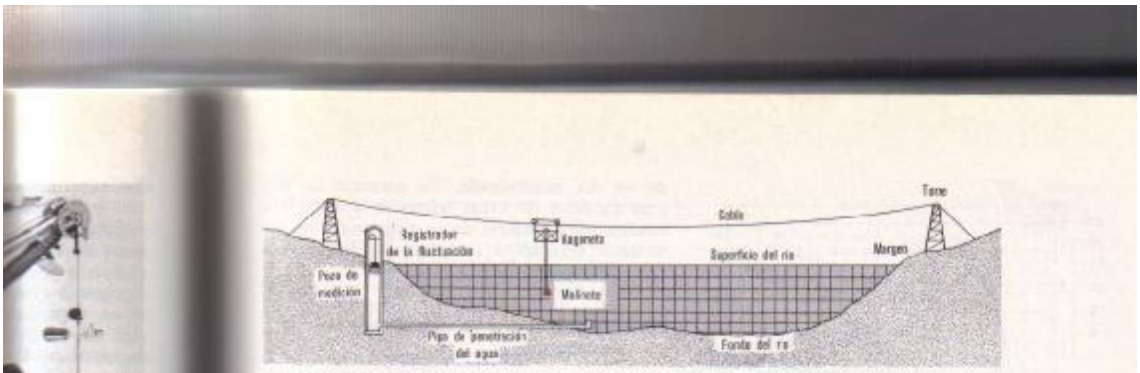


Figura 25.9. Diagrama esquemático de una instalación medidora de corrientes.

dad media se calcula sumando todas las velocidades halladas y dividiendo por el número de lecturas. De este modo ya puede calcularse la descarga aplicando la fórmula $Q = AV$.

En la práctica el número de cálculos de las velocidades en cada punto del sondeo se reduce a dos: uno a 2/10 de profundidad y otro a 8/10. La media de estos dos cálculos da una cifra aproximada a la verdadera velocidad media. Para los ríos poco profundos basta un solo cálculo a 6/10 de la profundidad en cada punto de sondeo.

A causa del tiempo y el trabajo que se requiere para medir repetidamente la descarga por lecturas de corriente, resulta práctico tomar solamente una serie de tales medidas que abarquen una ancha gama de descargas. A partir de estas descargas medidas se construye una *curva de caudales* o de descargas, que permite conocer directamente cualquier otra descarga a partir de la altura en que se realiza la medida. En la curva de muestra de la figura 25.10 se han medido ocho puntos de descarga por el método del medidor de corriente. Éstos han sido colocados en la gráfica al conocer las alturas de las mediciones. Uniendo estos puntos se ha dibujado la gráfica. De este modo, si la altura de la medición se sabe que es de 6 m, podemos estimar que la descarga se produce a razón de 462 m³/seg. Las curvas de descarga permiten conocer la descarga total a partir de los registros parciales obtenidos.

Una curva de descarga puede únicamente ser útil durante períodos limitados de tiempo, debido a los cambios de forma del cauce del río. Tales cambios pueden tener lugar por erosión del cauce en las crecidas. La curva de descarga es, por lo tanto, nuevamente calculada y corregida según sea necesario.

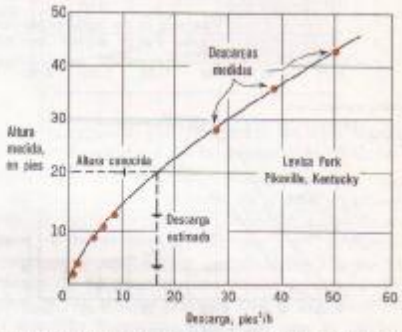


Figura 25.10. Curva de descarga referida a Levisa Fork, Kentucky, durante el período octubre de 1945-enero de 1948. (Según Hoyt y Langbein, Floods.)

Ejemplos de cauces característicos

Para ilustrar la variedad de forma y las características de los diferentes caudales explicadas en los párrafos precedentes, en la figura 25.11, se comparan dos ríos americanos relati-

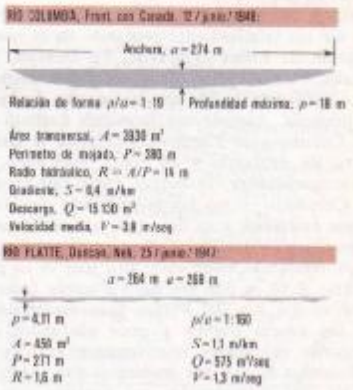


Figura 25.11. Características hidráulicas de dos ríos: uno, el Columbia, relativamente profundo; otro, el Platte, relativamente somero. (Datos de A. O. Woodford y del U. S. Geological Survey.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

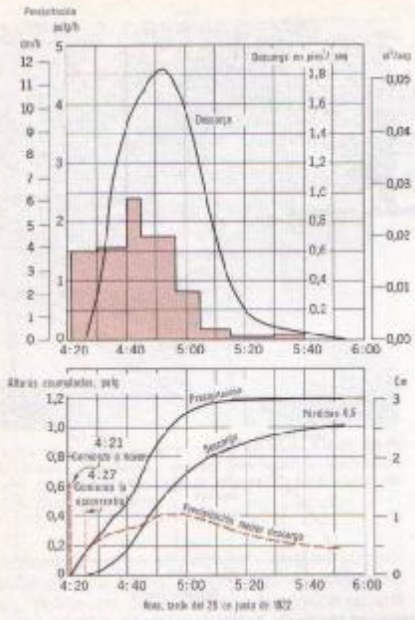


Figura 25.12. Esta hidrógrafa indica la entrada y salida de agua en una cuenca muy pequeña de aproximadamente 40 áreas situada cerca de Hays, Kansas, durante una tormenta que tuvo lugar el 26 de junio de 1932. (Según E. E. Foster, Rainfall and Runoff.)

vamente grandes. El río Columbia, cerca de la frontera con Canadá, se ha escogido como ejemplo de río relativamente profundo en el que la relación de forma es grande. En Duncan, Nebraska, el río Platte, tiene un cauce ancho y poco profundo, por lo que su relación de forma es pequeña. Aunque con la misma anchura del río Columbia, el Platte es solamente la cuarta parte de profundo y su radio hidráulico es, aproximadamente, la octava parte del grande. El Columbia es un río mucho más caudaloso si nos referimos a su descarga, que es 26 veces mayor que la del Platte. Una notable e importante diferencia entre estos dos ríos es su pendiente: 0,42 m por km del Columbia frente a 1,06 m por km del Platte. Una característica de los cauces anchos y poco profundos que arrastran cantidades relativamente grandes de sedimentos es que sus gradientes son marcadamente más pronunciados que aquellos que poseen cauces profundos.

Desde luego, las comparaciones establecidas en la figura 25.11 responden a las condiciones de un día determinado. En ausencia de una gran cantidad de datos referentes a estos y a muchos otros factores de su ciclo anual, no estaríamos seguros en comparar los dos ríos de una manera adecuada.

Los cursos de agua y su relación con la precipitación

Mediante el estudio de las diferentes descargas que pueden presentar los ríos en relación con las precipitaciones acaecidas en una determinada cuenca, los hidrólogos han desarrollado una serie de principios básicos que se aplican a las variaciones de descarga con diferentes duraciones e intensidades de las tormentas y con diferentes tamaños de las cuencas.

Consideraremos primeramente una cuenca muy pequeña, concretamente de 40 áreas, sobre la que ha caído una fuerte lluvia durante casi una hora. La figura 25.12 es un gráfico que muestra las fluctuaciones del agua desde el principio hasta el final de la tormenta. La lluvia caída se midió con un pluviómetro y se expresa en función de su intensidad, es decir, la cantidad de agua caída en cada período de 5 ó 10 minutos. Comenzó a llover a las 16 h 21 m y fue extremadamente fuerte durante casi 40 minutos, después de los cuales disminuyó rápidamente cesando por completo a las 17 h 40 m. La descarga, medida en el punto final de salida de la pequeña cuenca, se indica en la figura 23.12 mediante una curva suave con una escala en metros cúbicos por segundo. Debido a la elevada capacidad de infiltración inicial del suelo, toda la lluvia inicial fue absorbida por éste o detenida por las irregularidades del terreno. Aproximadamente 6 minutos después de comenzar a llover, se inició la descarga y se incrementó rápidamente durante media hora y alcanzó su máximo después de las 16 h 50 m; a continuación, declinó hasta llegar a cero a las 17 h 50 m.

La parte inferior de la figura 25.12 es otra forma de representación en la que se van acumulando las cantidades de agua de lluvia y de escorrentía desde su comienzo hasta el final. Aquí la descarga y la precipitación se indican según la altura del agua expresada en centímetros, de modo que los valores puedan sustraerse directamente. Al final de la tormenta, cerca de las 17 h 40 m, había caído un total de 3 cm de agua de lluvia, de los que únicamente 2,5 cm se habían convertido en escorrentía. Las pérdidas por evaporación e infiltración habían, pues, sido de 0,5 cm. Una característica importante de esta gráfica de agua, o *hidrograma* como se la llama generalmente, es que en una cuenca

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

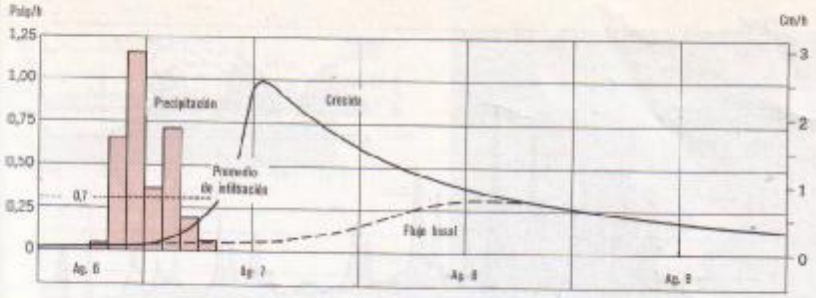


Figura 25.13. Caudal del Sugar Creek, Ohio, observado durante cuatro días, en el que se aprecia el paso de una crecida originada en una cuenca de 800 km². (Según Hoyt y Langbein, Floods.)

pequeña había poco intervalo de tiempo entre la caída de la lluvia y la escorrentía. Observemos ahora los hidrogramas correspondientes a áreas más extensas y a períodos de tiempo más largos, para ver cómo influyen sobre el caudal el tamaño de la cuenca y la duración de la tormenta.

La figura 25.13 muestra el hidrograma del Sugar Creek, Ohio, cuya cuenca tiene un área de 805 km². La cuenca del Sugar Creek, que forma parte de otra cuenca mucho mayor, la del río Muskingum, está bosquejada en la figura 25.14, que es un mapa en el que se representan las curvas pluviométricas de la tormenta que tuvo lugar el 6-7 de agosto de 1935 y de la que se construyó el hidrograma. Sobre el área del Sugar Creek la cantidad total de agua que cayó en dicha tormenta fue de 16 cm, pero la descarga únicamente fue de 7,5 cm. Esto significa que 8,5 cm, o sea, más de la mitad de la lluvia, quedó retenida en la cuenca, habiéndose infiltrado para pasar a formar parte del agua de infiltración y de saturación o perdiéndose por evaporación.

Estudiando las gráficas de precipitación y de escorrentía de la figura 25.13, observamos que antes de comenzar la tormenta, el Sugar Creek poseía una descarga muy baja. Esta se debía al aporte de agua de saturación al cauce y es denominada *flujo basal*. Después de que comenzó la fuerte lluvia, transcurrieron varias horas antes de que el limnígrafo situado en la boca de la cuenca empezara a indicar el incremento de descarga. Este intervalo de tiempo se denomina *retardo* e indica que los sistemas de afluentes del río principal actúan como un reservorio temporal y reciben el aporte de agua más rápidamente de lo que pueden bajar por el sistema de cauces hasta la estación de aforo.

A la escorrentía que se retrasa de este modo durante el principio de la tormenta se la denomina *de almacenaje*.

El Sugar Creek alcanzó su caudal máximo casi 24 horas después de comenzar a llover, es decir, 6 horas después de que cesó la lluvia —retraso mucho mayor que el observado en la cuenca de 40 áreas anteriormente estudiada (figura 25.12). Nótese también que el descenso de la descarga es mucho más lento que su inicio. En general, pues, podemos afirmar que cuanto más grande sea una cuenca, mayor será el re-

Figura 25.14. Mediante estas curvas pluviométricas puede apreciarse la distribución de la precipitación que tuvo lugar los días 6-7 de agosto de 1935 en la cuenca del Sugar Creek, en Ohio. (Según Hoyt y Langbein, Floods.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

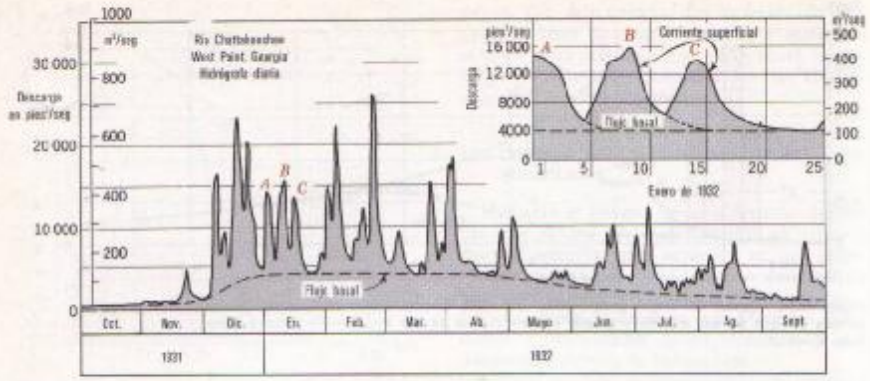


Figura 25.15. Las tempestades de agua aisladas (A, B y C) originan elevados máximos en el caudal del río Chattahoochee. (Según E. E. Foster, Rainfall and Runoff.)

tardo entre el máximo de la precipitación y el máximo de la descarga, así como más gradual será también el descenso de la descarga una vez alcanzado el máximo. Debido a la gran cantidad de agua de lluvia que ha penetrado en el subsuelo y ha alcanzado el nivel piezométrico, se observa un aumento lento pero claro en la cantidad de descarga aportada por el flujo basal.

Flujo basal y flujo de agua superficial

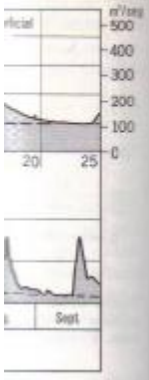
En regiones de clima húmedo, donde el nivel piezométrico está en posición elevada y normalmente corta a los cauces fluviales importantes, los hidrogramas de los grandes ríos nos muestran claramente los efectos de dos tipos de agua de distinta procedencia: *a) la del flujo basal*, y *b) el agua superficial*. La figura 25.15 es un hidrograma del Chattahoochee, en Georgia, un gran río con una cuenca de unos 8700 km², muchos de los cuales pertenecen a las húmedas regiones del sur en los Apalaches. Las acusadas fluctuaciones de la descarga son producidas por las aguas de arroyada, o corrientes superficiales, que siguen a periodos de lluvia de dos o tres días de duración. Dichas fluctuaciones son similares al hidrograma de la figura 25.13, con la excepción de que en ésta la escala del tiempo es mucho más reducida.

Después de cada periodo de lluvia, la descarga disminuye rápidamente, pero si en pocos días tiene lugar otra tormenta, vuelve a alcanzar otro máximo. El gráfico ampliado de la figura muestra detalles del mes de enero y el modo en que tienen lugar tales efectos. Donde media un largo intervalo de tiempo entre dos tormentas, la descarga decrece hasta un valor mínimo, el correspondiente al flujo basal, donde queda nivelado. El flujo basal, que representa la cesión de agua de saturación al río, experimenta un marcado ciclo anual. Durante el período de recarga (invierno y principios de primavera), el nivel piezométrico se eleva y se incrementa el flujo basal de los ríos. En el río Chattahoochee, la cantidad de flujo basal durante los meses de enero, febrero, marzo y abril se mantuvo uniforme con un valor aproximado de 110 m³. Como las fuertes pérdidas primaverales por evapotranspiración reducen la cantidad de agua de infiltración y, por lo tanto, anulan la recarga de agua de saturación que se realiza por filtración descendente (véase cap. 14), el flujo basal disminuye regularmente. El descenso continúa durante el verano, alcanzando a finales de octubre un mínimo de cerca de 30 m³.

Conociendo las características climáticas y los tipos de rocas que influyen en este fenómeno, se puede asegurar que el flujo basal será importante en regiones de lluvias abundantes y bien distribuidas, pero que carecerá de importancia o será nulo en las regiones áridas o semiáridas.

La figura 25.16 muestra hidrogramas comparados durante el período de un año para tres cuencas de aproximadamente la misma área. La del Ecofina Creek, Florida, es extraña por la gran cantidad de flujo basal que posee y por la carencia de grandes máximos de descarga. La explicación puede hallarse en parte en los bajos relieves y en las suaves vertientes de la cuenca, pero, sobre todo, en la presencia de caliza cavernosa bajo la superficie. La mayor parte del exceso de lluvia entra a formar parte del sistema de agua de saturación y es descargada abun-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



jo basal, donde
ae representa la
io, experimenta
el período de
primavera), el
incrementa el
Chattahoochee,
te los meses de
mantuvo uni-
de 110 m³. Co-
ales por evapo-
ad de agua de
n la recarga de
a por filtración
flujo basal dis-
enso continúa
finales de oc-
m³.
climáticas y los
este fenómeno,
basal será im-
abundantes y
cerá de impor-
es áridas o se-

gramas compa-
año para tres
misma área. La
extraña por la
posee y por la
e descarga. La
te en los bajos
s de la cuenca,
a de caliza cu-
ayor parte del
parte del siste-
scargada abun-

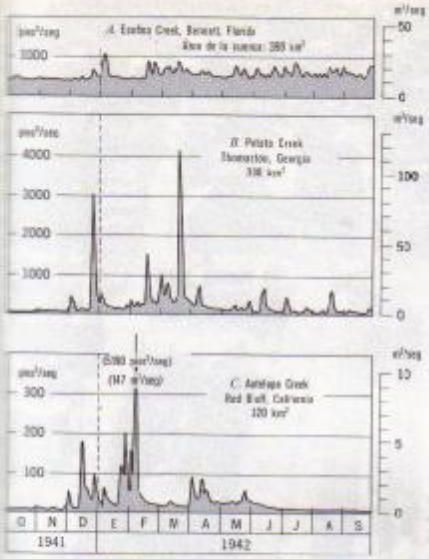


Figura 25.16. Las hidrógrafas de estos tres ríos difieren debido a las diferencias de climas, de relieve y de litología. (Según E. E. Foster, Rainfall and Runoff.)

dantemente a través de los huecos originados por disolución de la caliza. El Potato Creek, Georgia, al estar en una región de abruptas vertientes, presenta máximos ocasionales que tienen lugar en invierno y al comienzo de la primavera, cuando la humedad del suelo es excesiva y la escorrentía superficial es elevada. El Antelope Creek, que se ha medido en Red Bluff, al norte del estado de California, también presenta las descargas extremas típicas de las vertientes escarpadas, pero la completa ausencia de máximos desde junio hasta octubre refleja la larga sequía estival de los climas de tipo mediterráneo, durante la cual únicamente alimenta al río el flujo basal.

Figura 25.18. El río Wabash en crecida cerca de Delphi, Indiana, en el mes de febrero de 1954. Un dique de hielo obstruye el cauce, y las líneas de árboles señalan la costa de los diques naturales de contención que lo bordean. La llanura aluvial está inundada a ambos lados del cauce y llega a la base de la escarpa, a la izquierda. (Telefoto de la U.P.I.)

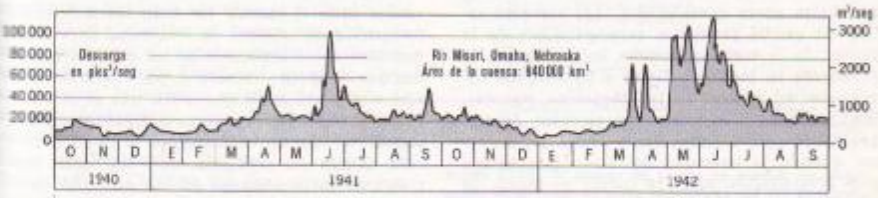


Figura 25.17. Las fluctuaciones anuales de la descarga del río Misuri siguen un ciclo definido. (Según E. E. Foster, Rainfall and Runoff.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 25.19. La ciudad de Hartford fue parcialmente inundada por la crecida del río Connecticut en marzo de 1936. El cauce del río se halla a la izquierda y sus márgenes están indicadas por la alineación de árboles. (Fotografía oficial, 8th Photo Section, A. C., U. S. Army.)

Finalmente, examinemos el hidrograma del río Misuri a su paso por Omaha, Nebraska, desde 1940 hasta septiembre de 1942 (figura 25.17). Este gran río, que obtiene agua de una cuenca de 840 000 km², es el mayor afluente del Misisipí. Nótese que la descarga, que oscila desde 280 m³ a 2800 m³, es muchas veces mayor que las descargas de los otros ríos más pequeños hasta ahora considerados. Las elevadas cifras de caudal provienen principalmente de la fusión de la nieve que tiene lugar durante la primavera en los High Plains y durante los comienzos del verano en las Montañas Rocosas. Esto explica las repentinas y elevadas descargas desde abril a junio. En la mitad del invierno, cuando la humedad del suelo está helada y la precipitación sobre la cuenca es escasa, la descarga se mantiene ligeramente por encima del flujo basal. La recarga de agua de saturación que tiene lugar en primavera incrementa el flujo basal estival hasta cerca de 570 m³, o sea, lo hace dos o tres veces superior al de invierno.

Las crecidas de los ríos

En nuestras épocas de periódicos, cine y televisión, todo el mundo ha visto las suficientes fotografías de crecidas de ríos como para tener una idea de su aspecto y de los estragos causados por su poder erosivo y por los materiales arenosos y arcillosos que dejan tras sí. Sin embargo, incluso los ingenieros hidráulicos no son capaces de definir exactamente el término *crecida*. Quizás sea suficiente decir que existe crecida cuando la descarga del río no puede acomodarse dentro de las márgenes de su cauce normal, debido a lo cual el agua se vierte sobre

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

...avera incrementa
...ca de 570 m³, o
...superior al de in-

...dicos, cine y tele-
...to las suficientes
...como para tener
...os estragos causa-
...por los materiales
...a tras sí. Sin em-
...idraulicos no son
...e el término cre-
...cir que existe cre-
...ño no puede aco-
...nes de su cauce
...ua se vierte sobre

los terrenos circundantes sobre los que pueden crecer bosques y cultivos. Muchos de los ríos más largos poseen un *lecho de inundación*, es decir, una franja de tierras bajas que bordean uno o los dos lados del cauce y que son inundadas por las aguas del río generalmente una vez por año, durante la estación en la que una gran cantidad de agua superficial combina sus efectos con la elevación del nivel freático y con la elevada humedad del suelo y hace que se acumule mucha más agua superficial de la que realmente puede caber en el cauce (fig. 25.18). Esta inundación anual o crecida es un hecho esperado y no impide el cultivo después de que ésta ha tenido lugar, ni estorba el crecimiento de los densos bosques que se hallan ampliamente distribuidos sobre los bajos y pantanosos lechos de inundación de todas las regiones húmedas del mundo.

Descargas de agua todavía mayores, las poco comunes y desastrosas crecidas que pueden producirse cada período de diez años o más, inundan los terrenos que se hallan sobre el lecho de inundación, afectando sobre todo a las extensas formaciones a modo de peldaños que reciben el nombre de *terrazas* (fig. 25.19).

Para fines prácticos, la Oficina Meteorológica de los Estados Unidos, que mantiene un servicio de aviso de las crecidas, designa un límite especial del nivel del río, sobrepasándose el cual se dice que está en *fase de crecida*, queriendo decir que se ha alcanzado el nivel crítico por encima del cual puede tener lugar la avenida. Inmediatamente por debajo de este límite se dice que el río está en *fase de encauzamiento*, ya que las aguas vuelven a estar dentro de los límites del cauce ordinario.

Avance de la crecida río abajo

A la elevación del nivel del río hasta su altura máxima, o *cresta*, seguida de un descenso gradual, se le denomina *ola de crecida*. La ola de crecida es simplemente un gran incremento de la descarga del río, seguido de un descenso que se acomoda a los estudiados en apartados anteriores y que sigue sus mismos principios. La figura 25.20*A* muestra el avance río abajo de una crecida en el sistema fluvial Chattooga-Savannah. En el río Chattooga, cerca de Clayton, Georgia, la cresta o máximo de crecida se alcanzó rápidamente —un día después de la tormenta— y disminuyó también con rapidez. En el río Savannah, 105 km río abajo, en Calhoun Falls, Carolina del Sur, el caudal máximo tuvo lugar un día después, pero la descarga fue mucho más grande, debido a que el área afectada de la cuenca era mayor. 153 km más abajo, cerca de Clyo, Georgia, el caudal del río Savannah alcanzó su máximo cinco días después de la tormenta inicial, con una descarga de más de 1700 m³. Esta serie de tres hidrogramas muestran que: *a*) el retraso de tiempo que media entre los máximos se incrementa río abajo, *b*) el período de incremento y descenso de la ola de crecida se hace más grande río abajo y *c*) la descarga se incrementa río abajo en gran manera a medida que aumenta el área de la cuenca.

La figura 25.20*B* es otra representación de los mismos datos, en la que la descarga se da en unidades comunes de área, eliminando así el efecto del incremento de descarga río abajo y mostrándonos solamente la forma de la cresta de crecida. En otras palabras, el tiempo de retraso y la agudeza de la curva de la crecida se acentúan sin que tengan nada que ver con el total de la descarga.

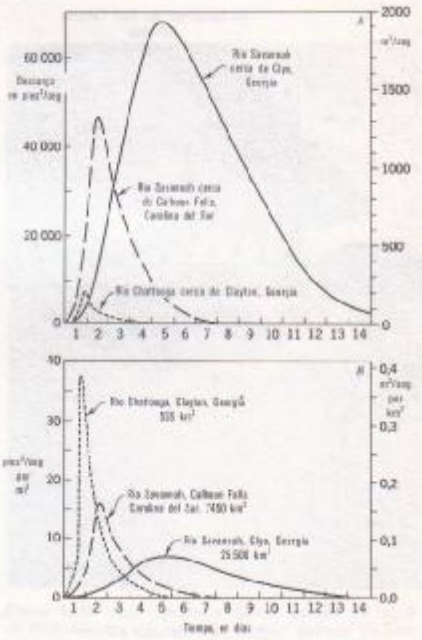


Figura 25.20. El avance de la ola de crecida río abajo puede observarse en estas hidrógrafas del río Savannah en Carolina del Sur y Georgia. (Según Hoyt y Langbein, Floods.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

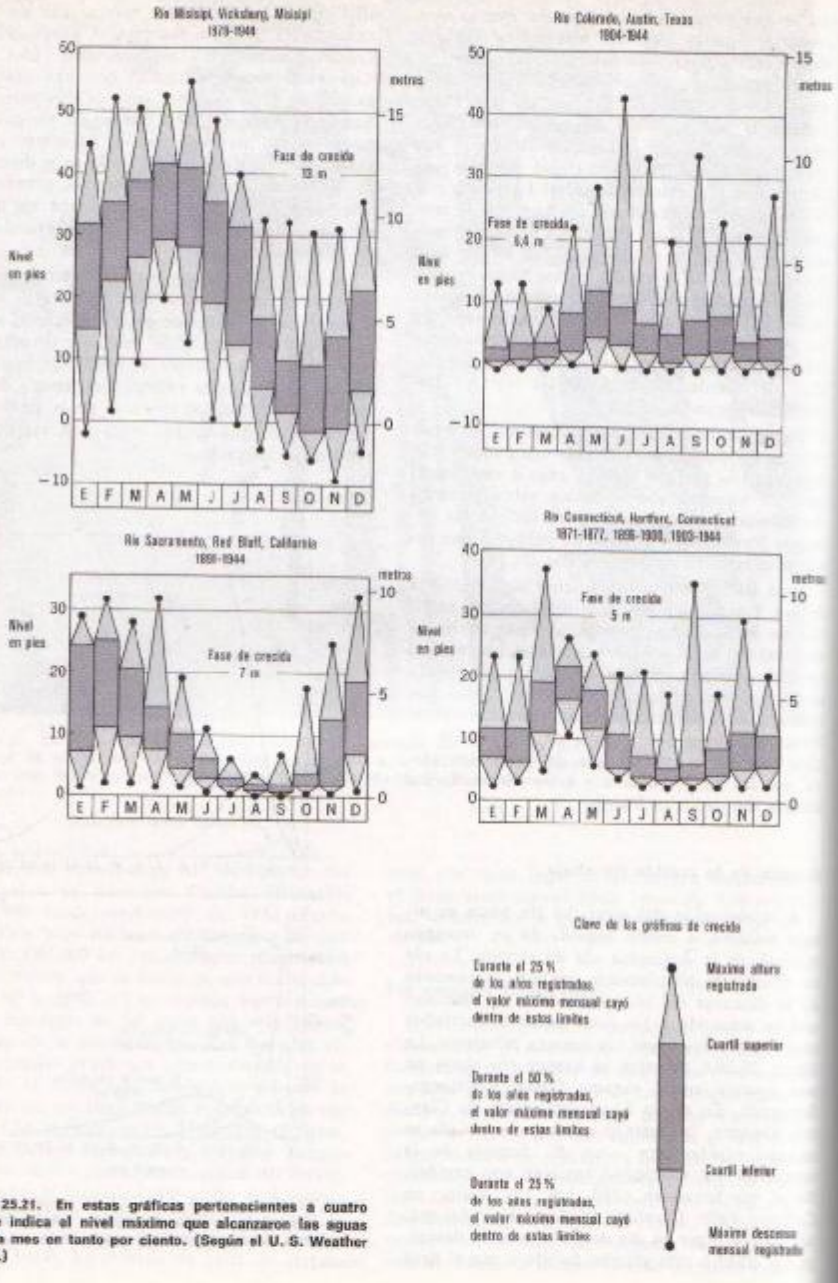
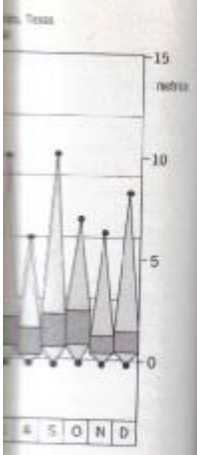
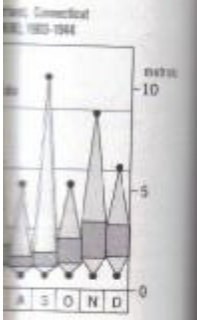


Figura 25.21. En estas gráficas pertenecientes a cuatro ríos se indica el nivel máximo que alcanzaron las aguas en cada mes en tanto por ciento. (Según el U. S. Weather Bureau.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com





Predicción de crecidas

Dependiente de la Oficina Meteorológica de los Estados Unidos funcionan el River and Flood Forecasting Service a través de 85 oficinas seleccionadas situadas en puntos estratégicos a lo largo de los mayores sistemas fluviales de los Estados Unidos. Cada oficina da previsiones sobre el estado del río y las crecidas a los pueblos de cada distrito asociado, que está dispuesto para que abarque una o más grandes cuencas. Los avisos de la existencia de crecida se hacen públicos con todos los medios posibles. Se mantiene una estrecha cooperación con agencias tales como la Cruz Roja, el Cuerpo de Ingenieros del Ejército y el Servicio de Guardacostas, con el fin de planear la evacuación de las áreas amenazadas y el traslado o protección de las propiedades que puedan ser afectadas.

Un largo e intensivo estudio de los datos de los cursos de agua permite a la Oficina Meteorológica de los Estados Unidos preparar gráficas de las fases de crecida, determinando la probabilidad de que sucedan tales estados de elevación de las aguas para cada mes del año. La figura 25.21 muestra estos gráficos en cuatro estaciones distintas. El significado de los extraños símbolos se explica en la clave de la figura.

El Misisipí a su paso por Vicksburg se presenta como un gran río de grandes crecidas primaverales que se ajustan a un ciclo anual. El río Colorado en Austin, Texas, se ha escogido para ilustrar un río típico de regiones semiáridas. Las crecidas estivales se originan directamente por las torrenciales lluvias que provienen de las húmedas masas de aire tropicales. Las crecidas y descensos del final del verano son atribuibles muchas veces a las tormentas tropicales (huracanes) que penetran por el golfo de México. El Sacramento en Red Bluff, California, tiene crecidas en invierno cuando las lluvias son fuertes, pero al final del verano, que es la estación realmente seca en la franja costera de California, alcanza su caudal mínimo. La gráfica del Conneticut en Hartford muestra crecidas en dos estaciones. La más segura de las dos es la del principio de la primavera, cuando la fusión de la nieve de las montañas de Nueva Inglaterra es rápida; la segunda tiene lugar en otoño y es debida a esporádicas pero intensas tormentas, algunas de ellas huracanadas. La crecida excepcional de septiembre fue debida al huracán que tuvo lugar del 21 al 23 del citado mes en 1938, que adicionó una enorme cantidad de agua de escorrentía al ya sobrecargado caudal originado por las fuertes tormentas de los días 18 al 20 de septiembre.

Figura 25.22. Esta vieja fotografía muestra los muros de contención artificiales del río Misisipi cerca de Greenville, Misisipi, durante la gran crecida de marzo de 1903. Una brecha, o rotura, en el distante punto marcado con una X, permitió el paso del agua de la crecida al lecho de inundación, más bajo, de la parte izquierda. (Fotografía de la Mississippi River Commission.)

Figura 25.23. Esta fotografía aérea, tomada en abril de 1952, muestra una rotura en el muro artificial de contención adyacente al río Misuri en el oeste de Iowa. El agua se va vertiendo desde el elevado nivel del río hasta el nivel, más bajo, de la llanura aluvial (a la izquierda). (Fotografía de Forsythe, U. S. Department of Agricultura.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Control de crecidas

Frente a las repetidas y desastrosas crecidas ya se han gastado grandes sumas de dinero en una gran variedad de medidas destinadas a reducirlas y a controlarlas. Los aspectos económicos, sociales y políticos del control de las crecidas están más allá del fin de este libro, pero se debe hacer mención de ciertos principios físicos relacionados con el problema. Existen dos formas básicas de control: *a*) retrasar y detener por varios métodos la escorrentía en la superficie del terreno y en los tributarios menores de la cuenca, *b*) modificar el cauce bajo del río para evitar la avenida en el lecho de inundación.

La primera forma de control se intenta tratando las vertientes de las cuencas, generalmente mediante repoblación forestal o plantando cualquier otra cobertura vegetal que incremente la infiltración y reduzca la cantidad de aguas de arroyada. Este tipo de tratamiento, junto con la construcción de numerosas presas pequeñas en el fondo de los valles, puede reducir en gran manera los máximos de crecida permitiendo que el agua tarde más en llegar al cauce principal.

En el segundo tipo de control de crecidas, planeado para proteger directamente el área del lecho de inundación, se pueden emplear dos métodos muy distintos. El primero, es la construcción de *muros de contención* paralelos a ambas orillas del cauce del río, con el fin de que puedan contener el creciente caudal y prevenir de la avenida al lecho de inundación adyacente (fig. 25.22). Estos muros de contención son amplios terraplenes que deben ser diseñados con gran cuidado, ya que no solamente deben poseer una resistencia física a las presiones del agua, sino que además deben ser lo suficientemente altos como para contener las mayores crecidas, ya que, si no, se abrirían en ellos grandes *brechas* por donde se escaparía el agua (fig. 25.23). Bajo el control de la Comisión para el río Misisipí, creada en 1879, se construyeron una gran cantidad de muros de contención con el fin de detener todas las crecidas. La figura 25.22 muestra uno de estos muros durante la crecida de 1903, a consecuencia de la cual fue necesario elevar los diques en el Louisiana mediante tablas y sacos terreros a lo largo de una distancia de 125 km para evitar el desbordamiento. Los muros han sido perfeccionados continuamente y en la actualidad su longitud es de más de 4000 km, habiendo lugares en los que su altura sobrepasa los 10 m. En los cursos bajos, deltas y llanuras aluviales se construyen muros adicionales que desvían directamente hacia el mar el excesivo caudal de las crecidas.

El segundo método de control de crecidas, puesto en práctica ya en años más recientes en el río Misisipí por el Cuerpo de Ingenieros del Ejército, se basa en el acortamiento del curso del río mediante un sistema de canales que cortan directamente los grandes meandros, haciendo que el flujo del río sea mucho más directo. El acortamiento produce el efecto de aumentar la pendiente del río, lo que, a su vez, incrementa la velocidad media. Esta mayor velocidad permite que el mismo caudal pueda discurrir por una sección de menor área transversal con lo que se reduce el período de crecida. Esta mejora del cauce ha tenido repercusión en la reducción de las crestas de crecida a lo largo del curso bajo del Misisipí y en los muros de contención, que de este modo no corren tan gran peligro en ser rebasados. Ciertas partes del lecho de inundación se inundan desviando el río con el fin de reducir las crestas de crecida. Este método sólo puede ser usado en las partes del lecho de inundación menos pobladas.

Aspectos geológicos del agua subterránea

La relación entre el agua del suelo y el agua subterránea y la distinción entre las zonas de aireación y saturación ya se trataron brevemente en el capítulo 14. Ahora volvemos a considerar la distribución y movimiento del agua subterránea y sus aspectos geológicos y económicos.

La tabla 25.1 resume las existencias de agua en la tierra y compara la cantidad total de agua de infiltración y de saturación (agua subterránea) con el agua superficial de los continentes, sea en forma de hielo glaciar, humedad atmosférica o agua oceánica. Nótese que el volumen de agua subterránea es mucho mayor que el existente en lagos y ríos, pero algo inferior a una tercera parte del volumen contenido en forma de hielo en los casquetes polares y en los glaciares. El agua subterránea se subdivide en la que se halla a una profundidad inferior a 800 m, fácilmente extraíble para el uso del hombre, y la existente a mayor profundidad, gran parte de la cual no resulta rentable su recuperación.

Espacios porosos en la zona de saturación

El agua de saturación puede saturar una gran variedad de materiales geológicos, que van desde los relativamente blandos del manto detrítico hasta los más duros substratos rocosos de

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

TABLA 25.1 DISTRIBUCIÓN DEL AGUA EXISTENTE EN EL MUNDO*

Situación	Extensión superficial (Millas cuadradas)	Extensión superficial (Kilómetros cuadrados)	Volumen de agua (Millas cúbicas)	Volumen de agua (Kilómetros cúbicos)	Porcentaje del total
Agua superficial					
Lagos de agua dulce	330 000	860 000	30 000	125 000	0,009
Lagos salinos y mares interiores	270 000	700 000	25 000	104 000	0,008
Ríos	...	...	300	1 250	0,0001
Agua subterránea					
Humedad del suelo y agua de la zona intermedia (vadosa)	50 000 000	130 000 000	16 000	67 000	0,005
Agua subterránea hasta los 800 m (0,5 millas) de profundidad	50 000 000	130 000 000	1 000 000	4 200 000	0,31
Agua subterránea más profunda	50 000 000	130 000 000	1 000 000	4 200 000	0,31
Agua líquida total en zonas continentales	50 600 000	132 000 000	2 070 000	8 630 000	0,635
Casquetes polares y glaciares	6 900 000	18 000 000	7 000 000	29 200 000	2,15
Atmósfera	197 000 000	510 000 000	3 100	13 000	0,001
Océanos	139 500 000	360 000 000	317 000 000	1 322 000 000	97,2
Totales (aproximados)			326 000 000	1 360 000 000	100

* Datos del Dr. Raymond L. Nace, U.S. Geological Survey, 1964.

cualquier origen. El término *porosidad* se refiere al volumen total de espacio poroso que se halla en un volumen determinado de roca. La cantidad de agua que puede ser almacenada en una roca viene medida por su porosidad. Un conocimiento de las características de la roca nos ayudará a comprender algo sobre las variaciones de porosidad que pueden presentarse en ella. Entre las rocas sedimentarias, las detríticas de granos bastos, como las areniscas o conglomerados, pueden tener elevada porosidad. Similarmente, cualquier manto detrítico formado por arenas y gravas depositadas por torrentes o por corrientes de playa posee una gran porosidad. Los esquistos arcillosos, debido a su densa compactación, tienen una porosidad relativamente baja, pero la arcilla blanda o el barro, por el contrario, tienen elevada porosidad si bien sus poros son extremadamente pequeños. Las calizas pueden tener grandes cavidades, incluso cavernas, producidas por disolución de la roca. Las lavas escoriáceas suelen tener gran porosidad.

Las rocas densas y masivas, como las ígneas y las metamórficas, no poseen poros entre los cristales minerales que las forman o si existen, son muy pequeños, pero la presencia de numerosas fracturas, como diaclasas y fallas, ofrece una gran número de aberturas intercomunicadas en las que se puede almacenar el agua y a través de las cuales puede circular. En los estratos sedimentarios los planos de estratificación pueden originar aberturas adicionales.

¿Hasta qué profundidad se extiende la zona de saturación? No puede darse una profundidad determinada para responder a esta pregunta, pero es cierto que, según se deduce de experimentos con pozos profundos, el agua se hace muy escasa, a profundidades de más de 3 km. Además, los geólogos creen que a profundidades mayores de los 16 km, aproximadamente, la roca está sometida a tales presiones que cede mediante un lento flujo, cerrando totalmente todas las aberturas naturales e impidiendo que el agua penetre o permanezca en su interior. A esta región podemos denominarla *zona de estancación* y decir que limita la expansión de la zona de saturación en profundidad (fig. 14.10).

Otra propiedad, además de la porosidad, determina si el agua de saturación se moverá a través de la masa rocosa. Es la *permeabilidad*, o facilidad con que el agua puede penetrar a través de la roca. Naturalmente, los espacios porosos de una roca, aunque sean grandes, no ofrecerán libre paso al agua si cada poro está aislado de sus vecinos por materia mineral. Por lo tanto, el grado de interconexión de estas aberturas es importante para determinar la permeabilidad. Además, el tamaño de los orificios ejerce una fuerte influencia sobre la cuantía del flujo. Las arenas groseras o las gravas permiten un rápido flujo y, por consiguiente, están clasificadas como materiales altamente permeables. Los poros microscópicos de la arcilla impiden el flujo del agua tan efectivamente que las arcillas y las rocas que contienen abundante cantidad de ella se denominan comúnmente

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

impermeables, al menos respecto al propósito de obtener flujos de agua útiles de ellas. Si bien las rocas ígneas intrusivas son altamente impermeables en estado masivo y no descompuestas, pueden convertirse de hecho en masas de gran permeabilidad si están rotas por numerosos y próximos sistemas de diaclasas y fracturas.

El nivel freático

El agua de saturación es extraída para el uso del hombre de pozos excavados o perforados hasta alcanzar la zona de saturación. En los pozos ordinarios poco profundos el agua alcanza la misma altura que el nivel freático, sin incluir la franja capilar (fig. 25.24). El límite más elevado de saturación es, realmente, el límite superior de la franja capilar (véase cap. 14).

Si en un área abundan los pozos, la posición del nivel freático puede ser cartografiada con detalle determinando las alturas del agua y anotando las fluctuaciones de nivel de un pozo a otro. Cuando se ha hecho esto, se observa generalmente que el nivel freático asciende bajo las elevaciones de la superficie, es decir, en las colinas, se interrumpe al descender hacia los valles y aparece en la superficie cerca de los arroyos, lagos o ciénagas. La razón de tal configuración del nivel freático es que la filtración de agua a través de la zona de aireación tiende a elevar el citado nivel, mientras que la filtración a los arroyos, pantanos y lagos tiende a extraer el agua de saturación y hacer descender su nivel.

Como el agua de saturación se mueve extremadamente despacio, tiene lugar y se mantiene una diferencia en la altura del nivel freático entre las áreas de máxima y mínima elevación. En períodos de excesivas precipitaciones esta diferencia se incrementa debido a la elevación del nivel piezométrico (o nivel freático) en las áreas divisorias; en períodos de sequía el nivel piezométrico desciende lentamente (fig. 25.24). Grandes fluctuaciones como ésta suelen observarse sólo cuando se producen lluvias excesivas o sequía durante varios años seguidos, pero en las regiones de latitudes medias con acusados contrastes estacionales tiene lugar un ciclo anual distinto de fluctuaciones del nivel piezométrico. Este ciclo se ilustra en un gráfico en el que se compara la profundidad del nivel piezométrico con la precipitación mensual, basándose en las fluctuaciones de nivel de un pozo experimental en la ciudad de Washington desde 1929 a 1931 (fig. 25.25). Fueron años desacostumbradamente secos. Nótese que el nivel piezométrico descendió de una manera constante en la segunda mitad de 1929, a pesar de la considerable lluvia caída en septiembre y en octubre. Este continuo descenso se explica por el hecho de que la zona de suelo y la zona intermedia absorbieron y retuvieron toda el agua que se infiltró por la superficie, sin permitir que el agua llegase al nivel piezométrico. Sin embargo, a finales del invierno una considerable cantidad de agua alcanzó la zona de saturación ya que las regiones superiores en la zona de aireación estaban saturadas con toda el agua que podían almacenar. Tal ascenso en la tabla indica la *recarga* de agua de saturación debida a la filtración de agua superficial. A principios del verano de 1930, el nivel piezométrico descendió, porque las pérdidas de humedad del suelo por evapotranspiración habían agotado de nuevo el agua de infiltración y toda la lluvia que caía era absorbida por el suelo, impidiendo que llegara al nivel piezométrico. En la primavera de 1931, el nivel piezométrico comenzó otra vez su ascenso anual.

Acuíferos, acuicluidos, niveles piezométricos colgados y pozos artesianos

Cuando los estratos rocosos están casi horizontales o en posiciones suavemente inclinadas, las propiedades del agua de saturación pueden ser muy diferentes del simple modelo ilustrado en la figura 25.24, en la cual se suponen los materiales geológicos completamente uniformes. Supongamos, por ejemplo, que la región es de estratos sedimentarios de lechos de arenisca alternantes con lechos de lutita (figura 25.26). La arenisca es comúnmente porosa y permeable, constituyendo un gran almacén de agua de saturación a través del cual circula el agua fácilmente. Este tipo de formación rocosa

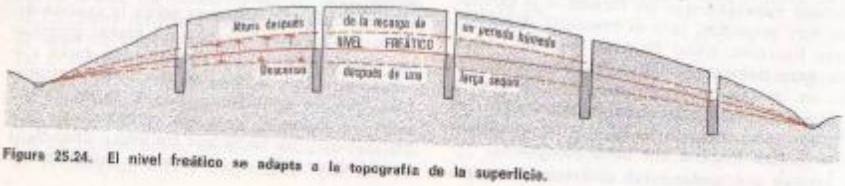


Figura 25.24. El nivel freático se adapta a la topografía de la superficie.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

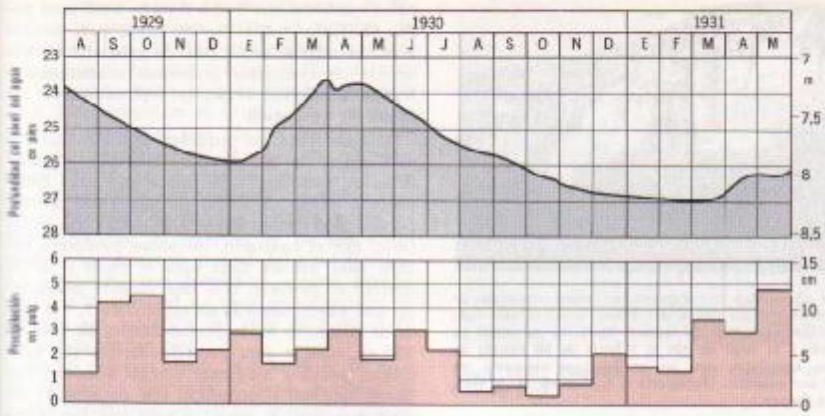


Figura 25.25. El nivel del agua de un pozo de observación en Washington muestra las fluctuaciones estacionales. (Según Meinzer, The Berkey Volume, 1950.)

se denomina *acuífero*. Por el contrario, un lecho de lutita de baja permeabilidad impide virtualmente el flujo de agua de saturación y es llamado *acuicluido*. En el caso particular mostrado en la figura 25.26, un delgado lecho de esquistos arcillosos ha bloqueado efectivamente la filtración descendente del agua hacia el nivel piezométrico principal, situado inferiormente, creando un *nivel piezométrico colgado*, separado del principal por una zona de aireación. Donde el nivel piezométrico colgado encuentra la ladera del valle se origina una *fuente* o *manantial* (que es un lento flujo de agua que emerge del terreno).

La mayor parte de las fuentes naturales son meros hilillos de agua que son invisibles o pasan inadvertidas bajo la cobertura vegetal. Si algún acuífero potente es cortado por un valle o cañón, se origina un gran manantial que descarga enormes volúmentes de agua (fig. 25.27).

Donde los estratos están inclinados, puede existir una situación favorable para el desarrollo de una *fuente o pozo artesianos*, donde el agua surge a la superficie por su propia presión. En la figura 25.28 vemos una representación muy esquemática de tales condiciones en la que la exageración vertical es muy grande únicamente para mostrar este principio. El extremo erosionado de un acuífero de arenisca está expuesto para absorber agua en una posición elevada. El agua que entra por allí pasa en profundidad a una posición inferior al nivel del valle y, en estas condiciones está sometida a una enorme presión debida al peso del agua situada a niveles superiores. Esta presión puede bastar para

Figura 25.26. Un nivel freático colgado necesita de unas condiciones geológicas especiales.

hacer subir el agua a la superficie en un pozo que corte el estrato impermeable de esquistos arcillosos y llegue al acuífero. Un flujo similar, en forma de fuente artesiana, puede tener lugar espontáneamente si existen fracturas en el estrato que permitan ascender al agua a través del lecho de lutita. En un posterior estudio sobre llanuras costeras se ilustra un diagrama algo más real de las condiciones geológicas artesianas (fig. 32.8).

Bombeo, depresión y recarga de pozos

De importancia creciente en la geografía económica son los efectos sobre el nivel freático producidos por el hombre al extraer el agua de saturación. La perforación de gran número de pozos de los que se extraen enormes volúmenes de agua mediante poderosas bombas ha alterado profundamente la relación entre recarga y pér-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 25.27. Las Mil Fuentes, en Idaho, emergen de la parte norte del Cañón del Snake River, al otro lado de la desembocadura del Salmon River. La surgencia se extiende a lo largo de 800 m y brota de un estrato de basalto escoriáceo con un caudal casi constante de 14 m^3 por segundo. (Fotografía I. C. Russell, U. S. Geological Survey.)

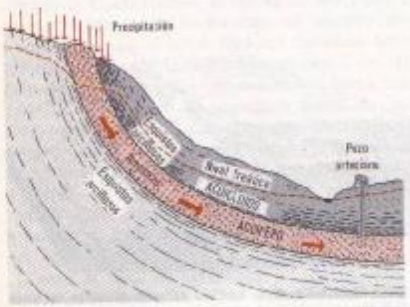


Figura 25.28. Las condiciones geológicas que originan los flujos artesianos se ilustran aquí de un modo sumamente esquemático.

dida de agua de saturación, que es una parte del ciclo hidrológico. El incremento de las poblaciones urbanas y el desarrollo industrial requieren grandes cantidades de agua, necesidades que no siempre pueden ser satisfechas con la construcción de nuevos depósitos de agua superficial.

En las zonas agrícolas de clima semiárido o desértico se ha puesto gran confianza en la irrigación con el agua obtenida mediante el bombeo de pozos, especialmente desde que muchos de los mayores sistemas fluviales ya han sido explotados completamente para la irrigación con las aguas superficiales. Los pozos pueden perforarse dentro de los límites de una propiedad agrícola o industrial, procurando, por lo tanto, inmediatamente el abastecimiento de agua sin necesidad de construir costosos canales o acueductos. Van a tratarse aquí unos pocos principios físicos de los pozos para ayudar a comprender al estudiante de geografía las bases de los complejos problemas económicos y legales relacionados con la explotación de las aguas de saturación.

Antiguamente los pequeños pozos requeridos para cubrir las necesidades domésticas y ganaderas de una casa o de una granja eran excavados a mano en forma de una gran cavidad cilíndrica revestida de sillería donde era necesario. Por el contrario, los pozos modernos hechos para extraer agua para el riego y la industria se perforan con una potente maquinaria que puede taladrar un agujero de 3, 4 o más m de diámetro hasta profundidades de más de 300 m, aunque para usos domésticos son suficientes pozos y máquinas mucho menores. Los pozos, una vez construidos, son dotados de un tubo metálico de revestimiento que impide la penetración del agua sucia cercana a la superficie y evita su obturación en caso de desprendimiento de las paredes. Cerca del fondo del pozo, donde penetra en el acuífero, el revestimiento está perforado para admitir la penetración del agua a través de una superficie considerable. La cantidad de flujo de un pozo o de una fuente se mide en litros por minuto o por día. La producción de pozos aislados oscila desde los pocos litros diarios de un pozo doméstico hasta varios millones de litros en los grandes y profundos pozos industriales o de irrigación.

En la mayor parte de los pozos, bombas poderosas pueden sacar el agua a la superficie más rápidamente de lo que ésta puede penetrar en el pozo, por lo que la producción de agua queda limitada más por las propiedades del acuífero que por la maquinaria. La figura 25.29 muestra los efectos de un bombeo rápido. La cantidad de agua que puede penetrar en el pozo depende de la permeabilidad del acuífero, que limita la cuantía del flujo de agua a través del acuífero a partir del área circundante. El flujo del agua de saturación es, en todo caso, extremadamente lento comparado con el de las corrientes superficiales. Se cree que el agua de saturación se desplaza a una velocidad de 1,5 m diarios a través de una formación en la que haya pozos de buen rendimiento, y que en casos excepcionales de bancos de gravas gruesas la velocidad puede alcanzar de 10 a 20 m diarios. En arcillas densas y esquistos la velocidad puede ser inconmensurablemente lenta.

Cuando el bombeo del pozo excede a la cantidad de agua que puede entrar en él, disminuye el nivel del agua del pozo y el nivel freático de los alrededores desciende en forma de

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

una superficie cónica, denominada *cono de depresión* y cuya altura recibe el nombre de *depresión* (fig. 25.29). Produciendo un gradiente mayor del nivel freático el flujo de agua de saturación hacia el pozo suministrará más agua. Esto solamente se verifica para un cierto valor de depresión, más allá del cual el caudal deja de incrementarse. El cono de depresión puede extenderse de 13 a 16 km o más a partir del pozo que está sometido a fuerte y continuo bombeo. Donde hay muchos pozos en funcionamiento, la intersección de sus conos produce un descenso general del nivel freático. La extracción con frecuencia excede grandemente a la cantidad de agua de saturación recargada por filtración del agua de lluvia o de los cauces de los ríos.

En las regiones áridas, la gran parte del agua de saturación destinada a riegos proviene de pozos construidos en arenas gruesas y gravas, es decir, en depósitos detríticos *aluviales*. (Estas características se describen en el cap. 26.) La recarga de tales depósitos depende de los flujos estacionales del agua de los torrentes que nacen en zonas altas de las montañas adyacentes. Donde existe esta alta permeabilidad, la extracción por bombeo del agua de saturación puede exceder en gran manera a la recarga efectuada por los torrentes. Los conos de depresión se hacen más profundos y más anchos; se requieren entonces pozos más hondos y bombas más potentes. El resultado de los excesos cometidos en las extracciones es el agotamiento de un recurso natural no renovable excepto pasado un largo período de tiempo. En áreas húmedas donde la precipitación anual es copiosa —de 75 a 125 cm anuales— la recarga natural es por filtración general a través de la zona del suelo que rodea al pozo. Aquí, las probabilidades de conseguir un equilibrio entre la recarga y el consumo son altamente favorables mediante el control del bombeo y de la restitución de las aguas sobrantes o de las aguas superficiales al nivel freático por medio de otros pozos en los que el flujo de agua baje en vez de subir.

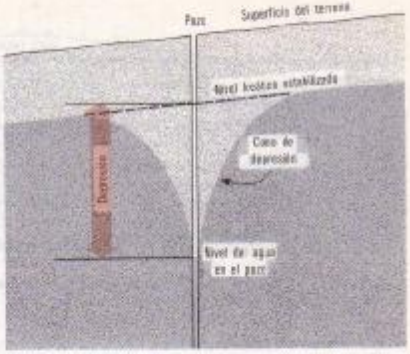


Figura 25.29. Depresión y cono de depresión al bombear un pozo.

Descarga natural de agua de saturación

La fase subterránea del ciclo hidrológico, que es el principal tema de este capítulo, se completa cuando el agua de saturación emerge a lo largo de líneas o zonas donde el nivel piezométrico corta a la superficie del terreno. Tales lugares son los lechos de los ríos y los fondos de los pantanos y lagos. Mediante una lenta filtración hacia el exterior y el flujo de las fuentes, el agua debe emerger en cantidad suficiente para equilibrar la que penetra en el nivel freático por infiltración a través de la zona de aireación.

Contrariamente a lo que la mayoría de la gente pueda decir, toda el agua de saturación no se dirige directamente desde las divisorias de las vertientes a los lugares donde emerge en forma de flujo encajonado en la parte superior del nivel freático. Si fuera este el caso, las partes inferiores de la masa de agua de saturación estarían estancadas. Ciertamente problemas geológicos, tales como el de la cementación de las rocas y la transferencia de materia mineral disuelta de un lugar a otro, no se realizarían sin flujo de agua de saturación, a pesar de que es extremadamente lento.

La figura 25.30 muestra las trayectorias teóricas del flujo del agua de saturación calculadas usando los principios básicos de la física de los fluidos. El agua sigue trayectorias curvadas con la parte cóncava hacia arriba. El agua que pe-

Figura 25.30. Trayectorias teóricas del movimiento del agua de saturación bajo las divisorias y los valles. (Según M. K. Hubbert.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

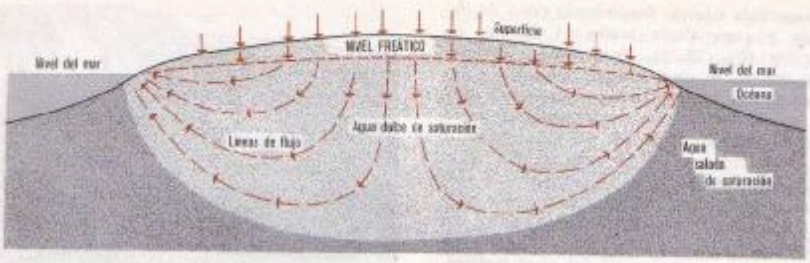


Figura 25.31. Relación entre el agua dulce y la salada en una isla o península. (Según G. Parker.)

netra por una vertiente a medio camino entre la divisoria y la corriente fluye bastante directamente. No obstante, cerca de la línea divisoria situada sobre el nivel freático las líneas de flujo descienden casi rectas a grandes profundidades, a partir de las cuales se curvan hacia arriba hasta puntos situados en la base de las corrientes. La velocidad a lo largo de estas profundas trayectorias es increíblemente lenta, pero cerca de la superficie es algo más rápida. El flujo más rápido se halla cerca de la línea de descarga de las corrientes, donde las flechas aparecen convergentes.

De considerable interés en la geografía económica de las regiones costeras es el problema de la relación entre el agua subterránea dulce y la salada, ya que en los pozos construidos en la playa se puede encontrar agua salada, o se puede causar mediante una extracción excesiva, un flujo de agua salada hacia el pozo y hacerlo inadecuado para el uso. La figura 25.31 muestra un diagrama idealizado de una isla o de una estrecha península. La masa de agua dulce de saturación adquiere la forma de una lente gigantesca de caras convexas, sólo que la superficie superior tiene solamente una escasa curvatura, mientras que la cara inferior, en contacto con el agua salada subterránea, se abomba profundamente hacia abajo. Debido a que el agua dulce es menos densa que la salada, podemos suponer que dicha lente de agua dulce está flotando sobre la salada, presionándola fuertemente hacia abajo como el casco de un buque empuja a los lados el agua circundante. La relación de densidades entre el agua dulce y la salada es de 40 a 41. De aquí que, si el nivel freático está, por ejemplo, a 10 m sobre el nivel del mar, la parte inferior de la lente de agua dulce estará situada a 400 m bajo dicho nivel, o sea, 40 veces más profunda de lo que el nivel piezométrico está por encima del nivel del mar.

El agua dulce de saturación se extiende mar adentro alguna distancia más allá de la línea de costa. Aunque el agua salada de saturación está estancada, la dulce se mueve en las trayectorias curvas que muestran las flechas de la figura 25.31. Si se bombea excesivamente el agua de los pozos cercanos a la costa, el contacto de las aguas salada y dulce de saturación se traslada tierra adentro, donde puede llegar a cortar a los pozos y contaminar el agua dulce. Cuando se dan tales condiciones, la única solución es el cese del bombeo y dejar que el agua dulce vaya haciendo retroceder la zona de contacto hacia su posición original de mar adentro, o efectuar una barrera de recarga de agua dulce entre los pozos y la línea de costa. Al reanudar el bombeo, se debe regular a un ritmo más lento.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Cuestionario de repaso

1. ¿Cuáles son las características generales de un sistema natural de desagüe? ¿Cuál es la forma de una cuenca?

2. ¿Qué ramas de la ciencia de la tierra están en relación con la escorrentía y los sistemas de desagüe? ¿Qué agencias gubernamentales se responsabilizan de las diferentes fases de este estudio? ¿Por qué el conocimiento de los principios de la escorrentía es de gran valor para el estudiante de geografía?

3. Distinguir entre aguas de arroyada y aguas encauzadas. ¿Cuáles son los tipos de arroyada? ¿A qué tipo de aguas pertenece la arroyada en surcos?

4. Describir la formación de las aguas de arroyada comenzando desde que empieza a llover. ¿Qué es la interceptación? ¿Y la retención superficial? ¿Qué ecuación relaciona el agua de arroyada con la precipitación y la infiltración?

5. ¿En qué difiere el modelo geológico de erosión del suelo con la erosión acelerada del mismo? ¿Cuál es el cometido de la erosión por salpicadura? ¿Qué tipo de tratamiento de terrenos originan la erosión acelerada? Explicarlo. ¿Cómo influye el gradiente de la vertiente en la intensidad de la erosión del suelo?

6. Describir las formas progresivamente más serias de erosión acelerada del suelo. ¿Qué sucede con el suelo erosionado? Distinguir entre manto coluvial y manto aluvial. ¿En qué ocasiones es perjudicial la sedimentación?

7. Hacer una lista de los distintos elementos geométricos de un cauce, indicando en cada uno de ellos su definición y el modo en que se miden. Explicar el significado de "tanto por ciento".

8. Describir las variaciones de velocidad que experimenta una corriente en una sección vertical y a través del cauce. ¿Por qué la velocidad no es la misma en todas las partes del río?

9. ¿Qué es la turbulencia de una corriente? ¿Cómo afecta al transporte?

10. ¿Qué es la velocidad media de un río? Indicar y explicar claramente la ecuación que relaciona la descarga con el área y la velocidad media.

11. Describir los métodos y los equipos empleados en la medición de corrientes. ¿Qué agencia gubernamental es la responsable de tales mediciones en los Estados Unidos? ¿Cómo se mide y se calcula en la actualidad la velocidad media? ¿Cómo se emplean las curvas de descarga? ¿Cómo se construyen?

12. ¿Qué es un hidrograma? Describir de qué modo evoluciona la escorrentía después de una tormenta en una cuenca muy pequeña. ¿Por qué existe un retraso entre la precipitación y la escorrentía? En cuencas de gran extensión, ¿cómo se alteran estos factores?

13. ¿Qué es el flujo basal? ¿Cuál es la fuente del flujo basal? ¿Qué es la escorrentía de almacenaje y cómo afecta al hidrograma de una cuenca extensa?

14. Describir las variaciones anuales del flujo basal y sus contribuciones al agua superficial en una cuenca típica húmeda del sureste de los Estados Unidos.

15. ¿Cómo se define el término crecida? ¿Cómo se distingue el cauce normal de un río de su lecho de inundación? ¿Qué es la fase de encauzamiento de una corriente superficial?

16. Describir el comportamiento de una crecida a lo largo de un río de gran longitud. ¿Cómo varía la descarga al incrementarse la distancia río abajo? ¿Cómo varía la forma de la ola de crecida?

17. ¿Qué agencia gubernamental tiene a su cargo los ríos y la predicción de crecidas? ¿Qué tipo de actividades organiza y cuáles son sus funciones?

18. ¿En qué difieren las gráficas de crecidas del río Misisipí en Vicksburg, Misisipí, y el río Colorado en Austin, Texas? Explicarlo.

19. ¿Cuáles son las formas básicas usadas para el control de crecidas? ¿En qué principios se basan? ¿Cuáles son las ventajas y desventajas de la construcción de extensos muros de contención? ¿Cómo se pueden modificar los cauces para reducir los máximos de crecida?

20. Discutir la distribución del agua en el mundo, dando porcentajes aproximados en cada una de las grandes categorías.

21. Distinguir entre porosidad y permeabilidad de las rocas. Citar variedades de rocas y de materiales detríticos que ilustren los extremos de porosidad y permeabilidad. ¿Qué es la zona de estancación? ¿Qué condiciones existen allí para el agua de saturación?

22. Describir la forma del nivel freático bajo una topografía montañosa. ¿Qué fluctuaciones del nivel freático se pueden esperar? ¿Qué es la recarga de agua de saturación y cómo se realiza?

23. Explicar cómo pueden originar un nivel freático colgado las rocas estratificadas. ¿Cómo pueden formarse las fuentes? ¿Qué condiciones geológicas se requieren para la formación de fuentes y pozos artesianos?

24. ¿Cómo puede causar el bombeo una depresión del nivel práctico? ¿Qué es el cono de depresión? ¿Hasta dónde puede alejarse del pozo? ¿Con qué rapidez se recargan de agua de saturación los depósitos aluviales de las regiones áridas?

25. ¿Dónde se descarga el agua de saturación desde que cae al suelo hasta que se convierte en agua de escorrentía? Describir las trayectorias de flujo del agua de saturación desde que se divide en vertientes hasta que llega al río.

26. Describir y explicar la relación entre la masa de agua dulce subterránea y la salada en el subsuelo de una isla. ¿Qué principio físico rige la relación entre la elevación del nivel freático y la profundidad del agua dulce? ¿Cómo se produce la contaminación de agua salada en los pozos?

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Ejercicios

1. La tabla adjunta son los datos de las mediciones de caudal efectuadas por el Servicio Geológico de los Estados Unidos en el río Wabash a su paso por Montezuma, Indiana, el 21 de marzo de 1960. Las cifras de la primera columna son la distancia horizontal desde cada punto de control a la orilla izquierda del río y representan los puntos en los que se sumergió el molinete. En la segunda columna se disponen las anchuras de las secciones en las que se llevó a cabo la medición. Nótese que estas anchuras varían, ya que las mediciones se efectuaron desde un puente cuyos diversos pilares impedían efectuar las mediciones uniformemente espaciadas. La cuarta columna indica la velocidad media hallada en cada sección, obtenida tomando el valor medio de las lecturas efectuadas con el molinete a profundidades de 0,2 y 0,8 de la total en cada punto. En la quinta y sexta columna se representan respectivamente el área de la sección y su caudal.

a) Dibujar en una hoja de papel milimetrado la sección transversal del río. Constrúyase la escala horizontal de manera que 1 cm equivalga a 15 m y la vertical exagerada cinco veces, es decir, 1 cm igual a 3 m. Dibujar líneas verticales que indiquen la localización de los puntos de medición. Encima de esta sección transversal dibujar otra similar a escala natural (sin exageración vertical).

b) Completar los cálculos de velocidad media, sección y caudal de todos los espacios en blanco de la tabla. Sumar las columnas de las secciones y los caudales con el fin de obtener el área total de la sección transversal y el caudal total.

c) Basándose en los totales obtenidos en *b*), calcular la velocidad media del río.

d) Confeccionar una gráfica en la que se represente la velocidad media en el eje vertical y la profundidad en el horizontal. Colocar un punto en la gráfica por cada 30 pares de mediciones de la velocidad media y la profundidad. ¿Se observa alguna relación notable entre la velocidad media y la profundidad? Describir esta relación.

1. Distancia horizontal (m)	2. Amplitud de la sección (m)	3. Profundidad (m)	4. Velocidad media (m/seg)	5. Área de la sección (m^2)	Caudal (m^3/seg)
3	Orilla izquierda del río				
9	7,5	1,9	____	14,22	5,13
18	9	6,2	0,75	____	46,8
27	9	8,2	0,97	73,44	____
36	9	10,1	____	90,00	122,4
45	9	11,3	1,34		141,0
54	6,9	10,4	1,05	72,00	____
60	5,1	11,4	____	57,96	76,2
66	7,2	13,1	1,20	____	126,6
75	9	12,6	1,67	113,40	____
84	9	11,2	____	100,80	207,0
93	9	11,5	1,71	____	197,4
102	9	10,7	1,80	95,40	____
111	8,7	9,1	____	79,11	126,6
120	8,1	8,7	1,53	____	119,4
129	8,4	7,1	1,00	59,76	____
138	10,5	4,4	____	45,99	16,5
150	13,5	3,5	0,37	____	19,7
165	15	3,3	0,28	50,50	____
180	15,8	3,5	____	55,62	15,3
198	14,3	3,4	0,32	____	17,4
210	13,5	3,0	0,40	40,50	____
225	15,3	3,4	____	52,56	44,7
241,5	15,8	3,9	0,70	____	48,3
258	13,9	4,9	0,42	67,77	____
270	13,5	5,0	____	67,68	16,2
285	15,6	4,7	0,44	____	36,0
301,5	12,8	6,5	0,59	83,34	____
312	10,7	4,7	____	50,49	34,8
324	13,5	3,8	0,63	____	34,5
339	16,5	1,8	0,36	30,69	____
357	Orilla derecha del río				

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Construyase la escala
m equivalga a 15 m
veces, es decir, 1 cm
rticales que indiquen
de medición. Enci-
dibujar otra similar
ión vertical).
de velocidad media,
s espacios en blanco
as de las secciones y
ener el área total de
dal total.
les obtenidos en *b*),
del río.
a en la que se repre-
eje vertical y la pro-
locar un punto en la
mediciones de la ve-
b). ¿Se observa algu-
velocidad media y la
elación.

2. Los valores que se dan a continuación son las alturas alcanzadas por el agua y los caudales medidos en una estación de aforo permanente del río Little Ossipee en Maine. (Datos del Servicio Geológico de los Estados Unidos.)

Altura del agua en la estación de aforo (m)	Caudal, m^3/seg
0.114	0.33
0.24	1.65
0.45	6.60
0.66	19.50
0.90	42.00
1.14	63.00
1.32	84.00

a) Colocar estos datos en una gráfica similar a la de la figura 25.10. Unir los puntos con una curva.

b) Empleando la curva dibujada, calcular el caudal para las siguientes alturas leídas en la estación de aforo: 0,15-0,3-0,78-1,23 m.

c) Colocar los mismos datos en papel logarítmico (escala logarítmica vertical y horizontal) empleando tres ciclos del mismo. Notar que los puntos pueden unirse bien con una recta, lo que indica que el caudal se incrementa de manera potencial con respecto a la altura medida en la estación de aforo.

3. Los valores que se indican a continuación son los de precipitación y escorrentía de una tormenta de principios de otoño en el río Delaware. La estación de aforo se halla en Port Jervis, N. Y. (Datos del Servicio Geológico de los Estados Unidos.)

Precipitación	mm
De las 18 h del 28 de sept. a las 6 h del 29 de sept.:	2,54
De las 6 h del 29 de sept. a las 18 h del mismo día:	22,86
De las 18 h del 29 de sept. a las 18 h del 30 de sept.:	93,98
De las 18 h hasta medianoche del 30 de sept.:	2,54
Total	121,92

Caudal	m^3/seg
Sept. 28	30 (flujo basal)
Sept. 29	30 (flujo basal)
Sept. 30	350
Oct. 1	2220
Oct. 2	1410
Oct. 3	630
Oct. 4	390
Oct. 5	270
Oct. 6	240
Oct. 7	210
Oct. 8	180
Oct. 9	150 (flujo basal)

a) Confeccionar una gráfica, similar a la de la figura 25.13, que represente la precipitación y escorrentía de cada día desde el 23 de septiembre al 9 de octubre. Escala vertical recomendada: diez milímetros del papel igual a 10 mm de precipitación y 300 m^3/s de caudal. En la escala horizontal situar un día cada 10 mm. Colocar todos los nombres en la gráfica. Situar la posición de la curva del flujo basal durante todo el período de tiempo.

b) Estimar el tiempo transcurrido entre el comienzo de la precipitación y el de la escorrentía superficial. Estimar el tiempo transcurrido entre el máximo de la precipitación y el de la escorrentía.

c) Restar cada día el flujo basal de la escorrentía total diaria. Sumar estas cantidades con el fin de determinar la escorrentía superficial total producida por la tormenta.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Capítulo 26
Morfología fluvial

Lejos de ser meros sistemas de eliminación del exceso de escorrentía, los ríos son importantes agentes del modelado terrestre, los principales transportadores de materia mineral desde las tierras a los océanos. Este papel erosivo no es sólo de interés para el geomorfólogo, que estudia las formas del modelado, sino que también lo es para el estudiante de geología histórica que debe interpretar los estratos sedimentarios de eras geológicas pasadas que, en muchas ocasiones, son depósitos originados por los ríos a partir de antiguas masas continentales.

El trabajo geológico de los ríos

El trabajo geológico de las corrientes fluviales consiste en tres actividades interrelacionadas: *erosión, transporte y sedimentación*. La erosión originada por la corriente es la progresiva remoción de materia mineral del fondo y de las orillas del cauce, ya sea excavado éste en el substrato rocoso o en el manto residual transportado. El transporte consiste en el movimiento de las partículas erosionadas mediante su arrastre por el fondo, suspensión en la masa de agua o disolución. La sedimentación es la acumulación progresiva de las partículas transportadas sobre el lecho del río, sobre el lecho de inundación o en el fondo de una masa de agua no corriente en la que desemboca un curso de agua. Naturalmente, la erosión no puede tener lugar sin que exista algo de transporte, y las partículas transportadas han de acabar posándose. Por tanto, erosión, transporte y sedimentación son simplemente tres fases de una actividad única.

Erosión fluvial

Las corrientes fluviales erosionan de varias maneras, que dependen de la naturaleza de los materiales del cauce y de los materiales que arrastre la corriente. Por sí sola, la fuerza del agua

Terrazas fluviales, río Madison, Montana.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 26.1. Estos pilancones han sido excavados en granito en el cauce del río James, Henrico County, Virginia. (Fotografía de C. K. Wentworth, U. S. Geological Survey.)

en movimiento, chocando con el fondo y ejerciendo sobre él una acción de arrastre, puede erosionar los materiales aluviales mal consolidados, tales como arena, grava fina y arcilla, mediante el proceso denominado *acción hidráulica*. Donde las partículas de roca transportadas por la veloz corriente golpean contra las paredes del cauce formadas por rocas, arrancan pedazos de las mismas. La rodadura de los guijarros y cantos sobre el lecho del río los machaca y rompe en granos más pequeños, estableciendo una gran variedad de tamaños de granos. Estos procesos de desgaste mecánico se reúnen bajo la denominación de *corrosión* o *abrasión*, que es el principal medio de erosión en un lecho rocoso demasiado resistente para ser afectado por simple acción hidráulica. Finalmente, los procesos químicos de meteorización de las rocas —reacciones ácidas y disoluciones— son efectivos para la remoción de la roca del cauce del río y se designan bajo el nombre de *corrosión*. Los efectos de la corrosión son muy acusados en la caliza, roca dura y no fácilmente atacable por la abrasión, pero que reacciona rápidamente ante la acción del ácido carbónico en disolución con el agua de los ríos.

Unas formas interesantes originadas por la abrasión del río son los *pilancones* o *marmitas de gigante*, oquedades cilíndricas excavadas en el lecho rocoso por una corriente rápida (figura 26.1). Las dimensiones de los pilancones oscilan entre unos pocos centímetros y varios metros, pudiendo tener los más grandes unos cuantos metros de profundidad. A menudo en el interior de las marmitas de gigantes suelen encontrarse una piedra esférica o discíforme que evidentemente es el instrumento con el que son talladas dichas cavidades. La corriente espiral de agua que tiene lugar en el interior del pilancón origina el movimiento de rotación de la piedra en la base de la oquedad perforando así gradualmente la roca. La abrasión crea otras muchas formas, tales como cascadas, cavidades en la base de éstas, etc., que prestan variedad al cauce rocoso de los rápidos ríos de montaña.

El transporte fluvial

La carga de una corriente puede ser transportada de tres formas. La materia disuelta es transportada invisiblemente en forma de iones químicos. Todas las corrientes llevan sales disueltas resultantes de la descomposición de las rocas. La arcilla y la arena fina son transportadas en *suspensión*, es decir, mantenidas por los elementos ascendentes del flujo en los turbulentos remolinos de la corriente. Esta fracción de materia así transportada se denomina *carga en suspensión*. La arena, la grava y los fragmentos todavía mayores quedan confinados en la base del cauce constituyendo la *carga de fondo* y se desplazan por rodadura, deslizamiento o saltos bajos ocasionales.

La carga total transportada por la corriente varía enormemente en cantidad total y en el tamaño de los fragmentos, ya que depende de la descarga y del nivel del río. En épocas de crecida, cuando en los grandes ríos se originan velocidades de hasta 6 m/seg o más, el agua se enturbia debido a la carga de materiales que lleva en suspensión. Los cantos rodados de gran tamaño, si el gradiente del río es acusado, pueden llegar a desplazarse sobre el lecho. Frederick S. Dellenbaugh, miembro de la tripulación de la embarcación del mayor Powell, que atravesó el Gran Cañón descendiendo por el río Colorado en 1871 y 1872, escribió que, mientras descansaban por la noche en la orilla del río, podían oír los secos y atronadores impactos que causaban los grandes cantos al rodar por el fondo del cauce en los rápidos del río.

La acción hidráulica de las aguas de crecida es capaz de arrastrar en poco tiempo enormes cantidades de materiales no consolidados (figura 26.2). El agua no solamente profundiza el cauce, sino que, además, socava las márgenes y origina el desprendimiento de grandes masas de aluviones que son rápidamente disgregadas y entran a formar parte de la carga del mismo. Este proceso, denominado *excavación de las márgenes*, es una importante fuente de sedimentos durante los períodos de crecida del río y se halla asociado a los rápidos desplazamientos laterales que experimenta el cauce del río en las partes externas de los meandros.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 26.2. La crecida del río excavó esta enorme zanja en Cavendish, Vermont, en noviembre de 1927. Las aguas barrieron un área de 1,6 km de anchura y 5 km de longitud en la que se hallaban ocho granjas. Los daños fueron grandes, ya que el material consistía únicamente en arena y grava, que ofrecían poca resistencia. (Fotografía de Wide World Photos.)

TABLA 26.1*

	Sedimentos en suspensión (en partes por millón)	Fracción en peso
Río Misisipi, (Promedio anual)	550 a 600	1/1800 a 1/1660
Fase de crecida (hasta 56 600 m^3/seg)	2 600	1/400
Época de mínimo caudal (2000 m^3/seg) (agua azul y clara)	50	1/2000
Río Misuri		
Fase de crecida	20 000	1/50
Río Colorado (antes de la presa Hoover)		
Fase de crecida (de 1400 a 2000 m^3/seg)	40 000	1/25
Río Amarillo, China		
Fase de crecida	El peso de materia sólida puede ser mayor que el peso de agua	

* Datos de G. H. Matthes, «Paradoxes of the Mississippi,» *Scientific American*, vol. 184, págs. 19-23, 1951.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

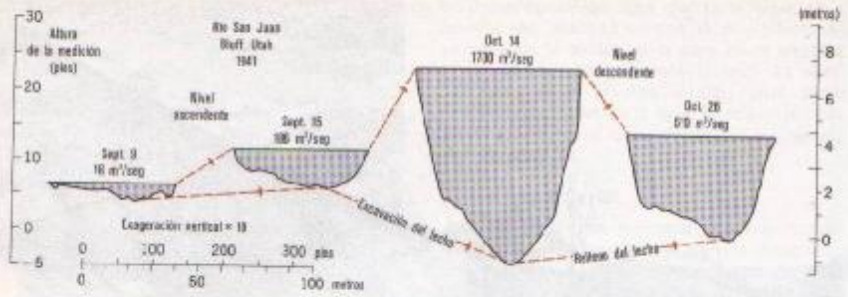


Figura 26.3. Esta serie de secciones transversales muestra los cambios de forma que experimentó el cauce del río San Juan, cerca de Bluff, Utah, desde principios de septiembre hasta el final de octubre de 1941, durante el desarrollo de una crecida. (Según Leopold y Maddock, U. S. Geological Survey.)

La carga en suspensión de los grandes ríos

La carga transportada por los grandes ríos es un factor de considerable importancia que ha de tenerse en cuenta en la planificación de la construcción de presas y de sistemas de canales de irrigación. Los sedimentos van quedando retenidos tras la pared del embalse al que rellenan progresivamente hasta que llega el momento que queda completamente inutilizado para su función de reserva de agua. Al mismo tiempo, el hecho de que no puedan depositarse los sedimentos en el curso bajo del río por debajo de la presa, puede originar serias perturbaciones en la actividad del río. El resultado del profundo excavado del lecho y el descenso del nivel del río pueden trastornar los sistemas de irrigación. Al proyectar dichos sistemas, la forma de los canales debe adaptarse al tamaño y a la cantidad de los sedimentos transportados por el agua, ya que de otro modo se podrían originar obstrucciones debidas a la deposición de la carga o por excavado anormal.

La tabla 26.1 muestra cifras comparadas de las cargas de sedimentos de algunos ríos en diferentes fases.

Aunque la información referente a la cantidad de sedimentos transportados en forma de carga de fondo es escasa, se sabe que los transportados por suspensión alcanzan valores muy elevados. En el río Misisipi, el 90 % de su carga total es transportada en suspensión. La tabla muestra cómo los ríos que tienen terrenos semiáridos o áridos (Misuri y Colorado) poseen una gran cantidad de carga en suspensión, porque atraviesan grandes extensiones de suelo árido cuyo sedimento es arrastrado fácilmente por las aguas de arroyada hasta los cauces.

Modificaciones del cauce con la crecida

Tenemos tendencia a creer que un río crecido cambia en gran parte por el aumento de altura de la superficie del agua, que hace que se desborde de su cauce y ocupe el lecho de inundación adyacente. Debido a la turbidez del agua, no podemos apreciar directamente los cambios que se operan en el fondo del río, pero estos se pueden determinar mediante mediciones de sondeo de la profundidad del mismo (fig. 26.3). Al principio el fondo del río puede elevarse debido a la gran acumulación de carga de fondo transportada a la corriente durante las primeras fases de fuerte escorrentía. Sin embargo, el fenómeno se invierte rápidamente y el lecho es ahondado activamente a medida que la crecida se va incrementando. De este modo, en el período de máximo nivel, la base del cauce presenta su máximo descenso. Cuando la descarga comienza a disminuir, desciende el nivel de la corriente y el lecho vuelve a elevarse por la deposición de nuevos materiales aluviales. En el ejemplo representado en la figura 26.3 se han *removido* unos 3 m de espesor de aluviones mientras ha durado el ciclo completo de incremento y descenso de la crecida.

La alternativa profundización y relleno del cauce es la responsable de la variación de la capacidad del río para transportar su carga. La máxima cantidad o carga de materiales que pueden ser transportados indican la *capacidad de carga* de la corriente. Dicha carga suele medirse según el peso de material transportado a través de una determinada sección transversal del río en la unidad de tiempo. Normalmente se indica en toneladas por día. La carga total abarca la carga en suspensión y la de fondo.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Si una corriente discurre por un cauce excavado en roca dura, no podrá poseer todos los materiales aluviales que le son necesarios para completar su carga máxima de fondo. Tales condiciones se presentan en los ríos que corren por profundas gargantas y que poseen notables gradientes, de modo que cuando tiene lugar la crecida, el cauce no puede ser ahondado rápidamente como respuesta. Sin embargo, en los ríos típicamente aluviales, donde grandes cantidades de limo, arena, grava y cantos rodados se hallan en el fondo, el aumento de caudal implica una rápida remoción de todos estos materiales. En otras palabras, la creciente capacidad de carga del río se ve rápidamente satisfecha.

La capacidad de carga aumenta notablemente con la velocidad de la corriente, ya que cuanto más rápida es ésta, más intensa es la turbulencia y, por lo tanto, mayor es la fuerza de arrastre sobre el fondo. La capacidad para mover la carga de fondo equivale a la velocidad del agua elevada aproximadamente a la tercera o a la cuarta potencia. Así, si la velocidad de una corriente se doblia en la fase de crecida, la capacidad de transporte de la carga de fondo se incrementa de ocho a dieciséis veces. Es, pues, de destacar que la mayoría de los cambios notables que tienen lugar en el cauce de una corriente, como el desplazamiento lateral, suceden en el período de crecida, siendo muy poco importantes las modificaciones que acontecen durante las épocas de caudal bajo.

Cuando ya ha tenido lugar el máximo de crecida y la descarga comienza a disminuir, la capacidad de carga de la corriente también disminuye. De este modo, algunas de las partículas que están en movimiento comienzan a descender al fondo y a depositarse en forma de arena y bancos de grava. Primeramente son los grandes cantos los que paran de rodar, después los guijarros y la grava, y por último la arena. La arena fina y el limo transportado en suspensión no pueden sustentarse por más tiempo y descienden al fondo. De este modo, la corriente se ajusta a su descendente capacidad de carga. Cuando se restablece el nivel normal de las aguas, éstas se pueden volver muy claras, ya que solamente transportan unos pocos granos de arena que ruedan en el fondo en los lugares donde la velocidad es mayor.

Con esta introducción al caudal de los ríos y al modo en que realizan su cometido de erosión, transporte y sedimentación, volvemos a penetrar en el tema de la excavación de los valles por los ríos y en el de las innumerables formas de modelado que originan.

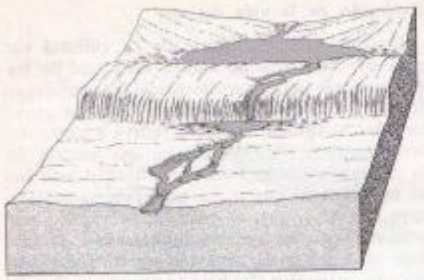
Evolución de la vida del río

Durante toda la historia de su vida, el río pasa por una serie de etapas, cada una de las cuales posee unas características determinadas (fig. 26.4). La fase inicial tiene lugar tan pronto como se origina un nuevo relieve a partir del levantamiento o dislocación de una porción de la corteza terrestre. Para simplificar el estudio, se supone aquí que dicha superficie se hallaba bajo el mar y que, al emerger, se expone por primera vez a los agentes de la erosión. El paisaje se halla, pues, formado enteramente por relieves originales. La lluvia que caiga sobre la tierra se traducirá en aguas de arroyada. Éstas se deslizarán por las vertientes iniciales cualesquiera que sea su forma. El flujo de agua se concentrará donde existan ligeras depresiones en las vertientes, originando así el desarrollo de cauces que son rápidamente profundizados por la acción erosiva del agua y de las partículas rocosas sueltas que transporta. Las depresiones se llenan de agua, originando lagos. El agua que sale por los bordes más bajos de estos lagos, establece un sistema de drenaje que intercomunica los lagos situados a mayor altura con los que yacen a niveles inferiores. Se forma de este modo, el sistema fluvial primitivo. Se caracteriza por la existencia a lo largo de su curso de cascadas, rápidos y lagos (fig. 26.4*A*).

Una vez formado, el río entra en el estado de *juventud*. La profundización del cauce es la principal actividad del río joven, cuya capacidad de carga excede a la carga disponible para él. Se abren salidas para los lagos, que los desaguan y extienden los ríos a través de los antiguos fondos lacustres. Las cascadas se van rebajando hasta convertirse en rápidos. Las formas del paisaje más relacionada con la juventud del río quizá sean las *gargantas* o *cañones*, que se van ahondando. La garganta está limitada por escarpadas paredes y posee una sección transversal en forma de V. La corriente ocupa todo su fondo, y de las abruptas paredes adyacentes caen gran cantidad de materiales rocosos meteorizados dentro del cauce. Los deslizamientos de tierras son frecuentes y las grandes masas caídas a veces taponan temporalmente el curso del agua. Los taludes de derrubios de fragmentos de roca sueltos se introducen aquí y allá en el agua. Debido a la rápida denudación de las escarpadas paredes del valle, los afloramientos del lecho rocoso son evidentes, formando localmente abruptos acantilados (fig. 26.4*B*).

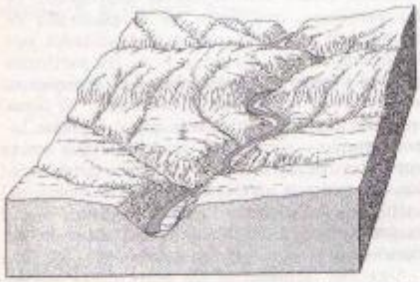
La importancia geográfica de un valle excavado por un río joven puede imaginarse rápidamente. No hay ningún pedazo de terreno donde sea factible tender una línea férrea o una

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

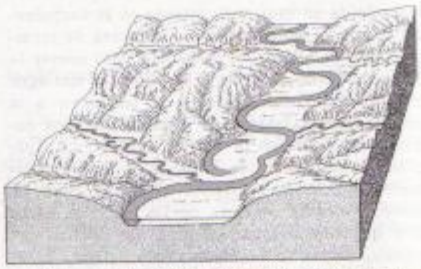


A. En la fase inicial existen lagos, cascadas y rápidos.

B. En la fase media de su juventud ya han desaparecido los lagos, pero las cascadas y los rápidos aún persisten en la estrecha garganta excavada.



C. La madurez temprana trae consigo la formación de un perfil suavemente nivelado sin rápidos ni cascadas y el comienzo de la formación del lecho de inundación.



D. Al llegar a la madurez plena, el río posee un lecho de inundación lo suficientemente ancho como para poder acomodar a sus meandros.

E. La madurez plena del río se caracteriza por un amplio lecho de inundación y meandros que se desarrollan libremente. L = muro de contención natural; O = lago oxbow; Y = corriente yazoo; A = aluviones; B = paredes del valle; F = lecho de inundación.

Figura 26.4. Estadios en la historia de la vida de un río. (Según E. Raisz.)

carretera entre las orillas y las paredes del valle; de aquí que el asiento de la carretera deba ser tallado o barrenado con gran gasto de dinero y con gran riesgo en las laderas del valle. La conservación de estas obras es costosa ya que la erosión del río y el deslizamiento y la caída de rocas pueden arrastrar o dañar el firme de la carretera. Ahora bien, puede darse el caso que una garganta sea el único paso viable a través de una cordillera de montañas. La Garganta Real del río Arkansas, en las Montañas Rocosas del sur de Colorado, es un ejemplo impresionante (fig. 26.5). Entre 1870 y 1880, se desencadenó una de las más grandes disputas de su tipo entre compañías de ferrocarriles rivales para conseguir el derecho de paso a través

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

de la Garganta Real. Después de una larga serie de procesos judiciales interrumpidos por diversos combates entre grupos armados de las compañías, la Santa Fe Railroad y la Denver & Río Grande Western Railroad llegaron a un compromiso mediante el cual la última compañía se hacía cargo de la garganta. Actualmente forma parte de la importante línea de Salt Lake City a Denver.

Otra consideración geográfica es que un río en su juventud no es navegable, incluso aunque posea la descarga suficiente.

Las acusadas pendientes de los ríos jóvenes, especialmente en las cascadas, son importantes fuentes de energía eléctrica (figs. 26.6 y 26.7), pero la mayoría de los ríos jóvenes más largos no poseen acusadas fluctuaciones en su gradiente y, por esto, es necesario construir presas para crear artificialmente la caída necesaria para accionar las turbinas. Un ejemplo es la presa Hoover, que origina el lago Mead en el cañón del joven río Colorado.

A medida que la corriente progresa en su estadio de juventud, se van amortiguando las cascadas y los rápidos, tornándose más suave el gradiente. La profundización del valle se va haciendo mucho más lenta, permitiendo que las paredes de la garganta o cañón sean desgastadas hasta tener vertientes moderadas (fig. 26.8).

Equilibrio del río

El estadio de *madurez* se alcanza cuando la corriente ya ha completado su período de rápido excavado y ha suavizado su gradiente. Se halla entonces en el estado de *equilibrio*, durante el cual la cantidad media de materiales rocosos que van a parar al río procedentes de la destrucción de todos los afluentes y de las vertientes de éstos es igual a la velocidad media a la que el río puede transportar la carga. En otras palabras, la capacidad de carga del río se satisface con los materiales a él aportados.

El perfil longitudinal, que representa el cauce del río desde su nacimiento hasta la desembocadura, se denomina perfil de equilibrio (figura 26.9). Puede decirse también que la corriente está *nivelada*, que significa simplemente que ha alcanzado su perfil de equilibrio.

Es importante tener en cuenta que el equilibrio entre la capacidad de carga de la corriente y la carga total transportada se da sólo como una condición media en períodos de muchos años. Como ya se ha explicado, los ríos excavan sus cauces en los períodos de crecida y depositan su carga cuando el caudal es bajo. Debido a esto, una corriente raramente está en equilibrio en un momento dado, pero en largos períodos de tiempo, la corriente nivelada mantiene su nivel reponiendo los sedimentos del cauce que fueron removidos por la excesiva energía del agua en las épocas de crecida.

Figura 26.5. La garganta Royal del río Arkansas en las Montañas Rocosas del Colorado es un buen ejemplo de cañón excavado por un río joven de elevado gradiente. El puente colgante está a 321 m sobre el nivel del río. (Fotografía de Joseph Muench.)

Cuando se ha conseguido este estado de equilibrio, la corriente sigue excavando la parte cóncava de las márgenes. No puede continuar excavando el fondo sin que se destruya la condición de equilibrio, pero la erosión lateral no afecta materialmente al equilibrio (fig. 26.4*C*).

Desarrollo del lecho de inundación

Las pruebas inmediatas de que se están alcanzando las primeras fases del estadio de madurez es el comienzo del desarrollo de un valle de fondo horizontal. Cuando se ensancha un recodo del río, el cauce se erosiona por la parte externa de la curva mientras que construye una franja de terreno relativamente llano en la parte

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

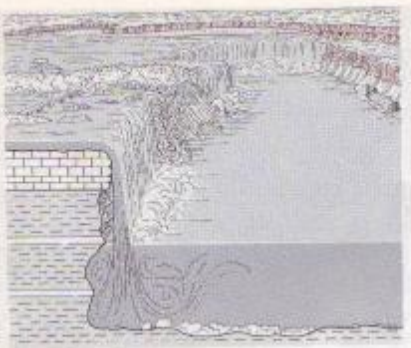


Figura 26.6. Las cataratas del Niágara se deben al paso del río sobre el borde erosionado de un gran estrato de caliza. La continua excavación de las débiles esquistos arcillosos de la base hace que la catarata se mantenga siempre escarpada. (Según G. K. Gilbert y E. Raisz.)

Figura 26.7. En esta vista aérea de las cataratas Victoria del río Zambeze se observa la gran hondedura que el río ha excavado en el substrato rocoso siguiendo probablemente el escarpe de una falla o cualquier otra zona de debilidad.

interior de la misma denominada *lecho de inundación* (fig. 26.10). Este lecho está formado por barras compuestas en gran parte por arena y grava transportadas como carga de fondo arrastradas desde las partes externas de las curvas inmediatamente río arriba. La inundación de este lecho, que tiene lugar generalmente una vez por año, hace que se deposite sobre su superficie arena fina y arcilla, que, a la vez que

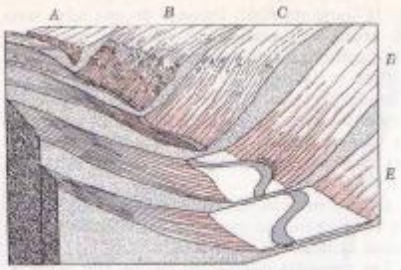


Figura 26.8. A medida que evoluciona un río desde el período de juventud al de madurez, su valle va adquiriendo una pendiente más suave y el lecho rocoso se va cubriendo de suelo y de roca meteorizada. (Según W. M. Davis.)

incrementa la altura del lecho, cubre los aluviones de mayor tamaño.

Al seguir actuando la erosión lateral de la corriente, las fajas del lecho de inundación se van ensanchando y se unen para formar franjas más o menos continuas a uno y a otro lado del cauce (fig. 26.11). Las curvas del río son ahora mayores y más redondeadas. En este caso las curvas reciben el nombre de *meandros*. Al seguir progresando el desarrollo del valle, el lecho de inundación se llega a hacer lo suficientemente ancho como para que los meandros puedan acomodarse a él sin limitar su forma. El río ha pasado entonces del período de *madurez temprana* al de *madurez plena* (fig. 26.4*E*).

La fase de madurez temprana de una corriente es importante desde el punto de vista geográfico. En el lecho de inundación, aunque estrecho, se pueden construir carreteras y vías férreas. El perfil nivelado del río garantiza la escasa pendiente que poseerá la carretera. La agricultura, imposible en las escarpadas vertientes de un valle joven, puede ya desarrollarse en las estrechas franjas del lecho de inundación. A medida que aumenta la madurez del río, el valle donde se halla el lecho de inundación adquiere mayor importancia como zona productiva y es poblado por un número de habitantes relativamente mayor que el que viva en las áreas altas existentes entre los valles.[1] Además, la ausencia de rápidos en el curso del río hace que la navegación sea factible, si bien los ríos en su fase de temprana madurez necesitan de esclusas para asegurar la navegabilidad.

Después que una corriente ha alcanzado su plena madurez, su principal actividad es ensan-

[1] Estamos hablando en sentido figurado, ya que los cambios de estadio en el ciclo de la vida de un río duran decenas, cientos o incluso miles de años.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

un río desde el
valle va adqui-
lecho rocoso se
morizada. (Según

bre los aluvio-

teral de la co-
inundación se
formar fran-
y a otro lado
s del río son
. En este caso
meandros. Al
del valle, el le-
lo suficiente-
meandros pue-
su forma. El
ño de *madurez*
g. 26.4*E*).
le una corrien-
e vista geográ-
aunque estre-
ras y vías fé-
arantiza la es-
retera. La agri-
adas vertientes
rrollarse en las
inundación. A
del río, el valle
lación adquiere
roductiva y es
antes relativa-
las áreas altas
ás, la ausencia
ace que la na-
ríos en su fase
e esclusas para

alcanzado su
idad es ensan-

igurado, ya que
la vida de un
miles de años.

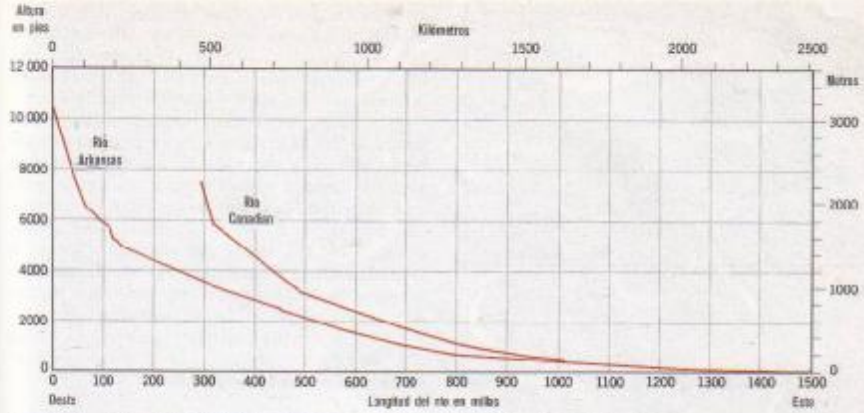


Figura 26.9. Perfiles longitudinales de los ríos Arkansas y Canadian. La porción media e inferior de los perfiles está muy equilibrada, mientras que las irregularidades de la superior reflejan la diferente litología y las modificaciones glaciares de las Montañas Rocosas. (Según Gannett, U. S. Geological Survey.)

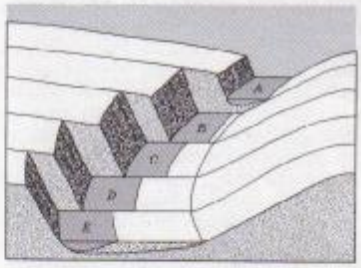


Figura 26.10. Una corriente nivelada corta oblicuamente el exterior de una curva, dejando una banda de lecho de inundación en el interior. (Según W. M. Davis.)

char el lecho de inundación. Al final, el lecho de inundación alcanza una amplitud varias veces superior a la del *diámetro del meandro*. Por diámetro del meandro se entiende la porción de terreno comprendida entre dos líneas trazadas por las orillas del río de tal modo que unen los puntos más exteriores del meandro. Algunos geomorfólogos consideran que un río ha alcanzado su estado de *senectud* cuando el lecho de inundación es un número determinado de veces (de 5 a 8) más ancho que el diámetro del meandro. Como es una apreciación artificial, sirve de poco para reconocer el estado de senectud. Por tanto, en la práctica el ingeniero hidráulico suele designar a estos ríos de grandes meandros y lecho de inundación muy desarrollado con el nombre de *ríos aluviales (alluvial rivers)*.

La última meta a la que tiende a llegar el perfil de un río es adoptar la forma de una gran llanura ideal situada a nivel del mar. Por debajo de este nivel, que los geólogos denominan *nivel de base*, ya no podrían continuarse profundizando los valles. El punto de desembocadura de un río en el mar está en el nivel de base. Aunque teóricamente el resto de corriente podría alcanzar al final el nivel de base, todos los ríos aluviales poseen un ligero gradiente debido al hecho de que las tierras que lo proveen de agua están sobre el nivel del mar.

Los meandros de los ríos aluviales

Los lechos de inundación de los grandes ríos aluviales tienen algunas características de interés para el geógrafo (figs. 26.4*E* y 26.12). Los meandros crecen a medida que la corriente erosiona su margen exterior y deposita aluviones en la interior. Estas dos orillas del meandro se denominan *cóncava* y *convexa* respectivamente. Las franjas arenosas que se depositan en la margen convexa forman el *lóbulo del meandro* o *ribera aluvial*.

Las curvas se van acentuando más y más hasta que los recodos del meandro se intercomunican por tangencia. Este fenómeno se denomina *estrangulación* (fig. 26.13). En un río grande, como el Misisipí, el Misuri o el Arkansas, las estrangulaciones tienen gran importancia geo-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

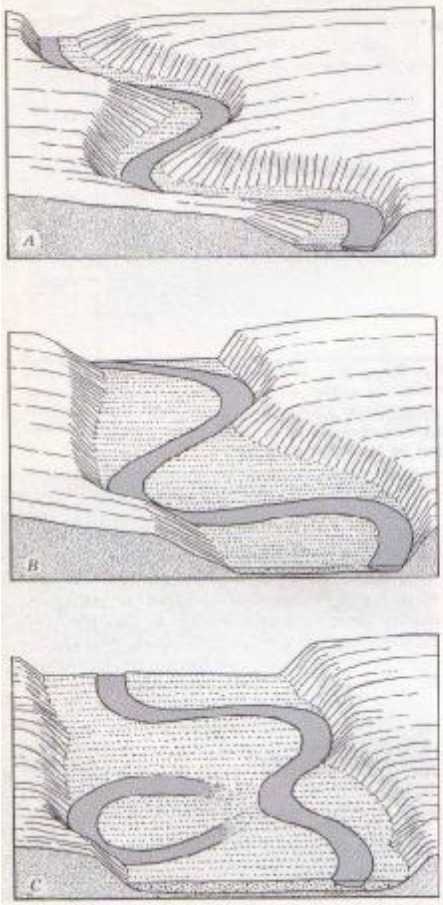


Figura 26.11. La ampliación del valle por erosión lateral de una corriente nivelada es lo que permite el libre crecimiento y la estrangulación de los meandros. (Según W. M. Davis.)

gráfica. Donde la línea media del río actúa como límite fronterizo entre dos Estados, las estrangulaciones motivan que porciones de terreno que pertenecían a un Estado, pasen automáticamente a la jurisdicción del otro, con todas las alteraciones legales que esto reporta para sus habitantes, ya que las leyes y los impuestos del otro Estado son diferentes. Este inconveniente puede solucionarse fijando un límite fronterizo que pueda mantenerse independientemente de las modificaciones del río. A consecuencia de este fenómeno, en algunos mapas aún se observan las viejas fronteras referidas al antiguo trazado del curso del río que a veces difieren bastante de las actuales (fig. 26.14).

A lo largo del Misisipí se desarrollaron ciudades en muchos sitios a lo largo de las escarpadas márgenes cóncavas de los meandros. Los vapores fluviales podían atracar allí con seguridad, colocando la rampa de subida directamente sobre la orilla. Si se estrangulaba el meandro, el cauce del río seguía una nueva trayectoria y la ciudad sentía inmediatamente los efectos económicos de la estrangulación. Los lagos formados al abandonar el río el meandro estrangulado se denominan *oxbow* (colleras de buey) (fig. 26.4*E*). En la figura 26.12 pueden observarse varios oxbow y ciénagas.

Muros de contención naturales

El lecho de inundación, como su nombre indica, se inunda normalmente en los períodos de crecida. Sin la protección de diques de contención artificiales (cap. 25), suele inundarse, como promedio, una vez cada año, durante la estación en la que la escorrentía es máxima. Aunque toda la llanura, de una a otra pared del valle, se halla inundada en esas ocasiones (fig. 25.18), la corriente de agua es más rápida a lo largo del cauce ordinario. Este agua cargada de materiales se desparrama y se mezcla con las aguas menos profundas que discurren por las orillas del valle, perdiendo de este modo velocidad rápidamente, fenómeno que obliga a que se deposite la carga de arena y barro. Como la mayor parte de estos sedimentos se sitúan en las proximidades del cauce, una serie de crecidas va formando allí una franja de tierra algo más elevada a ambas orillas del río, que se conoce con el nombre de *muro de contención natural (natural levee)* (fig. 26.4*E*). Las superficies de las vertientes de este dique se inclinan suavemente desde el río hacia las porciones inferiores del lecho de inundación. Aunque parezca extraño, pues, las partes más elevadas del lecho de inundación son los diques naturales que se hallan contiguos al cauce del río. Esta estrecha franja de tierra puede sobresalir de las aguas durante las crecidas, salvo en las mayores, y es el sitio que ofrece mayor seguridad en el lecho de inundación, aparte de las paredes que limitan dicho lecho.

Las corrientes de agua que entran en el lecho de inundación no pueden unirse directamente al río principal ya que los muros naturales de contención se lo impiden; de aquí que discurran valle abajo, paralelas al río, durante largas distancias hasta que puedan encontrar un

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

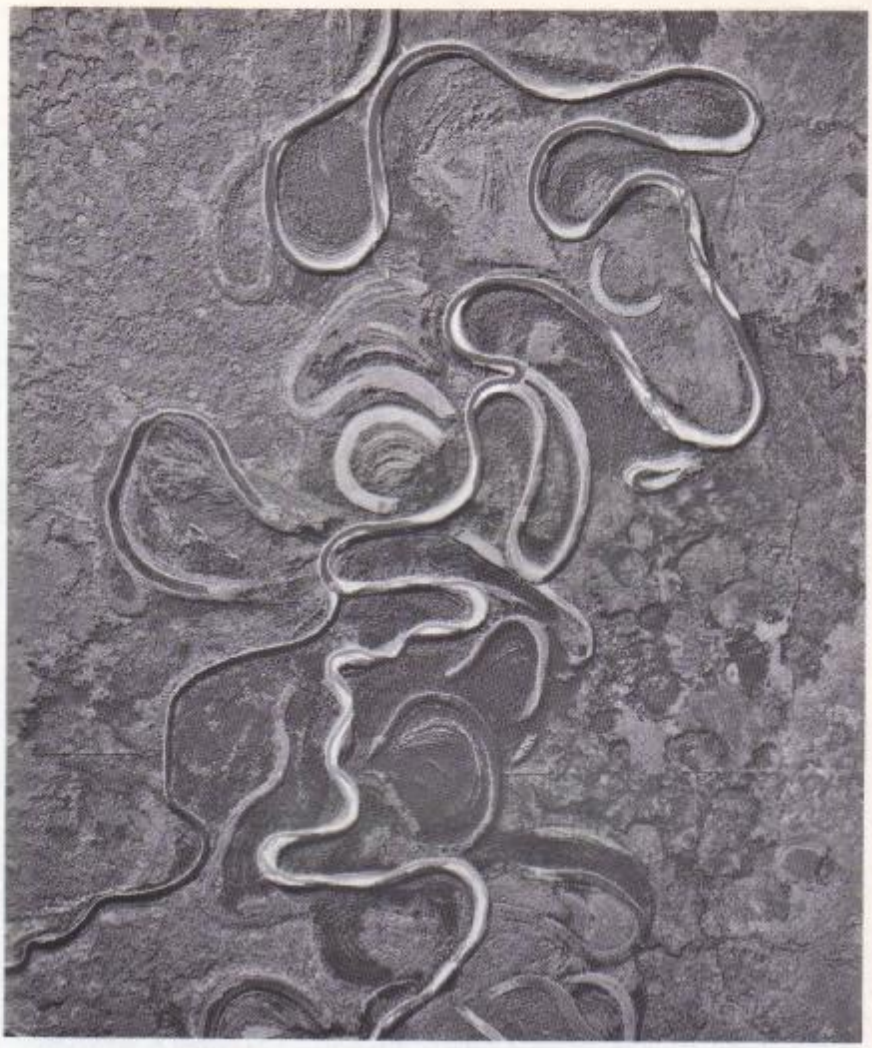


Figura 25.12. Esta fotografía aérea vertical, tomada desde una altitud de 6100 m, muestra meandros, estrangulaciones, lagos oxbow y pantanos y el lecho de inundación del río Hay, Alberta (58° 55' de lat. N y 118° 10' de long. W). (Fotografía registrada de la Air Photo Division, Canadian Government Department of Energy, Mines and Resources.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

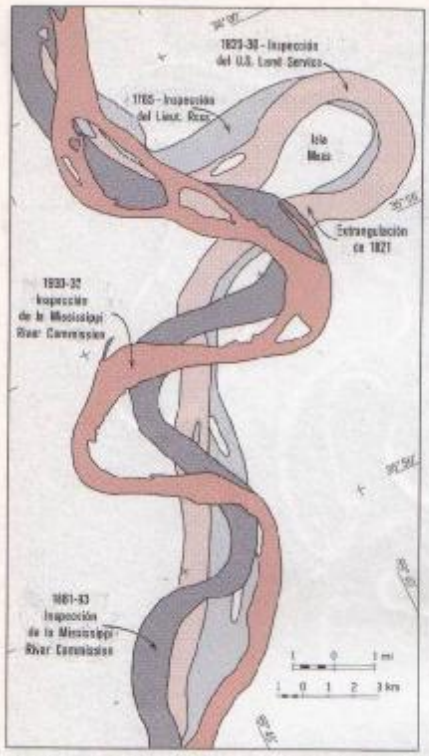


Figura 26.13. Una serie de cuatro inspecciones realizadas en el Misisipi muestran considerables cambios en el cauce y la forma de los meandros. Nótese que se estranguló un meandro en 1821 y que continuaron formándose nuevas curvas. (Según el U. S. Army Corps of Engineers.)

Figura 26.14. Los límites entre los estados de Misuri y Kansas se establecieron en un principio a lo largo de la línea media del río Misuri, pero su cauce cambió posteriormente de trayectoria. (Según el U. S. Geological Survey.)

punto de confluencia. Los ríos de estas características se denominan *corrientes yazoo* (figura 26.4*E*) y su nombre proviene del río Yazoo, que corre por el lecho de inundación del Misisipí. La elevación de los muros naturales mediante la superposición de otros artificiales puede evitar la inundación en la mayoría de las crecidas. Una vez que el agua los ha roto, ya es difícil o imposible controlarla y la inmediata consecuencia es la inundación de la parte de valle comprendida entre las paredes del mismo y los muros.

Las extensas y llanas tierras del lecho de inundación suelen ser zonas agrícolas altamente productivas y densamente pobladas. Las vertientes de los muros naturales son intensamente cultivadas y las zanjas ayudan al drenaje natural del agua superficial. Más allá del río, en los niveles inferiores del lecho de inundación, en los oxbows y en otros sectores de los cauces abandonados, existen zonas pantanosas que se hallan poblablas de densos bosques de árboles adaptados al medio húmedo. Como consecuencia de la existencia de los diques naturales y artificiales, el cauce del río a menudo va subiendo con lentitud hasta un nivel apreciablemente más alto que el lecho de inundación, originando "tierras bajas" que se hallan expuestas a repetidas inundaciones y a las consiguientes pérdidas de vidas humanas y propiedades. Los lechos de inundación de muchos de los grandes ríos del mundo representan serios problemas de este tipo. En China, en 1887, el Hoang Ho inundó un área de 130 000 km² causando la muerte directa a un millón de personas e indirectamente a un número todavía mayor como consecuencia del período de hambre que se originó a continuación.

Corrientes anastomosadas y abanicos aluviales

Cuando en una corriente existe más cantidad de materiales rocosos de los que puede

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

transportar, el exceso de material se deposita en el fondo del cauce. Esto hace que el río incremente su gradiente y, por lo tanto, también aumenta su velocidad y la capacidad de transporte. Este proceso de relleno del cauce recibe el nombre de *agradación;* es el fenómeno opuesto a la *degradación*, es decir, a la erosión normal del cauce tan marcada en las corrientes jóvenes.

La agradación origina cauces anchos y poco profundos. La corriente se divide y subdivide en dos, tres, cuatro o más canales que discurren unos al lado de los otros y recuerdan a las hebras con que se trenza una soga. El término *corriente anastomosada (braided stream)* se usa, de hecho, para denominar estos sistemas de canales de agradación. La causa del trenzado y del constante cambio de sitio de los cauces de

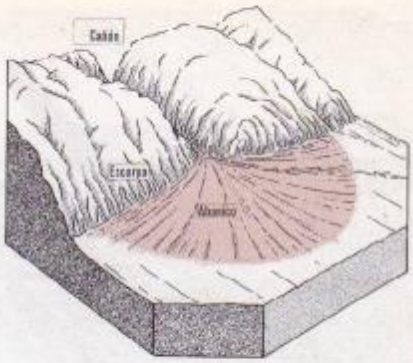


Figura 26.15. Un abanico aluvial simple.

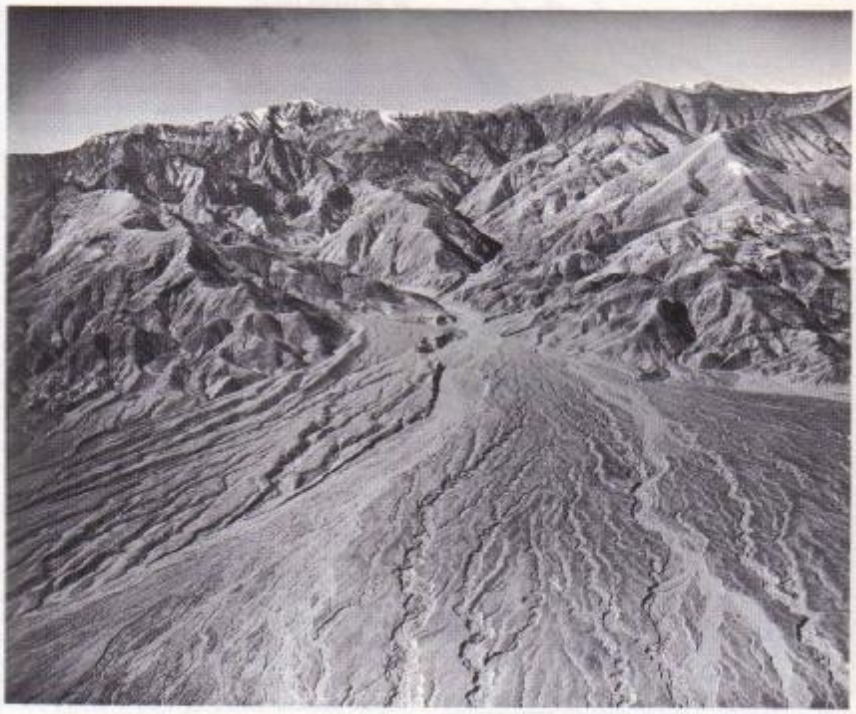


Figura 26.16. Gran abanico aluvial en el Valle de la Muerte construido con los derrubios procedentes de un gran cañón. Nótese los cauces de las corrientes trenzadas. (Copyright por Spence Air Photos.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

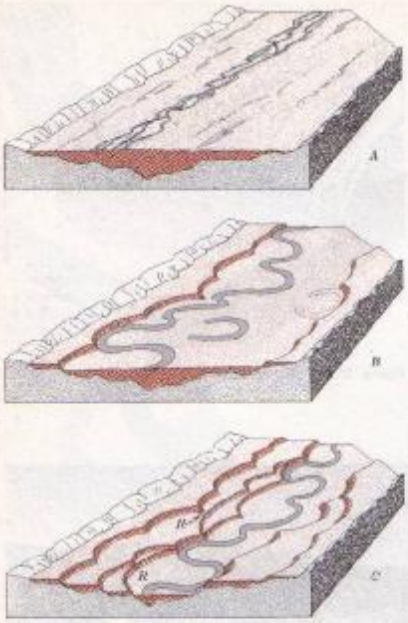


Figura 26.17. Terrazas aluviales se forman a medida que el río va excavando lentamente el relleno aluvial de su valle.

estas corrientes es la deposición de barras de grava y arena en la base del cauce principal, lo que motiva la disgregación del río en dos o más canales que discurren más o menos paralelos hacia niveles inferiores. De este modo, la corriente tiende a salirse por sí misma de su propio cauce. Los canales de agradación son muy comunes en las regiones secas donde el caudal del río es reducido, pero en las que caen grandes cantidades de pedazos de roca en el interior del cauce debido a que las vertientes del valle están completamente desprovistas de vegetación.

Una forma del paisaje muy común debida a la acción de las corrientes trenzadas de agradación son los *abanicos aluviales* * especie de conos bajos de arenas aluviales cuyo perfil se parece al de un abanico japonés abierto (figura 26.15). El vértice, o punto central del abanico, está situado en la boca de un cañón, garganta o barranco y se va abriendo sobre la llanura adyacente. Los abanicos aluviales son de los más variados tamaños, ya que pueden encontrarse desde los pequeños abanicos de hasta menos de 1 m que se observan en las trincheras de las carreteras, hasta otros que pueden alcanzar muchos kilómetros.

La construcción de los abanicos se debe a ríos jóvenes que transportan grandes cargas de materiales provenientes de las regiones más elevadas. En los lugares donde la corriente se desliza por una pendiente poco acusada, su velocidad se reduce enormemente y como consecuencia comienza la agradación. Las corrientes trenzadas cambian constantemente de lugar, pero como la posición de la boca del cañón es fija, se limitan a barrer el cono de un lado para otro como la cola de un perro gigantesco. Este vértice fijo es lo que justifica que tengan forma semicircular y se extiendan vertiente abajo de forma radial.

Los grandes abanicos aluviales de los desiertos montañosos tienen una composición y un ciclo de desarrollo complejos. Una proporción importante del abanico está formada por coladas de fango. La mayoría de los grandes abanicos están afectados por las corrientes principales y muestran también una extensa erosión por pequeñas corrientes que se originan sobre la superficie del abanico (fig. 26.16).

Estos abanicos son de considerable importancia geográfica. En muchas regiones montañosas, los pueblos y las ciudades se concentran en los bordes externos y más suaves de los abanicos aluviales, cerca de la base de la cadena montañosa. El agua de riego la proporcionan los ríos que provienen de la boca de los cañones. Se pueden obtener agua artesiana a partir de los pozos perforados en los materiales aluviales del abanico. Un ejemplo sorprendente de utilización de un abanico lo tenemos en la cuenca de Los Ángeles al sur del Estado de California. (El mapa que acompaña al ejercicio 6 de este capítulo muestra los grandes abanicos formados a lo largo de la base de la cordillera de San Gabriel, al este de la cuenca de Los Ángeles). Las crecidas espontáneas han sido una seria amenaza para poblaciones como Burbank, Glendale, Montrose y Pasadena, cuyos mejores distritos residenciales se hallan enclavados en las vertientes interiores y más elevadas de estos abanicos. Estas crecidas destacan por el hecho de que la carga sedimentada es muy grande e incluye grandes trozos de roca y cantos rodados, así como arena, limo y arcilla. Las crecidas se originan en las escarpadas vertientes de las cuencas montañosas, especialmente en los lu-

* Si el *abanico aluvial* se desarrolla en ambiente árido o semiárido, la mayor parte del agua que llega a él se infiltra, con lo cual se deposita la totalidad de su carga y la estructura gana altura rápidamente, dando lugar a un *cono aluvial* o *cono de deyección*. (*N. del T.*)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 26.18. Las terrazas del río Shoshone cerca de Cody, Wyoming, indican las posiciones primitivas del lecho de inundación. (Fotografía de Frank J. Wright.)

gares donde los incendios de los matorrales han destruido la vegetación protectora.

Terrazas

Si un río origina procesos de agradación en su valle durante un largo período de tiempo, los depósitos aluviales pueden alcanzar varios metros de espesor, como indica la figura 26.17*A*. Entre algunas de las posibles causas que pueden motivar la agradación se halla el comienzo de un clima más árido que reduce la descarga del río y hace que se incremente su gradiente al aumentar la altura del fondo del cauce. Un gradiente más elevado permite al río incrementar su capacidad de mover los gruesos materiales de la carga de fondo que se origina al erosionarse las vertientes no provistas de cobertura vegetal. Quizás la causa más común de agradación en Norteamérica durante los tiempos geológicos más recientes haya sido el avance y el retroceso de los hielos (véase cap. 29). El agua proveniente de la fusión del hielo estaba altamente cargada de derrubios rocosos, lo que provocaba que todos los ríos que se hallaban cerca del frente del hielo llenaran sus valles de material aluvial.

Al restablecerse las condiciones normales de carga reducida, el río excavaba su cauce en sus propios depósitos aluviales y, a la larga, arrastraba fuera del valle la mayor parte de ellos. Durante esta degradación se formó una serie de *terrazas aluviales*. Una terraza es una franja de

Figura 26.19. En esta vista aérea del delta del río Kander, en Suiza, se observa una lengua de agua cargada de barro que penetra en el lago Thun. (Fotografía de la Swissair.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

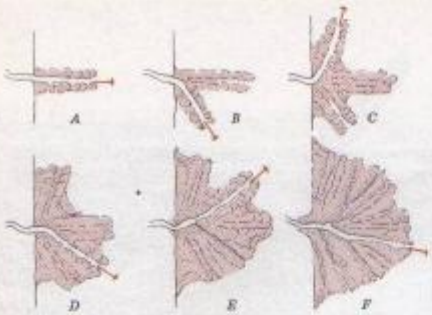


Figura 26.20. Estadios de la formación de un delta simple. (Según G. K. Gilbert.)

terreno relativamente horizontal limitada en una orilla por una escarpada pendiente descendiente y en la otra por una nueva pendiente ascendente. Una serie de terrazas aluviales se parecen a una escalera de peldaños bajos y bastante amplios (fig. 26.18). Como se indica en los diagramas *B* y *C* de la figura 26.17, las terrazas son modeladas por el río que discurre de un lado para otro del valle mientras excava su cauce. Cuando se forma una terraza, la amplitud de la inmediata inferior se reduce.

Todas las terrazas más antiguas estarían destruidas si no fuera por la protección que ofrecen a estas terrazas más elevadas los afloramientos rocosos de las paredes del valle que sobresalen a través del manto aluvial. En la figura 26.17*C*, el valle aluvial ha sido removido en gran parte, pero en sus márgenes aún quedan *terrazas defendidas por rocas (rock-defended terraces)* que han sido protegidas del ataque de la corriente por los afloramientos rocosos marcados con una *R*. Nótese el hecho de que los escarpes que separan las diferentes terrazas son curvos con la parte cóncava apuntando hacia el valle. Esta curvatura se explica fácilmente como el resultado de la erosión de los bordes por los meandros.

Las terrazas tienen una importancia geográfica similar a la de los lechos de inundación de los ríos. Las superficies relativamente llanas de las terrazas son aptas para el cultivo y ofrecen buenas características para la construcción de ciudades, carreteras y vías férreas. Para todos estos usos las terrazas tienen una ventaja sobre los lechos de inundación: sus superficies pueden hallarse muy por encima del nivel de las aguas aun en las mayores crecidas, mientras que los lechos de inundación suelen estar sujetos a frecuentes inundaciones.

Deltas

Los depósitos de barro, limo, arena o grava originados por un río cuando desemboca en una masa tranquila de agua se conocen con el nombre de *deltas* (fig. 26.19). La deposición es motivada por la rápida reducción de velocidad que experimenta la corriente al penetrar en la masa de agua (fig. 26.20). Las partículas gruesas se depositan primero, mientras que las arcillas y otros materiales finos siguen en suspensión hasta que se depositan en aguas profundas (figura 26.21). El contacto del agua dulce con la salada motiva que las arcillas más finas se aglomeren en grandes agregados que se depositan en el fondo del mar.

Los deltas muestran una gran variedad de formas. El delta del Nilo, cuyo parecido a la letra griega "delta" sugirió el nombre a este tipo de depósitos, tiene numerosos *canales de distribución* que se esparcen de un modo radial (fig. 26.22*A*). Debido a la amplia curvatura que tiene su línea de costa, que se parece al contorno de un abanico aluvial, se cataloga como un *delta arqueado (arcuate delta)*. El delta del río Misisipí presenta una forma completamente diferente (fig. 26.22*B*). Se denomina *delta digitado (bird-food delta)* debido a que cada canal distribuidor origina una larga proyección que se va prolongando mar adentro. Cuando un río desemboca directamente en una línea de costa donde el embate de las olas es fuerte, el sedimento transportado por la corriente fluvial se desparrama por la playa en las dos direcciones a partir del punto de confluencia, originando un delta puntiagudo con los bordes ligeramente cóncavos hacia el mar. Se le da el nombre de *delta triangular* o *en cúspide (cuspate delta)* (fig. 26.22*C*). En los lugares en los que el río desemboca en un largo y estrecho estuario el delta queda confinado a la forma del mismo (fig. 26.22*D*). Este tipo puede denominarse *delta-estuario (estuarine delta)*.

Los deltas de los grandes ríos han sido de la mayor importancia geográfica desde los primeros tiempos históricos, ya que sus extensas y llanas tierras mantienen una densa población agrícola. Importantes ciudades costeras, enlaces del tráfico marino y fluvial, han surgido a menudo a la orilla de los deltas: Alejandría en el Nilo, Calcuta en el Ganges-Brahmaputra, Amsterdam y Rotterdam en el Rin, Shanghai en el Yangtze, Marsella en el Ródano y Nueva Orleáns en el Misisipí son unos pocos ejemplos de las mismas. El crecimiento del delta suele ser rápido, oscilando de los 3 m anuales del Nilo a los 60 m anuales del Po y del Misisipí. Debido a esto, algunos pueblos y ciudades que hace algunos cientos de años estaban en la

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

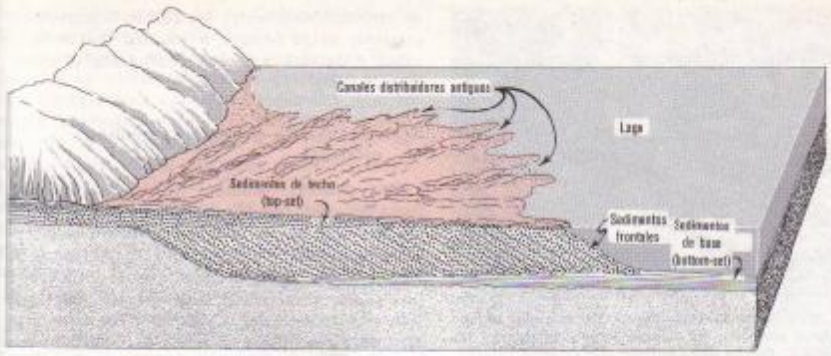


Figura 26.21. Sección vertical de un delta simple en el que se observa su estructura. (Según G. K. Gilbert.)

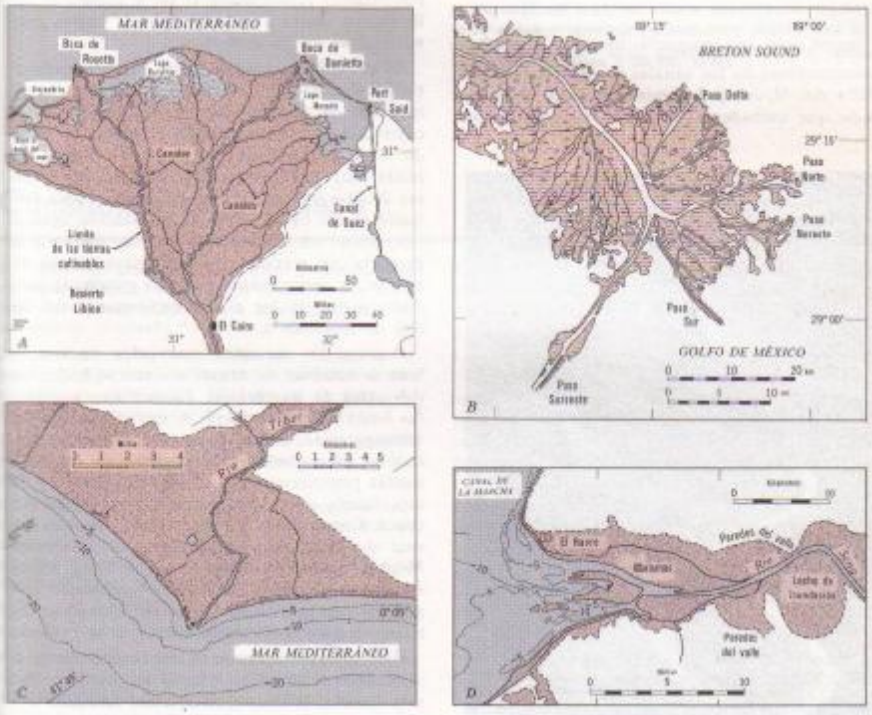


Figura 26.22. Deltas. A. El delta del Nilo es de tipo arqueado y tiene forma triangular. B. El delta del Misisipí es de tipo ramificado, en forma de pata de ave (digitado), con largos pasos. C. El delta del Tíber es triangular o en cúspide, debido a la fuerte acción de olas y corrientes. D. El delta del Sena va rellenando un estrecho estuario.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 26.23. El valle serpenteante de este río se ha originado al encajarse los meandros representados en la figura 25.4 E. (Según E. Raisz.)

desembocadura del río, se hallan ahora algunos kilómetros tierra adentro. Un problema importante de ingeniería es el de mantener constantemente abierto un canal de distribución para que los buques procedentes del mar puedan penetrar por el delta hasta llegar al puerto. Las terminaciones de los canales de distribución del delta del Misisipí, denominados *pasos*, han tenido que extenderse mediante la construcción de embarcaderos, entre los cuales la estrechada corriente se ve forzada a adquirir mayor velocidad y de este modo se profundiza el cauce (fig. 26.22*B*).

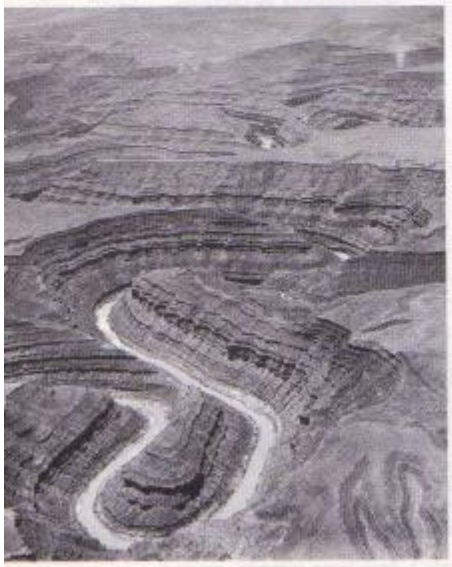


Figura 26.24. Los cuellos de ganso del río San Juan en Utah son meandros fluviales encajados en estratos sedimentarios horizontales. (Spence Air Photos.)

Rejuvenecimiento de ríos y meandros encajados

Una corriente madura, que ya ha desarrollado un perfil equilibrado con respecto al nivel del mar en su desembocadura, puede experimentar un notable cambio si las tierras se elevan o si el nivel del mar desciende. En ambos casos, el nivel de base del río desciende y la corriente vuelve a comenzar su ciclo erosivo para restablecer el perfil de equilibrio correspondiente al nuevo nivel de base. Este proceso, denominado *rejuvenecimiento*, comienza con la formación de rápidos en la desembocadura, ya que el agua pasa de un nivel de base más elevado a otro inferior. Los rápidos van remontando rápidamente el río y pronto el valle entero vuelve a ser recortado de nuevo, convirtiéndose en un valle joven.

Si el rejuvenecimiento tiene lugar cuando el río ha alcanzado su madurez, el efecto es la excavación de gargantas de escarpadas paredes a cuyos lados se halla situada el primitivo lecho de inundación, ahora en forma de terraza situada muy por encima del nivel del río (figuras 26.23 y 26.24). Los meandros que había formado el río en su lecho de inundación quedan "impresos" en el substrato rocoso, dando a la garganta un trazado sinuoso. Estas curvas sinuosas se denominan *meandros encajados* para distinguirlos de los meandros comunes del lecho de inundación.

Aunque los meandros encajados no son libres de cambiar de situación como lo hacen los del lecho de inundación, pueden irse ampliando hasta que se origina la estrangulación. La estrangulación de un meandro encajado origina una alta colina circular rodeada de tres vertientes pertenecientes al cauce abandonado y de una cuarta originada por el acortamiento del cauce. Como puede suponerse, estas colinas sirven de magníficas fortificaciones naturales. Muchas fortalezas europeas de la Edad Media estaban construidas en tales promontorios originados por la estrangulación del meandro. Un buen ejemplo es Verdún, junto al río Mosa.

Bajo circunstancias poco corrientes, donde el substrato rocoso está formado por arenisca dura y masiva, la estrangulación del meandro origina un *puente natural* (fig. 26.23). Un ejemplo bien conocido es el Puente del Arco Iris en Navajo Mountain, sureste de Utah; otros buenos ejemplos los tenemos en el Natural Bridges

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

National Monument, en el Cañón Blanco de San Juan County, Utah.

Los meandros encajados no son lugares ideales para el emplazamiento de carreteras o de vías férreas, pero en algunas ocasiones son la mayor alternativa para construir vías de comunicación. Este hecho queda bien ilustrado en el río Mosela, cuyos tortuosos meandros encajados han sido utilizados desde Bélgica hasta Alemania Occidental (fig. 26.25). Los ingenieros han practicado túneles a través de los delgados cuellos de los meandros para disminuir la distancia del trayecto.

Figura 25.25. El río Mosela forma una tortuosa garganta de meandros encajados a su paso por el distrito de Eifel de Alemania Occidental. (Fragmento del mapa topográfico alemán a escala 1:100 000, 1890.)

Cuestionario de repaso

1. ¿Qué tres actividades geológicas desarrollan las corrientes de agua? Explicar los modos en que tiene lugar la erosión. ¿Qué es una marmita de gigante y cómo se origina?

2. ¿Cuáles son las modalidades del transporte de los ríos? ¿Qué tamaño tienen las partículas transportadas en cada caso? ¿Cuándo es de gran importancia la excavación de las márgenes?

3. ¿Cuál es la cantidad de materia transportada por el río en suspensión? ¿Cómo varía en los grandes ríos? ¿Por qué?

4. Explicar los cambios que experimenta la sección transversal del cauce de un río durante el ciclo de máxima y mínima descarga. Definir la capacidad de carga de un río. ¿Cuál es el motivo que hace variar la capacidad de carga?

5. Describir los primeros acontecimientos que tienen lugar en la formación de un nuevo río.

6. ¿Qué hechos son los que caracterizan el estado de juventud de un río? ¿Cuál es la importancia geográfica de las corrientes jóvenes?

7. ¿Qué hecho marca la entrada de un río en su fase de madurez? ¿Qué es el perfil de equilibrio? ¿Qué es una corriente nivelada? ¿Cuál es la forma del perfil longitudinal de un río en equilibrio?

8. Describir lo que se entiende por lecho de inundación y por meandros en un río. ¿Cuál es la importancia geográfica del lecho de inundación?

9. Explicar los siguientes términos: orilla cóncava y convexa de un meandro, lóbulo del meandro, estrangulación, lagos oxbow, muros de contención naturales, corrientes yazoo.

10. ¿Cuál es el límite inferior al que puede descender el cauce de un río? ¿En qué fase del desarrollo del río se formaría la penillanura?

11. ¿Cuándo se inicia la agradación en un río? ¿Modifica la agradación el gradiente del río? Explicarlo. ¿Qué es una corriente anastomosada?

12. Describir y explicar el desarrollo de un abanico aluvial. ¿Dónde y por qué son de gran importancia para las propiedades humanas los abanicos aluviales?

13. Explicar cómo se forman las terrazas aluviales. ¿Cómo originaron las terrazas los avances y los retrocesos del hielo en el noreste de los Estados Unidos?

14. Describir los estadios de crecimiento de un delta simple. ¿Qué estructuras internas tiene un delta simple? ¿Cómo se distribuyen los sedimentos de acuerdo con el tamaño de las partículas?

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

15. Describir y explicar las distintas formas que adoptan comúnmente los deltas de los ríos. Citar ejemplos de la velocidad de crecimiento de los mismos.

16. ¿Cómo puede rejuvenecerse un río ya maduro y equilibrado? ¿Cómo se originan los meandros encajados?

Ejercicios

EJERCICIO 1. *Ríos jóvenes.* (Procedencia: Colfax, California, mapa topográfico del Servicio Geológico de los EE.UU.; escala: 1 : 125 000.)

Explicación: El río Americano que se observa en el mapa es un río joven que discurre por un profundo cañón en forma de V en la vertiente occidental de la cordillera de Sierra Nevada.

CUESTIONARIO

1. *a*) ¿Qué intervalo de curvas de nivel se emplea en el mapa? *b*) ¿Qué profundidad tiene el cañón en las proximidades de 22-7?

2. *a*) ¿Cuál es el gradiente del río en pies por milla? *b*) ¿Cuál es el gradiente del río tributario que va desde 19-13 a 10-8?

3. *a*) Medir la pendiente de la pared norte del cañón por el que discurre el río principal en las proximidades de 24-8. Indicarlo en pies por milla. *b*) ¿Cuántas veces es mayor el gradiente de esta pared que el del río?

4. Construir un perfil topográfico desde 24-14 hasta 24-0. Usar una escala vertical en la que una pulgada equivalga a 5000 pies. ¿Cuál es la exageración vertical de este perfil?

EJERCICIO 2. *Ríos en estado de madurez.* (Procedencia: St. Albans, Virginia Occidental, mapa topográfico del Servicio Geológico de los EE.UU.; escala: 1:62 500.)

Explicación: El río Kanawha, representado en este mapa, ha alcanzado su estado de madurez y ha formado un lecho de inundación entre las paredes del valle. (El norte se halla a la derecha del mapa.) Todavía existe poco lecho de inundación como para poder dar cabida a meandros.

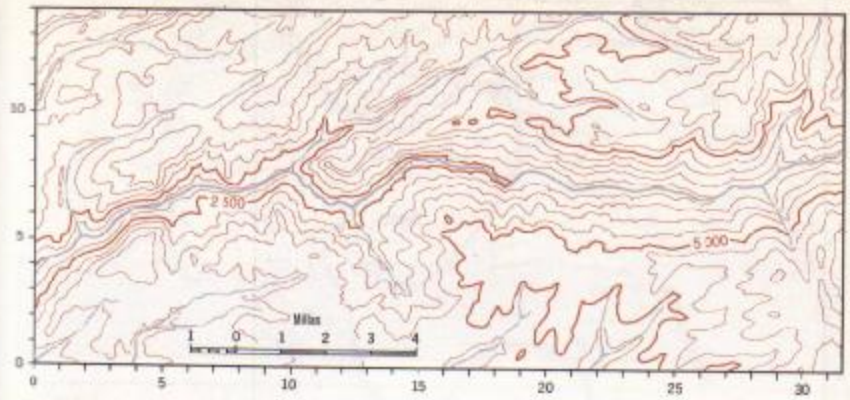
CUESTIONARIO

1. *a*) ¿Qué anchura tiene el río? *b*) ¿Cuál es el intervalo de las curvas de nivel del mapa? *c*) Dar la elevación y situación (mediante coordenadas) del punto más elevado del mapa.

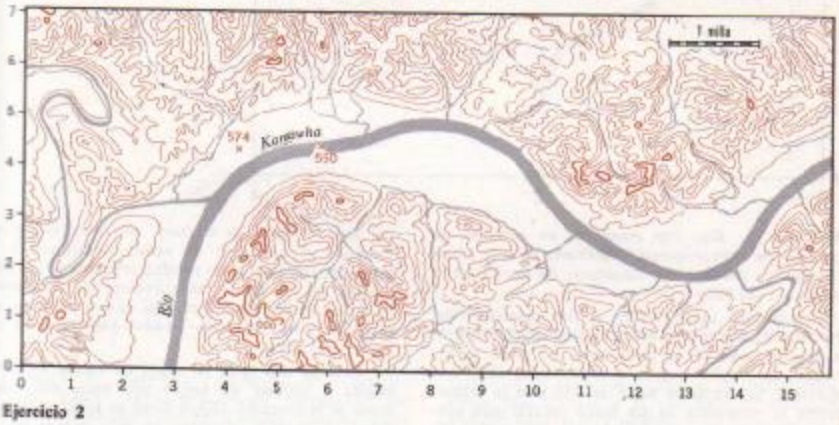
2. *a*) ¿Es posible decir en qué dirección corre el agua del río Kanawha? *b*) Es posible determinar el gradiente del río? *c*) Dibujar la curva de nivel de 550 pies lo mejor que se pueda para comprobar la suposición de que el río fluye de izquierda a derecha.

3. Hacer un perfil topográfico desde 7-0 hasta 7-7. Usar una escala vertical en la que una pulgada equivalga a 1000 pies. ¿Cuál es la exageración vertical de este perfil?

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

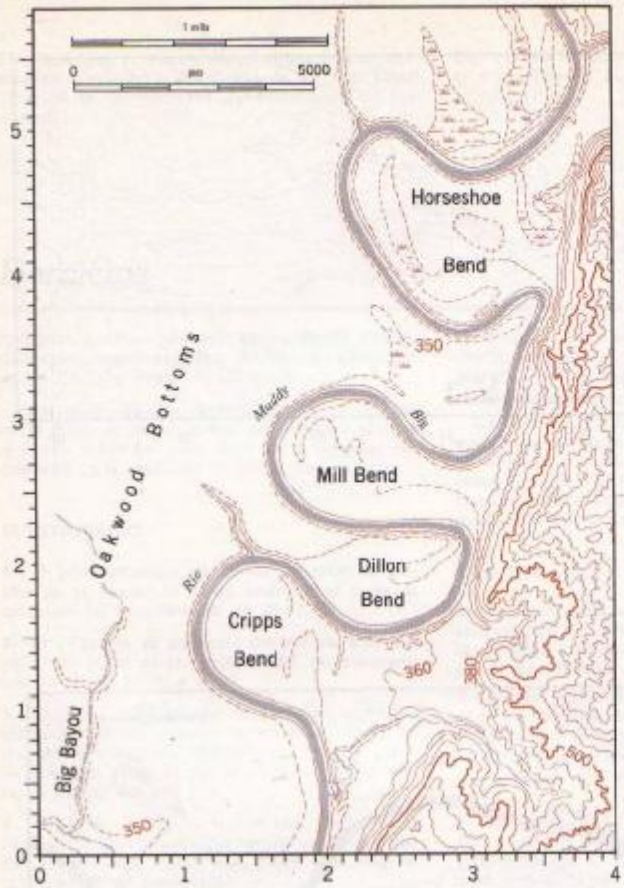


Ejercicio 1



Ejercicio 2

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



EJERCICIO 3. *Ríos con meandros en el lecho de inundación.* (Procedencia: Gorham, Illinois, mapa topográfico del Servicio Geológico de los EE.UU.; escala: 1:24 000.)

Explicación: La curvatura de los meandros del río Big Muddy queda deformada al chocar con la pared del valle de la parte este. Al oeste se extiende un amplio lecho de inundación, Oakwood Bottoms. La curva de nivel de 350 pies (a trazos) revela la existencia de un muro natural que bordea el cauce. Se han omitido las tres curvas de nivel comprendidas entre los 380 y los 500 pies.

CUESTIONARIO

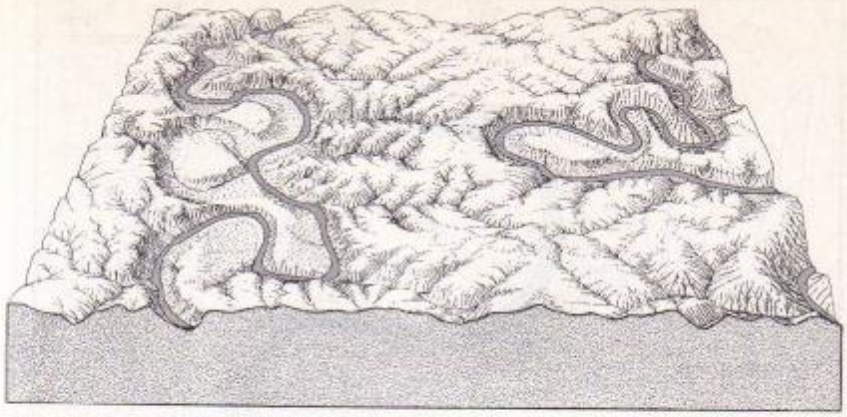
1. *a*) ¿Cuál es la escala fraccional del mapa? *b*) ¿Cuántas veces más grande (o más pequeña) es esta escala que la del mapa del ejercicio 2?

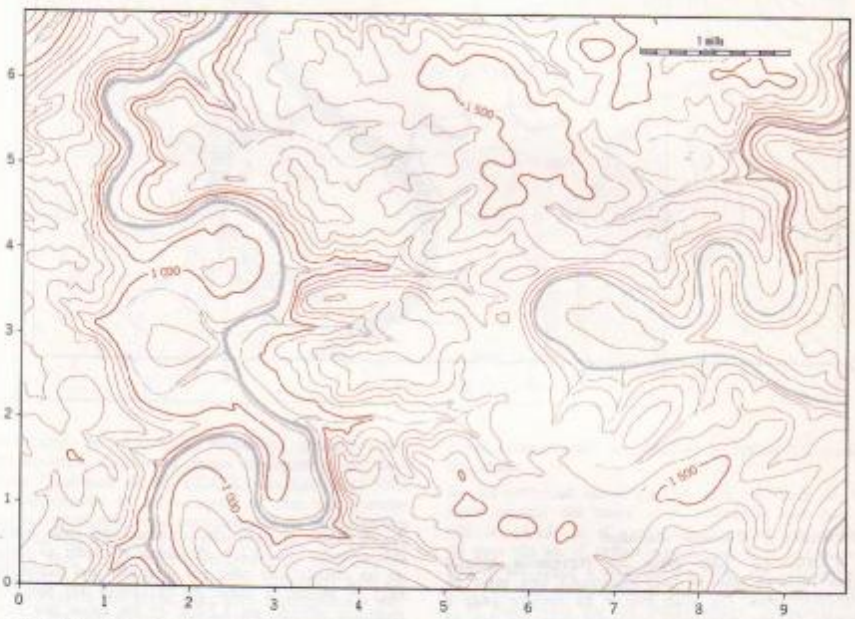
2. *a*) Medir el radio de curvatura (en pies) de Mill Bend y de Cripps Bend. Esto consiste simplemente en medir el radio del círculo que mejor se ajuste a una línea que pase por el medio del cauce del río. *b*) Medir la anchura del cauce (en pies), tomando el promedio de varias mediciones a lo largo del río. c) ¿Cómo pueden compararse los promedios de los radios de curvatura de los meandros del río Big Muddy con los que se midieron en el Misisipí en 1821 (fig. 26.13)? Establecer la relación numérica.

3. Colocar una hoja de papel de calcar sobre la página y dibujar de nuevo una parte del mapa como si el meandro Dillon Bend se hubiera estrangulado y hubiera originado un lago oxbow en su lugar. Cuiden que todas las curvas de nivel estén dibujadas correctamente.

4. El gradiente del río Big Muddy no puede calcularse únicamente con el mapa. Supóngase, no obstante que una curva de nivel atraviesa el río justamente después de desaparecer por la parte inferior del mapa y la curva de nivel consecutiva corta al río en el momento antes de que aparezca por la parte superior. ¿Cuál es entonces el gradiente del río en pies por milla?

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com





EJERCICIO 4. *Meandros encajados.* (Procedencia: Rural Valley, Pensilvania, mapa topográfico del Servicio Geológico de los Estados Unidos; escala: 1:62 500.)

Explicación: El Mahoning Creek (izquierda) y el Redbank Creek (derecha) forman meandros encajados en la Meseta Apalachiana del oeste de Pensilvania. En este mapa, el norte se halla a la derecha.

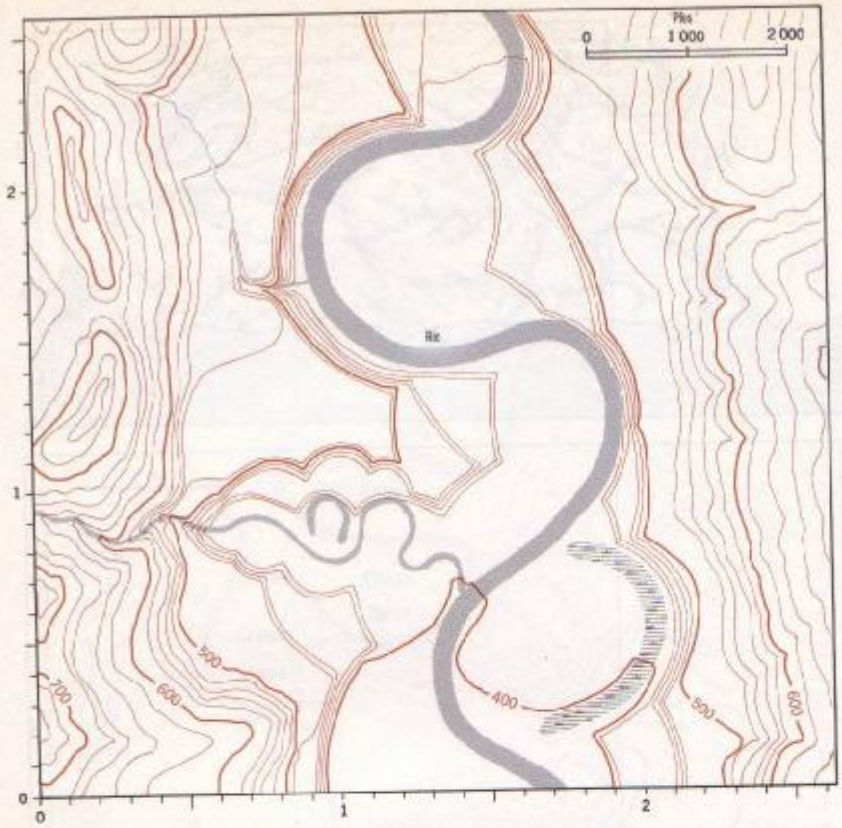
CUESTIONARIO

1. *a*) ¿Qué intervalo de curvas de nivel se usan en el mapa? *b*) ¿Cuál es la escala fraccional del mapa? *c*) ¿Cuál es la diferencia de altura entre el punto más elevado y el más bajo de este mapa? Indicar estos puntos mediante sus coordenadas.

2. En las proximidades de 1,7-2,8 se halla un valle circular originado por un meandro abandonado del Mahoning Creek. *a*) Dibujar cómo discurría el antiguo curso del río por esta curva. *b*) ¿Cuántas yardas se acortó el río como consecuencia de esta estrangulación?

3. *a*) Construir un perfil topográfico desde el punto 2,3-3,7 hasta el 2,3-4,8. *b*) ¿Por qué las paredes de estas dos orillas del río tienen diferente pendiente?

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



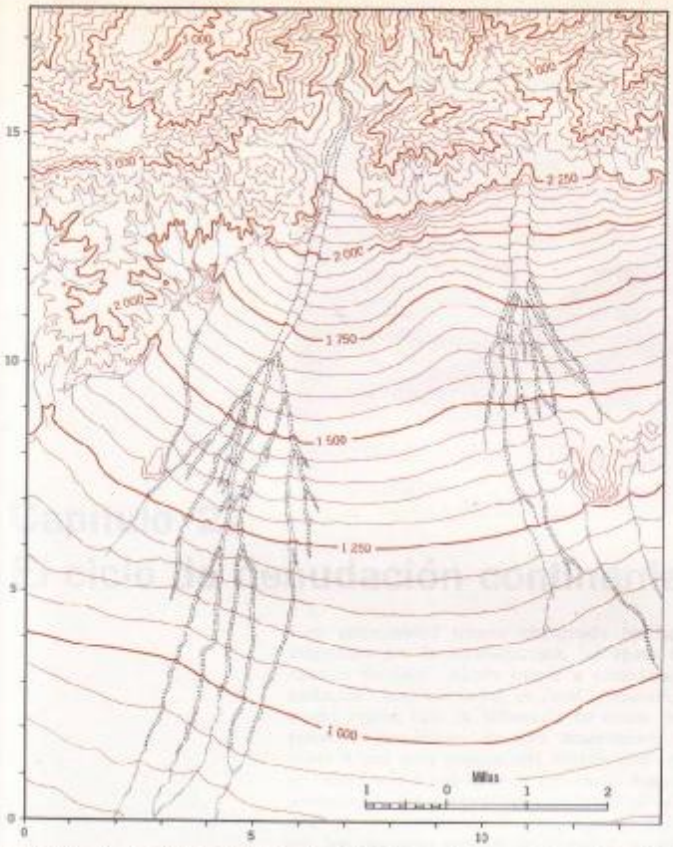
EJERCICIO 5. *Terrazas aluviales.*

Explicación: Este mapa no representa ningún área real, ya que se han idealizado una serie de características. Un gran río se ha abierto paso a través de sus materiales aluviales (con los que se había rellenado el valle durante el período glacial), originando terrazas a diferentes niveles. Los escarpes curvos de las terrazas poseen diferentes alturas y tienen un radio de curvatura similar al de los meandros actuales.

CUESTIONARIO

1. *a*) ¿Cuál es la escala fraccional del mapa? *b*) ¿Cuántas veces más grande es esta escala que la del mapa del ejercicio 3? *c*) ¿Qué intervalo de curvas de nivel se han usado en el mapa?
2. ¿Qué altura tiene el escarpe de la terraza en: *a*) 1,1-2,2, *b*) 1,6-1,7, *c*) 1,4-1,0?
3. *a*) Medir el radio de curvatura del gran meandro situado en 1,3-1,8. (Equivale a medir el radio de un círculo que pasa por el medio del cauce del río.) *b*) Medir el radio de curvatura del pequeño meandro situado en 1,2-0,9. *c*) De estos dos ríos, ¿cuál corta al escarpe de la terraza situada en 1,2-1,05?
4. ¿Cuál es el origen de la ciénaga semicircular que se extiende desde 1,7-0,2 hasta 1,3-0,8?
5. ¿Por qué el río pequeño tiene un gradiente tan elevado en 0,5-0,9 y tan bajo en 0,9-0,8?
6. ¿Por qué se desvía hacia el oeste la curva de nivel en 1,95-1,9 en vez de inclinarse hacia el este y tomar forma de V como sus inmediatos superiores?
7. Construir un perfil topográfico desde 2,6-1,2 hasta 0,0-1,2. Usar una escala vertical en la que una pulgada equivalga a 200 pies.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



EJERCICIO 6. *Abanicos aluviales.* (Procedencia: Cucamonga, California, mapa topográfico del Servicio Geológico de los EE.UU.: Escala: 1:62 500.)

Explicación: El tercio norte de este mapa muestra las vertientes más meridionales de la cordillera de San Gabriel al Sur de California, de las que nacen ríos de elevado gradiente muy cargados de derrubios. Los grandes abanicos aluviales, que cubren el resto del mapa, han sido construidos a partir de los sedimentos depositados por las crecidas de los ríos antes mencionados. La llanura aluvial de piedemonte consiste, pues, en una serie de abanicos aluviales situados uno al lado del otro. El intervalo entre las curvas de nivel de este mapa varía en el contacto de los abanicos con las vertientes de las montañas ya que la diferencia de relieve entre ambos accidentes es muy considerable. Para mayores detalles de estos abanicos y de la historia de su desarrollo, ver el folleto de Rollin Eckis reseñado en la bibliografía.

CUESTIONARIO

1. *a*) ¿Qué intervalo de curvas de nivel se usa en el área de los abanicos aluviales? *b*) ¿Y en las áreas montañosas? *c*) ¿Cuál es la escala fraccional del mapa?

2. El principal curso que se halla al oeste de la línea central del mapa es el cañón de San Antonio. *a*) ¿Cuál es el gradiente (en pies por milla) de este río en el cañón medido entre el borde superior del mapa y la línea de nivel de 2250 pies? *b*) ¿Por qué desaparece el río a la boca del cañón y es sustituido por un ancho cauce, representado con líneas de puntos? (Las líneas de puntos indican los cauces de inundación con cantos espaciados, abiertos un poco por debajo de la superficie del abanico y secos por lo general.)

3. *a*) ¿Cuál es el gradiente medio (en pies por milla) de la superficie del abanico entre las líneas de nivel de 2000 y 1750, cerca de 5,5-11,5? *b*) ¿Cuál es el gradiente entre las líneas de 1250 y 1000 pies, cerca de 7,0-4,0? *c*) Construir un perfil topográfico del abanico de San Antonio Wash desde 6,5-14,0 hasta 2,0-0,0, empleando una escala vertical en la que una pulgada equivalga a 1000 pies. *d*) ¿Por qué el perfil del abanico es cóncavo hacia arriba, elevándose en el vértice?

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Capítulo 27
El ciclo de denudación continental

Con anterioridad hemos examinado los accidentes fisiográficos originados por la meteorización, las aguas de arroyada y las corrientes fluviales. Ahora vamos a considerar la acción de la denudación como conjunto, es decir, estudiaremos lo que le sucede a una región bajo la influencia de todos los agentes antes mencionados. Supóngase un área determinada, tal como un continente o una gran porción del mismo, que está siendo elevada por un movimiento epirogénico aportando nueva materia a la masa continental. Esta elevación constituye el *estado inicial* del gran *ciclo de denudación continental*, a través del cual la región pasará por los sucesivos estados de juventud, madurez y senectud o vejez. Para simplificar las cosas, supondremos que la elevación de la masa continental se produce rápidamente y que después cesa toda deformación cortical al tiempo que los agentes de la denudación trabajan sin interrupción.

Un único ciclo ideal de denudación no cubre todos los fenómenos que tienen lugar. Existe una clara diferencia entre el desarrollo topográfico de los climas húmedos y el de los áridos. Es, pues, necesario describir dos ciclos, uno para cada clima. Además, algunas masas continentales iniciales tienen sus superficies relativamente llanas, ya que han sido originadas por algún movimiento epirogénico que ha motivado la emersión de un fondo marino llano. Otras son montañosas debido al plegamiento y a la rotura de los materiales durante alguna orogenia. Para nuestros fines estudiaremos dos combinaciones: 1) la de una superficie llana en un clima húmedo y 2) la de una superficie montañosa en un clima árido.

El ciclo de denudación en los climas húmedos

Una masa continental formada por el arqueamiento de un fondo marino llano posee vertientes de suave pendiente que se inclinan hacia el mar a partir de un área central más elevada. En

Abanicos aluviales. (J. W. Powell, U. S. Geological Survey, Second Annual Report, Government Printing Office, 1882.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

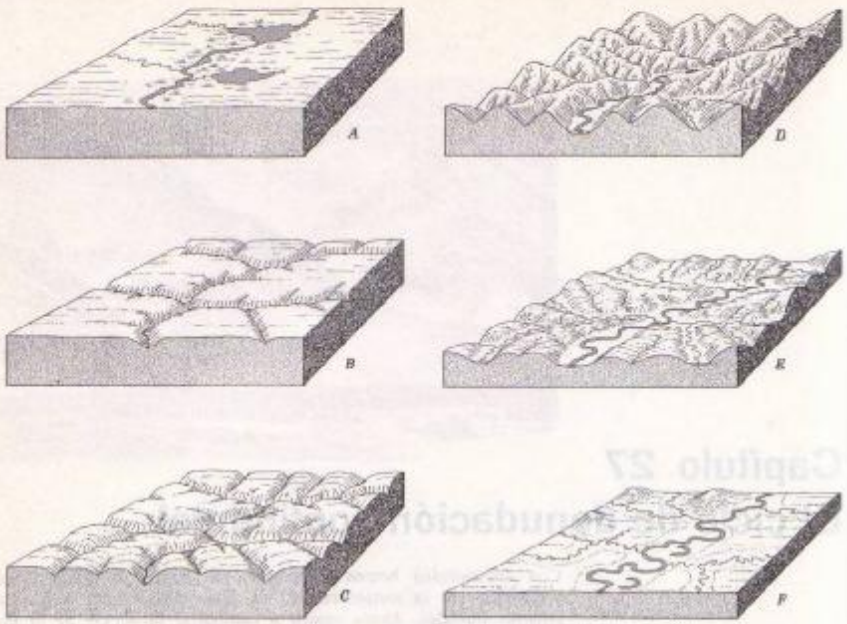


Figura 27.1. El ciclo de denudación continental en clima húmedo. (Según E. Raisz.) A. En el estado inicial el relieve es insignificante y el drenaje malo. B. Al principio de la juventud los valles fluviales son estrechos y las zonas elevadas extensas y llanas. C. Al final de la juventud, predominan las vertientes de los valles pero aún quedan tierras elevadas horizontales. D. Durante la madurez, la región consiste en numerosos valles y estrechas divisorias. E. Al final de la madurez el relieve se ha suavizado y los valles fluviales son anchos. F. Durante la senectud se origina una penillanura de la que sobresalen algunos monadnocks. G. El levantamiento de la región implica su rejuvenecimiento o segundo ciclo de denudación, representado aquí cuando ha alcanzado ya el comienzo de la madurez.

la figura 27.1*A* se observa una porción de esta vertiente; se dice entonces que se halla en la *fase inicial*. Las aguas de arroyada que discurren sobre esta nueva superficie lo hacen siguiendo las líneas de máxima pendiente, desarrollando de este modo un sistema fluvial inicial. Éste se desarrolla del modo explicado en la lección anterior, es decir, comenzará por excavar escarpados valles en forma de V. Los lagos y ciénagas que ocupan las depresiones de la superficie inicial serán secados rápidamente.

En la figura 27.1*B* se observa la *primera fase de la juventud* del ciclo de denudación continental. El *relieve* de la zona —es decir, la diferencia de altura entre el fondo de los valles y la cima de las divisorias— se incrementa ahora rápidamente pero entre las corrientes aún quedan porciones relativamente llanas de la masa inicial (fig. 27.2). A medida que se profundizan los valles, van ganando anchura debido a procesos que motivan la destrucción de sus paredes. De este modo las áreas comprendidas entre los valles se hacen cada vez menores, mientras que sus escarpadas paredes se hacen mayores. Los pequeños valles tributarios adyacentes se van ramificando y de este modo reducen más y más la llanura inicial.

En la figura 27.1*C* se observan los restos de

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

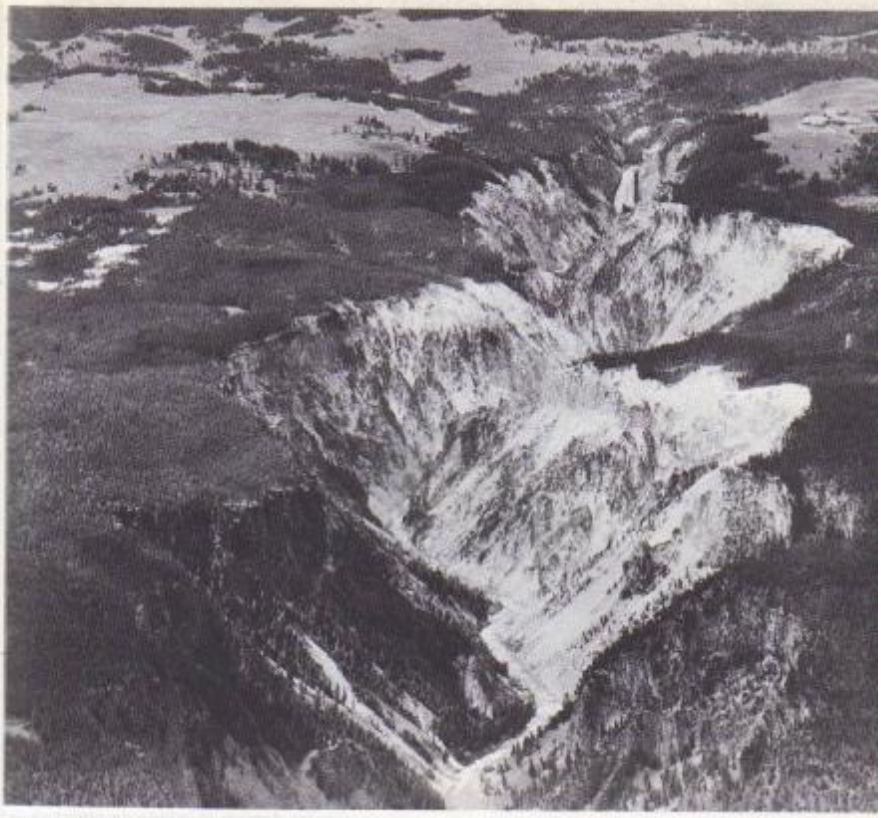


Figura 27.2. El Gran Cañón del río Yellowstone, visto desde encima del Inspiration Point, es un ejemplo de un cañón joven excavado en una meseta de lava. (Fotografía del U. S. Army Air Service.)

la superficie original a través de la cual se ha desarrollado un sistema de valles, pero estos restos se van reduciendo hasta que la mayor parte de la región consta de profundos valles, estado que corresponde al *final de la juventud*. El relieve se ha ido incrementando constantemente a medida que los ríos excavaban activamente. A continuación, sin embargo, las condiciones experimentan un notable cambio. Cuando las grandes corrientes fluviales llegan a un cierto equilibrio y comienzan a formarse los lechos de inundación, se detiene la formación de nuevo relieve. Los restos horizontales de la primitiva llanura inicial acaban por quedar destruidos y las vertientes de los valles se cortan dando lugar a estrechas divisorias.

Cuando el relieve ha alcanzado un máximo, se llega al estado de madurez (figs. 27.1*D* y 27.3). A partir de este momento, los fondos de los valles son profundizados con extrema lentitud mientras que las divisorias son rápidamente erosionadas. De este modo, el relieve de la región va decreciendo constantemente. Las vertientes van adquiriendo cada vez un ángulo menor (fig. 27.1*E*). En esta situación la arroyada o cualquier otro movimiento debido a la gravedad ya no son tan activos como en las fases previas.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

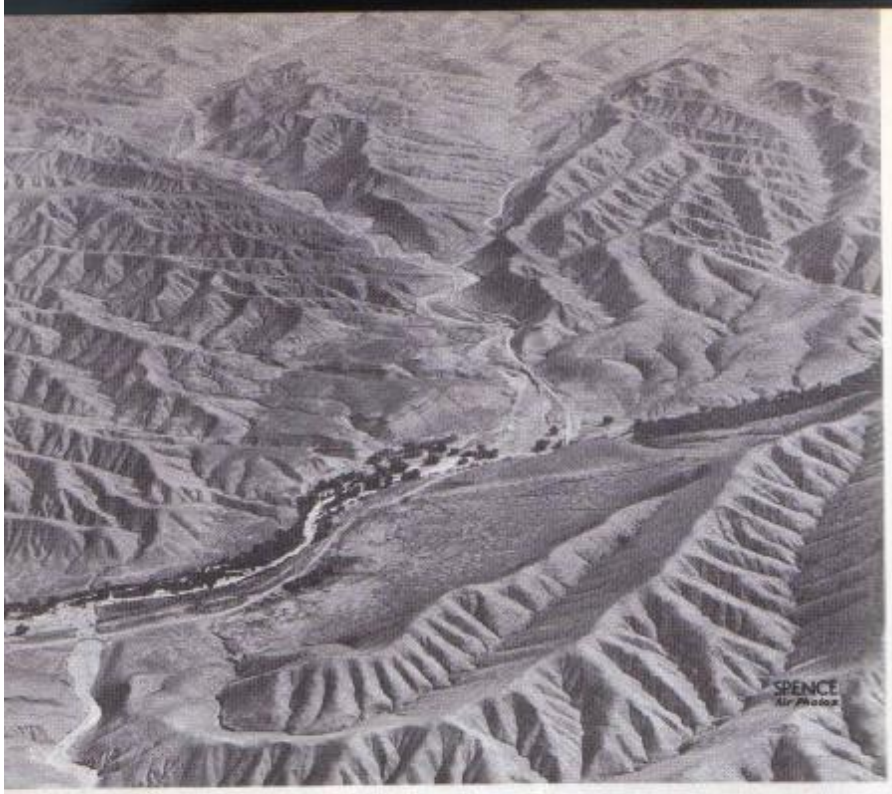


Figura 27.3. En esta vista aérea de una región que ha alcanzado el estado de madurez se observa un complejo de cauces y pequeñas cuencas de drenaje. (Spence Air Photos.)

Nivel de base y penillanura

Después de transcurrido un período de tiempo mucho más prolongado del que se requiere para alcanzar la madurez, el paisaje se reduce a una baja superficie ondulada y ya puede decirse que ha entrado en la *fase de senectud* (figura 27.1*F*). En este período la mayoría de los ríos tienen gradientes extremadamente bajos y sus lechos de inundación están muy desarrollados. El último estadio que debería alcanzarse si pudiera transcurrir un período de tiempo infinito, sería la reducción de la superficie de la región a una llanura que coincidiría con el nivel del mar. A esta superficie imaginaria se la denomina *nivel de base* ya que es la base a la que tiende a ser erosionado el paisaje y a la vez coincide con el nivel del mar. Aunque el nivel de base se alcance sólo en teoría, es posible aproximarse a él tal como ha sucedido en algunas partes del mundo a través de las pasadas eras geológicas. El término *penillanura* se aplica a las superficies con escasos y suaves relieves originadas durante el estado de senectud del ciclo de denudación.

Una penillanura no es perfectamente horizontal ya que tiene pendientes suaves. Como los ríos ya son inactivos y las vertientes son muy poco pronunciadas, el proceso de denudación es extremadamente lento. No es fácil establecer el número de años que se requieren para que una región pase del estado inicial a la fase de senectud, ya que depende de la altura inicial que tuviera la zona y de la resistencia de los materiales a la meteorización y a la erosión. Quizás no sería equivocado decir que en algunos casos conocidos el tiempo necesario para reducir una región montañosa a penillanura ha sido de 15 a 20 millones de años.

Algunas regiones poseen zonas o pequeñas extensiones de terreno mucho más resistentes a la meteorización y a la erosión que los materiales que forman el conjunto. A medida que el

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 27.4. Stone Mountain, cerca de Atlanta, Georgia, es un monadnock de unos 2,5 km y que alcanza una altura de 193 m por encima de la superficie de la penillanura (Véase el ejercicio 3). La roca es una masa de granito gris claro que no tiene casi ninguna diaclasa y que ha sido redondeada por los procesos de meteorización hasta tomar la forma de un domo liso. (Fotografía del U. S. Army Air Service.)

ciclo progresa y se pasa de la madurez a la senectud, estas rocas más duras quedan como predominantes colinas o montañas aisladas que sobresalen visiblemente por encima de la penillanura circundante (fig. 27.4). A estas colinas residuales o a las montañas de este tipo se las denomina *monadnocks*, nombre tomado del monte Monadnock, del sur de New Hampshire.

Rejuvenecimiento

Una vez formada, la penillanura es levantada generalmente por algún movimiento cortical. De este modo vuelve a hallarse al principio del ciclo, es decir, en la fase inicial en la que las fuerzas internas de la tierra actúan espasmódicamente y ponen fin al período de estabilidad para que comience otro de activa deformación.

Una penillanura que ha sido intensamente plegada o fracturada durante la orogenia, es rápidamente destruida por el ciclo erosivo que sigue a continuación. Si, por el contrario, la región ha sido elevada por un movimiento epirogénico unas decenas o unos centenares de metros, la penillanura persiste durante un largo período de tiempo. En la figura 27.1*G* se representa este hecho. La similitud entre esta fase y el estado de juventud (representado en el bloque *C*) es evidente. La principal diferencia entre ambos es que la superficie de terreno original del bloque *C* es un primitivo fondo marino, mientras que la superficie "inicial" del bloque *G* es una penillanura elevada. El sistema fluvial de la penillanura levantada está ya bien determinado, de modo que lo único que han hecho los ríos ha sido rejuvenecerse y volver a excavar profundos valles en V en sus antiguos y anchos cauces.

Cuando se alcanza la madurez del segundo ciclo, la penillanura primitiva ha sido totalmente erosionada, pero se observa su influencia ya que todas las cimas de las colinas se hallan a

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

la misma altura sobre la región. No existe ningún límite en particular sobre el número de ciclos que pueden afectar a una región. En algunas zonas, al estudiar su topografía, se ha llegado a la conclusión de que han sido afectadas por tres o cuatro ciclos anteriores.

Aspectos geográficos del ciclo erosivo

La importancia geográfica de los sucesivos estados por los que pasa el ciclo de denudación continental es evidente. Las regiones que se hallan en la fase inicial del ciclo son llanuras relativamente horizontales que poseen un drenaje bastante escaso y donde hay pantanos, a menudo extensos. Los depósitos arenosos de playa dejados por las olas cuando emergía el fondo marino se traducen generalmente en suelos infecundos. Un excelente ejemplo lo tenemos en la llanura costera que abarca Georgia y el norte de Florida. La gran marisma Okefenoke ocupa una amplia depresión en el primitivo fondo marino de esta región mientras que a lo largo de la costa se observan largas alineaciones arenosas que discurren paralelas a ella y tienen una altura superior a la de los alrededores. Las porosas arenas permiten que los nutrientes vegetales sean arrastrados por lixiviación.

No todas las regiones que se hallan en la fase inicial han emergido del mar; algunas, como las Altas Llanuras del este de Colorado, oeste de Kansas y norte de Texas, han sido construidas por corrientes fluviales de agradación y, a pesar de que son notablemente horizontales, poseen un sistema de drenaje bien desarrollado y carecen de grandes zonas pantanosas. Las Altas Llanuras son grandes productoras de trigo, no solamente porque el suelo y el clima son favorables, sino también porque la horizontalidad del terreno permite el cultivo de grandes extensiones de cereales y su recolección automática.

Otras llanuras iniciales están formadas por coladas de lava derramadas tan profusamente que han inundado la anterior topografía hasta originar una elevada planicie de superficie rugosa. Este es el origen de la plataforma en la que el río Yellowstone ha excavado su garganta (fig. 27.2 y ejercicio 1). La llanura del río Snake, al sur de Idaho es otro ejemplo.

Las regiones que se hallan en la fase de juventud admiten a las poblaciones humanas en las áreas relativamente llanas situadas entre los escarpados valles en forma de V. Como estos valles también están en su fase de juventud, no poseen lecho de inundación; de aquí que las carreteras, líneas férreas, ciudades y granjas estén situadas en zonas elevadas. Una región madura, por el contrario, carece de estas tierras altas, por lo que no es favorable para ser habitada, ni cultivada, ni para la construcción de vías de comunicación. Muchas de las regiones montañosas del mundo se hallan en el estado de madurez del ciclo erosivo. Los grandes relieves y las abruptas vertientes son el resultado de los recientes levantamientos de estas porciones de la corteza terrestre. Sin embargo, una región costera que se halle elevada de 60 a 150 m sobre el nivel del mar no puede poseer un relieve realmente montañoso, ya que los ríos no pueden excavar valles a más profundidad de la que realmente se halla el nivel del mar. En algunas regiones maduras, los ríos mayores ya han alcanzado también el estado de madurez en su propio ciclo, por lo que han originado grandes lechos de inundación al mismo tiempo que la región circundante es extremadamente escabrosa. Bajo tales circunstancias, la actividad humana se concentra en los fondos de los valles.

Las regiones de clima húmedo que se hallan al final de su madurez o en la senectud suelen ser favorables para el desarrollo de la agricultura. Las vertientes son moderadas o muy poco pronunciadas y el sistema fluvial se halla bien desarrollado. Los suelos suelen tener espesor considerable. La erosión puede ser contenida. Las carreteras y las vías férreas atraviesan estas onduladas tierras sin gran dificultad o se extienden por las tensas llanuras de inundación.

Gran parte de la cuenca del Amazonas es una penillanura, debido a las intensas lluvias que allí tienen lugar y a la densa vegetación existente, la región sólo puede atravesarse a costa de un gran esfuerzo. Las áreas más bajas que bordean el lecho de inundación de los grandes ríos son pantanos muy difíciles de atravesar. Las penillanuras que han sido levantadas y excavadas por un nuevo ciclo son geográficamente comparables con las regiones que se hallan en la fase de juventud del ciclo de denudación continental.

Sistemas de drenaje

Gran parte de la superficie terrestre consiste en relieves producidos por el ciclo de denudación de clima húmedo, pero son muy pocas las regiones que se hallan en la fase inicial o en el comienzo de la juventud, debido a la poca duración de estos estadios. Por lo tanto, los sistemas fluviales de drenaje bien desarrollados son los que caracterizan a la mayor parte de las áreas continentales. Incluso en los desiertos, que están afectados por un ciclo de denudación

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

distinto, las montañas y las mesetas poseen sistemas de drenaje bastante parecidos a los de los climas húmedos.

Si colocamos una hoja de papel de calcar sobre el mapa topográfico del ejercicio 2, el sistema fluvial que podremos obtener será como el de la figura 27.5. En un mapa a gran escala se podrían indicar muchos más riachuelos de los que hay representados en la figura 27.5, pero en un mapa general sólo se ilustran los principales. Las principales líneas divisorias también se han dibujado (a trazos) para que se puedan observar los límites de las cuencas de mayor tamaño.

Las vertientes del terreno convergen en las cabeceras de los cauces, aportando a éstos la suficiente agua de arroyada como para que durante las fuertes lluvias se origine un cierto caudal que limpie el fondo del cauce e impida que se forme suelo y se desarrolle la vegetación que podría causar la obstrucción del mismo (figura 27.6). Transcurrido un largo período de tiempo, como el necesario para pasar de la fase de juventud a la de madurez, la extensión de suelo existente ha sido distribuida entre los pequeños cauces de modo que cada uno recibe la cantidad de escorrentía capaz de mantener su caudal. Las vertientes y el gradiente de los cauces han llegado a ajustarse de tal modo que la erosión ni es tan rápida como para que el cauce aumente de longitud a costa de sus vecinos, ni es tan deficiente en área de arroyada como para quedar obstruido con derrubios que no puede transportar. La lenta excavación de los cauces y la no menos lenta amortiguación de los ángulos de las vertientes y de las divisorias continúa, pero siempre con una uniformidad general que predomina en toda la región.

Cada riachuelo se une con otro, o desemboca en el cauce principal, de modo que se van formando cuencas de cada vez mayor tamaño y los cauces que reciben el aporte de otros van creciendo progresivamente de longitud y de caudal. Las confluencias de estos arroyos suelen formar ángulos agudos y así la descarga es transportada en la dirección general en la que discurre el curso del río principal del modo más directo posible y con el menor número de cauces, siempre que cada riachuelo del sistema de drenaje posea un área de extensión adecuada de la que reciba la escorrentía.

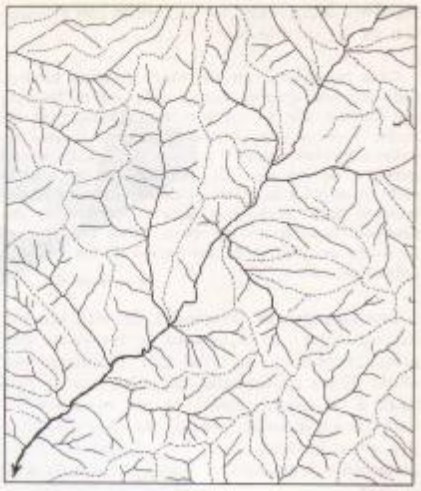


Figura 27.5. Un sistema de drenaje consiste en un conjunto de pequeñas cuencas, cada una de las cuales se halla ajustada en forma y tamaño a la magnitud del río a la que es tributaria. Las corrientes fluviales están dibujadas con líneas continuas y las divisorias con líneas de trazos. Esta zona es idéntica a la del ejercicio 2.

Figura 27.6. Las aguas de arroyada procedentes de las cabeceras de las cuencas de un sistema fluvial aportan agua y derrubios a los menores elementos de la red de cauces.

Ley de Playfair

Antes de 1800 existía la creencia, muy difundida entre los naturalistas, de que los valles fluviales y otras formas del paisaje eran el producto de un gran cataclismo que tuvo lugar en la corteza terrestre. Se suponía que posteriormente los ríos ocuparon los valles producidos de este modo, es decir, que los valles eran anteriores a los ríos y no el resultado del trabajo de éstos.

A John Playfair, geólogo inglés, es a quien se atribuye la primera razón convincente de lo que hoy en día es universalmente aceptado, es decir, de que los valles son el producto de la excavación de los ríos. En 1802, publicó la

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

siguiente declaración que se conoce con el nombre de *ley de Playfair*:

> Cada río consiste en un tronco principal alimentado por una serie de ramas, cada una de las cuales discurre por un valle proporcionado a su tamaño, y todas ellas juntas forman un sistema de valles conectados unos a otros y con un ajuste tan perfecto de sus declives que ninguno se une al valle principal a un nivel ni demasiado alto ni demasiado bajo: hecho que sería completamente improbable si cada uno de estos valles no fuese el producto del trabajo de excavación de los ríos que corren por él.

Los tres puntos principales de esta ley son los siguientes: 1) el tamaño de los valles está proporcionado a los ríos que discurren por ellos; 2) las confluencias entre los ríos se realizan a un mismo nivel; 3) por lo tanto, los valles son excavados por los ríos que discurren por ellos, ya que, si no, 1) y 2) serían "completamente improbables" sobre la base de sólo el azar.

En la Naturaleza también tienen lugar excepciones a esta ley. A veces un afluente sortea un salto de agua para alcanzar el nivel del río principal. Otras veces pequeños ríos corren por grandes valles. Pero para cada una de estas excepciones, un detenido estudio revela la existencia de unas condiciones especiales o desacostumbradas que imperan localmente. Las regiones de estratos homogéneos que han sido erosionadas por corrientes fluviales durante un largo período de tiempo confirman la validez de la ley de Playfair.

Desde las descripciones puramente cualitativas de los sistemas de drenaje y de sus vertientes relacionadas, la geomorfología ha avanzado hasta llegar a análisis cuantitativos en los que se recogen y se someten a tratamiento matemático las medidas de los elementos topográficos. Estos nuevos avances, estudiados en el capítulo 28, sirven para apoyar y para expresar con más rigor que las palabras solas, los conceptos del ciclo de denudación continental y de la ley de Playfair.

El ciclo de denudación continental en los climas áridos

El aspecto general de las regiones desérticas es marcadamente diferente del de las regiones húmedas. Este hecho es un reflejo de las diferencias de vegetación y rasgos fisiográficos. Ante todo debe recalcarse que en los climas secos también llueve y que la mayor parte de las formas topográficas de las regiones desérticas son modeladas por el agua en movimiento. Una localidad en particular situada en un desierto puede experimentar una lluvia fuerte sólo una vez cada varios años, pero cuando ésta se produce los cauces llevan agua y realizan la misma labor que los ríos de curso continuo de la mayoría de las regiones. El exceso de agua desciende por las vertientes de los valles hasta llegar a los cauces transportando partículas de roca, idénticamente igual como sucede en las regiones húmedas. Podemos todavía ir más lejos y decir que, aunque el agua corriente es un fenómeno bastante raro en los desiertos, durante las pocas veces que actúa lo hace con una espectacularidad mucho mayor que en las regiones húmedas. Esto se debe a la poca abundancia de vegetación que existe en los desiertos. Los dispersos y pequeños arbustos y plantas que pueden sobrevivir ofrecen una escasa protección, por no decir ninguna, el suelo, manto detrítico o substrato rocoso. Sin una gruesa cobertura vegetal que proteja el terreno, y frene el descenso del agua vertiente abajo, las cantidades de derrubios transportadas hasta los ríos son muy grandes. Un cauce seco puede transformarse en pocos minutos en una impetuosa corriente de agua fangosa cargada de grandes fragmentos de roca.

De todos estos hechos podríamos deducir que las lluvias que tienen lugar en las regiones desérticas son mucho más torrenciales y violentas que las de las regiones húmedas. Esto no es cierto. En los desiertos casi todas las precipitaciones son por tormenta, con lluvia fuerte y violenta que afecta solamente a una pequeña extensión de terreno. En las regiones húmedas, los chaparrones son más frecuentes y más torrenciales, pero los períodos en que tienen lugar lluvias débiles y uniformes son más prolongados y en ellos el suelo se carga de humedad hasta llegar a saturarse. Además, el aire de las regiones húmedas está cargado de humedad y de este modo se reduce la evaporación del agua del suelo. Bajo tales condiciones, la vegetación puede crecer abundantemente y mantiene de este modo su protección al terreno. Los niveles freáticos se hallan en posición elevada y los ríos son alimentados en parte por el flujo basal. También es cierto que en las regiones tropicales las precipitaciones tienen lugar en forma de tormentas violentas, pero sucede tan frecuentemente que se origina una densa vegetación. En un desierto los intervalos entre tormenta y tormenta son tan prolongados que sólo pueden vivir un escaso número de especies vegetales. Las relaciones entre régimen climático y estructura de la vegetación serán tratadas detalladamente en los capítulos 20 y 21.

Como la lluvia en las regiones desérticas está

Figura 27.7. El ciclo [illegible] inicial, el relieve [illegible] al estado de madurez [illegible] culminatan con los [illegible] al estado de senectud [illegible] parte las masas [illegible] grupos aislados.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

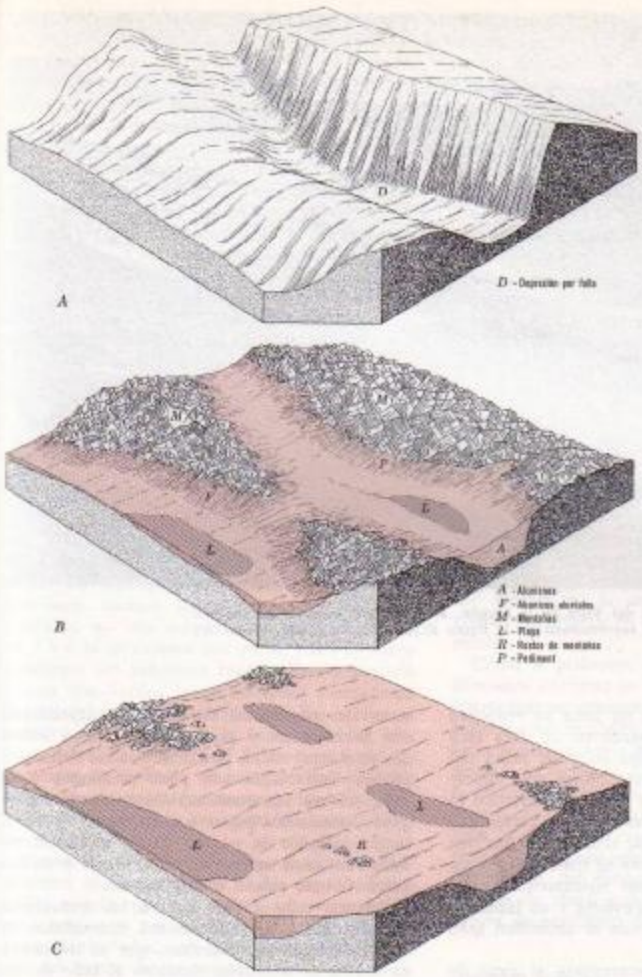


Figura 27.7. El ciclo de denudación en una región desértica montañosa. A. En el estado inicial, el relieve originado por una deformación cortical alcanza su máximo. B. Durante el estado de madurez, las montañas están completamente recortadas y las cuencas se colmatan con los materiales de los abanicos aluviales y con los depósitos de playa. C. En el estado de senectud, el relieve es bajo y los depósitos aluviales han cubierto en gran parte las masas montañosas erosionadas, cuyos restos sobresalen aquí y allí en forma de grupos aislados.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 27.8. Esta vista aérea del Valle de la Muerte, en California, muestra un desierto en fase de madurez como el representado en la figura 27.7B. (Copyright por Spence Air Photos.)

tan localizada, los flujos de agua se evaporan rápidamente cuando penetran en un área seca adyacente y dejan su carga sobre el lecho del cauce. Una de las generalizaciones más importantes que podemos hacer en clima desértico es que "las corrientes de agua son más cortas que las vertientes por las que discurren". En vez de ser largos y llegar hasta el mar, los ríos de las regiones desérticas son típicamente cortos y terminan en abanicos aluviales y en lagos secos y poco profundos donde se acumulan gran cantidad de derrubios.

En la figura 27.7 se representa el ciclo de denudación continental que tiene lugar en un clima árido. En este ciclo ideal podemos imaginarnos una región montañosa formada por pliegues y fracturas de la corteza terrestre y situada en el interior de un continente (bloque *A*). El relieve es máximo en el estado inicial y va disminuyendo a través de los sucesivos estados posteriores. Entre las cadenas montañosas existen numerosas y grandes depresiones. Éstas no se llenan de agua y forman lagos como sucedía en las regiones de clima húmedo, sino que permanecen secas debida a la excesiva evaporación que tiene lugar en este caluroso clima seco. Las zonas centrales de estas depresiones son horizontales y pueden servir como lechos de lagos temporales, por lo que se las denomina *playas*. Estos lagos son poco profundos y su nivel fluctúa tan considerablemente que en algunas ocasiones llegan a desaparecer durante largos períodos de tiempo. Como no tienen salida, contienen agua que en la mayoría de los casos es más salada que la del mar.

Durante todo el ciclo erosivo, las depresiones situadas entre las alineaciones montañosas se van rellenando de derrubios que se depositan en forma de abanicos aluviales al lado de las vertientes de las montañas (fig. 27.8). Cuando estas cuencas ya están colmatadas con materiales aluviales y las montañas están cortadas en una intrincada red de cañones, divisorias y picos, se dice que la región ha llegado a su *estado de madurez* (fig. 27.7*B*). A medida que progresa la madurez, las montañas se van haciendo más bajas y al mismo tiempo más pequeñas, a medida que los abanicos aluviales van avanzando cada vez más en la base de la montaña.

Cuando se ha alcanzado el estado de senectud, lo único que queda de las montañas son pequeños remanentes rocosos a modo de islas

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

(bloque *C*). Al final, hasta estos fragmentos, que pueden ser comparados a los monadnoks de una penillanura, son destruidos por la erosión, originándose una vasta planicie. Esta superficie es una especie de penillanura que no se ha desarrollado tomando como base el nivel del mar, ya que sus corrientes de agua no llegan a desembocar en él, y por lo tanto, puede estar situada a varias decenas o cientos de metros de altura sobre el nivel. En la penillanura existen depresiones poco profundas ocupadas por playas parecidas a los lechos de inundación por los que discurren los meandros de los ríos. La acción del viento en los climas secos es particularmente efectiva excavando pequeñas depresiones y originando dunas móviles.

Pediments

En la mayoría de los desiertos, las acumulaciones de materiales rocosos, gravas y arenas que se extienden desde la abrupta base de las pronunciadas laderas de las montañas hasta las planicies de las playas son abanicos aluviales que descansan sobre potentes depósitos fluviales y coladas de barro procedentes de las montañas. En algunos lugares, sin embargo, estos aluviones, aunque tengan forma de abanicos aluviales, no son más que delgados depósitos de 3 a 6 m de espesor que yacen sobre la suave pendiente del substrato rocoso. Esta superficie rocosa que bordea las alineaciones montañosas desérticas o la línea de acantilados recibe el nombre de *pediment*. A la derecha de los bloques *B* y *C* de la figura 27.7, las superficies del pediment se observan de perfil en una estrecha zona situada entre los espesos depósitos aluviales de la cuenca y las recortadas masas montañosas.

Como el gradiente del pediment es aproximadamente el mismo que el de los depósitos aluviales que lo recubren y esta cobertura aluvial está originada por la carga de fondo de corrientes niveladas, que provienen de los cañones del frente de las montañas, es lógico suponer que el pediment también sea excavado por la erosión del agua. Los ríos más largos ejercerán una activa erosión en sus tramos superiores (juventud), ahondándose cada vez más entre las montañas. En sus tramos inferiores donde los ríos se encuentren con el llano fondo de la cuenca comienzan a depositar su carga. Por lo tanto, en una estrecha zona intermedia situada cerca de la boca del cañón, el río se halla equilibrado y puede excavar lateralmente hasta minar la roca que constituye las laderas de las montañas adyacentes. Este proceso se denomina *excavación lateral*, es una actividad normal en cualquier río y es el mismo proceso mediante el cual son ampliados los lechos de inundación de los ríos aluviales de los climas húmedos.

Existen otros procesos, considerados importantes de excavación de pediments, pero la importancia relativa de cada uno de ellos depende de la localización y tipo de lecho rocoso que exista en el lugar. Entre los cañones de mayor tamaño existen ríos más pequeños que proceden de los estrechos barrancos, pero aún se encuentran otros muchos menores denominados *rills* que discurren por las laderas de las montañas y son importantes por la remoción de los materiales meteorizados y el desgaste de la ladera. Estas formas de escorrentía deben también ajustar sus gradientes a los de los ríos de mayor tamaño en los cuales desembocan; de aquí que puedan prolongar el pediment a modo de substrato rocoso continuo con sólo pequeñas ondulaciones.

Una vez que se ha formado un pediment o un abanico aluvial, el agua de las crecidas procedente de los cañones llena con facilidad los poco profundos canales anastomosados del abanico y el agua se desborda y se extiende originando una *arroyada en manto* por toda la vertiente. Algunos geólogos consideran que el poder erosivo de la arroyada en manto es un agente importante en el modelado de los pediments.

Como el pediment suele estar recubierto de aluviones mientras se forma, el único medio de comprobar su existencia es intentar ver el substrato rocoso en algún lugar que haya sido excavado posteriormente por la erosión. Así, el pediment de la figura 27.9 ha sido excavado por la acción de algún río y se observa el substrato rocoso en numerosos afloramientos. En este caso la causa del rejuvenecimiento del río es incierta, pero puede haber sido debido a un nuevo fallamiento del bloque montañoso o a algún cambio de clima que haya trastornado la condición de equilibrio del río.

Aspectos geográficos del ciclo árido

Los aspectos geográficos de los desiertos montañosos están bien representados en la extensa zona que abarca Nevada, al sur de California, la zona oeste de Utah y la mitad sur de Arizona y Nuevo México. Allí existen excelentes ejemplos de las diferentes fases del ciclo de erosión que pueden observarse viajando a través del desierto por carretera, ferrocarril o en avión. La escasez de población va unida a una escasez similar de vegetación. En 1960, el estado de Nevada, que entra de lleno en esta región, tenía solamente 285 000 habitantes, dis-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 27.9. El substrato rocoso se halla ampliamente expuesto en este pediment, situado en la base de los Montes Dragoon, cerca de Benson, Arizona. (Fotografía de Douglas Johnson.)

tribuidos en los 286 000 km² de su territorio. Contrasta con Pensilvania, que en 117 000 km² tiene 11 millones de personas. La gran extensión erosionada de esta región puede apreciarse fácilmente por el hecho de que allí se llevó a cabo la primera explosión experimental de una bomba atómica y pudo mantenerse en secreto.

Para el viajero, el paisaje de esta región desértica parece estar compuesto de tres elementos diferentes: 1) montañas escabrosas e inhospitalarias; 2) grandes pediments y abanicos aluviales surcados de innumerables cauces secos y poco profundos, o *washes;* y 3) playas completamente horizontales y fondos de lagos cubiertos de agua poco profundas o de depósitos salinos. En las montañas existen abundantes reservas minerales de gran porvenir económico. Las vertientes de los abanicos aluviales carecen virtualmente de valor, excepto en los pocos lugares donde los pozos pueden brindar agua a las aisladas comunidades. Las playas proporcionan minerales de diferentes tipos. Diversas sales de calcio, sodio y potasio están presentes a menudo en cantidades suficientes como para ser explotadas.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Cuestionario de repaso

1. Explicar el concepto de ciclo de denudación continental. ¿Qué posibles combinaciones de relieves iniciales y climas pueden establecerse?

2. Describir los varios estadios del ciclo de denudación continental en su clima húmedo. Incluir una discusión sobre el desarrollo de los sistemas de drenaje, vertientes de los valles, divisorias y relieve topográfico. ¿Qué estadio es el poseedor del máximo relieve?

3. Describir el aspecto de una penillanura. ¿Qué es un monadnock? Si la elevación del terreno origina el comienzo de un nuevo ciclo, ¿qué le sucede a la penillanura?

4. Definir nivel de base. ¿Qué período de tiempo se requeriría para reducir un continente al nivel de base?

5. Discutir los aspectos geológicos de los diversos estadios del ciclo de denudación. ¿Cómo es afectado en cada estadio la utilización del terreno y el transporte?

6. Describir el aspecto de un sistema de drenaje. ¿Cómo se adapta a la descarga de la escorrentía y al transporte de la carga sedimentaria?

7. Enunciar la ley de Playfair. ¿Qué otras opiniones se mantenían en la época de Playfair? ¿Tiene excepciones la ley? Explicarlo.

8. ¿En qué difiere el papel del agua corriente en las regiones áridas con respecto al de los climas húmedos? Contrastar la forma de los cauces en los climas áridos y en los húmedos. Explicar el hecho de que en los desiertos "las corrientes de agua son más cortas que las vertientes por las que discurren".

9. Describir los estadios del ciclo de denudación en clima montañoso desértico. Comparar este ciclo, fase por fase, con el ciclo de denudación en clima húmedo. Comparar las penillanuras originadas en ambos ciclos.

10. Describir un pediment. ¿En qué se parece a un abanico aluvial? ¿Qué procesos se cree que dan origen a los pediments?

11. Discutir los aspectos de geografía económica relacionados con los desiertos montañosos. ¿Qué factores físicos tienden a limitar la ocupación humana de tales áreas?

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Ejercicios

EJERCICIO 1. *Región en el estadio de juventud.* (Porción del mapa topográfico del Parque Nacional de Yellowstone del Servicio Geológico de los Estados Unidos; escala: 1:125 000.)

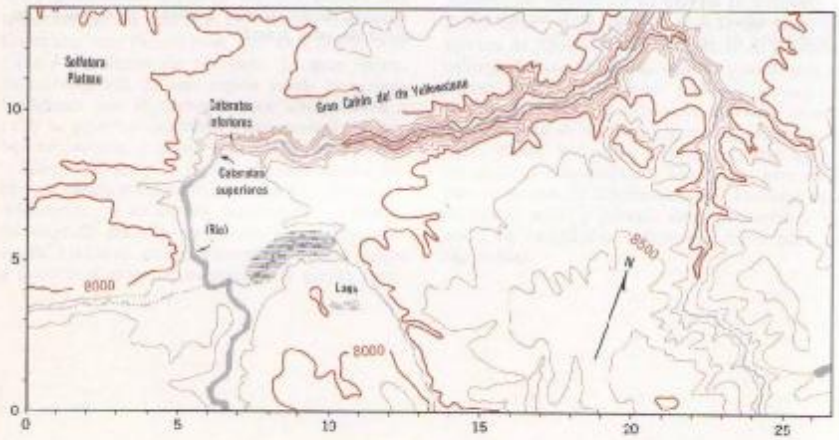
Explicación: Gran parte de este mapa representa una meseta ondulada de 8000 a 8500 pies de elevación (2400 a 2550 m), que puede considerarse como una superficie inicial construida por la superposición de numerosas coladas de lava. Las fuentes termales y los géiseres son los restos de la pasada actividad volcánica. Pequeños gradientes y lagunas son típicos de las corrientes fluviales que discurren por estas tierras llanas elevadas. Ejerciendo un fuerte contraste con la horizontalidad de la meseta se halla el joven y profundo Gran Cañón del río Yellowstone que se extiende a partir de las Cataratas Superiores e Inferiores. La figura 27.2 es una fotografía aérea oblicua tomada sobre el cañón y vista hacia el SW en dirección a las cataratas.

CUESTIONARIO

1. *a*) ¿Qué intervalo de curvas de nivel se usa en el mapa? *b*) ¿Cuál es la escala fraccional del mapa? *c*) Construir una escala gráfica en millas para el mapa.

2. *a*) Calcular el gradiente en pies por milla que tiene el río Yellowstone en el Gran Cañón. *b*) ¿Cómo puede compararse este gradiente con el del mismo río antes de llegar a las cataratas?

3. Construir un perfil topográfico desde 15,0-0,0 hasta 15,0-13,3. Indicar la posición del nivel del mar respecto al perfil.



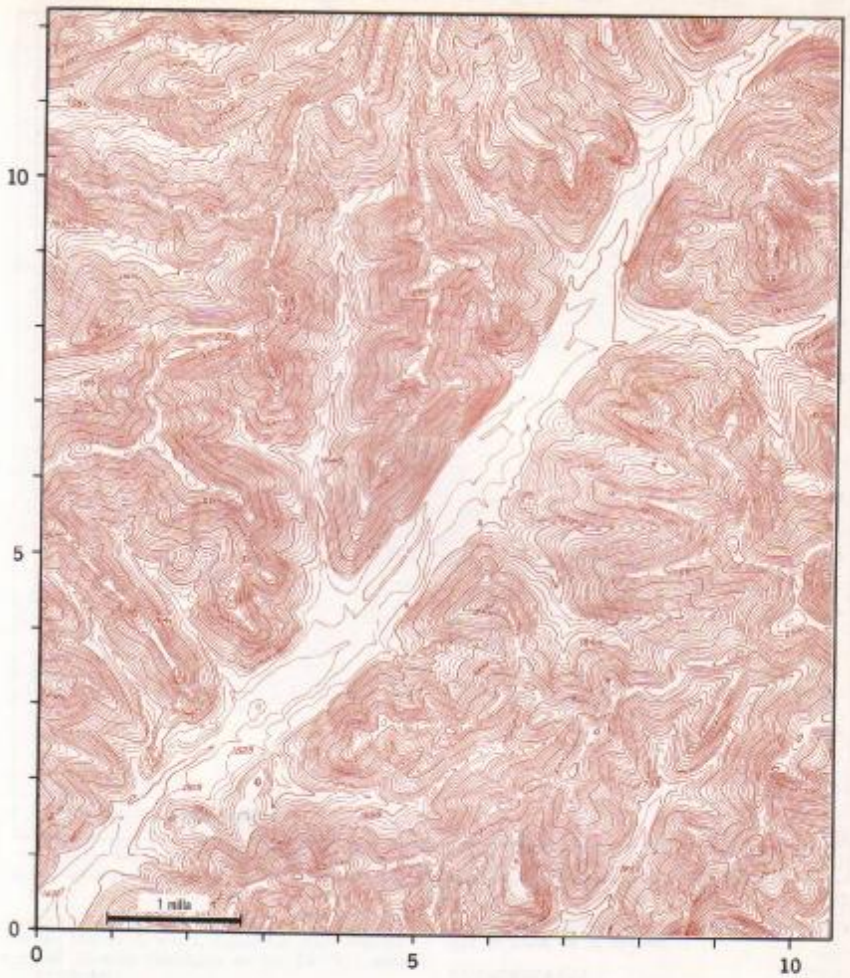
EJERCICIO 2. *Reg*
ción del mapa top
del Servicio Geo
1:62 500.)

Explicación: Es
de madurez y sim
segmentos de cau
otros y se hallan
mas redondeadas.

CUESTIONARIO

1. *a*) ¿Cuál es
b) ¿Qué intervalo

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



EJERCICIO 2. *Región en estado de madurez.* (Porción del mapa topográfico de Belmont, Nueva York, del Servicio Geológico de los EE.UU.; escala: 1:62 500.)

Explicación: Esta región se halla en el estado de madurez y sin indicar el sistema de drenaje. Los segmentos de cauce están muy próximos unos a otros y se hallan separados por estrechas divisorias redondeadas.

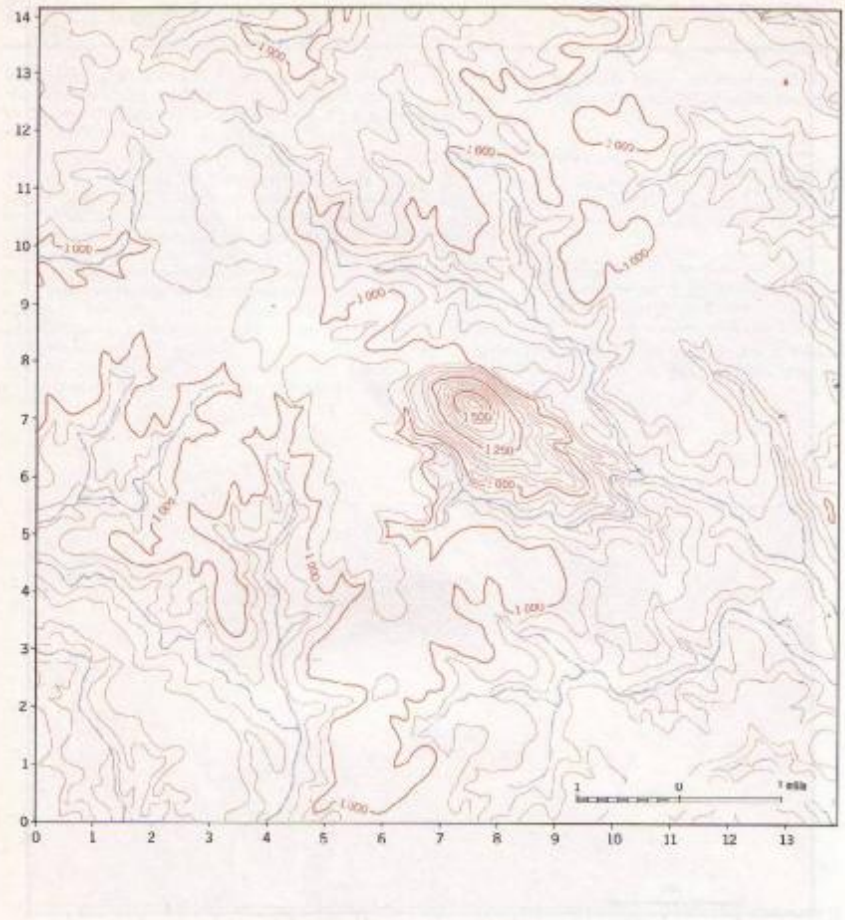
CUESTIONARIO

1. *a*) ¿Cuál es la escala fraccional del mapa? *b*) ¿Qué intervalo de curvas de nivel se usa? *c*) ¿Cuál es el relieve aproximado de este área? (Diferencia entre la elevación de las divisorias y los fondos de los valles adyacentes.)

2. Dibujar con lápiz azul el sistema de drenaje de esta zona. Se debe dibujar cada cauce donde las curvas de nivel adoptan la forma de una V. (Usar papel de calcar para efectuar este ejercicio.)

3. Usando lápiz rojo, dibujar todas las divisorias del mapa. Prolongar las líneas divisorias hasta el fondo de los valles de tal modo que cada segmento de cauce quede contenido en su cuenca respectiva. (Efectuar este ejercicio en la misma hoja de papel usada en el ejercicio 2.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



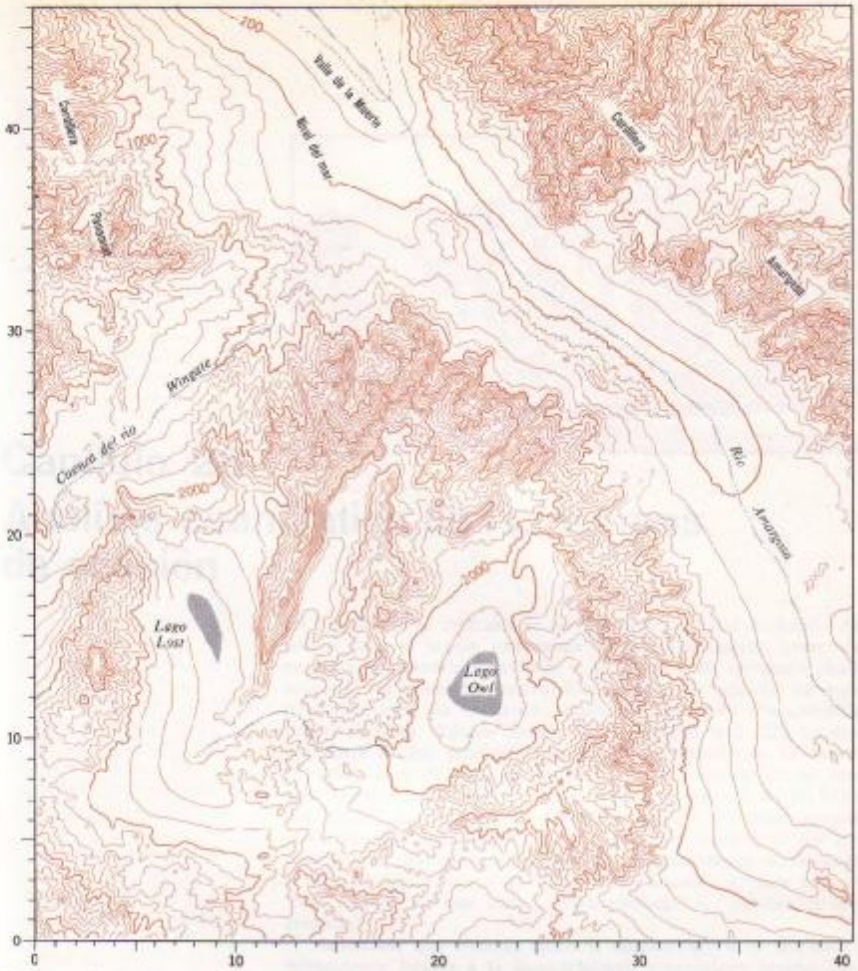
EJERCICIO 3. *Monadnocks de penillanura.* (Procedencia: Atlanta, Georgia, mapa topográfico del Servicio Geológico de los EE.UU.; escala: 1:125 000.)

Explicación: La prominencia del centro del mapa es la Stone Mountain (Montaña de Piedra), pequeña masa intrusiva de granito rodeado de gneiss y esquistos antiguos. Debido a su gran resistencia a la erosión y a la meteorización, el granito de la Stone Mountain forma un monadnock, mientras que la zona circundante se halla completamente arrasada formando una penillanura bastante horizontal, ya que su elevación oscila entre los 950 y 1050 pies. En un segundo ciclo de erosión, los ríos excavaron valles en la superficie de la penillanura, originando la presente topografía. La figura 27.7 es una fotografía aérea.

CUESTIONARIO

1. *a)* ¿Qué intervalo de curvas de nivel se usa en el mapa? *b)* ¿Qué elevación existe con respecto a la superficie de la penillanura una milla al oeste de la cumbre de la montaña?
2. Dibujar un perfil topográfico que pase por la cumbre desde 13,9-12,0 hasta 0,0-1,5. Utilizar una escala vertical en la que una pulgada equivalga a 1000 pies.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



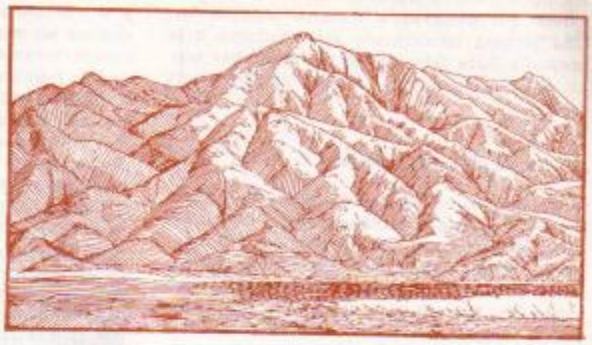
EJERCICIO 4. *Región montañosa desértica.* (Procedencia: Montes Avawatz, California, mapa topográfico del Servicio Geológico de los EE.UU.; escala: 1:250 000.)

Explicación: Este mapa muestra una porción de la provincia Basin and Range, región utilizada por el profesor W. M. Davis para tipificar el ciclo de denudación continental en clima árido. El Valle de la Muerte (Death Valley) es un bloque fallado que se halla a una altura inferior a la del nivel del mar y está relleno de grandes cantidades de aluviones procedentes de las cordilleras Amargosa y Panamint, que son precisamente los bloques elevados que bordean el valle por ambos lados. La figura 25.11 es una fotografía aérea del Valle de la Muerte tomada hacia el SE un poco antes del río Amargosa. El Owl Lake (lago del Búho) y el Lost Lake (lago Perdido) son lagos efímeros que ocupan depresiones independientes situadas a mayor altura que el Valle de la Muerte.

CUESTIONARIO

1. *a*) ¿Cuántas millas cuadradas abarca este mapa? *b*) Dar las coordenadas y la elevación del punto más alto y del más bajo del mapa.
2. Estudiando la figura 27.8 determinar en qué posición estaba el avión cuando tomó la fotografía. *a*) Dar las coordenadas de esta posición. *b*) Dar el acimut de la línea a lo largo de la cual fue situado el eje de la cámara.
3. *a*) ¿Cuál es la máxima profundidad de la depresión en la que se halla el Owl Lake? *b*) Dar las coordenadas del punto más bajo del borde de la depresión. *c*) ¿Qué modificaciones en el drenaje están sucediendo aquí? *d*) ¿Cuál es la afinidad entre la cuenca del Lost Lake y la del Owl Lake?

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



Capítulo 28
Análisis cuantitativo de las formas de erosión

En los anteriores capítulos se ha tratado a fondo el modelado del paisaje bajo la acción combinada de la meteorización, remoción en masa, escorrentía superficial y de los ríos, de un modo cualitativo y con estilo descriptivo. Este método de entender la morfología se basa en el sistema explicativo-descriptivo introducido por el Profesor William Morris Davis en 1890 (cap. 22). La mayor parte de los geomorfólogos siguen las directrices de Davis. Durante varias décadas, la clasificación y descripción de las formas del paisaje fue verbal y casi totalmente carente de mediciones que no fueran algunos parámetros descriptivos como pueden ser la longitud aproximada, anchura, altitud y extesión de los elementos que constituían el paisaje. Las comparaciones se llevaban a cabo mediante adjetivos como "más abrupto" o "más suave", "más rápido" o "más lento", "bien ajustado" o "deficientemente ajustado".

Adviértase que ciencias como la climatología o la hidrología, íntimamente ligadas a la geomorfología, progresaron rápidamente desde sus albores gracias a sus relaciones cuantitativas. Las medidas de la temperatura del aire, presión, vientos, humedad, nubosidad y precipitación fueron recogidas pacientemente y elaboradas sus medias durante décadas. El caudal de los ríos se midió regularmente para conocer sus valores. Todos los estudios posteriores de escorrentía superficial, fueran de aguas de arroyada o encauzadas, han sido tratados por los ingenieros hidráulicos en términos rigurosamente cuantitativos. Históricamente, pues, la geomorfología ha seguido hasta hace poco un curso muy diferente del de las ciencias como la climatología e hidrología con ella relacionadas. La edafología, que se ha preocupado hasta ahora de la clasificación y distribución de los grandes tipos de suelos, también ha sido hasta hace poco eminentemente cualitativa y descriptiva. Pero el método está cambiando en todos estos campos clásicos de la geografía física, al igual que lo hace en los de la geografía humana. La cuantificación ha comenzado a imponerse. Los mé-

Montañas en bloque en fase de maduras, Utah. (W. M. Davis y G. Braun, **Grundzüge der Physiogeographie**, 1911.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

todos de estadística matemática son hoy en día pura rutina. En todas las ramas de la geografía, los investigadores tratan de convertir las relaciones que observan a modelos matemáticos. Una primera introducción del estudiante a la geografía física debe incluir, por tanto, una breve ojeada a los nuevos métodos de la geomorfología.

El sistema de erosión fluvial

Aunque los métodos de estudio cuantitativos pueden aplicarse a cualquier grupo de formas de modelado secuenciales producidas por cualquier proceso de erosión o deposición, este capítulo se limita a considerar el modelado debido a procesos de erosión y deposición provocados por el agua en movimiento. En una cuenca, las aguas de arroyada aportan agua y productos de desintegración de las rocas a los cauces de los ríos, que a su vez transportan estos materiales fuera del sistema. A este sistema lo denominaremos aquí *sistema de erosión fluvial*, ya que la acción predominante la lleva a cabo el agua en movimiento. Los papeles que juegan la meteorización, reptación del suelo y otras formas de remoción en masa (cap. 24), aunque importantes, se consideran aquí de importancia secundaria con respecto al agua en movimiento del sistema fluvial.

El sistema de erosión fluvial ideal que se emplea para el análisis, es el descrito en el capítulo 27 como perteneciente a la fase de madurez y etapas posteriores del ciclo de denudación en clima húmedo. Las figuras 27.1*D* y 27.3 son ejemplos de relieves maduros. En estas zonas, el proceso de denudación ha actuado un tiempo lo suficientemente largo para que toda el área esté ocupada por cuencas de drenaje muy próximas unas a otras. Excepto en las zonas relativamente pequeñas del lecho de inundación de los ríos más grandes, predominan en el paisaje las formas de erosión y el transporte de agua y derrubios por los cursos de agua principales de la región. Las formas como los abanicos aluviales, deltas y fondos de valles aluviales no se incluyen en este sistema; son formas deposicionales.

El sistema fluvial arriba descrito también se encuentra en ambientes áridos y semiáridos. Por ejemplo, las masas montañosas en estado de madurez de la figura 27.7*B* han sido desecadas por sistemas de erosión fluviales. Suponiendo que el análisis se limite a estas áreas, excluyendo el pediment, abanicos aluviales y zonas de playas, podrán aplicarse los mismos principios que en una región húmeda que posea un gran excedente de agua anual. Es cierto que las laderas de las montañas de una zona desértica carecen totalmente de cubierta vegetal y los suelos están pobremente desarrollados y son de textura gruesa. También es cierto que el flujo de agua subterránea hacia los cauces de los ríos es de poca importancia en las zonas áridas, y de aquí que el flujo basal sea prácticamente inexistente. No obstante, a pesar de las visibles diferencias superficiales, los sistemas fluviales de clima húmedo y árido tienen una geometría notablemente similar si se comparan las zonas de relieve madure.

Como se demostrará en capítulos posteriores, la diferente resistencia de las masas rocosas a la meteorización y erosión del agua ejerce un fuerte control sobre las formas de modelado. Para introducir los principios de un sistema de erosión fluvial ideal, se supone generalmente que el substrato rocoso de la zona es de composición y estructura uniforme en toda su extensión. Esto también se ha supuesto al describir el ciclo de denudación continental en el capítulo 27. En realidad existen muchas zonas que presentan esta uniformidad en un alto grado. Un ejemplo lo constituiría una zona ocupada por un batolito granítico (cap. 22).

Elementos de morfometría fluvial

La medida de la forma o geometría de cualquier forma natural —sea planta, animal o relieve— recibe el nombre de *morfometría*. Emplearemos el término de *morfometría fluvial* para denotar la medida de las propiedades geométricas de la superficie sólida de un sistema de erosión fluvial.

La morfometría fluvial puede parecer, a primera vista, una disciplina terriblemente compleja. Todos reconocemos que no existen dos relieves exactamente iguales y que cada panorama difiere en algún detalle del siguiente. De igual manera, no existen dos caras humanas exactamente iguales ni dos ciudades idénticas. Es la particular configuración de un determinado conjunto de formas la que hace posible el reconocimiento de gentes y lugares. Sin embargo, los componentes básicos que integran cada forma compleja son esencialmente idénticos y pueden describirse y clasificarse de un modo sistemático.

¿Cuáles son los elementos básicos de un paisaje de erosión fluvial? Los primeros y más simples son las *propiedades lineales* del sistema de cauces del río. Consiste en analizar un sistema ramificado de líneas. Si no tenemos en cuenta las diferentes anchuras de los cauces, todos los ríos pueden considerarse como simples líneas de amplitud extremadamente pequeña. Las pro-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

piedades lineales quedan, pues, limitadas a cifras, longitudes y a combinaciones de las diferentes series de segmentos lineales. Aunque estas líneas, de hecho, se inclinan respecto a la horizontal (todos los ríos deben tener un gradiente), el análisis de las propiedades lineales se lleva a cabo con las proyecciones del sistema de cauces al plano horizontal. Este estudio se denomina *planimétrico*, que significa "medida en un único plano".

El segundo tipo de elementos de un sistema de erosión fluvial lo constituyen las *propiedades superficiales* de las cuencas de drenaje. De nuevo se proyecta la superficie del terreno en un plano horizontal; por tanto, el estudio es planimétrico. Las propiedades superficiales son el área superficial de las cuencas de drenaje y la descripción de las formas (contornos) de estas cuencas. El área es una propiedad bidimensional, el producto de la longitud por la anchura, mientras que las líneas tienen una sola dimensión, la longitud. Como generalización puede decirse que el área tiene la función de interceptar la precipitación y aportar derrubios, mientras que las líneas (cauces) cumplen mejor la función de transportar el agua y los derrubios fuera del área.

El tercer tipo de elementos lo constituyen las *propiedades del relieve* del sistema fluvial. El relieve se refiere a las alturas relativas de las superficies y las líneas con respecto a la base horizontal de referencia. Las *propiedades del relieve* pueden considerarse relacionadas con la tercera dimensión, perpendicular a la base horizontal sobre las que se llevan a cabo las mediciones planimétricas. Un grupo de elementos sería un estudio del propio relieve, definido como la altura de un punto dado con respecto a la base planimétrica, o como la diferencia de altura entre dos puntos dados. En otras palabras, el relieve expresa la magnitud de la dimensión vertical del paisaje. Otro grupo de elementos de esta clase lo constituyen los gradientes, o pendientes de las superficies topográficas y de los cauces fluviales. Estos parámetros condicionan la velocidad de la escorrentía y constituyen medidas de la intensidad del proceso de erosión y de transporte.

En las páginas que siguen comentaremos por encima los estudios morfométricos más importantes que se han llevado a cabo de sistemas fluviales. Tendremos en consideración una serie de leyes o generalizaciones. Además, como un parámetro morfológico no tiene configuración estática, será preferible tener en cuenta el modo en que estas formas cambian con el tiempo. Si el paisaje fluvial cambia con el tiempo, como implica el ciclo de denudación descrito por el profesor Davis, deberá ser posible medir tales cambios y definir sus diferentes estadios en términos rigurosamente cuantitativos empleando los datos morfométricos recopilados de distintas zonas. La morfometría se hace de mayor interés científico cuando la forma se halla relacionada a procesos hidrológicos. Por ejemplo, podemos averiguar la relación existente entre el área de la cuenca de drenaje y el caudal del cauce principal.

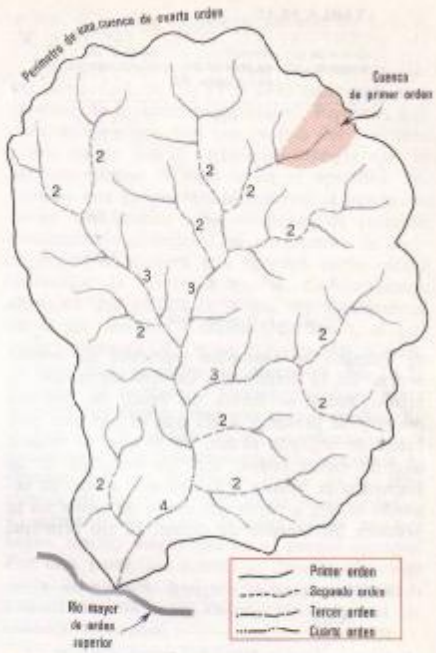


Figura 28.1. A los segmentos de un sistema fluvial se les pueden asignar diversos órdenes de magnitud.

El orden de los cauces

Al comenzar con las propiedades lineales de un sistema fluvial, la primera consideración a tener en cuenta es la de analizar la composición de los sistemas de cauces, considerándolos como líneas situadas sobre un plano.

Si nos dan un mapa con el sistema fluvial completo, podemos subdividir los diferentes ríos que lo integran en *segmentos de cauce* según la jerarquía de órdenes de magnitud, asignándoles una serie de números a los órdenes, como se representa en la figura 28.1. Cada cau-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

TABLA 28.1*

Orden de la corriente u	Número de segmentos de corriente, N_u	Relación de bifurcación, R_b
1	139	
		3,02
2	46	
		4,18
3	11	
		3,66
4	3	
		3,00
5	1	

* Datos de K. G. Smith, 1958.

ce extremo se denomina segmento de *primer orden*. En la conjunción de dos segmentos de primer orden se forma un cauce de *segundo orden* y se prolonga hasta que se une con otro cauce de segundo orden, de lo cual se origina uno de *tercer orden*, etc. Sin embargo, si un segmento de primer orden se une a otro de segundo orden, a partir del punto de unión no se produce incremento de orden. El río principal de la cuenca es el que tiene el número más elevado de todo el sistema. Los cauces de primero y segundo orden solamente suelen llevar agua en tiempo húmedo.

Si en una región dada, gran parte del sistema de cauces se halla dividido en segmentos y a cada uno de ellos se le ha asignado un orden de acuerdo con las reglas antes expuestas, será posible llevar a cabo algunas generalizaciones acerca de la forma y dimensiones del sistema de drenaje característico de la región. Primero se tiene en cuenta la distribución del número de segmentos de cada orden que existe en cada cuenca. En un mapa de gran escala y cuidadosamente cartografiado de una cuenca situada en los Big Badlands de Dakota del Sur se asignaron órdenes a todos los segmentos de cauce. Se contó el número de segmentos de cada orden. Las cifras obtenidas se indican en la tabla 28.1. El orden de un segmento es designado con el símbolo u; el número de segmentos de un orden dado, por el símbolo N_u. A la proporción existente entre el número de segmentos de un orden dado y los del orden inmediato superior se la denomina *relación de bifurcación*

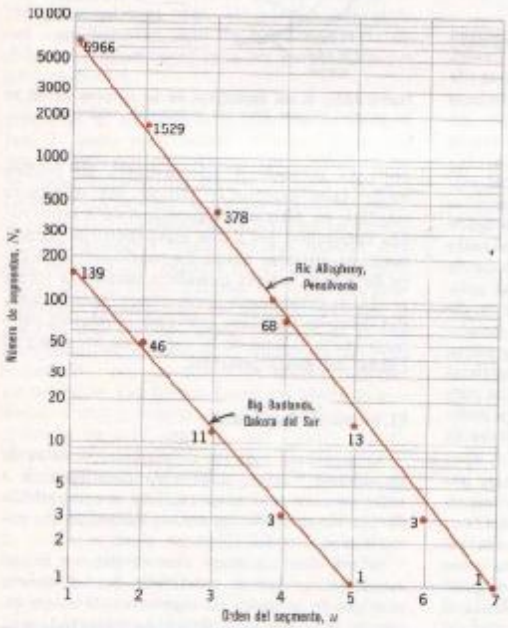


Figura 28.2. Al relacionar el número de segmentos de un orden determinado con el número de orden, se obtienen rectas de regresión que corresponden a funciones exponenciales negativas. (Datos de M. E. Morisawa, 1959, y K. G. Smith, 1958.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

(símbolo R_b). Así pues, la relación de bifurcación entre órdenes sucesivos es definida como

$$R_b = \frac{N_u}{N_{u+1}}$$

En el ejemplo de los Big Badlands hay tres veces más segmentos de primer orden que de segundo: los segmentos de segundo orden son más del cuádruplo que los de tercero; éstos son más de tres y dos tercios más numerosos que los de cuarto orden; y éstos últimos tres veces más abundantes que los de quinto. Las diferencias entre estas relaciones de bifurcación pueden ser atribuidas a las variaciones fortuitas de la forma de todo sistema de cauces. La media de las cuatro relaciones de bifurcación se aproxima a 3,5, que es un buen valor representativo para la serie.

El estudio de numerosos sistemas fluviales confirma el principio de que en una región de clima, litología y estado de desarrollo uniformes, la relación de bifurcación tiende a permanecer constante de un orden al siguiente. Los valores de esta relación que oscilan entre 3 y 5 son característicos de los sistemas fluviales.

A un conocido ingeniero hidráulico, Robert E. Horton, se le atribuye la formulación de la *ley del número de cauces*, que puede ser enunciada así: *El número de segmentos de órdenes sucesivamente inferiores de una cuenca dada tiende a formar una progresión geométrica que comienza con el único segmento de orden más elevado y crece según una relación constante de bifurcación.* Por ejemplo, si el radio de bifurcación es 3 y el río principal es de sexto orden, el número de segmentos será de 1, 3, 9, 27, 81 y 243.

Una progresión geométrica de números (tales como 1, 3, 9, 27, 81 y 243) representa una relación de incremento constante. Es decir, que cada número que está por encima del 1 es tres veces mayor que el inmediato inferior que le precede. Como se explica en el apéndice IV, cuando una progresión geométrica se representa en una gráfica cuya escala es de relación constante (logarítmica), los números de la serie se sitúan de manera que guardan en la escala intervalos de distancia iguales. Compongamos entonces una gráfica en la que representaremos en el eje vertical, a escala logarítmica, el número de cauces (N_u), y en el horizontal, a escala aritmética, el orden del cauce (u) (fig. 28.2). Aunque los puntos no forman una línea recta perfecta, las desviaciones son muy pequeñas. En la figura 28.2 también se ha representado una secuencia similar número-orden de la cuenca de drenaje del río Allegheny (tabla 28.2). Esta cuenca de mayor tamaño tiene siete órdenes. El número de cauces de cada orden es, por tanto, mucho mayor que en el primer ejemplo. Por otra parte, los puntos se desvían algo más de la línea recta. Aun así, la línea recta continúa siendo una buena descripción para esta secuencia de puntos.

La relación entre los órdenes y el número de segmentos de cauce sigue una progresión geométrica basada en un modelo matemático que se conoce con el nombre de *función exponencial negativa*. (Esta forma de regresión de dos variables se explica en el apéndice IV.) La for-

TABLA 28.2 CARACTERÍSTICAS DE LA CUENCA DE DRENAJE DEL RÍO ALLEGHENY*

Orden de la corriente	Número de segmentos	Relación de bifurcación	Longitud media de los segmentos, Kilómetros	Longitud media acumulativa, Kilómetros	Relación de longitud	Área de la cuenca, Kilómetros cuadrados
u	N_u	R_b	$\bar{L}_u$	$\bar{L}_{cu}$	R_L	$\bar{A}_u$
1	5966		0,14	0,14		0,13
		3,9			3,3	
2	1529		0,48	0,64		0,39
		4,0			2,7	
3	378		1,28	1,92		2,23
		5,7			3,1	
4	68		4	6,24		15,86
		5,3			2,8	
5	13		11,20	17,6		68,40
		4,3			2,9	
6	3		32,00	49,6		629,2
		3,0				
7	1		12,80 + (no completa)			1430 (no completa)

* Datos de Marie E. Morisawa, 1959

BIBLIOTECA - UDAL LABURTEGIA - DIPUTACION FORAL - OXIZO

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

malización matemática de la ley de Horton de las corrientes fluviales es, pues, como sigue:

$$N_u = R_b^{(k-u)}$$

Los símbolos N_u, u y R_b se han definido en párrafos anteriores. El símbolo k es el orden del cauce principal; designa el segmento de cauce de orden mayor. Existe, desde luego, un único cauce principal. En la figura 28.2, el valor de k en el ejemplo de los Big Badlands es 5; en la cuenca del río Allegheny, de 7. No debe olvidarse, que la ecuación anterior es válida sólo para valores enteros de u (por ej., 1, 2, 3, 4, etc.), ya que no existen valores de orden intermedio en la definición que se ha adoptado del orden de un segmento de cauce.

Puede llevarse a cabo un sencillo análisis de la ecuación exponencial de la manera siguiente. Supongamos un río ideal cuya relación de bifurcación vale exactamente 3 y el orden máximo, k, 5.

Orden de la corriente, u	Número de segmentos, N_u	Relación de bifurcación, R_b
1	81	
		3.0
2	27	
		3.0
3	9	
		3.0
4	3	
		3.0
$k = 5$	1	
	$N_u = 121$	

Supongamos que deseamos determinar el número de segmentos de segundo orden (N_2), conociendo sólo que la relación de bifurcación es 3 y que $k = 5$. Sustituyendo en la ecuación:

$$N_2 = 3^{(5-2)}$$
$$N_2 = 3^{(3)}$$
$$N_2 = 27$$

Horton observó, además, que el número total de segmentos de cauce de la cuenca entera de drenaje puede expresarse como sigue:

$$\Sigma N_u = \frac{R_b^k - 1}{R_b - 1}$$

El símbolo ΣN_u significa "la suma de segmentos de cada orden" (la letra griega *sigma* se adopta como símbolo sumatorio). Aplicando esta fórmula al ejemplo ideal anterior en el que R_b valía 3, obtenemos:

$$\Sigma N_u = \frac{3^5 - 1}{3 - 1}$$
$$\Sigma N_u = \frac{243 - 1}{2} = \frac{242}{2}$$
$$\Sigma N_u = 121$$

Longitud de los cauces

Volviendo de nuevo al mapa del sistema de drenaje de la figura 28.1, puede observarse que los segmentos de cauce de primer orden son, por término medio, los de menor longitud, y ésta se va incrementando a medida que se hace mayor el número de orden. En la tabla 28.2 se indican los parámetros de una parte de la cuenca del río Allegheny en el condado de McKean, Pensilvania.

El cauce principal de esta cuenca es de séptimo orden, pero su longitud no se ha terminado de medir por encima de la estación de aforo seleccionada arbitrariamente como representativa de la boca de la cuenca. Por consiguiente, sólo pueden examinarse los primeros seis órdenes.

La longitud media de los segmentos de cauce se triplica aproximadamente cada vez que aumenta el número de orden. Esta razón de incremento de longitud se denomina *relación de longitud* (símbolo, R_L) y tiende a ser aproximadamente constante para cada sistema de drenaje. Las variaciones accidentales que son de esperar en cualquier sistema de drenaje darán lugar a irregularidades en la relación de longitud observada de un orden respecto al siguiente.

La definición de relación de longitud se asemeja a la de relación de bifurcación y vale:

$$R_L = \frac{\bar{L}_u}{\bar{L}_{u-1}}$$

El símbolo $\bar{L}_u$ representa la longitud media de todos los segmentos de cauce de orden u. En la práctica, cuando se lleva a cabo la morfología, se emplea un instrumento integrador (medidor de mapas) que se hace correr sobre el mapa por todos los segmentos de cauce de un orden determinado, leyéndose al final la distancia total recorrida. Esta longitud total se divide a continuación por el número de segmentos de cada orden y se obtiene la longitud media. Expresándolo de un modo más riguroso:

$$\bar{L}_u = \frac{\Sigma L_u}{N_u}$$

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

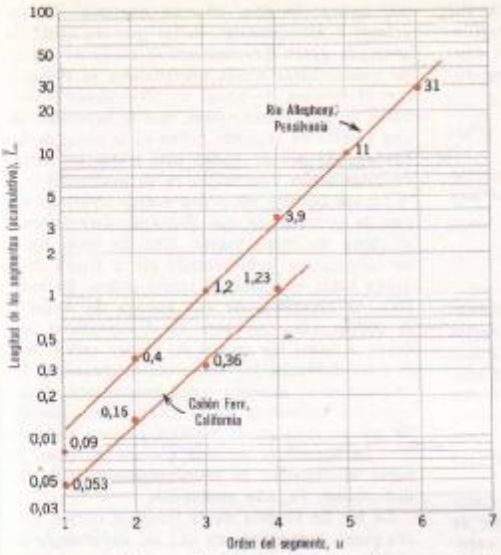


Figura 28.3. Al relacionar la longitud media de los segmentos de un orden determinado (acumulativa) con el número de orden, se obtienen rectas de regresión que corresponden a funciones exponenciales positivas. (Datos de M. E. Morisawa, 1959, y J. C. Maxwell, 1960.)

donde ΣL_u es "la suma de las longitudes de todos los segmentos de cauce de orden u".

El estudio de numerosos sistemas de drenaje permitió a Horton formular una *ley de la longitud de los cauces*, que con las necesarias modificaciones puede enunciarse como sigue: *la longitud media acumulada de segmentos de cauce de órdenes sucesivos tiende a formar una progresión geométrica cuyo primer término es la longitud media de los segmentos de primer orden y tiene por razón una relación de longitud constante.* La palabra "acumulada" de esta ley indica que las longitudes medias se van sumando progresivamente (acumulando) a partir del segundo orden. En el orden 2 se suman las longitudes medias de los segmentos de cauce de primero y segundo orden; en el orden 3 se suman las de los cauces de orden 1, 2 y 3; etc. En la tabla 28.2, la columna de estas longitudes medias acumuladas se ha colocado a la derecha de la columna de las longitudes medias.

Al igual que la ley del orden de los cauces, la ley de la longitud también puede expresarse matemáticamente mediante una ecuación de regresión exponencial. La figura 28.3 es una gráfica en la que se han dispuesto en ordenadas logarítmicas las longitudes medias acumuladas de los cauces, y en abscisas el orden de los mismos con escala aritmética. Si los puntos siguen aproximadamente una línea recta, puede considerarse válida la ley de Horton. En el caso de la cuenca del río Allegheny, cuyos parámetros se indican en la tabla 28.2, los puntos correspondientes a los órdenes comprendidos entre 2 y 6, ambos inclusives, siguen una línea perfectamente recta, mientras que el punto correspondiente al orden 1 se desvía notablemente. Como cada segmento de cauce de primer orden tiene el origen libre, no resulta fácil determinar su longitud con precisión y, por tanto, existe siempre la posibilidad de que no se mida la longitud completa de muchos segmentos de este orden. Para los datos del cañón Fern, una cuenca de California, también representados en la figura 28.3, la alineación de los puntos siguiendo una línea recta es perfecta. Adviértase que las longitudes medias de los cauces de un mismo orden difieren notablemente de una cuenca a la otra. Este hecho nos lleva a la conclusión de que los segmentos de un sistema fluvial cubren una amplia gama de dimensiones. Obsérvese también que las alineaciones de puntos ascienden de izquierda a derecha,

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

mientras que en la gráfica número-orden (figura 28.2) descienden en este mismo sentido.

La ley de Horton de la longitud de los cauces se expresa matemáticamente con la siguiente ecuación:

$$\bar{L}_u = \bar{L}_1 R_L^{(u-1)}$$

donde $\bar{L}_1$ es la longitud media de los segmentos de primer orden; los otros símbolos ya se han definido anteriormente.

Localización de las cuencas

Volviendo de nuevo a las cuencas de drenaje, podemos estudiar las relaciones existentes entre el área media de una cuenca de un orden dado (símbolo, $\bar{A}_u$) y el propio orden. En muchos aspectos, esta relación presenta la misma forma que la existente entre la longitud media de los cauces y sus órdenes respectivos. Ante todo, es preciso examinar cómo influye el área de la cuenca en su número de orden.

La figura 28.4 representa un grupo de cuencas de órdenes 1 y 2. Hay cuatro cuencas de primer orden y dos de segundo orden. Las cuencas de segundo orden convergen hacia un segmento de cauce de tercer orden. El orden de los cauces se ha indicado con números; la dirección de las aguas de arroyada, con pequeñas flechas. En cada cuenca de primer orden, toda la superficie de la misma, drena directamente hacia el cauce de primer orden. En las cuencas de segundo orden, consideradas en toda su extensión, sólo una parte de las aguas de arroyada van a parar directamente a los cauces de primer orden. Se dan, además, dos zonas triangulares o trapezoidales en las que las aguas de arroyada pasan directamente al cauce de segundo orden. Estas zonas superficiales se conocen con el nombre de *zonas de intercuenca (interbasin áreas)*. Vemos, pues, que la superficie de una cuenca de segundo orden es la suma de las cuencas de primer orden más todas las zonas de intercuenca contenidas en su perímetro.

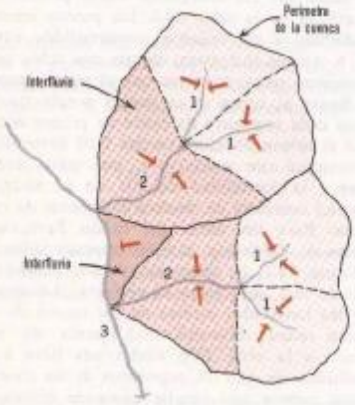


Figura 28.4. Cuencas de primer y segundo orden con los correspondientes interfluvios.

En las cuencas de orden mayor existirán zonas de intercuenca que drenarán directamente al cauce de orden mayor. Una de estas zonas de intercuenca, representada en la figura 28.4, drena hacia un cauce de tercer orden. En resumen, la superficie de una cuenca de orden u se define como el área total superficial que drena a todos los cauces de primer orden, más el área de todas las zonas de intercuenca. En la práctica se necesita tener únicamente el trazado del perímetro de la cuenca en cuestión, ya que su área puede medirse con un *planímetro*. La superficie de una cuenca es, pues, la suma acumulativa de todas las cuencas de orden menor en ella contenidas.

La ley de Horton de la longitud de los cauces puede convertirse en una *ley del área de las cuencas* cambiando algunas palabras: *las superficies medias de las cuencas de segmentos de cauce de órdenes sucesivos tienden a formar una progresión geométrica cuyo primer término es el área media de las cuencas de primer orden y tiene por razón una relación de incremento de área constante*. La definición de relación de área, R_a, es:

$$R_a = \frac{\bar{A}_u}{\bar{A}_{u-1}}$$

en la que $\bar{A}_u$ es el área media de las cuencas de orden u. Por analogía con la ley de la longitud de los cauces, la ley del área de las cuencas se puede expresar:

$$\bar{A}_u = \bar{A}_1 R^{(u-1)}$$

El símbolo $\bar{A}_1$ representa el área media de las cuencas de primer orden. La figura 28.5 es la representación de las áreas de las cuencas en una gráfica del mismo tipo que la empleada en la figura 28.3. Los datos de la cuenca del río Allegheny se encontrarán en la tabla 28.2.

Ley del crecimiento alométrico

El desarrollo de un sistema de erosión fluvial es similar en muchos aspectos al crecimiento de un animal o una planta. Durante la fase juvenil del ciclo de erosión, la red de drenaje extiende nuevas ramas hacia la superficie ini-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

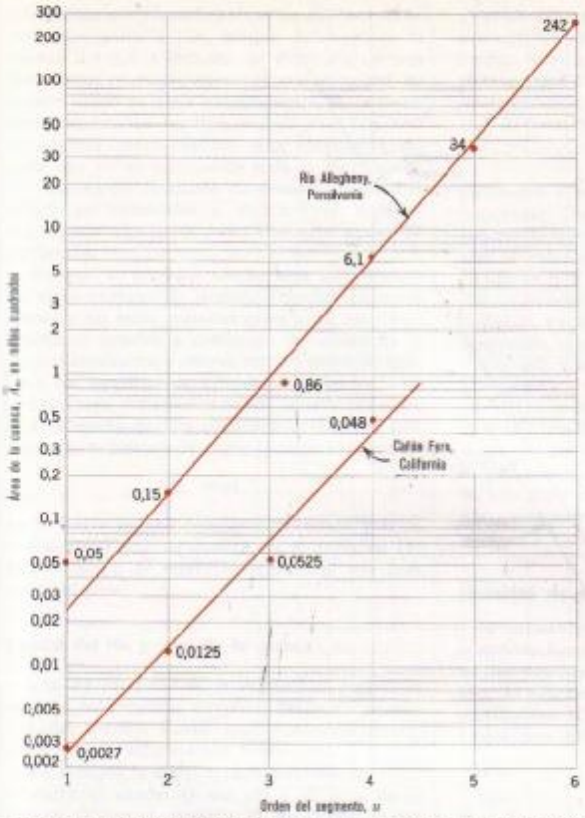


Figura 28.5. Al relacionar la superficie media de las cuencas de un orden determinado con el número de orden, se obtienen rectas de regresión que corresponden a funciones exponenciales positivas. (Datos de M. E. Morisawa, 1959, y J. C. Maxwell, 1960.)

cialmente elevada. Hoy en día pueden verse ejemplos de este crecimiento en las zonas de badlands de los climas semiáridos, donde la velocidad de erosión es elevada (véase fig. 28.9). A medida que se van formando nuevos segmentos de cauce de primer orden, los órdenes de los segmentos más antiguos van adquiriendo valores más elevados. Si suponemos que el material que constituye el substrato rocoso es uniforme, podemos esperar que este crecimiento se efectuará de manera progresiva y siguiendo algún principio determinado.

Durante los últimos años, los geomorfólogos han vuelto los ojos hacia las ciencias biológicas y han adoptado de ellas un principio fundamental del crecimiento que se conoce con el nombre de *ley del crecimiento alométrico*. Esta ley tal como se aplica a los animales, dice que la velocidad relativa de crecimiento de un órgano es una fracción constante de la velocidad relativa de crecimiento de todo el individuo. Por analogía, podemos considerar que cualquier parámetro medible de un sistema fluvial, tal como la longitud del cauce o el área de la cuenca, es comparable a un órgano de un animal en crecimiento y se incrementa de acuerdo con la ley del crecimiento alométrico. Hemos visto que una de las leyes de Horton relaciona la longitud media del cauce con el orden del mismo, guardando una relación constante de incremento la longitud con respecto al orden. En este caso, órdenes sucesivos significan que ha exis-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

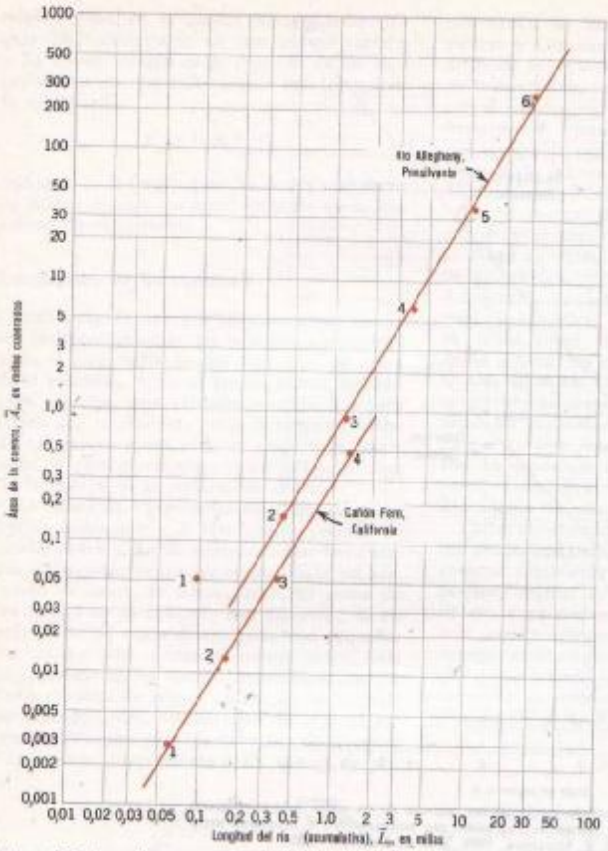


Figura 28.6. La relación entre el área media de la cuenca y la longitud media del río (acumulativa) viene dada por una recta de regresión de tipo potencial. (La procedencia de los datos es la misma que la de las figuras 28.3 y 28.5.)

tido una sucesión en el tiempo, como se deduce de las observaciones del crecimiento de una red de drenaje fluvial en fase de juventud. Del mismo modo, el incremento del área de una cuenca con el número de orden puede considerarse como una razón de incremento constante con el tiempo.

Si tanto la longitud del cauce como el área de la cuenca presentan una razón de incremento constante respecto al número de orden (tiempo), los órdenes serán iguales para ambas series de observaciones en un mismo sistema fluvial, y podremos confeccionar una gráfica en la que se compare el área de la cuenca respecto a la longitud del cauce. Las dos escalas de esta gráfica son de tipo logarítmico. En estas condiciones resulta un corolario de la ley del crecimiento alométrico, tal como se aplica en biología, el hecho de que si se compara en una gráfica el crecimiento relativo de un órgano respecto al de otro órgano del mismo animal, se obtengan una serie de puntos cuya resultante sea una línea recta. Correspondientemente, los puntos resultantes de comparar a escala logarítmica la longitud de un cauce con el área de su cuenca deben disponerse en línea recta. La figura 28.6 es una de estas gráficas. En ella se combinan los datos de las figuras 28.3 y 28.5.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Los puntos correspondientes a los órdenes comprendidos entre 2 y 6, ambos inclusive, de la cuenca del río Allegheny, se disponen en una línea recta perfecta, mientras que el punto de primer orden se aleja notablemente de la línea, como sucedía en las figuras 28.3 y 28.5. Como se advirtió anteriormente, esta aberración sugiere que no se ha medido toda la longitud de los segmentos de cauce de primer orden. Los puntos pertenecientes al cañón Fern, California, siguen una línea recta con alto grado de perfección.

Aunque se necesita mucha más información de otras cuencas de drenaje situadas en otros climas y en otras regiones geológicas, los datos existentes tienden a confirmar la validez de la ley del crecimiento alométrico tal como se aplica a los sistemas de erosión fluviales.

Expresada matemáticamente, la relación entre el área media de una cuenca y la longitud media de su segmento de cauce (acumulada) es:

$$\bar{A}_u = a\bar{L}_u^b$$

en la que a es una constante numérica y b un exponente. Como se explica en el apéndice IV, esta ecuación de regresión representa una *función potencial*.

Caudal del río y área de la cuenca

Uno de los fines de la morfología fluvial es obtener información cuantitativa de la geometría del sistema fluvial que pueda correlacionarse con la información hidrológica.

Un ejemplo lo constituye la relación que existe entre el caudal Q del río y el área de la cuenca. (Véase el capítulo 25, en el que se explica el concepto de caudal y su medida.) El sentido común nos dice que el caudal de un río se incrementa al aumentar el área de la cuenca de drenaje. Queda por determinar qué modelo matemático define este incremento.

Si el sistema fluvial se estudiase con estaciones de aforo en la parte baja de cada uno de los segmentos de cauce, el estudio podría llevarse a cabo en cada una de las cuencas. En la práctica, las estaciones de aforo se sitúan en puntos muy diversos del sistema fluvial. Por consiguiente, sólo podemos relacionar el caudal con el área total de cuenca existente por encima de la estación de aforo.

En la figura 28.7 se representa la relación observada entre el *caudal medio* $\bar{Q}$ y el área de drenaje A, en la cuenca del río Potomac. Cada punto simboliza una estación de aforo. Lógicamente, las estaciones situadas en la cabecera de la cuenca se disponen en la parte inferior izquierda de la gráfica, mientras las situadas río abajo lo hacen en la superior derecha. Aunque los puntos presenten marcadas desviaciones respecto a la línea recta dibujada, la dirección es clara. Esta recta viene definida por la ecuación potencial:

$$\bar{Q} = aA^b$$

en la que a es una constante numérica y b un exponente. Como la recta encontrada tiene una pendiente aproximada de 45°, puede decirse que el valor de b es exactamente 1. El significado de que el exponente sea 1 es que el caudal se incrementa en razón directa al área. En realidad, en otras cuencas de drenaje se han observado valores de b que difieren algo de 1.

Un uso práctico de la ecuación matemática que relaciona el caudal de un río con el área de su cuenca es el que permite al hidrólogo estimar el caudal medio en cualquier punto del sistema midiendo únicamente el área de cuenca existente por encima de este punto. El conocimiento de este dato resulta esencial a la hora de diseñar estructuras hidráulicas tales como presas, puentes y canales de riego.

Densidad de drenaje y textura topográfica

Si estudiamos un área de badlands, las intrincadas formas de erosión que se desarrollan en las regiones áridas de materiales arcillosos (fig. 32.17), no podemos menos que quedar impresionados al contemplar el gran parecido que tienen con montañas en miniatura. Innumera-

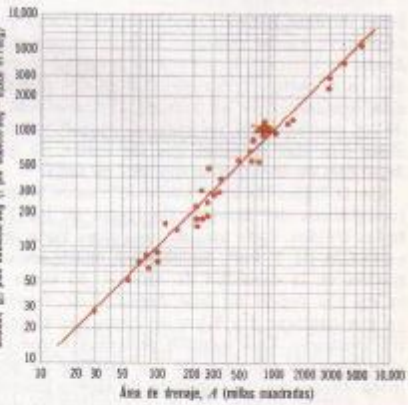


Figura 28.7. Relación entre el caudal medio y el área de drenaje de todas las estaciones de aforo de la cuenca del río Potomac. Cada punto representa un aforo. (Datos de John T. Hack y del U. S. Geological Survey, 1957.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

bles hilillos de agua excavan pequeños valles y reproducen a pequeña escala los grandes cañones y alineaciones montañosas tales como la cordillera de San Gabriel en California o los montes Great Smoky de Carolina del Norte. Evidentemente, la naturaleza sigue las leyes numéricas de las corrientes fluviales que afectan a sus longitudes, áreas y gradientes, prescindiendo de si la cuenca de drenaje de primer orden es tan pequeña que uno puede abarcarla con las piernas extendidas o de si tiene más de 1 km de ancho. Como estas similitudes geométricas prevalecen en las masas erosionadas que se hallan en estado de madurez, es necesario conocer y describir los modos que existen de medir la magnitud de estas formas.

Si en el mapa de drenaje de la figura 27.5 midiéramos la longitud total de los cauces expresada en kilómetros y la dividiéramos por el área total del mapa en kilómetros cuadrados, obtendríamos la *densidad de drenaje:*

$$\text{Densidad de drenaje} = \frac{\text{longitud total de los cauces (km)}}{\text{superficie (km}^2\text{)}}$$

Expresado en símbolos:

$$D = \frac{\Sigma L_u}{A_u}$$

donde D es la densidad de drenaje en kilómetros por kilómetro cuadrado (o millas por milla cuadrada), ΣL_u representa la longitud total de todos los cauces de todos los órdenes y A_u es el área total de la cuenca.

Supongamos que se ha obtenido A_u una densidad de drenaje de 12; se interpreta como que existen 12 km de cauce en cada kilómetro cuadrado de terreno. El área y la longitud se miden en el mapa, pero como éste es una proyección horizontal de las vertientes montañosas y de los gradientes de los ríos, las cantidades medidas son algo menores que las reales, ya que dependen de lo abrupta que sea la zona.

En la figura 28.8 se observan cuatro mapas topográficos del Servicio Geológico de los Estados Unidos, cada uno de los cuales tiene una extensión de 1 km². Se observa una gran variación en la densidad de drenaje. El mapa *A* es de una región de *baja densidad de drenaje*, ya que contiene 3 a 4 km de cauce por kilómetro cuadrado. Este ejemplo pertenece a una región formada enteramente por estratos de arenisca dura y masiva cubiertos de espeso bosque. Este tipo de regiones de baja densidad de drenaje se dice que poseen *textura grosera*, ya que los elementos individuales de la topografía son de gran tamaño.

El mapa *B* muestra una región de *densidad de drenaje media*, comprendida entre 12 y 16. Esta zona está formada por delgados estratos de arenisca y gruesos lechos de material arcilloso que son relativamente fáciles de erosionar ya que se hallan bajo la protección de un bosque denso de hoja caduca. Es típico de las grandes zonas húmedas del este de los Estados Unidos que se hallan en fase madura de erosión. Este tipo de región se denomina de *textura media*.

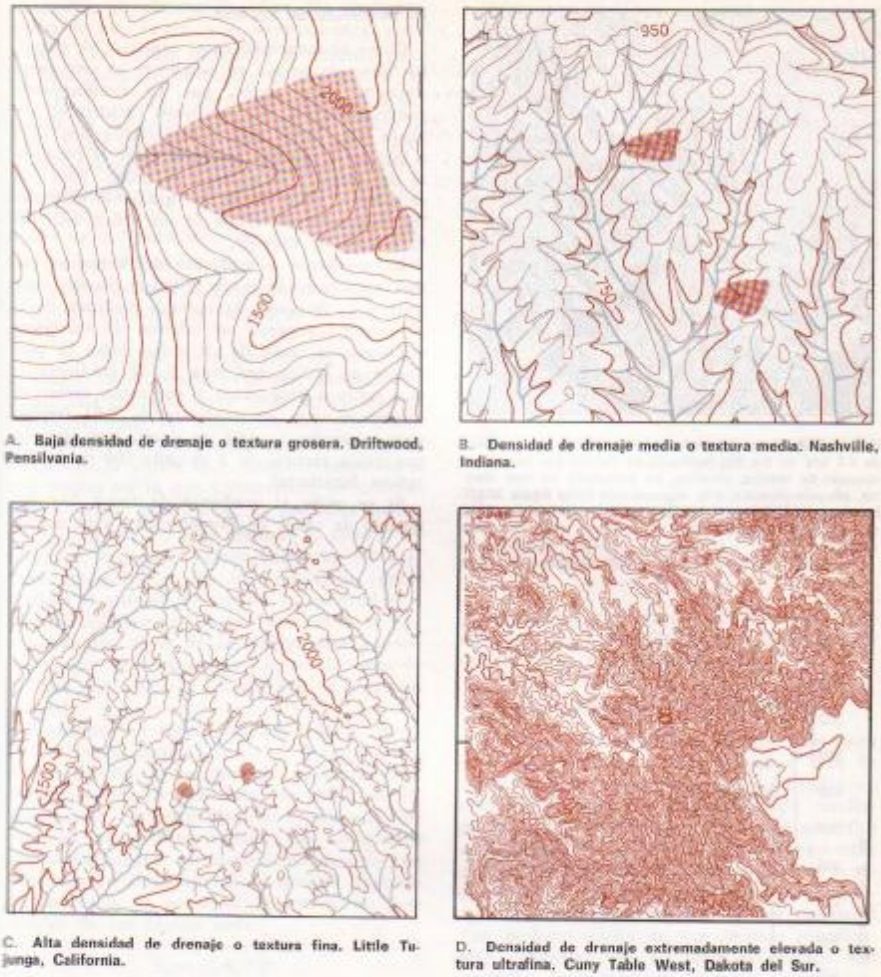
El mapa *C* representa una región *alta densidad de drenaje*, o de *textura fina*, desarrollada en los estratos débiles fácilmente erosionables del sur de California, donde la vegetación es escasa. La densidad de drenaje en tales condiciones oscila entre 30 y 40. En los badlands se dan valores mucho más elevados, que pueden ir desde 200 hasta 500 km, o más, de cauce por kilómetro cuadrado de superficie. Este tipo de topografía se puede denominar de *textura ultrafina*.

El mapa *D*, tomado de la región de badlands de Dakota del Sur, ilustra la apariencia que adquieren en los mapas estas tierras con respecto a las otras texturas topográficas dibujadas a la misma escala, pero muchos detalles intrincados faltan porque es imposible, en un mapa de esta escala, dibujar los diminutos recortes de las curvas de nivel. Por esta razón no se han reseñado las líneas de drenaje, pero en la figura 28.9 puede observarse un fragmento de una fotografía aérea que abarca 1 km² de una zona cercana en el Badlands National Monument de Dakota del Sur.

¿Qué factores controlan la densidad de drenaje? Uno de los más importantes es la litología de la región. Los materiales duros y resistentes tales como el granito, gneiss, arenisca y cuarcitas tienden a originar bajas densidades de drenaje (textura grosera). Esto es debido a que la erosión fluvial es difícil y sólo pueden subsistir los cursos de agua relativamente grandes. Por lo tanto, las cuencas de primer orden son de gran tamaño y aportan gran cantidad de agua a los cauces. En materiales blandos, tales como margas y arcillas, las cuencas, por pequeñas que sean, pueden suministrar la escorrentía suficiente como para erosionar el cauce.

Un segundo factor es la facilidad de infiltración del agua de lluvia bajo la superficie del terreno hasta alcanzar el nivel freático (véase cap. 14). Los materiales muy permeables, como las arenas y las gravas, tienden a originar una densidad de drenaje muy baja debido a que la infiltración es grande y, por lo tanto, queda muy poca agua en superficie que pueda alimentar los cauces. Las arcillas y las margas, por otro

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



A. **Baja densidad de drenaje o textura grosera. Driftwood, Pensilvania.**

B. **Densidad de drenaje media o textura media. Nashville, Indiana.**

C. **Alta densidad de drenaje o textura fina. Little Tujunga, California.**

D. **Densidad de drenaje extremadamente elevada o textura ultrafina. Cuny Table West, Dakota del Sur.**

Figura 28.8. Estas cuatro áreas de 2,5 km² cada una sirven como ejemplos representativos de toda la gama natural existente de densidades de drenaje. Las áreas coloreadas indican el perímetro de un área representativa de primer orden. (De mapas del U. S. Geological Survey.)

lado, proporcionan una cantidad de escorrentía grande y esto se combina con su poca consistencia para dar alta densidad de drenaje.

Un tercer factor es la presencia o ausencia de cobertura vegetal. Una roca débil producirá mucha menos densidad de drenaje en un clima húmedo, donde una espesa cobertura de bosques y hierba protege el material subyacente, que una región árida, donde no existe esa cobertura vegetal. Por este motivo, los badlands son característicos de los climas áridos, y la densidad de drenaje tiende allí a ser mucho más elevada en todos los tipos de roca, incluso en las más resistentes.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 28.9. Esta fotografía aérea vertical de un área de 2,5 km² de los Big Badlands de Dakota del Sur es un ejemplo de textura ultrafina. La topografía es muy similar, pero no idéntica, a la representada en la figura 28.8D. El Norte se halla hacia la parte inferior de la fotografía. (U. S. Dept. of Agriculture.)

La pendiente de los ríos

Como se mencionó en el capítulo 26, el perfil típico de un río en equilibrio es una curva cóncava hacia arriba que va disminuyendo progresivamente su pendiente (gradiente) río abajo (fig. 26.9). Esta consideración nos lleva a buscar la relación existente entre la pendiente del cauce y su número de orden. Para ello se mide el valor medio del gradiente de todos los segmentos de cauce de un orden dado de la cuenca de drenaje.

La pendiente o gradiente del cauce se define aquí como la razón entre el desnivel vertical y la distancia horizontal, medidos desde el extremo superior al inferior de un único segmento de cauce de un orden dado. La pendiente se indica con una S. El gradiente es una razón o proporción y por tanto carece de dimensión. Así un gradiente de 0,01 implica una razón de 1 : 100, es decir, por ejemplo, una caída vertical de 1 m cada 100 m de distancia horizontal.

Si se mide el gradiente de todos los segmentos de cauce de primer orden y se calcula

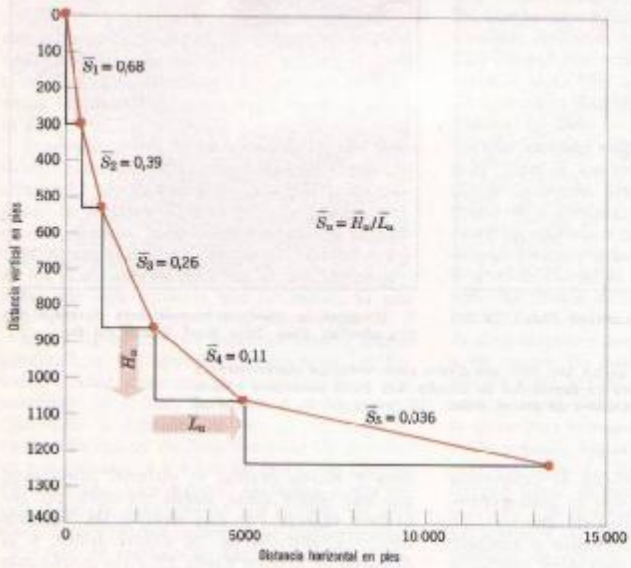


Figura 28.10. La pendiente media de cada orden de segmento de cauce puede representarse por una serie descendente de triángulos sucesivos. Los datos representados pertenecen al cañón Chileno de California. (De A. J. Broscoe, 1959.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

su media, se obtiene el valor del gradiente medio de este orden, y se denota con el símbolo $\overline{S}_1$. La misma operación se efectúa para las pendientes de los cauces de orden 2, 3, 4, etc. ($\overline{S}_2$, $\overline{S}_3$, $\overline{S}_4$, etc.). La figura 28.10 es un esquema de la operación que se ha llevado a cabo. Cada uno de los triángulos de la gráfica representa un orden. El cateto vertical del triángulo es el desnivel medio ($\overline{H}_u$) que salva cada orden; el horizontal, el recorrido medio de cada uno de ellos, que coincide con la longitud del cauce, $\overline{L}_u$. La hipotenusa del triángulo constituye la pendiente media, $\overline{S}_u$. En la figura se indican los valores de $\overline{S}_u$ para cada orden.

El gradiente de los segmentos de cauce de la figura 28.10 tiende a dibujar aproximadamente una curva cóncava hacia arriba que va haciéndose cada vez más horizontal río abajo. En este aspecto se parece al perfil continuo del río de la figura 26.9. Construyamos ahora una gráfica en la que colocaremos en ordenadas, a escala logarítmica, el gradiente medio de cada orden, $\overline{S}_u$, y en abscisas el número de orden, u, tal como hemos hecho en las gráficas anteriores en las que habíamos representado el número de cauces, su longitud y el área de las cuencas. En la figura 28.11 se han colocado los datos de las tablas 28.3 y 28.4. Los puntos presentan pequeñas desviaciones de la línea recta, pero la coincidencia es buena en general.

Basándose en datos como los de la figura 28.11, Horton formuló la *ley de los gradientes de los cauces de los ríos* que dice: *los gradientes medios de segmentos de cauce de órdenes cada vez más elevados tienden a formar, en una misma cuenca, una progresión geométrica inversa que decrece de acuerdo con una relación de gradiente constante.* Expresada en forma de ecuación, la ley de los gradientes de los cauces sería:

$$\overline{S}_u = \overline{S}_1 R_s^{(u-1)}$$

El símbolo R_s representa la relación de gradiente y se define como $R_s = [\overline{S}_u/(\overline{S}_{u-1})]$. La relación de gradiente suele ser inferior a 1. Los valores más típicos son los comprendidos entre 0,3 y 0,6. Como indican las tablas 28.3 y 28.4, las relaciones de gradiente difieren de orden a orden debido a las variaciones de resistencia que presentan los materiales por los que discurre el cauce. En la ley de Horton de los gradientes de los cauces se supone un único y constante valor para la relación de gradiente. Aunque los datos de las pendientes

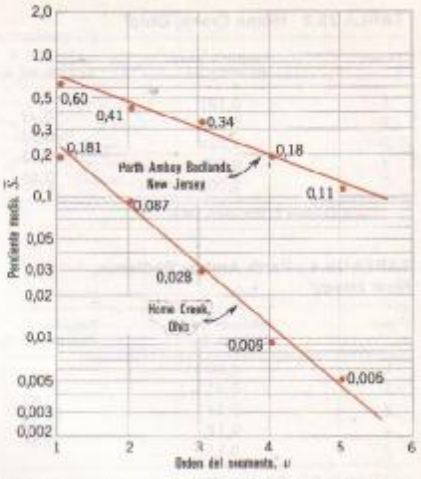


Figura 28.11. Al relacionar la pendiente media de un segmento de cauce de un orden determinado con el número de orden, se obtienen rectas de regresión que corresponden a funciones exponenciales negativas. (Datos de S. A. Schumm, 1956, y M. E. Morisawa, 1959.)

presentan un alto grado de variabilidad en cuencas de grandes dimensiones, la ley parece seguir siendo generalmente válida.

Las leyes de Horton y la ley de Playfair

Las leyes matemáticas de Horton que rigen el número de cauces, su longitud, el área de las cuencas y las pendientes, consideradas en conjunto, constituyen una ampliación moderna de la ley de Playfair de las corrientes fluviales (cap. 27). La ley de Playfair, expresión puramente cualitativa, establece que las ramificaciones de un río discurren por valles proporcionados a sus tamaños y que presentan "un perfecto ajuste de sus declives (pendientes)". Mientras que las leyes de Horton son empíricas (describen sólo lo que se observa), la ley del crecimiento alométrico que se aplica a los mismos sistemas añade una nueva dimensión al mejor entendimiento de lo que se observa y relaciona las partes de un sistema fluvial a un proceso de crecimiento.

La pendiente de las paredes de los valles

Complementándose con el gradiente de los cauces se halla la pendiente de las paredes de los valles que encierran cada segmento de cauce. La pendiente de los cauces, junto con la de las vertientes de los valles, proporcionan el

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

TABLA 28.3 Home Creek, Ohio*

Orden u	Pendiente media del cauce, S_u	Relación de gradiente, R_s
1	0,181	
2	0,087	0,48
3	0,028	0,32
4	0,009	0,32
5	0,005	0,56

* Datos de Marie E. Morisawa, 1959.

TABLA 28.4 Perth Amboy Badlands, New Jersey*

Orden u	Pendiente media del cauce, S_u	Relación de gradiente R_s
1	0,60	
2	0,41	0,68
3	0,34	0,83
4	0,18	0,53
5	0,11	0,61

* Datos de S. A. Schumm, 1956.

gradiente necesario para que tenga lugar el flujo del agua y se produzca el transporte de derrubios en el sistema fluvial.

Resulta obvio hasta para un observador casual cualquiera que la pendiente característica de las paredes de los valles difiere de una región a otra. En una región de montañas escabrosas —como la de los montes de San Gabriel, sur de California— la inclinación de las paredes de los valles es muy pronunciada, tan pronunciada, de hecho, que es difícil ascender o descender por ellas a pie. Cuando el tiempo es seco, los derrubios sueltos ruedan y se deslizan libremente por estas vertientes. En contraste, las paredes de los valles de la región de Piedmont, en Virginia, las Carolinas y Georgia son relativamente suaves. Ofrecen menos resistencia a ser transitadas y se hallan muy cultivadas. Como se indicó en el capítulo 27, las vertientes abruptas son típicas de la fase juvenil o de madurez temprana del ciclo de denudación; las vertientes suaves, de la fase final de madurez o de la senectud.

Durante los últimos años, los geomorfólogos han emprendido una medición sistemática y detallada de la inclinación de las paredes de los valles con el fin de relacionar estos datos con otros elementos del sistema fluvial. Directamente en el campo o empleando mapas detallados de alta calidad, el investigador mide el ángulo de la vertiente (inclinación respecto a la horizontal) en su punto máximo a lo largo de un determinado perfil desde la divisoria de aguas al cauce adyacente. Estas mediciones se repiten a intervalos regulares a lo largo de las vertientes del valle de una región hasta que se ha efectuado un muestreo suficiente. A continuación se calcula el valor medio de las medidas tomadas. El símbolo S_v se emplea para designar la inclinación de la pared de un valle, en contraposición a S_c que representa el gradiente del cauce; ambas se miden en las unidades adimensionales antes explicadas. Sin embargo, podemos medir estas inclinaciones en grados de arco, como tienen por costumbre hacer los geólogos con el buzamiento de los estratos. Para designar el ángulo en grados de una vertiente se emplea la letra griega θ. Así pues, $\bar{\theta}_c$ y $\bar{\theta}_v$ simbolizan respectivamente el ángulo medio de inclinación del cauce y de la vertiente. (La barra que se coloca sobre un símbolo significa su valor medio calculado a partir de un cierto número de observaciones.)

La pendiente del cauce y de la vertiente no pueden ser totalmente independientes una de otra. Las paredes de valles pronunciadas aportan gran cantidad de agua y derrubios groseros; se necesita, pues, un fuerte gradiente del cauce para transportar todo esto e impedir que los derrubios taponen el valle. Los valles de vertientes suaves aportan poca cantidad de derrubios y son de tamaño pequeño; de aquí que los cauces puedan actuar a bajos gradientes.

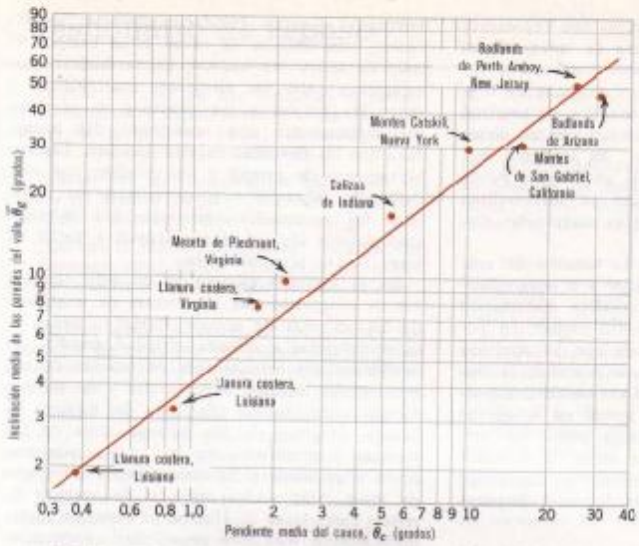
Las observaciones de la inclinación media de las paredes de los valles y del gradiente medio de los cauces efectuadas en una amplia gama de localidades pueden compararse en una misma gráfica con el fin de estudiar estas relaciones. La figura 28.12 es una de estas gráficas. Cada punto representa una localidad. En la escala vertical se colocan los valores medios de los ángulos de inclinación de las paredes del valle; en la horizontal, el gradiente medio del cauce correspondiente. Para que la comparación entre una región y otra sea representativa, todas las observaciones se han limitado a cauces de segundo orden y a sus correspondientes paredes de valle. La representación gráfica se efectúa en escala logarítmica. Los puntos quedan bien representados por una línea recta que asciende hacia la derecha, aunque existen desviaciones moderadas respecto a la citada recta. La relación se considera como significativa y coincide de manera general con la relación que se esperaba encontrar basada en la consideración de las actividades de un sistema fluvial.

La ecuación matemática de la línea recta de la figura 28.12 es de forma potencial

$$\bar{\theta}_v = a\,\bar{\theta}_c^{\,b}$$

donde a, una constante numérica, tiene un va-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



gura 28.12. La relación entre la inclinación media de las paredes del valle y la inclinación media del cauce viene dada por una recta de regresión de tipo potencial en una gran parte de medios geológicos y climáticos. (De A. N. Strahler, 1950.)

lor de 0,6. El exponente b vale aproximadamente 0,8. La ecuación es estrictamente *empírica*, es decir, está basada en datos observados y no en una teoría física. Si se representan los datos de otras localidades, cambiarán los valores de a y b de esta ecuación potencial. Gran parte de la geomorfología cuantitativa es una búsqueda continua de nuevos y mejores datos que aporten nuevas bases para construir ecuaciones empíricas de mayor calidad.

Ahora es posible relacionar las fases del ciclo de denudación continental con la información representada en la figura 28.12. Una región que haya estado sometida a un fuerte levantamiento y haya alcanzado el comienzo de su madurez poseerá vertientes abruptas y cauces con elevados gradientes. Estas condiciones son las representadas en el extremo superior derecho de la recta de la figura 28.12. Son todo zonas de badlands. Se trata, en efecto, de cadenas de montañas en miniatura que pueden considerarse como modelos a escala de las grandes alineaciones montañosas. La velocidad de erosión es muy elevada en estas condiciones y la superficie va siendo arrasada rápidamente.

A medida que el relieve disminuye con el tiempo, el punto de la gráfica que representa una determinada región se desplaza línea abajo hacia el extremo izquierdo. Tanto la inclinación de las paredes de los valles como el gradiente de los cauces disminuirá de manera constante a medida que transcurra el tiempo y se pase al estado final de la madurez. La fase de senectud, período de pendientes suaves, está representada por un punto en el extremo inferior izquierdo de la recta. Como las escalas logarítmicas no tienen un punto cero, no se ha prevenido en este modelo la posibilidad de que la pendiente del terreno sea nula, es decir, perfectamente horizontal al nivel de base. Por el contrario, se ha representado una penillanura en la que su suave pendiente se amortigua con extrema lentitud.

Como se ha descrito anteriormente, la ley del crecimiento alométrico puede aplicarse a las variaciones de pendiente. Hemos advertido antes, que la ley del crecimiento alométrico relaciona las magnitudes de dos elementos morfológicos de un mismo sistema. Donde se aplica el principio del crecimiento alométrico se obtiene una ecuación potencial. Estas condiciones las satisfacen las relaciones de pendiente representadas en la figura 28.12. Sin embargo existe el problema de que, a medida que

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

transcurre el tiempo, el punto que representa a la región en evolución pasa de tener valores de pendiente elevados a otros mucho más bajos. En el crecimiento de los sistemas de drenaje de la figura 28.6, los cambios de longitud del cauce y de área de la cuenca son en dirección de magnitud creciente. Es evidente que el crecimiento alométrico de un sistema puede ser *positivo* (las magnitudes se incrementan con el tiempo) y *negativo* (las magnitudes disminuyen con el tiempo).

Parece ser que, cuando un sistema de erosión fluvial comienza a crecer y a desarrollarse (fase de juventud), el modelo matemático aplicable es el del crecimiento alométrico positivo, mientras que una vez que ha ocupado toda la extensión posible (comienzos de la madurez) sigue el modelo del crecimiento alométrico negativo. En la fase actual en la que se hallan nuestros conocimientos sobre las formas, estas generalizaciones sobre la aplicabilidad de modelos de crecimiento alométrico positivo y negativo no pasan del nivel de puras hipótesis de trabajo.

Revisión de la geomorfología cuantitativa

En este capítulo sólo se han tratado unos pocos temas de la innumerable información que actualmente se posee sobre el análisis cuantitativo de los sistemas de erosión fluvial. Existe, además, gran cantidad de información relacionada con el análisis cuantitativo de las formas producidas por los glaciares, olas y corrientes y vientos. Fundamentalmente, los estudios cuantitativos de todos estos campos se mueven sobre las mismas líneas básicas. Las relaciones entre los elementos morfológicos y entre las formas y los procesos se expresan matemáticamente con ecuaciones del mismo tipo que las descritas en este capítulo. Las observaciones de campo y los estudios con modelos de laboratorio proporcionan los datos para las ecuaciones empíricas. Los modelos matemáticos ideales se construyen a partir de leyes físicas preestablecidas.

En el limitado espacio de un solo capítulo hemos observado que las formas de modelado de los sistemas de erosión fluvial, a pesar de su complejidad e infinita variedad, pueden ser analizados sistemáticamente en función de sus propiedades lineales, superficiales y de relieve. Hemos visto que las relaciones del número de cauces, longitud de los mismos, área de las cuencas y gradientes de los cauces con respecto a su número de orden siguen un grupo de leyes relacionadas entre sí de manera similar. Estas leyes de Horton se expresan matemáticamente mediante ecuaciones exponenciales. También se ha demostrado que los cambios de magnitud de dos formas relacionadas con el mismo sistema siguen la ley del crecimiento alométrico, modificada convenientemente para su empleo en sistemas físicos inorgánicos. Hemos visto que leyes y conceptos puramente cualitativos y descriptivos, tales como la ley de Playfair y el modelo del ciclo de denudación de Davis, pueden volverse a tratar de modo cuantitativo a nivel más elevado.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Cuestionario de repaso

1. Discutir el papel que han jugado en el pasado las investigaciones cuantitativas en los diversos campos de la geografía física: climatología, hidrología, edafología y geomorfología.

2. ¿Cuáles son las características básicas de un sistema de erosión fluvial? ¿Bajo qué ambientes climáticos y geológicos se estudian estos sistemas?

3. ¿Qué es la morfometría fluvial? ¿Cuáles son los elementos morfológicos básicos de un modelado de erosión fluvial? Explicar el término *planimétrico*.

4. Explicar cómo se clasifican por órdenes los segmentos de cauce de un sistema fluvial. ¿Qué segmento es el de orden mayor? ¿Cuál el de orden menor?

5. Discutir las relaciones entre el número de cauces y el número de orden. ¿Qué es la relación de bifurcación? ¿Qué gama de valores abarca la relación de bifurcación en los sistemas fluviales?

6. Enúnciese la ley de Horton del número de cauces. Explicar qué es una progresión geométrica. ¿Qué forma de ecuación de regresión adopta la ley del número de cauces?

7. Enunciar la ley de Horton de la longitud de los cauces. ¿Qué es la relación de longitud? ¿Qué forma de ecuación de regresión adopta la ley de la longitud de los cauces?

8. Enúnciese la ley de Horton del área de las cuencas. Compárese esta ley con la de la longitud de los cauces. ¿Cómo se define el área de una cuenca? ¿Qué es una zona de intercuenca?

9. Enunciar la ley del crecimiento alométrico y aplicar al crecimiento de un sistema fluvial. ¿Cómo están relacionadas entre sí la superficie de la cuenca con la longitud de su cauce correspondiente? ¿Cómo se ajusta esta relación a la ley del crecimiento alométrico?

10. ¿Qué relación empírica se observa entre el caudal del río y el área de la cuenca? ¿Qué aplicación práctica tiene?

11. Definir densidad de drenaje. ¿Qué valores de densidad de drenaje se observan en la naturaleza? ¿Cómo se emplea el término *textura* asociado a la densidad de drenaje?

12. ¿Qué factores físicos —geológicos o de otro tipo— controlan la densidad de drenaje de una determinada región? Explicar cómo ejerce su control cada factor.

13. ¿Qué significado tiene el gradiente medio del cauce de una serie de segmentos fluviales de un orden determinado? ¿Cómo se mide? Enunciar la ley de Horton de los gradientes de los cauces de los ríos. ¿Qué ecuación de regresión satisface a esta ley?

14. Relacionar las leyes de Horton y la ley del crecimiento alométrico con la ley de Playfair de las corrientes fluviales.

15. ¿Cómo se mide la inclinación de las paredes de un valle de un sistema fluvial? ¿Cómo se analizan estas mediciones? Relacionar la pendiente de las vertientes del valle con el gradiente del cauce del río que por él discurre.

16. ¿Cómo se reflejan las fases del ciclo de denudación continental en los cambios que experimentan la inclinación de las paredes de los valles y el gradiente de los cauces? ¿Está conforme esta relación con la ley del crecimiento alométrico?

17. Discutir el papel que desempeñará el análisis cuantitativo y estadístico en el desarrollo futuro de la geografía. ¿Qué se gana con la aplicación de estos métodos?

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Ejercicios

EJERCICIO 1. *Número y orden de los cauces.* El mapa adjunto representa el sistema de drenaje de una cuenca de la meseta de los Apalaches en la región de Kentucky. También se indica el perímetro de la cuenca. La región se halla en la fase de madurez del ciclo de denudación continental. El sistema de drenaje es de tipo puramente detrítico y característico de regiones constituidas por estratos sedimentarios horizontales.

CUESTIONARIO

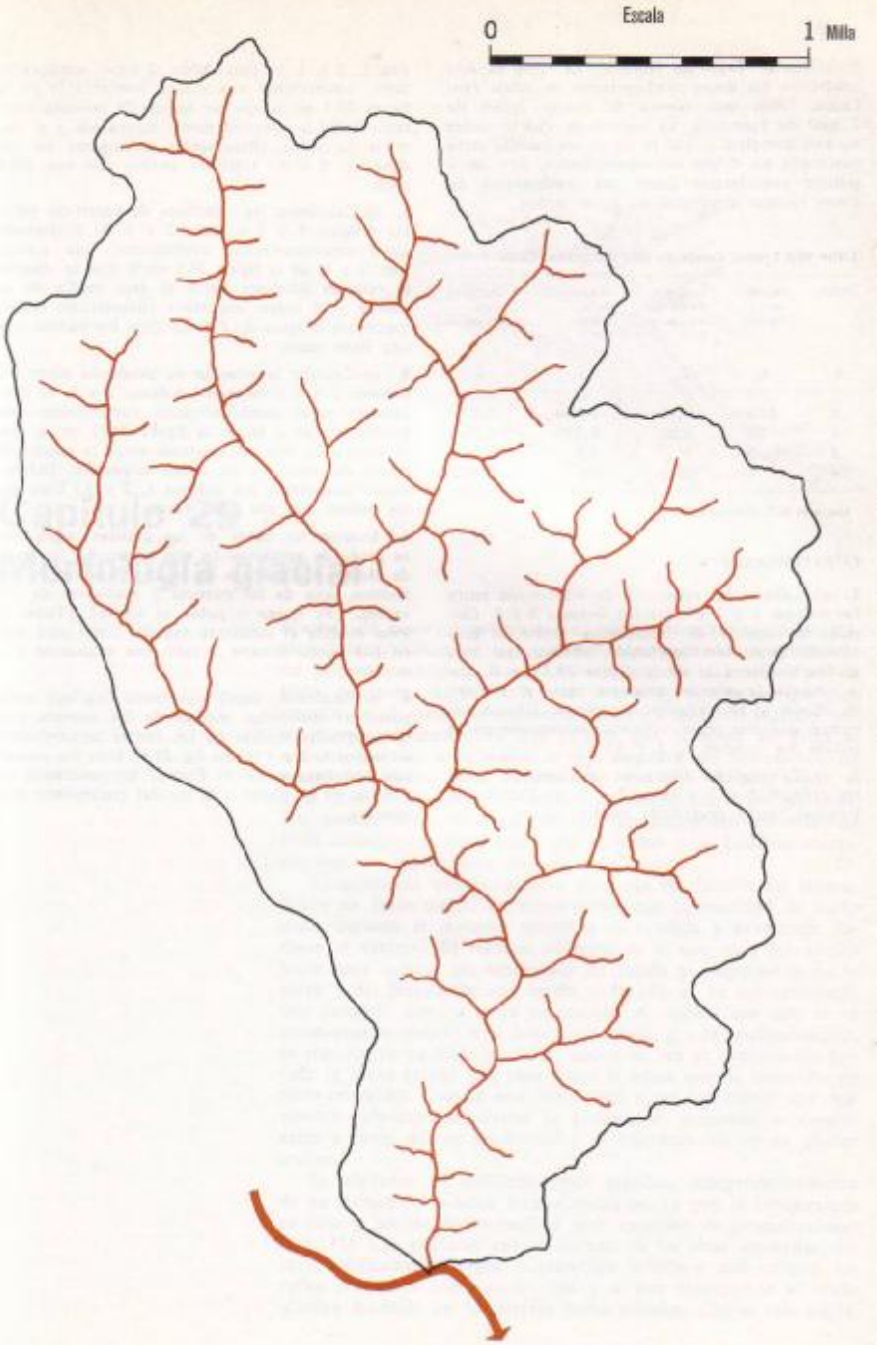
1. Asignar órdenes a todos los segmentos del sistema fluvial (véase fig. 28.1). Emplear para ello una hoja de papel de calcar situada sobre el mapa. Escoger varios lápices de colores y asignar un color a cada orden. Buscar todos los segmentos de primer orden y colorear con el lápiz adecuado. Hacer lo mismo a continuación con los segmentos de segundo orden, de tercero, etc. Establecer una clave para el código de colores.

2. *a*) Contar el número de segmentos de cada orden. Repetir el conteo al menos dos veces. Registrar los datos en una tabla como la 28.1. *b*) Determinar las relaciones de bifurcación de los sucesivos órdenes y colocar en la tabla. *c*) Empleando papel semilogarítmico, confeccionar una gráfica similar a la de la figura 28.2 en la que se relaciona el número de segmentos con sus órdenes respectivos. Unir los puntos con una línea recta. *d*) Evaluar los resultados según su grado de aproximación a la ley de Horton del número de cauces.

3. *a*) Empleando un integrador, medir la longitud total de los segmentos de primer orden. Medir las longitudes totales de los segmentos de cada uno de los órdenes restantes. Pasar a kilómetros y colocar en la misma tabla empleada en la cuestión 2. *b*) Dividir la longitud total de cada orden por el número de segmentos de este orden, obteniendo así la longitud media de los cauces. Colocar estos valores en la tabla. *c*) Calcular y tabular las relaciones de longitud entre cada par de órdenes sucesivos. *d*) Acumular las longitudes medias y colocar en una columna al lado de las longitudes medias de los cauces. *e*) Empleando papel semilogarítmico, confeccionar una gráfica comparando las longitudes medias acumuladas con el número de orden. Unir los puntos con una línea recta. *f*) Comentar el grado de exactitud con que estos datos se ajustan a la ley de Horton de la longitud de los cauces.

4. *a*) Empleando un *planímetro polar*, medir el área de la cuenca de drenaje basándose en el perímetro indicado en la figura. Si no se dispone del planímetro, estimar el área contando los cuadrados de una hoja de papel que quedan dentro de la cuenca. Convertir el área medida en kilómetros cuadrados. *b*) Calcular la densidad de drenaje. (Dividir el área de la cuenca por la longitud total de los cauces de los distintos órdenes.) *c*) Comparar la densidad de drenaje encontrada con respecto a los valores conocidos en los sistemas fluviales naturales.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

EJERCICIO 2. *Leyes de Horton.* La tabla adjunta constituye los datos morfométricos de Little Mill Creek, Ohio, una cuenca de cuarto orden de 7 km² de superficie. La cuenca de cuarto orden no está completa y, por lo tanto, los valores entre paréntesis no deben ser representados. Los datos pueden considerarse como una combinación de cinco cuencas completas de tercer orden.

Little Mill Creek, Condado de Coshocton, Ohio*

Orden	Número de cauces	Longitud media de los cauces (km)	Area media de la cuenca (km²)	Gradiente medio del cauce
u	N_u	$\bar{L}_u$	$\bar{A}_u$	$\bar{S}_u$
1	104	0,11	0,064	0,37
2	22	0,30	0,31	0,12
3	5	1	1,5	0,04
4	1	(2)	(7)	(0,01)

* Datos de M. E. Morisawa, 1969.

CUESTIONARIO

1. *a*) Calcular las relaciones de bifurcación entre los órdenes 1 y 2 y entre los órdenes 2 y 3. Calcular la relación de bifurcación media. *b*) Empleando papel semilogarítmico, confeccionar una gráfica similar a la de la figura 28.2 en la que se observe la relación existente entre el número de cauces y los órdenes respectivos. Unanse los puntos con una recta. (Colocar únicamente en la gráfica los órdenes 1, 2 y 3.)

2. *a*) Calcular las relaciones de longitud entre los órdenes 1 y 2 y entre 2 y 3. *b*) Calcular la longitud media acumulada de los cauces de orden 1, 2 y 3. *c*) Empleando el papel semilogarítmico, confeccionar una gráfica similar a la de la figura 28.3 en la que se aprecie la relación existente entre la longitud media acumulada y el número de orden. (Representar únicamente los órdenes 1, 2 y 3.) Unir los puntos con una línea recta.

3. *a*) Calcúlense las relaciones de superficie entre los órdenes 1 y 2 y entre 2 y 3. *b*) Empleando papel semilogarítmico, confeccionar una gráfica similar a la de la figura 28.5 en la que se observe la relación existente entre el área media de la cuenca y el orden respectivo. (Representar únicamente los órdenes 1, 2 y 3.) Unir los puntos con una línea recta.

4. *a*) Calcular la relación de pendiente entre los órdenes 1 y 2 y entre los órdenes 2 y 3. *b*) Empleando papel semilogarítmico, confeccionar una gráfica similar a la de la figura 28.11 en la que se aprecie la relación existente entre la pendiente media del cauce y su orden respectivo. (Representar únicamente los órdenes 1, 2 y 3.) Unir estos puntos con una línea recta.

5. Evaluar los datos de las gráficas según sea su grado de aproximación con respecto a las leyes de Horton del número de cauces, longitud de los mismos, área de las cuencas y gradientes de los cauces. ¿Es bueno o pobre el ajuste? ¿Tiene la zona medida el suficiente tamaño como para que en ella pueda llevarse a cabo una evaluación como ésta?

6. *a*) Empleando papel logarítmico (log-log), comparar las superficies medias de las cuencas con las longitudes medias de los cauces (acumuladas) de orden 1, 2 y 3 (véase fig. 28.6). Unir los puntos con una línea recta. *b*) Evaluar los resultados en función de su ajuste a la ley del crecimiento alométrico.

Capítu
Morfol

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Capítulo 29
Morfología glacial

Muchos de nosotros conocemos el hielo solamente como un frágil sólido cristalino ya que estamos acostumbrados a verlo sólo en pequeña cantidad. Donde existen grandes acumulaciones de hielo, del orden de 60, 90 o más metros de espesor, el que está situado en el fondo se comporta como un material plástico que se mueve lentamente, lo que origina que la masa de hielo se extienda por un área mayor o que adquiera un movimiento de descenso a favor de la vertiente en que esté situado, según el caso. Este es el comportamiento que caracteriza a los *glaciares*, que pueden definirse como grandes acumulaciones naturales de hielo situadas en tierra firme que se hallan o se hallaron animadas por un movimiento de traslación.

La condición que se requiere para que sea factible tal acumulación de hielo glaciar es simplemente que la cantidad de nieve caída durante el invierno exceda a la fundida y evaporada durante el verano. (El término *ablación* es el que usan los glaciólogos para indicar los fenómenos de fusión y evaporación de la nieve y del hielo.) De este modo, cada año se va superponiendo una masa de nieve a la ya acumulada. A medida que ésta se va compactando, debido a la fusión superficial y a la recristalización, se transforma en hielo granular, que a su vez es comprimido por toda la masa helada que yace sobre él hasta que se convierte en hielo cristalino. Cuando este hielo llega a ser tan espeso que sus niveles inferiores adquieren la plasticidad, comienza a desplazarse a favor de las pendientes y se convierte así en un glaciar activo.

En altitudes lo suficientemente grandes, independientemente de su latitud, se pueden formar glaciares, ya que la temperatura es baja y las montañas reciben gran cantidad de precipitaciones (cap. 11). Los glaciares que se forman en las altas montañas son característicamente largos y estrechos debido a que ocupan los valles formados con anterioridad y a que transportan el hielo plástico formado en las alturas hasta alcanzar niveles más bajos,

Morrena de la Mer de Glace. (John Tyndall, **Glaciers of the Alps**, 1861.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

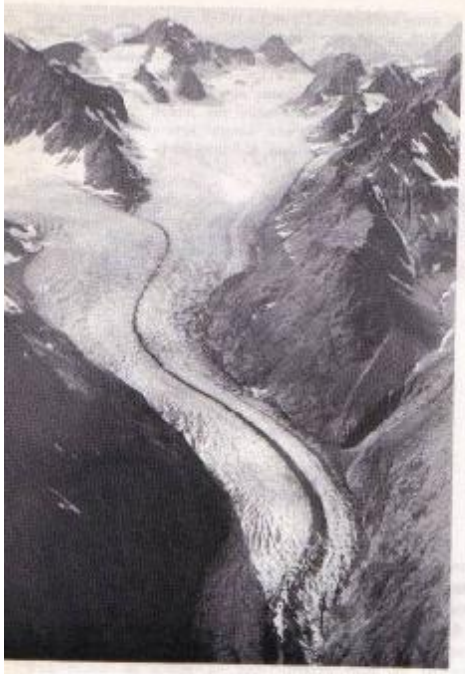


Figura 29.1. Glaciar de Eklutna, montes Chugach, Alaska, visto desde el aire. La zona de profundas grietas y la morrena central (en primer plano) contrastran con la lisa superficie del circo (en último término). (Fotografía de Steven McCutcheon, Alaska Pictorial Service.)

donde la temperatura es mayor y el hielo desaparece por ablación (fig. 29.1). Este tipo de masas de hielo se denomina *glaciares de valle* o *glaciares alpinos*.

En las regiones árticas y polares, las temperaturas predominantes son lo suficientemente bajas para que el hielo pueda acumularse dondequiera que existan zonas elevadas capaces de interceptar la intensa precipitación en forma de nieve. El término *casquete glaciar* se aplica generalmente a una acumulación de hielo limitada por montañas elevadas y mesetas. Durante los períodos glaciales, un casquete glaciar avanza sobre las zonas bajas adyacentes englobando todas las formas de relieve que encuentra a su paso y detiene su avance sólo cuando la velocidad de ablación de su borde externo se equilibra con la velocidad a la que se desplaza. A consecuencia de esto, zonas de muchos miles de kilómetros cuadrados pueden quedar enterradas bajo estas gigantescas masas de hielo cuyo espesor puede alcanzar una potencia de muchos centenares de metros. Este tipo expansivo de masa de hielo se denomina *glaciar continental*, *inlandsis* o *inlandeis*.

El flujo glaciar

En la figura 29.2 se han representado una serie de características de los glaciares alpinos. La ilustración central es un glaciar simple que ocupa una valle de paredes escarpadas. La nieve se acumula en el extremo superior en una depresión en forma de marmita, el *circo*. El extremo constituye, pues, la *zona de acumulación*. Las capas de nieve en proceso de compactación y recristalización constituyen la *neviza* (*firn* o *névé*). La superficie de la *zona de neviza* tiene un perfil ligeramente cóncavo hacia arriba (dibujo superior de la derecha). El flujo del hielo glaciar situado debajo es el que transporta el exceso de hielo fuera del circo y lo desparrama valle abajo. Cualquier prominencia importante del substrato rocoso origina un *umbral* que aumenta la velocidad del hielo y origina en él profundos *séracs* (grietas de tensión).

La parte inferior del glaciar constituye la *zona de ablación*. Aquí la velocidad de fusión del hielo es rápida y en la superficie del glaciar queda expuesto el hielo más antiguo, extremadamente rugoso y profundamente agrietado. El *frente* o *morro* del glaciar contiene gran cantidad de derrubios. La parte inferior del glaciar suele tener un perfil transversal convexo, siendo más alto del centro que de los extremos (dibujo de la parte superior derecha).

El estrato más superficial del glaciar, de unos 60 m de potencia, es quebradizo y las fracturas se convierten rápidamente en *crevasses*, mientras que el hielo existente debajo se comporta como una sustancia plástica que se desplaza lentamente (parte inferior izquierda). Si se colocara una línea de estacas a través de la superficie del glaciar, el flujo deformaría la alineación convirtiéndola en una curva parabólica, lo que indica que el movimiento es más rápido en el centro y disminuye hacia los bordes.

En conjunto, un glaciar simple constituye un sistema que alcanza rápidamente un equilibrio dinámico debido a que la velocidad de acumulación del extremo superior es igual a la de ablación en la parte inferior. El flujo del hielo tiende a mantener aproximadamente constante la longitud y el área transversal del glaciar. El equilibrio se rompe fácilmente al variar la velocidad anual de alimentación o de ablación.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

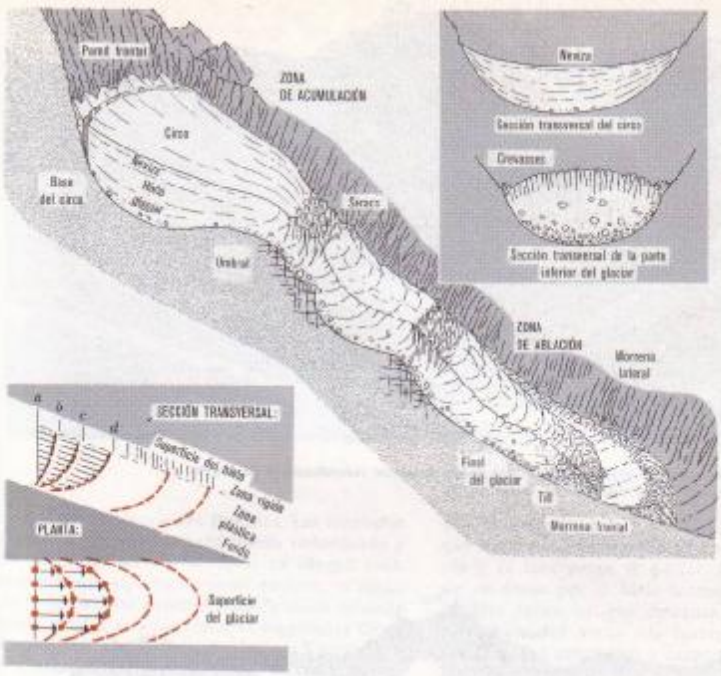


Figura 29.2. Estructura y dinámica de un glaciar alpino simple.

La velocidad de desplazamiento de los glaciares alpinos y continentales es muy lenta, oscilando de unos pocos centímetros por día en los grandes casquetes glaciares hasta varios metros diarios en un glaciar de valle activo.

Erosión glaciar

La mayor parte del hielo glaciar se halla cargado de numerosos fragmentos rocosos de variado tamaño, que van desde la roca finamente pulverizada hasta los grandes fragmentos angulares recién arrancados. Estos materiales proceden del substrato rocoso sobre el que se mueve el glaciar, o en el caso de los alpinos, de los derrubios que caen de las paredes de los valles. Los glaciares son capaces de efectuar una gran labor erosiva, ya sea por *abrasión*, erosión causada por los pedazos de roca que lleva el glaciar, los cuales van friccionando contra el lecho rocoso, o por *nivación*, proceso mediante el cual el glaciar arranca y transporta las rocas desmenuzadas por la recristalización del hielo en el interior de las fracturas. El proceso de la nivación es ilustrado en la figura 29.2, en los séracs.

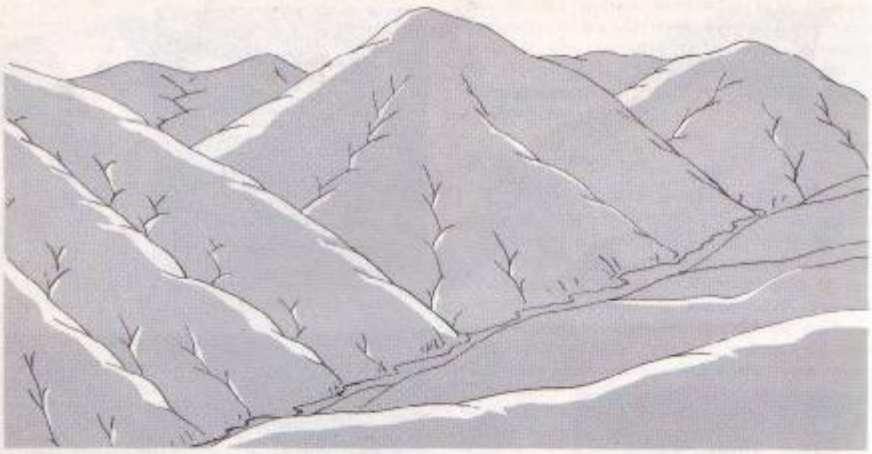
Los derrubios así originados se van situando en las márgenes o en el frente del glaciar y se depositan cuando desaparece el hielo. Por lo tanto, existen dos actividades glaciares a considerar, erosión y deposición. Ambos procesos originan rasgos fisiográficos característicos según que el tipo de glaciar sea alpino o continental.

Morfología debida a glaciares alpinos

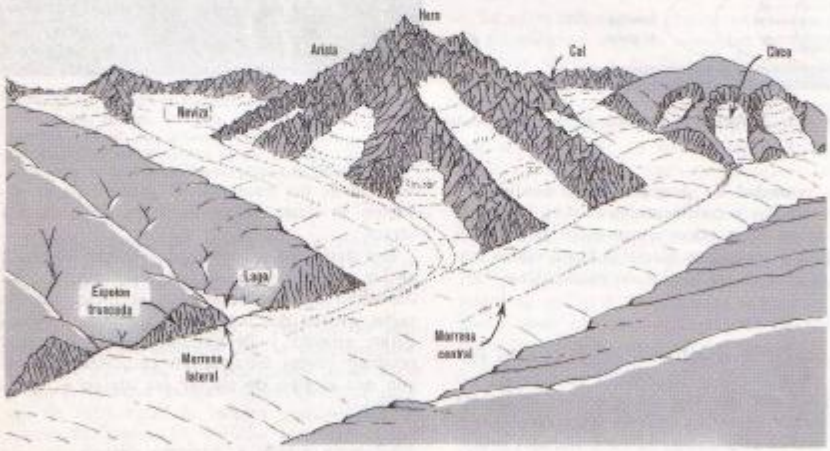
Para estudiar las formas del paisaje originadas por los glaciares alpinos lo mejor es emplear una serie de diagramas (fig. 29.3) que comiencen mostrando la región antes de ser atacada, sigan con la fase de glaciación y modelado del relieve y terminen ofreciendo una visión del paisaje una vez que el hielo ha desaparecido.

La figura 29.3*A* muestra una región montañosa esculpida enteramente por la meteoriza-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



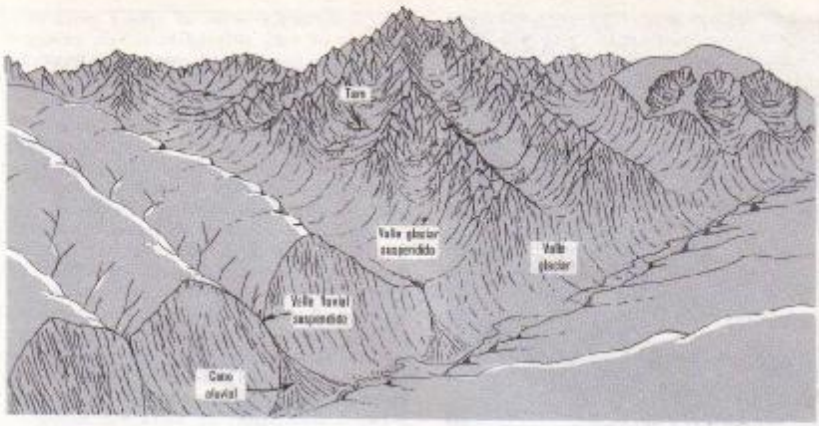
A. Antes de que comience la glaciación, la región posee divisorias redondeadas y de suaves pendientes y estrechos valles fluviales en forma de V.



B. A medida que va progresando la glaciación durante miles de años se van desarrollando nuevas formas topográficas.

Figura 29.3. Formas topográficas originadas por los glaciares alpinos. (Según W. M. Davis y A. K. Lobeck.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



C. Al desaparecer el hielo queda expuesto el sistema de valles glaciales.

ción y por las corrientes fluviales. Las montañas presentan un aspecto suavemente redondeado y las divisorias no son abruptas en ningún caso. Aunque este aspecto no se dé siempre, es típico de las montañas desarrolladas en clima húmedo como pueden ser, por ejemplo, los montes Great Smoky del sur de los Apalaches. Imaginémonos ahora que tiene lugar una variación climática que hace descender la temperatura anual por debajo de su nivel corriente y que, por lo tanto, comienza a acumularse nieve en las cabeceras de los valles más elevados. A la derecha del bloque *B* puede observarse la primera fase de la glaciación, en la que la nieve se acumula en las depresiones excavadas por el movimiento del hielo y por la fragmentación de los materiales por el hielo cerca de las masas de nieve compactada.

En el bloque *B*, los glaciares han llenado los los valles y se han convertido unos en tributarios de los otros como si se tratara de un sistema fluvial. Los glaciares tienen, desde luego, mucho más espesor que los ríos, ya que el lentísimo movimiento del hielo requiere de una sección transversal mucho mayor para que posean una descarga equivalente a la de una corriente fluvial de curso rápido. Los glaciares tributarios que confluyen con el principal lo hacen de un modo tranquilo y concordante, pero, como veremos, los fondos de sus respectivos valles difieren considerablemente de nivel.

El rápido helamiento y deshielo del agua de fusión procedente de las nieves situadas en las grietas superiores de las paredes del circo, rompen la desnuda roca en fragmentos angulosos que caen o se deslizan sobre las zonas de nieves y se incorporan al glaciar. La fracturación de las rocas por el hielo también afecta a las paredes sobre las que descansa la neviza. De este modo, los circos van haciéndose cada vez mayores. Sus escarpadas y rugosas paredes pronto reemplazan a las lisas y suaves vertientes de la masa montañosa original. El lugar donde se

Fig. 29.4. Los Alpes suizos aparecen desde el aire como un mar de afiladas aristas y puntiagudos horns. En primer término se observa un circo. (Fotografía de la Swissair.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 29.5. Este maduro relieve montañoso presenta una gran cantidad de circos, aristas y horns. Un lago ocupa el fondo del circo que se halla en el centro. Montes San Juan, Colorado. (Fotografía de Frank Jensen.)

intersectan las paredes opuestas de dos circos glaciares se denomina *arista*. Si se desarrollan juntos tres o más circos se origina un pico puntiagudo en la intersección de sus aristas. En los Alpes suizos a este tipo de picos se le conoce con el nombre de *horn* (fig. 29.4). Uno de los más conocidos es el impresionante Matterhorn (Monte Cervino). Si la intersección de los circos ha sido excesiva se forma una especie de paso o desfiladero llamado *col*.

El movimiento del glaciar va excavando y ampliando constantemente su cauce, de modo que, cuando desaparece el hielo, se ha originado un profundo *valle glaciar*, cuya sección transversal tiene una forma de U característica (fig. 29.3C). Los glaciares tributarios también excavan valles en forma de U, pero su sección transversal es más pequeña y sus fondos se hallan a gran altura con respecto al nivel que ocupa el fondo del valle principal, por lo que reciben el nombre de *valles suspendidos*. Los ríos que ocupan más tarde estos sistemas de valles glaciares, dan lugar a hermosos saltos de agua y cascadas al pasar de un valle suspendido al valle principal. Estas corrientes fluviales vuelven a excavar rápidamente el valle y modelan su fondo en forma de una pequeña V.

Los espolones de los valles que primitivamente se extendían hacia el cauce principal, antes de que tuviera lugar la glaciación han sido biselados por la abrasión del hielo y, por ello, reciben el nombre de *espolones truncados* (bloque *B*). Bajo la acción de un glaciar el substrato rocoso no siempre es excavado de modo uniforme, de manera que el perfil longitudinal del valle se reduce a una serie alternativa de umbrales y cubetas. Así, los circos y las partes superiores de los valles están ocupados por numerosos lagos de pequeño tamaño denominados *tarns* (fig. 29.5). En los valles más grandes se suelen encontrar grandes *lagos de valle*.

Los deslizamientos de tierra son numerosos ya que la glaciación debilita las paredes de los valles. En los países en los que abundan los glaciares, como en Suiza y Noruega, los deslizamientos son el desastre natural más frecuente, ya que muchos pueblos y ciudades están construidos en el fondo de los valles y pueden ser rápidamente destruidos por coladas de barro o deslizamientos de tierras (fig. 29.6).

Los derrubios pueden ser transportados por el glaciar alpino englobados en el interior del hielo o arrastrados entre éste y las paredes del valle en forma de *morrena lateral* (fig. 29.3*B*). Cuando se unen dos lenguas glaciares, las morrenas laterales se ponen en contacto y dan lugar a una *morrena central*, que se sitúa sobre el hielo en el centro del valle (figs. 29.1 y 29.3*B*). Al final de la lengua glaciar los derrubios transportados se acumulan en una *morrena terminal*. Estos depósitos adoptan una forma curvada cuya parte cóncava apunta valle arriba y sus extremos se unen con las morrenas laterales de cada pared (fig. 29.7). A medida que el hielo retrocede, va dejando tras de sí acumulaciones de derrubios. Si hay irregularidades en la velocidad de retroceso del frente

Figura 29.6. El gran deslizamiento de tierras ocurrido en S ha originado un dique, D, en el fondo del valle glaciar y ha dado lugar a un lago L. (Según W. M. Davis.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

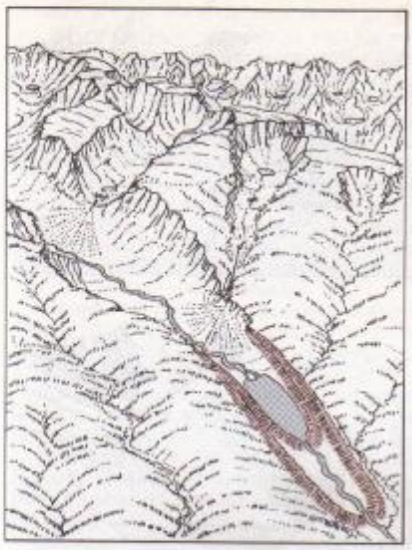


Figura 29.7. Las morrenas de este antiguo valle glaciar aparecen como diques curvados, indicando las sucesivas posiciones que adoptó el hielo en su retroceso. (Según W. M. Davis.)

del glaciar causantes de detenciones temporales de dicho frente, reforman depósitos denominados *morrenas de retroceso*.

Valles glaciares y fiordos

Muchos grandes valles glaciares tienen en la actualidad su fondo casi horizontal debido al proceso de agradación efectuado por los ríos que descienden por ellos cargados de materiales desde los hielos en retroceso. La figura 29.8 nos muestra una comparación entre un valle vacío y otro con el fondo relleno de depósitos aluviales. Estos materiales y aluviones procedentes de la zona de fusión del glaciar se denominan *depósitos fluvioglaciares* (fig. 29.9).

Cuando la base de un valle glaciar abierto al mar se halla bajo el nivel de las aguas, éstas penetran en su interior y hacen retroceder el frente del hielo, originando de este modo un estrecho estuario conocido con el nombre de *fiordo* (fig. 20.10). Los fiordos pueden formarse por hundimiento de la costa o por erosión glaciar bajo el nivel del mar. La mayoría se explican por esta segunda modalidad, ya que el hielo tiene una densidad tal que, cuando flota, permanece sumergida una porción que puede oscilar entre los tres cuartos y los nueve décimos de su masa total. Por lo tanto, un glaciar que tenga algunos centenares de metros de espesor puede erosionar a considerable profundidad bajo el nivel del mar antes de que el empuje del agua reduzca su poder erosivo cuando penetra en el mar abierto. Hoy en día pueden observarse fiordos en formación en la costa de Alaska, ya que algunos glaciares están retrocediendo rápidamente y las aguas del fiordo se adentran por sus valles. Hay una gran abundancia de fiordos en las costas montañosas comprendidas entre los 50° y 70° de latitud N y S. La explicación de esta distribución reside en el clima, factor que ya se trató en el capítulo 16.

Aspectos geográficos de los glaciares alpinos

Por lo general, la escabrosidad de las montañas en las que predominan los glaciares, tales como los Alpes, los Pirineos, el Himalaya o Sierra Nevada, hace que la población sea escasa y el acceso a ellas difícil. Las tierras situadas por encima de la línea de bosque no son útiles para nada, excepto para pastos de verano y para la extracción de los minerales que pudiese contener la roca. Por debajo de esta demarcación, sin embargo, existen ricos y abundantes recursos forestales. Los valles glaciares en forma de U proveen de amplias y accesibles zonas de terreno situadas a niveles relativamente bajos. Se utilizan para ubicar pueblos, para pastos de invierno y como arterias de transporte. En los Alpes italianos, varios valles glaciares de fondo llano se extienden en dirección sur desde el corazón de los Alpes hasta la llanura del norte de Italia. Constituyen importantes controles geográficos, ya que proveen de llanos y fáciles accesos a la parte central alpina y a los principales pasos naturales de estas montañas. El paso Brenner se halla en la cabecera de un magnífico valle de este tipo, el valle del río Adigio.

Las escarpadas paredes de estos valles proporcionan numerosos saltos de agua y rápidos que pueden ser utilizados para centrales hidroeléctricas. La electrificación de los ferrocarriles y de la industria está muy desarrollada en Suiza y en Noruega.

Debido a los escasos medios de comunicación y transporte existentes, las gentes de las regiones montañosas afectadas por los glaciares tendieron en el pasado a agruparse en pequeñas unidades políticas y territoriales.

Casquetes glaciares actuales

En la actualidad existen dos grandes casquetes glaciares, situados respectivamente en

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

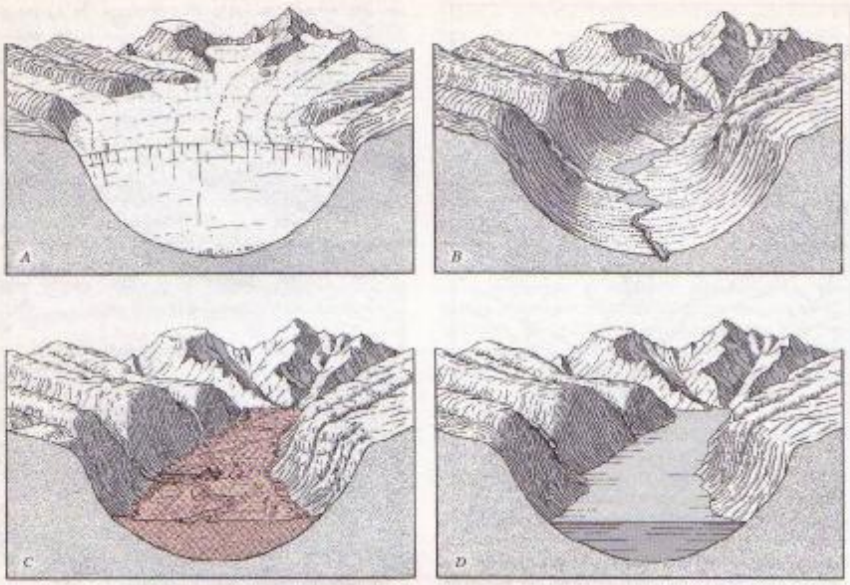


Figura 29.8. Desarrollo de un valle glaciar. (Según E. Raisz.) A. Durante el máximo apogeo de la glaciación, el valle glaciar en forma de U se halla lleno de hielo hasta el nivel de los pequeños valles tributarios. B. Después de la glaciación el fondo del valle puede estar ocupado por un río y por varios lagos. C. Si el río desciende muy cargado puede llenar el fondo del valle de aluviones. D. Si el valle glaciar ha sido profundizado bajo el nivel del mar, será ocupado por un brazo de agua, originándose un fiordo.

Groenlandia y en la Antártida. Nos los podemos imaginar como enormes plataformas de hielo, de unos cuantos miles de metros de espesor en su partes centrales, que descansan sobre masas de terreno de tamaño subcontinental. El casquete groenlandés tiene un área de 1 740 000 km² y ocupa las seis octavas partes de la isla de Groenlandia (fig. 26.11). Solamente aflora una pequeña franja de costa montañosa.

El casquete antártico abarca un área de 13 000 000 km² y en algunos lugares penetra en el océano en forma de *plataformas de hielo* flotantes (fig. 29.12). Una diferencia digna de mención entre estos dos inlandeis es su posición respecto a los polos. Mientras que el hielo antártico tiene su centro casi encima del mismo polo Sur, el casquete groenlandés se halla considerablemente desplazado del polo Norte, con su centro a unos 75° de lat. N. Esto ilustra un principio fundamental: que para que se origine un casquete glaciar es esencial la existencia de una gran área de tierras elevada. Como en el polo Norte no existen tierras cercanas, la acumulación de hielo en aquel lugar se limita a un delgado banco que flota en el mar.

Las curvas de nivel del casquete groenlandés indican que tiene la forma de un amplio domo de suaves declives. A partir de una máxima elevación de unos 3000 m, situada al este del centro, parten vertientes muy poco pronunciadas en todas direcciones. La base rocosa sobre la que se asienta el casquete se halla cerca del nivel del mar en la región central pero aumenta de altura cerca de los bordes. A medida que se va acumulando nieve sobre él, el hielo plástico situado en profundidad se va deslizando hacia los bordes. En estas zonas el grosor del hielo se reduce a unos cientos de metros. La continua pérdida por ablación mantiene la posición del hielo marginal relativamente estable donde está bordeado por un cinturón costero de tierra. En otras partes el hielo se extiende hacia el mar en forma de grandes lenguas que avanzan por los fiordos. Del extremo flotante del glaciar se des-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

prenden grandes masas de hielo (icebergs) que son llevadas por las corrientes de marea a mar abierto (cap. 10). Este proceso de rotura del hielo se denomina *calving* y es originado por las tensiones que se producen en el hielo al fluctuar el nivel de la marea y por el socavamiento y fusión del mismo que tiene lugar bajo y al nivel del mar. El calving de los frentes glaciares es un proceso sumamente rápido comparado con la ablación del hielo. Por lo tanto, los casquetes glaciares quedan limitados por el mar y raramente se extienden por el océano más allá de los límites de las bahías o de las plataformas continentales poco profundas.

El espesor de hielo en la Antártida es mayor que en Groenlandia. Por ejemplo, en la Tierra de Marie Byrd se ha medido un espesor de 4250 m y el substrato rocoso se halla a 2500 m bajo el nivel del mar. En la meseta que constituye la Tierra de la Reina Victoria, a una altura de 2700 m, se halló que el espesor del hielo es de 4000 m. Esto significa que en gran parte de la Antártida la base rocosa sobre la que se asienta el hielo se halla bajo el nivel del mar.

Una característica importante de la Antártida es la presencia de grandes masas de hielo flotante denominadas *plataformas de hielo* (figura 26.12). La mayor de ellas es la plataforma de Ross, que tiene un área de 520 000 km² y se eleva, como término medio, unos 70 m sobre el nivel del mar. Las plataformas de hielo son alimentadas por las desembocaduras de los glaciares, aunque también contribuye a ello el hielo que se va acumulando progresivamente por compactación de la nieve.

Figura 29.9. Las corrientes anastomasadas que se observan en primer plano están rellenando el valle glaciar (agradación). Un glaciar en fusión es el que proporciona el agua y los materiales que ocasionan este fenómeno. Peters Creek, Montes Chugach, Alaska. (Fotografía de Steve McCutcheon, Alaska Pictorial Service).

Casquetes glaciares del Pleistoceno

Como si los enormes casquetes de hielo de Groenlandia y la Antártida no parecieran lo suficientemente fantásticos, los geólogos han presentado abundantes pruebas convincentes de que gran parte de Norteamérica y Europa y algunas zonas del norte de Asia y del sur de Sudamérica estuvieron cubiertas por casquestes semejantes durante el Pleistoceno. Si consideramos el hecho de que este período finalizó hace de 10 000 a 15 000 años con el espectacular retroceso de los hielos, podremos afirmar sin lugar a dudas que la época glacial es el hecho geológico reciente más importante. Las formas topográficas modeladas por el último avance y retroceso de los hielos han sido muy poco modificadas por los agentes erosivos.

En las figuras 29.13 y 29.14 se observa el área de máxima expansión de la última glaciación en Norteamérica y en Europa. En la lámina 5 se indican los límites de las glaciaciones pleistocénicas en el mundo. En los Estados Unidos quedaron cubiertas todas las tierras situadas al norte de los ríos Misuri y Ohio, así como la parte norte de Pensilvania y todo el estado de Nueva York y Nueva Inglaterra. En Europa los hielos se centraron en el mar Báltico, cubrieron toda Escandinavia y se esparcieron hasta el centro de Alemania. Las islas Británicas también estaban casi cubiertas por un casquete de hielo que tenía sus centros en las áreas más elevadas y se extendía hasta unirse con el escandinavo. Al mismo tiempo, los Alpes estaban espesamente cubiertos por glaciares alpinos agrandados, que se fusionaban formando un único casquete. Todas las altas zonas montañosas del mundo tuvieron una gran profusión de glaciares alpinos en la época del máximo avance de los hielos. Hoy en día solamente quedan algunos de ellos como vestigios de esa gran profusión. En las regiones montañosas menos favorables ya han desaparecido completamente.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

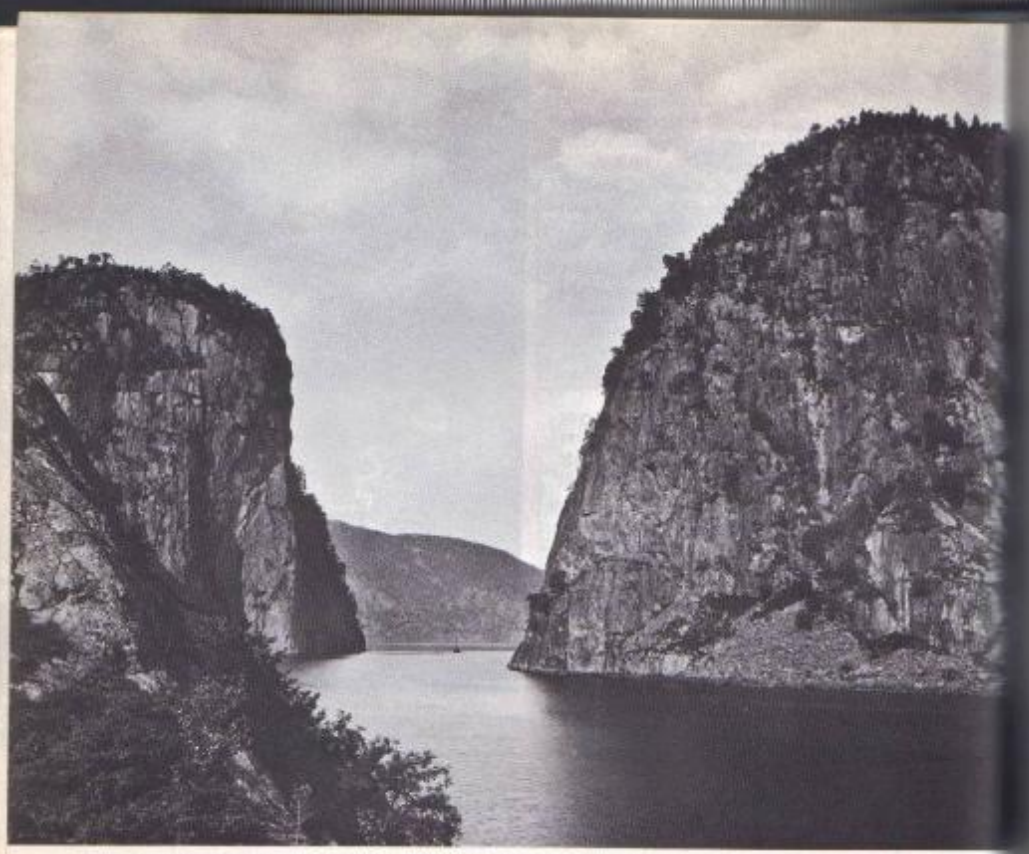


Figura 20.10. Este fiordo noruego tiene las escarpadas paredes rocosas típicas de un profundo valle glaciar. (Fotografía de Enerst Mittet and Co.)

Las pruebas que confirman esta gran extensión de los casquetes de hielo han ido siendo acumuladas desde mediados del siglo XIX, en que el gran naturalista Louis Agassiz enunció esta atrevida teoría. En general, la prueba de estas pasadas glaciaciones reside en la existencia en Norteamérica y en Europa de rasgos fisiográficos idénticos a los observados en las márgenes del casquete groenlandés y de otros glaciares. A pesar de que la teoría de Agassiz fue aceptada con gran escepticismo hace un siglo, en la actualidad las glaciaciones pleistocenas son universalmente aceptadas por todos los científicos. Por otra parte, el estudio cuidadoso de los depósitos dejados por el hielo ha permitido deducir que no fue una sola glaciación, sino que tuvieron lugar cuatro grandes avances y retrocesos del frente del casquete espaciados en un total de un millón de años. Los depósitos del último avance, conocido con el nombre de glaciación Würm, son los que han dado lugar a las últimas formas del paisaje. Así, pues, la discusión de las formas debidas a glaciares concierne, en su mayor parte, a estos depósitos más recientes.

Períodos glaciales

Los cuatro períodos principales de glaciación en los Estados Unidos se corresponden con los europeos que se descifraron en los Alpes. Junto con los períodos interglaciales (intervalos de clima suave en los que retrocedían los hielos),

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

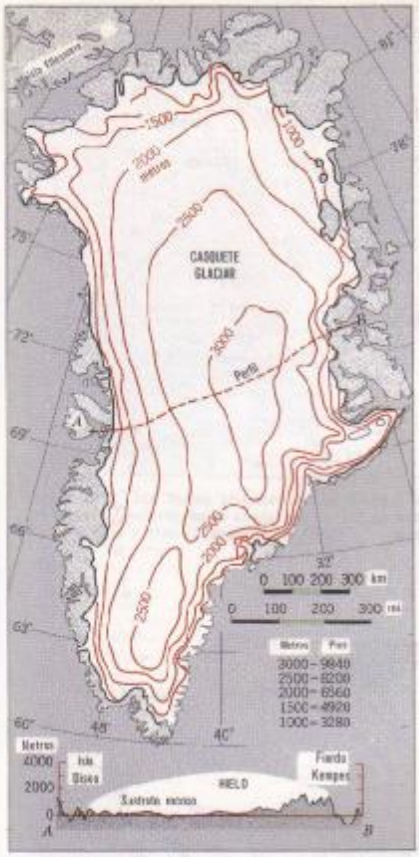


Figura 29.11. Mapa esquemático de Groenlandia. (Según R. F. Flint, Glacial and Pleistocene Geology.)

los períodos glaciales de más reciente a más antiguo son:

Glaciaciones de América del Norte (Norte y centro de los EE.UU.)	Glaciaciones europeas (Alpes)
Glaciación Wisconsin	Glaciación Würm
Interglacial Sangamon	Interglacial Riss-Würm
Glaciación Illinois	Glaciación Riss
Interglacial Yarmouth	Interglacial Mindel-Riss
Glaciación Kansas	Glaciación Mindel
Interglacial Afton	Interglacial Günz-Mindel
Glaciación Nebraska	Glaciación Günz

La figura 29.15 muestra el límite sur de los respectivos avances del hielo en cada período glacial de la parte centro norte de los Estados Unidos. En los lugares donde los límites más antiguos coinciden con los más recientes es porque el trazado se ha realizado a base de conjeturas. Nótese que una cierta área de Wisconsin ha estado siempre rodeada por el hielo pero éste nunca ha penetrado en su interior.

La edad absoluta y la duración del Pleistoceno y de sus períodos glaciales es extremadamente difícil de fijar, a pesar de que el orden relativo de sus acontecimientos está bien establecido. Los últimos hielos desaparecieron de la parte centro norte de los Estados Unidos hace de 10 000 a 15 000 años. La glaciación Wisconsin pudo haber durado unos 60 000 años. El avance más reciente de los hielos del primer estadio glacial (Nebraska) habría tenido lugar hace de 300 000 a 600 000 años, aunque los geólogos creen que el Pleistoceno comenzó hace de uno a dos millones de años.

Causas de las glaciaciones continentales

El hecho de que en el pasado geológico hayan existido períodos glaciales no debería tomarse como prueba de que la Tierra es un planeta que se está enfriando. La forma de algunos depósitos rocosos son una prueba excelente de que durante el comienzo de la historia geológica de la Tierra también existieron glaciaciones. Pero, más allá del hecho de que las glaciaciones son acontecimientos esporádicos, toda explicación que se quiera dar a su origen es mera especulación. Sin lugar a dudas, un período prolongado de clima frío con abundancia de nieves es el origen del crecimiento de los casquetes glaciares.

Una posible causa que ha podido contribuir a desencadenar una glaciación es la disminución de la cantidad de radiación solar interceptada por la Tierra. Se ha deducido que, si esta energía hubiese comenzado a disminuir a principios del Pleistoceno, la temperatura media de la atmósfera habría descendido a un nivel inferior. Suponiendo que este cambio no hiciera disminuir la cantidad de nevadas, la reducción de la ablación de los casquetes incrementaría la cantidad de nieve transformada en hielo glaciar con el consiguiente crecimiento y desarrollo de los casquetes. Un segundo factor, que posiblemente ha activado en armonía con el primero, es el conocido aumento de altura de grandes áreas continentales que tuvo lugar durante el Plioceno y comienzos del Pleistoceno como resultado de los últimos empujes orogénicos y de los grandes movimientos epirogénicos. Al tratar de las precipitaciones orográficas (capítulo 11) se mencionó que las montañas interceptan gran cantidad de lluvia y nieve. Los efectos combinados de la reducción de energía solar

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

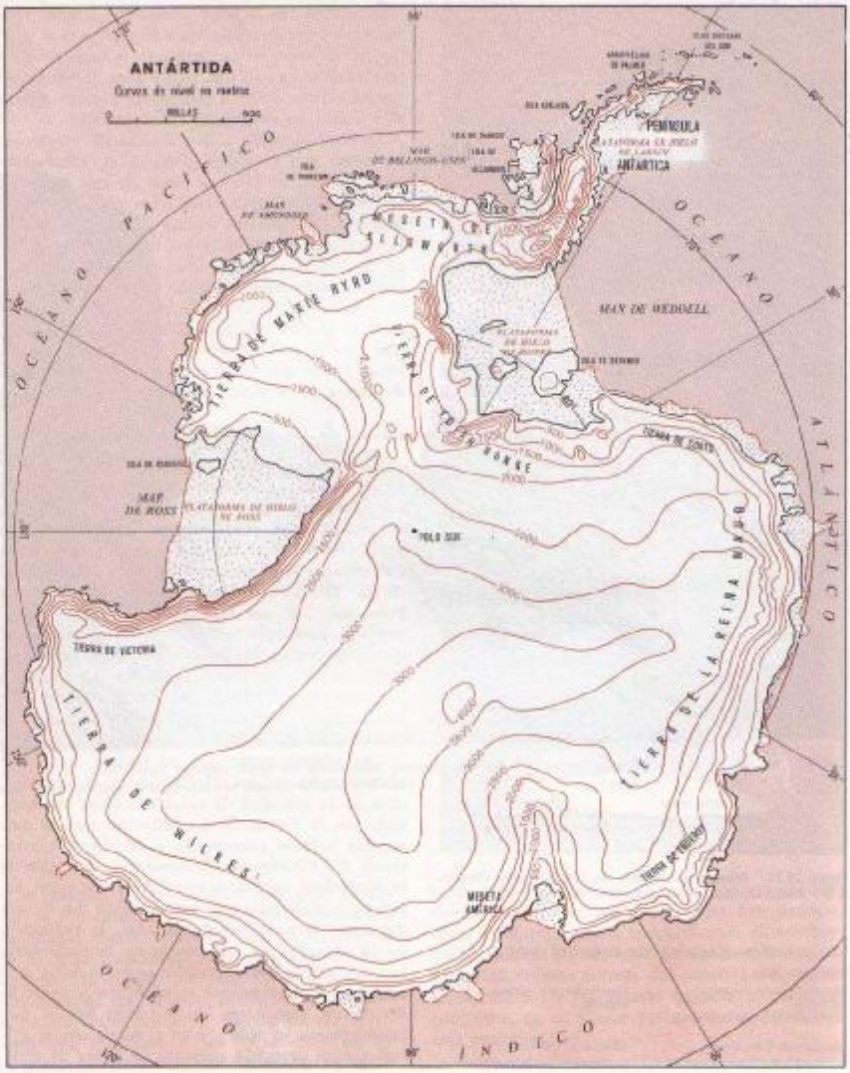


Figura 29.12. Antártida. (Cartógrafo: John P. Tremblay.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 25.13. Los hielos pleistocenos en América del Norte se extendieron hasta donda hoy en dia se hallan los ríos Ohio y Misuri. (Según R. F. Flint.)

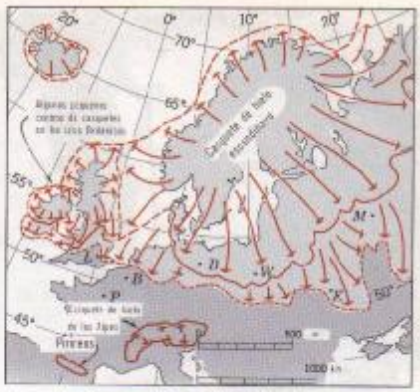


Figura 29.14. El casquete de hielo escandinavo cubrio gran parte de Europa durante las glaciaciones del Pleistoceno. La línea continua indica el límite del hielo durante la última glaciación; la línea de trazos sobre el continente muestra la máxima extensión de los mismos durante toda la época glacial. (Según R. F. Flint.)

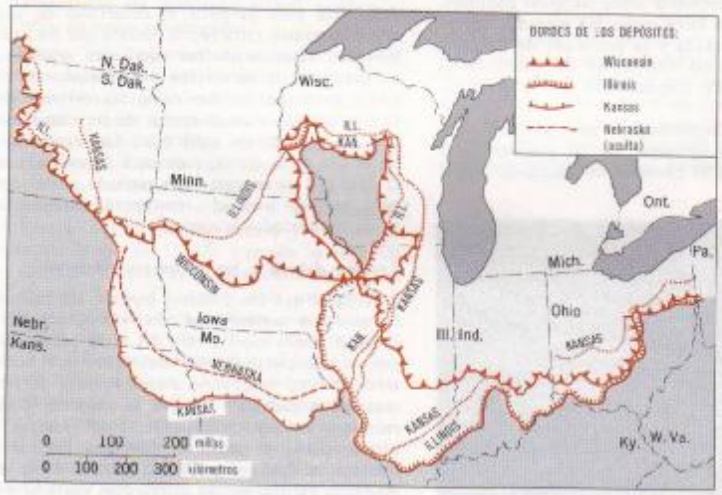


Figura 25.15. Durante cada periodo glacial el casquete de hielo llegó a un frente distinto de máximo avance. (Según R. F. Flint, Glacial and Pleistocene Geology.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 29.16. Numerosas estrías glaciares y marcas de fractura, en su mayoría acanaladuras curvas, cubren la redondeada superficie de esta roca. Estas marcas se deben al glaciar East Twin de Alaska. El hielo se movía en la dirección en que está tomada la fotografía. (Fotografía de Maynard Miller.)

y del incremento de altura de los continentes originarían climas más fríos y el consiguiente incremento de nevadas sobre las áreas continentales favorables tales como las elevadas tierras del este del Canadá y la península de Escandinavia. Esta teoría compuesta de causa de la glaciación puede denominarse *teoría solar-topográfica*.

Una teoría importante y con muchos partidarios atribuye el origen de las glaciaciones a la reducción de la cantidad de anhídrido carbónico de la atmósfera. El papel del anhídrido carbónico de absorber las radiaciones de larga longitud de onda y así calentar la atmósfera se explicó en el capítulo 8. Se estima que si el anhídrido carbónico contenido en la atmósfera, que en la actualidad es de un 0,03 % en volumen, se redujera a la mitad, la temperatura media de la superficie terrestre descendería unos 4° C. Esta reducción en el contenido de anhídrido carbónico de la atmósfera también podría postularse en unión con el incremento de altura de los continentes para brindar una explicación al desarrollo de los casquetes de hielo continentales.

Figura 29.17. Estos profundos surcos glaciares, insólitamente lisos, fueron excavados en la caliza por la acción del hielo en la isla de Kelley, cerca de la orilla sur del lago Erie. (Fotografía del Department of Industrial and Economic Development, estado de Ohio.)

Otras teorías se basan en mecanismos completamente distintos. Se ha postulado que el incremento de polvo volcánico en la atmósfera también puede originar el advenimiento de un clima frío ya que gran parte de la energía solar se reflejaría en él y sería devuelta al espacio, permitiendo que entrara menor cantidad en la baja atmósfera. Junto con la reducción de las temperaturas del aire, habría aumentado el número de las minúsculas partículas de polvo, para servir de núcleos de condensación de la humedad, lo que incrementaría las precipitaciones. Otro grupo de teorías propone la variación de posición de los continentes con respecto a los polos, que situaría algunas porciones continentales en situación geográfica para permitir el desarrollo de casquetes glaciales. Otra teoría postula que los cambios de dirección de las corrientes oceánicas, en particular la desviación o el bloqueo de algunas corrientes cálidas como la corriente del Golfo, habrían sido el origen de un clima más frío en las regiones subárticas. Las variaciones de órbita de la tierra, causantes de cambios en la cantidad de energía solar recibida por el planeta, también han sido consideradas como causa de los períodos glaciales.

Erosión debida a los casquetes glaciares

Al igual que los glaciares alpinos, los casquetes glaciares también son efectivos agentes erosivos. El lento movimiento del hielo puede raspar e ir desgastando considerablemente el substrato rocoso, originando masas rocosas de formas redondeadas en las que se observan innumerables marcas de abrasión. Estas marcas o *estrías glaciares* tienen la dirección del movimiento del hielo (fig. 29.16), pero a veces se observan estrías que se intersectan entre sí debido a las variaciones de dirección del hielo. Ciertos tipos de roca son susceptibles de recibir profundas estriaciones. Un buen ejemplo lo tenemos en las calizas de la isla Kelly, cerca de la costa sur del lago Erie (fig. 29.17).

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Cuando una roca dura y de aristas cortantes quedó englobada en el hielo y frotó contra la superficie de la roca subyacente, se originaron una serie de grietas curvas enlazadas entre sí a lo largo de la línea de desplazamiento del hielo. Estos *arañazos*, y las *acanaladuras curvas*, muy afines y cuya dirección es opuesta, son buenos indicadores de la dirección del movimiento del hielo (fig. 29.16). Algunas rocas muy duras han adquirido unas superficies sumamente pulidas por el roce constante contra finas partículas de arcilla. Las evidencias de la erosión del hielo aquí mencionadas son muy comunes en todo el noreste de los Estados Unidos y pueden observarse en casi todas las rocas duras expuestas a la superficie. Una vez conocidas, son tan características que pueden ser reconocidas por cualquier observador atento.

Las marcas de abrasión citadas las presenta comúnmente un tipo de rocas que ha sido modelado por el hielo en movimiento (fig. 29.18). Del lado por el que se aproxima el hielo presenta una superficie curva de suave pendiente repleta de estrías que en inglés se denomina *stoss*. Del otro lado, llamado *lee* por los autores americanos, adopta un perfil más vertical y anguloso y las numerosas diaclasas existentes le imprimen la forma de una escalera. Estas rocas características de ambiente glacial reciben el nombre de *rocas aborregadas*.

Mucho más importante que estas pequeñas formas de abrasión son las enormes excavaciones que los glaciares continentales efectúan en los lugares donde el substrato rocoso es blando y el movimiento del hielo no se ve acentuado por la presencia de un valle paralelo a la dirección de su movimiento. Bajo tales condiciones el casquete se comporta como si se tratara de un glaciar alpino, ya que excava y modela un valle en forma de U. Un ejemplo lo tenemos en los lagos Finger, situados al oeste del Estado de Nueva York. En aquel lugar existían una serie de antiguos valles fluviales que discurrían paralelos con el movimiento del hielo hacia el Sur y que fueron nuevamente modelados en forma de valles glaciares. Como sus terminaciones septentrionales se hallan bloqueadas por derrubios glaciares, se han convertido en largos lagos. Muchos cientos de lagos se han originado del mismo modo en las partes de Norteamérica y de Europa que estuvieron sujetas a glaciación. Infinidad de los pequeños lagos de Minnesota, Canadá y Finlandia ocupan depresiones modeladas por la acción glaciar (fig. 29.19). Los depósitos morrénicos dejados por el hielo son también a veces la causa de la formación de lagos.

Figura 29.18. Roca aborregada glaciar. (De A. N. Strahler, 1963, The Earth Sciences, Harper and Row, Nueva York.)

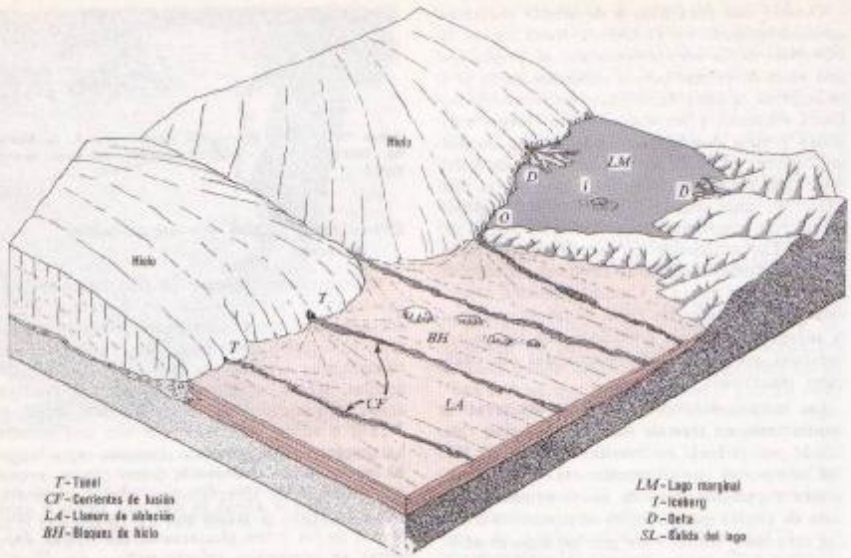
Depósitos originados por los casquetes glaciares

El término *drift glaciar* ha sido aplicado profusamente y abarca todos los derrubios rocosos depositados por un glaciar. Podemos subdividir el drift en dos variedades: 1) *Drift estratificado* que consiste en lechos clasificados de arcillas, arenas o gravas depositados por las aguas procedentes de la fusión del hielo y 2) *Till* o *tillitas glaciares*, que son una mezcla heterogénea de fragmentos rocosos cuyo tamaño oscila desde una arcilla hasta cantos y que son depositados directamente por el hielo sin que intervenga el transporte del agua. Las morrenas de los valles glaciares anteriormente descritas se componen principalmente de tillitas, mientras que en el valle propiamente dicho predomina el drift estratificado.

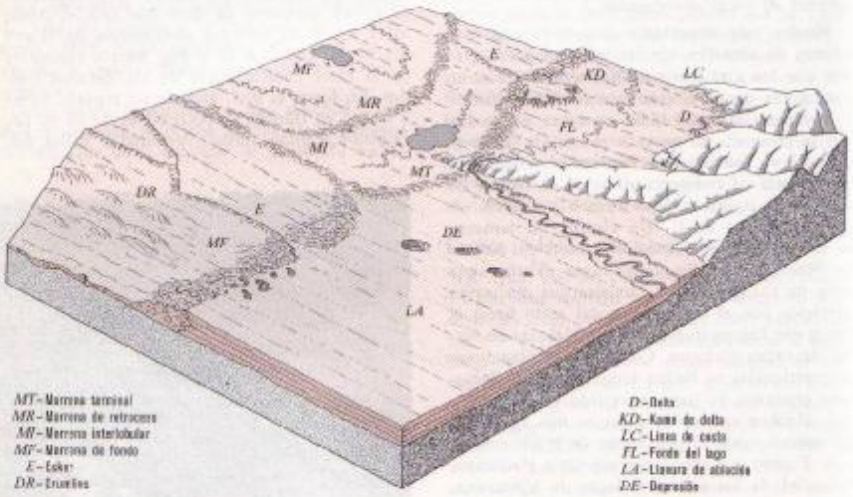
Sobre las partes de los Estados Unidos que estuvieron cubiertas por los hielos pleistocenos se hallan espesores de drift que oscilan desde los 6 m en los terrenos montañosos de Nueva Inglaterra, hasta los 15 o más metros existentes en la parte central norte de los Estados Unidos. En Iowa, el drift alcanza un espesor de 45 a 60 m; en Illinois, su potencia es de 30 m. Localmente, donde existían profundos valles flu-

Figura 29.19. Visto desde el aire, este esker canadiense aparece como una estrecha alineación que atraviesa cuencas lacustres erosionadas por glaciares. (Fotografía del Canadian Department of Mines, Geological Survey.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



A. Cuando el frente de hielo se ha estabilizado, las aguas de fusión construyen diversas estructuras deposicionales.



B. Una vez que ha desaparecido el hielo, quedan expuestas una serie de formas topográficas que se habían originado bajo él.

Figura 29.20. Formas topográficas marginales debidas a glaciares continentales.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

viales antes del avance de los hielos, como en Ohio, el drift puede alcanzar más de un centenar de metros.

Para poder comprender la forma y composición de los depósitos dejados por los casquetes glaciares, es conveniente considerar las condiciones que imperan durante la existencia del hielo tal como se indica en la figura 29.20. En el bloque A se observa una región parcialmente cubierta por un casquete de hielo cuyo frente se mantiene relativamente estacionario. Este estado tiene lugar cuando la cantidad de ablación está equilibrada con los aportes de hielo que hacen desplazarse al conjunto. Cualquier incremento en la velocidad de movimiento del hielo originaría que éste cubriera más extensión de terreno; un incremento de la velocidad de ablación provocaría su retroceso y la consiguiente aparición de las tierras antes cubiertas por él. Aunque los hielos pleistocenos avanzaron y retrocedieron en constantes fluctuaciones, existieron largos períodos de tiempo en los que el frente se mantuvo estable. Esta condición es la que se representa en el bloque A.

El trabajo de transporte efectuado por un casquete glaciar puede compararse al de una gran cinta transportadora. Todos los materiales transportados por esta cinta son descargados al final y, si no se remueven constantemente, se van acumulando en cantidad incesante. Los fragmentos rocosos que viajan con el hielo se depositan en sus bordes a medida que éste se funde o se evapora. Entonces ya es imposible que vuelvan a ser transportados hacia su lugar de origen.

Las tillitas glaciares que se acumulan en el borde del frente del hielo forman un montón de cascajos de muy diferentes tamaños que se denomina *morrena terminal*. Una vez que ha desaparecido el hielo, como en la figura 29.20*B*, la morrena aparece como una alineación de promontorios más o menos dispersos separados entre sí por cavidades, algunas de las cuales pueden estar repletas de agua formando pequeñas lagunas. Estas alineaciones morrénicas se dice que presentan una *topografía aborregada* (figura 29.21). Las morrenas terminales tienden a formar grandes arcos cuya parte cóncava apunta hacia el glaciar, lo que indica que el avance del hielo se efectuada en forma de grandes lóbulos (fig. 29.22). El avance conjunto de dos lóbulos hace que se fusionen los extremos de sus morrenas frontales y se origine una *morrena interlobular* (fig. 29.20*B*). Durante su retroceso general, el frente del hielo se detiene durante algún tiempo en una serie de zonas y origina en ellas cinturones morrénicos análogos a los de las morrenas terminales. Estas alineaciones, conocidas con el nombre de *morrenas de retroceso* (figs. 29.20 y 29.22), se disponen casi paralelas a la terminal pero son más delgadas y discontinuas que ésta.

La figura 29.20*A* muestra una llanura de suave pendiente situada en frente del hielo. Es

Figura 29.21. Topografía aborregada que caracteriza a una morrena interlobular existente al noreste del lago Elkhart, condado de Sheboygan, Michigan. (Fotografía de W. C. Alden, U. S. Geological Survey.)

Figura 29.22. Los cinturones morrénicos de la parte central norte de los Estados Unidos presentan un aspecto festoneado debido al avance lobular del hielo. (Según R. F. Flint y otros, Glacial Map of North America, 1945.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 29.23. Este esker ha desarrollado una cobertera de suelo y vegetación que oculta la grava existente debajo. Condado de Dodge, Wisconsin. (Fotografía de W. C. Alden, U. S. Geological Survey.)

la *llanura de ablación*, formada por el drift estratificado dejado por las corrientes anastomosadas que proceden de la fusión del hielo. Sus depósitos son, en realidad, grandes abanicos aluviales sobre los que se depositan lecho sobre lecho las arenas y las gravas. Estos depósitos de drift estratificados también se denominan *glaciofluviales*.

Grandes cursos de agua, salen de túneles formados en el hielo particularmente si el hielo situado a lo largo de muchos kilómetros a partir del frente ha permanecido estancado durante largo tiempo sin efectuar ningún tipo de movimiento. En estas condiciones, a través de la masa de hielo se forman los citados túneles cuya misión es la de dar salida al agua de fusión. Una vez que ha desaparecido el hielo (figura 29.20*B*), la llanura de ablación conserva su forma original pero puede estar limitada en la zona donde se hallaba el hielo por una pronunciada pendiente que es el molde del hielo, a partir del cual comenzó a formarse la llanura de ablación. Este declive se denomina *vertiente de contacto con el hielo (ice- contact slope)*. Por detrás de la morrena terminal, la posición en la que se hallaba el túnel queda marcada por una larga y sinuosa acumulación de materiales denominada *esker*. Un esker es el depósito de grava y arena dejado primitivamente en la base del túnel de hielo. Como el techo y sus paredes están formadas de hielo, al desaparecer éste quedan únicamente los depósitos del lecho de la corriente, que son los que dan lugar al citado cordón (fig. 29.23). Los eskers pueden tener varios kilómetros de largo; en algunos lugares de Maine unos pocos alcanzan longitudes de más de 160 km. Algunos presentan ramificaciones al igual que las corrientes de agua. Como el esker está formado por arenas y gravas muy porosas, el rápido drenaje de su cuesta puede impedir el crecimiento de árboles a lo largo de la parte alta de algunos eskers, que parecen deforestados artificialmente (fig. 29.19).

Figura 29.24. Este pequeño drumlin, situado al sur de Sodus, Nueva York, agudiza su forma desde la parte superior derecha a la inferior izquierda, indicando que el movimiento del hielo era en esta dirección (de Norte a Sur). (Fotografía del Ward's Natural Science Establishment, Inc., Rochester, N.Y.)

Otra curiosa forma glaciar es el *drumlin*, especie de montículos de forma oval suavemente redondeados que parecen jofainas o cucharas invertidas. Están formados de tillita glaciar (figura 29.14). Los drumlins se hallan siempre en una zona posterior a la morrena terminal o a la de retroceso. Se reúnen generalmente en numerosos grupos que en ocasiones pueden llegar hasta centenares. El eje mayor del drumlin es paralelo a la dirección del avance del hielo y, por lo tanto, apuntan todos hacia la morrena terminal. Del estudio de su composición y estructura se acepta generalmente que se han formado bajo el hielo en movimiento mediante la deposición de lechos sucesivos de arcilla con cantos sobre el drumlin. Esto sería únicamente posible si el hielo estuviera tan cargado de derrubios que tuviera que ir dejando tras de sí el exceso de carga. Además, se requiere de algún tipo de irregularidad inicial para que comience la deposición.

Entre las morrenas terminales, de retroceso e interlobulares la superficie dejada por el hielo se halla cubierta de ordinario por una capa de tillita que se denomina *morrena de fondo*. A veces suele pasar inadvertida, ya que no origina formas topográficas prominentes ni características. Sin embargo, la morrena de fondo puede ser considerable y disimular o cubrir totalmente las colinas y los valles que existían antes de la glaciación. Donde tiene lugar este fenómeno, la morrena de fondo da lugar a una extensa *llanura de tillita*, pero en realidad esto

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

sólo se presenta en las regiones bastante planas ya en el comienzo. En las zonas más montañosas, las colinas y valles preglaciares conservan sus formas generales a pesar de la glaciación.

Depósitos glaciares construidos en aguas estancadas

En los lugares donde existe una pendiente en frente del casquete de hielo, se forma una pequeña cuenca natural entre ellos. Los valles también pueden ser bloqueados por los hielos y en estas condiciones pueden originarse *lagos glaciares marginales* a partir del frente del hielo (fig. 29.20A). Estos lagos tienen salida por el canal situado más abajo, entre el hielo y la pendiente o sobre alguna divisoria de escasa altitud. En el interior de los lagos marginales, las corrientes de agua provenientes de la fusión del hielo construyen *deltas glaciares*, similares en muchos aspectos a los deltas formados por cualquier río que desemboca en un lago. Cuando ha desaparecido el hielo, se seca el lago y en su fondo se observan los estratos de arcilla fina y de limo que se han ido depositando. Estos materiales de grano fino que se han depositado a partir de las turbias aguas del lago se denominan *sedimentos glaciolacustres* y son una variedad de drift estratificado. Estos depósitos se suelen presentar en forma de bandas alternativamente claras y oscuras y reciben el nombre de *varvas* (fig. 29.25). Cada par de bandas es una varva y se interpreta como el depósito anual, estando compuesto el estrato más grueso y claro de materiales de textura más gruesa que pertenecen a la estación seca, y el negro y delgado lo integran las arcillas finas que precipitan en invierno cuando el lago está cubierto por una capa de hielo. Las llanuras lacustres de origen glaciar son extremadamente llanas y están atravesadas por corrientes de agua divagantes y en ellas existen numerosas porciones de terreno pantanoso.

Los deltas, que tienen una parte superior llana al nivel anterior de las aguas del lago, al retirarse los hielos y secarse el lago quedan curiosamente aislados como formas que se caracterizan por la horizontalidad de su parte superior y que se denominan *kames deltaicos*.* Los depósitos del cauce de una corriente fluvial construidos entre una masa inmóvil de hielo y la pared de un valle reciben el nombre de *kames de terraza* y sus escarpadas paredes están en contacto con el hielo (fig. 29.26). Los kames de terraza son difíciles de distinguir de las más

* Kame es el nombre genérico que se da a los montículos construidos en ambiente glacial por cualquier tipo de deyección fluvial y que se caracterizan por la horizontalidad de sus cimas. (*N. del T.*)

Figura 29.25. *Muestras de arcillas varvadas procedentes de los fondos lacustres glaciares de la ciudad de Nueva York. Cada varva consta de una franja superior oscura y una inferior más clara. Los testigos miden unos 25 cm desde la parte superior de la foto a la inferior.* (Fotografía de C. A. Reeds. Cortesía del American Museum of Natural History.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

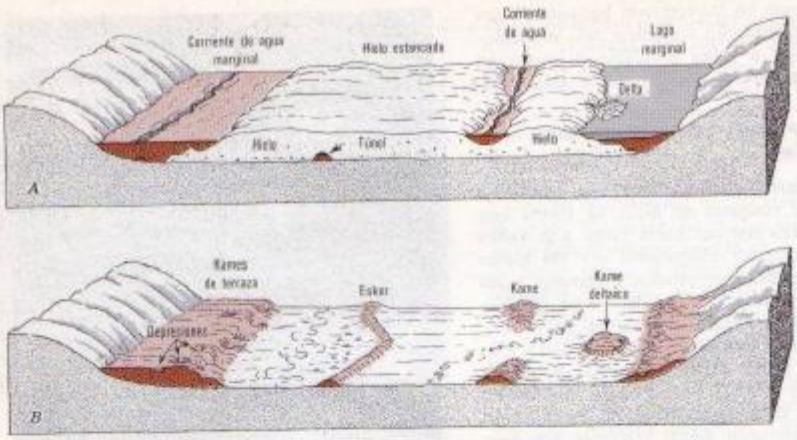


Figura 29.26. Los kames pueden originarse a partir de un depósito fluvial o lacustre formado entre una masa de hielo estancada y las paredes de un valle. (Según R. F. Flint.)

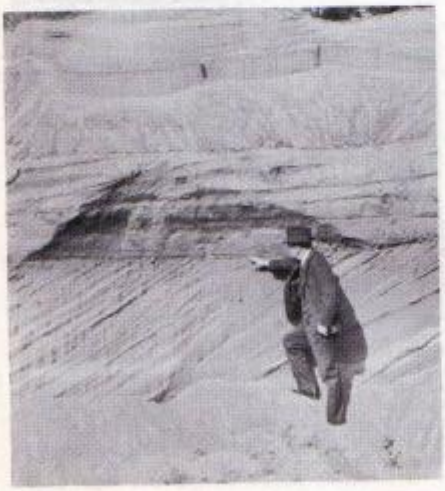


Figura 29.27. Estas arenas ordenadas por tamaño del grano y de estratificación cruzada pertenecían a un delta glaciar cercano de North Haven, Connecticut. (Fotografía de R. J. Lougee.)

altas de las terrazas aluviales, pero en muchos kames existen depresiones llenas de agua originadas por la fusión de bloques de hielo allí situados. Construidos de arenas y gravas bien rodadas y clasificadas, los kames presentan comúnmente los sedimentos de lecho fuertemente inclinados característicos de los deltas (figura 29.27).

Aspectos geográficos de las formas glaciares

Como grandes partes de Europa y América del Norte estuvieron bajo la acción glacial durante el Pleistoceno, los rasgos fisiográficos asociados con el hielo son de fundamental importancia geográfica para el desarrollo de las actividades humanas. La influencia de una glaciación sobre la agricultura puede ser favorable o desfavorable, ya que depende de la topografía preglacial existente y de si la erosión o la deposición del hielo ha sido intensa. En las regiones montañosas, como Nueva Inglaterra, la tillita glaciar se halla finamente distribuida y es extremadamente rocosa. El cultivo es difícil debido a la abundancia de cantos y piedras en el suelo. En los cinturones morrénicos, las elevadas

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

pendientes, la irregularidad de la topografía y la abundancia de piedras en la tillita hacen difícil el cultivo. Pero estas mismas características, sin embargo, son excelentes para zonas residenciales suburbanas. Una gran variedad de colinas, depresiones y pequeños lagos constituyen lugares ideales para grandes fincas.

Las llanuras de tillita, las de ablación y los fondos secos de los lagos tienen algunos de los tipos de tierras más productivas del mundo. Ejemplos de estas planicies los tenemos en Indiana, Illinois, Iowa, Nebraska y Minnesota.

Los depósitos glaciofluviales son de gran valor económico. Las arenas y las gravas de las llanuras de ablación, de los kames y de los eskers proporcionan los agregados necesarios para la industria de la construcción (fig. 29.28). Las arenas más puras pueden usarse para la fabricación de moldes de fundición. En los depósitos glaciofluviales se hallan grandes cantidades de agua subterránea. En los lugares donde los valles preglaciares se llenaron de dichos materiales se pueden bombear grandes caudales de agua. De este modo, muchas grandes ciudades industriales de Ohio, Pennsilvania y Nueva York pueden satisfacer sus necesidades hidráulicas.

Figura 29.28. Los gruesos depósitos de arenas y gravas formados en las llanuras de ablación, como éstos de la costa norte de Long Island, se explotan comercialmente para obtener agregados para la construcción. El estrato oscuro de la parte superior es un lecho de tillita glaciar depositado durante un avance de los hielos. Los grandes cantos que se observan en primer plano son bloques erráticos que han caído del estrato de tillita. (Fotografía de A. K. Lobeck.)

Cuestionario de repaso

1. ¿Qué es un glaciar? ¿Qué condiciones son las necesarias para su formación? Definir la ablación. ¿Qué es la neviza? ¿Cuál es la diferencia entre un glaciar continental y otro alpino?

2. Describir un glaciar alpino simple y explicar cómo actúa. ¿Qué es equilibrio de un glaciar? ¿A qué velocidad se desplaza el hielo en un glaciar?

3. ¿Cómo erosionan sus cauces los glaciares? Comparar un glaciar con un río bajo el punto de vista de sus actividades erosivas y de transporte.

4. ¿Cómo modifican los glaciares alpinos la topografía de las montañas? Describir y explicar los siguientes términos: circo, arista, horn, col, valle glaciar, valle suspendido, cubeta, umbral tarn, lago de valle.

5. ¿Cuál es la forma de un valle glaciar? ¿Cómo difiere su forma de la de un valle fluvial? Explicar cómo se forma un fiordo. ¿Dónde se hallan los fiordos?

6. Describir los varios tipos de depósitos que pueden hallarse en un valle glaciar. ¿Cuál es la localización y la forma de los siguientes tipos de morrenas: central, lateral, terminal y de retroceso? ¿Qué son los depósitos glaciofluviales?

7. ¿Dónde existen hoy en día casquetes glaciares? ¿Cuál es el espesor del hielo en la parte central de estos casquetes? Explicar cómo crece un casquete glaciar y a qué es debido el movimiento del hielo ¿Qué son las plataformas de hielo? ¿Qué son las lenguas de un glaciar? ¿Qué es el calving de un glaciar?

8. Describir la extensión de los hielos durante el Pleistoceno en Norteamérica y Europa. ¿Cuál fue el límite sur de la glaciación en Estados Unidos? ¿Qué gran geólogo fue el responsable de que el mundo científico reconociera las glaciaciones pleistocenas?

9. Nombrar, ordenadamente los períodos glaciales e interglaciales de Europa. ¿Cuánto tiempo hace que desaparecieron los últimos hielos de Norteamérica?

10. Revisar las principales teorías que tratan de explicar el fenómeno de los períodos glaciales.

11. ¿Qué accidentes erosivos observados en las superficies de la roca nos ofrecen una evidencia de que estuvieron sometidas a la acción del hielo? ¿Cómo puede deducirse la dirección del hielo?

12. ¿Cómo puede influir la dirección del movimiento del hielo en la forma de una roca aborre-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

gada? ¿Cómo se han originado los lagos Finger que se hallan al oeste del Estado de Nueva York?

13. ¿Qué es el drift glaciar? ¿Cuál es la diferencia entre el drift estratificado y la tillita?

14. Describir y explicar las varias formas de deposición asociadas con el frente de un casquete de hielo.

15. ¿Qué tipo de morrenas originan los casquetes glaciares? Describir la topografía de una llanura de ablación.

16. ¿Qué es una llanura de ablación? ¿Cómo es su superficie? ¿Qué valor económico tienen los depósitos de la llanura de ablación?

17. ¿Cómo se origina un esker? ¿Qué longitud puede alcanzar? ¿De qué materiales están compuestos? ¿Qué valor económico tienen los eskers?

18. ¿Qué es un drumlin? ¿Cuál es su material integrante? ¿Cómo se forman? ¿En qué lugar respecto a la morrena terminal se hallan los drumlins?

19. ¿Qué es una llanura de tillita? ¿Cómo se forma? Discutir los aspectos geográficos de las llanuras de tillita.

20. Explicar cómo se forman los lagos marginales. ¿Qué tipo de depósitos se forman en ellos? ¿Qué es un kame de delta? ¿Qué se entiende por varvas?

Ejercicios

EJERCICIO 1. *Estado de juventud de una glaciación alpina.* (Procedencia: Pico Cloud, Wyoming, mapa topográfico del Servicio Geológico de los Estados Unidos; escala: 1:125 000.)

Explicación: Las escarpadas paredes de los circos han sido excavadas en la redondeada cumbre del Gran Horn al norte de Wyoming, pero aún queda gran parte de la topografía preglacial. Los circos contienen lagos (sombreados con líneas transversales) que se extienden a modo de alineaciones a lo largo de los valles glaciares y son alimentados desde las bocas de los circos.

CUESTIONARIO

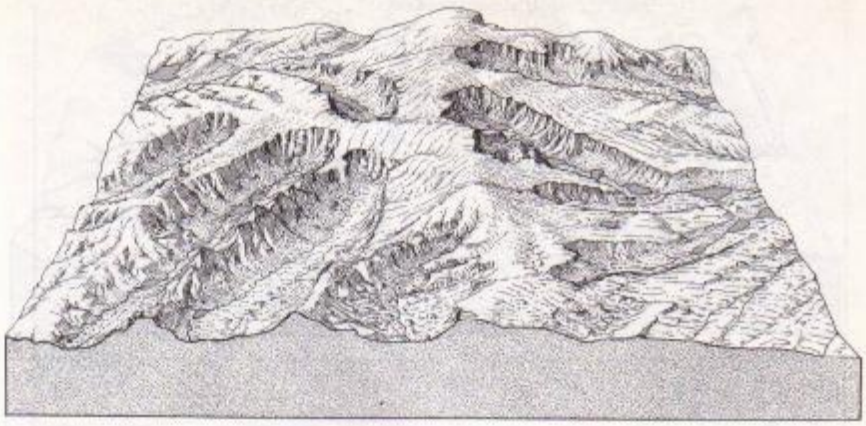
1. *a*) Determinar la escala fraccional del mapa. *b*) ¿Cuál es el intervalo de las curvas de nivel? *c*) Dar las coordenadas y la elevación aproximada de la máxima elevación del mapa.

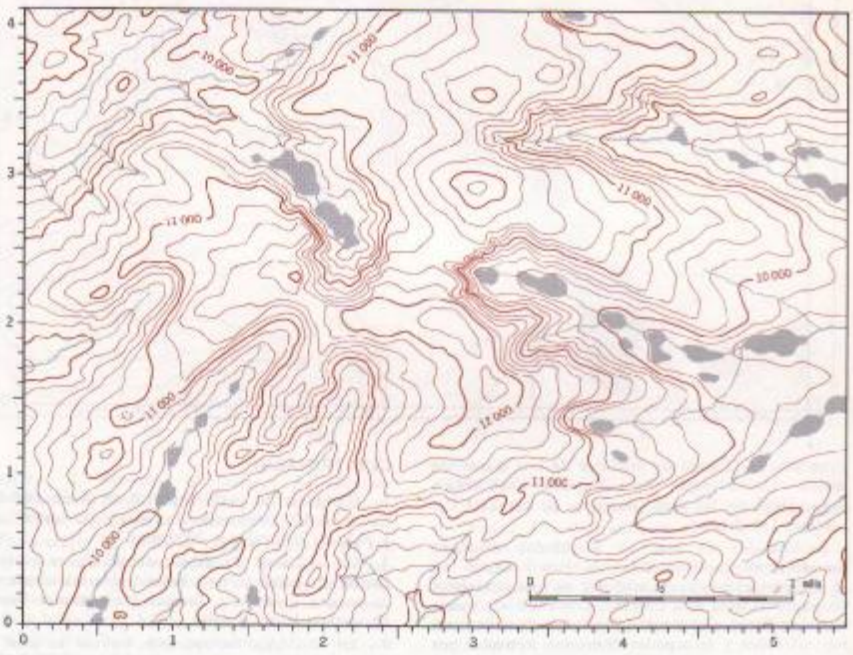
2. ¿Cuál es la profundidad del circo localizado en 3,1-2,3 medida desde el lago situado en este punto hasta la superficie del terreno situada en 2,9-2,8?

3. Los circos de la parte este parecen ser erosionados y excavados hacia el centro del mapa, al igual que los de la zona oeste. ¿Existe una explicación a este hecho?

4. Trazar la ruta más corta entre 5,5-2,3 y 0,0-1,5 de tal modo que el gradiente no exceda nunca los 1600 pies por milla. Evitar todos los circos y los valles.

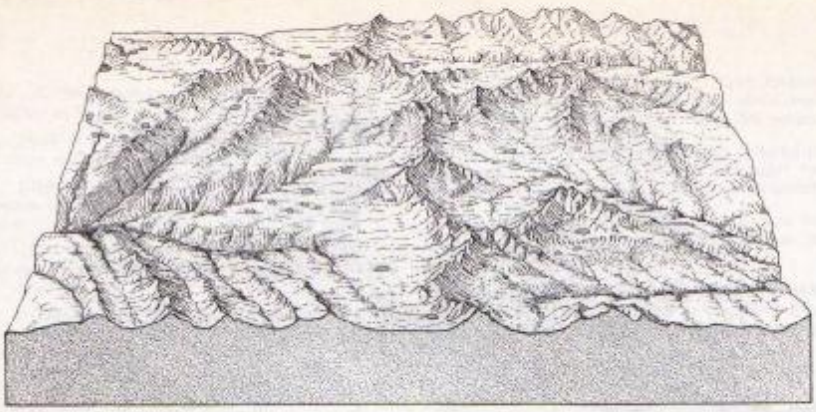
PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

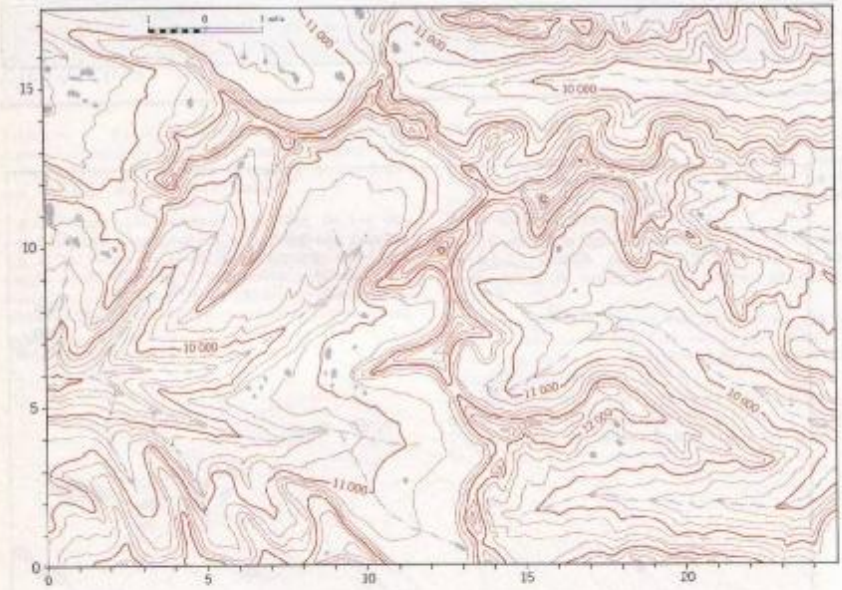




Ejercicio 1

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com





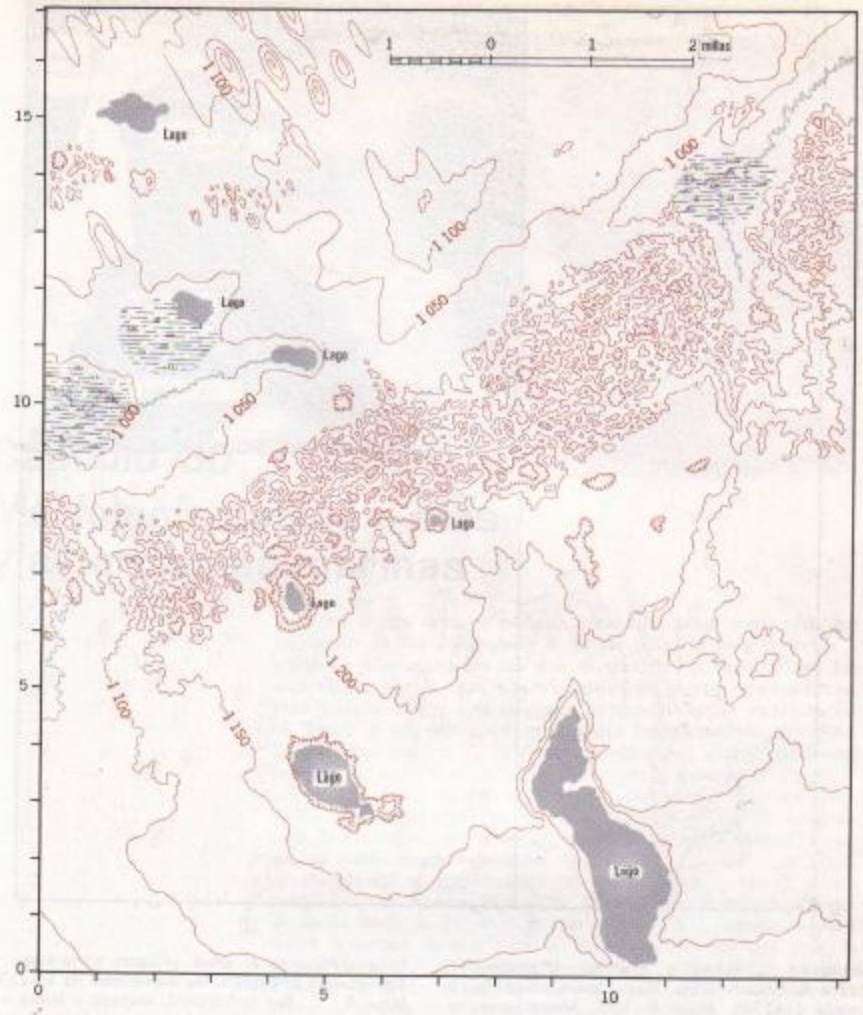
EJERCICIO 2. *Estado de madurez de una glaciación alpina.* (Procedencia: Pico Hayden, Utah, mapa topográfico del Servicio Geológico de los EE.UU.; escala: 1:125 000.)

Explicación: El mapa y el bloque diagrama muestran una porción del gran monte Uinta que se halla en el estado de madurez de una glaciación. El norte se halla a la derecha. Los anchos y relativamente llanos circos están separados unos de otros por estrechas y escarpadas divisorias formadas por puntiagudos horns unidos por abruptas aristas. Los ríos han excavado en el interior de los circos largos cañones en forma de V. Para más detalles sobre la fisiografía de esta área véase el artículo de W. W. Atwood (1909) reseñado en la bibliografía.

CUESTIONARIO

1. Construir un perfil topográfico desde 14,0-17,5 hasta 2,0-0,0, empleando una escala vertical tal que 1 pulgada equivalga a 2000 pies.
2. En una hoja de calcar situada sobre el mapa escribir la palabra *circo* sobre todos los circos que se puedan identificar. Indicar los ejemplos buenos de aristas, horns y cols.
3. En otra hoja transparente, marcar en azul todas las áreas que estuvieron cubiertas por el hielo durante el máximo apogeo de la glaciación. Dibujar flechas que indiquen la dirección del movimiento del hielo. Indicar con otro color todas las morrenas centrales que hubieran podido existir.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



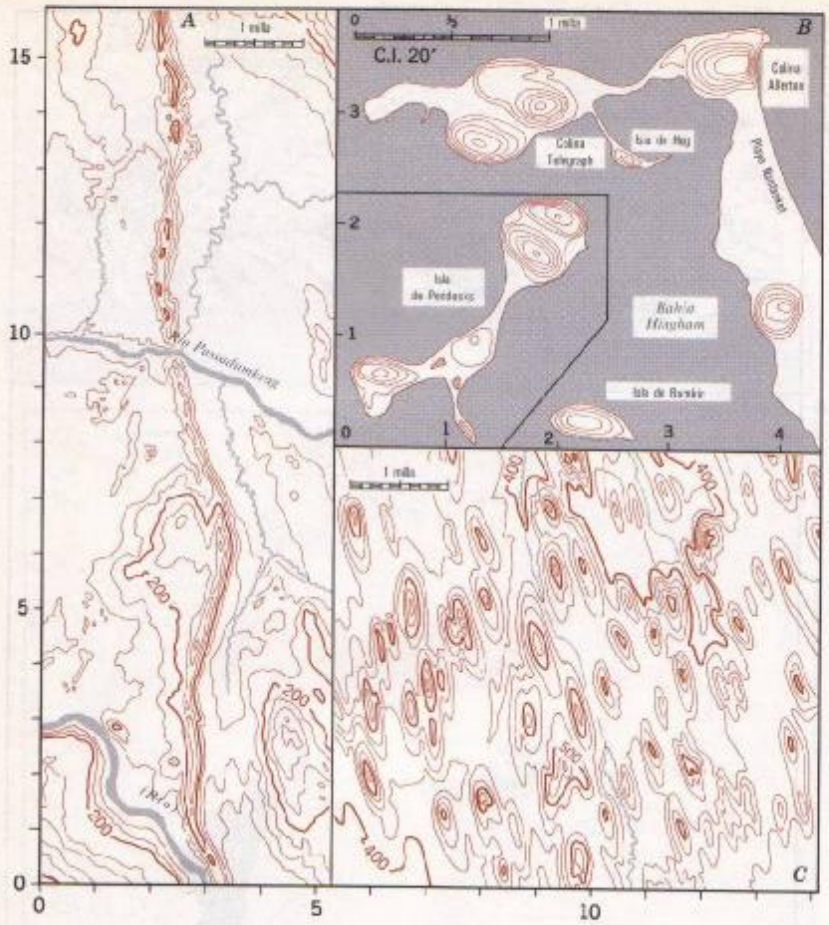
EJERCICIO 3. *Morrenas y llanuras de ablación.* (Procedencia: St. Croix Dalles, Wisconsin-Minnesota, mapa topográfico; escala: 1:62 500.)

Explicación: El mapa se halla atravesado de NE a SW por una morrena terminal formada por numerosas colinas y depresiones. Al SE de la morrena se extiende la llanura de ablación que contiene lagos y bloques de hielo. Al N de la misma se observa un área baja con pantanos y drumlins que se hallaba bajo el hielo y en la actualidad está cubierta de una delgada morrena de fondo.

CUESTIONARIO

1. *a*) ¿Cuál es el intervalo de las curvas de nivel del mapa? *b*) ¿Qué anchura tiene la morrena en el centro del mapa?
2. *a*) ¿Cuál es la profundidad de la depresión situada en 8,5-8,8? *b*) ¿Cuál es la elevación de la superficie del lago en 4,5-6,5? *c*) ¿Cuál es la pendiente (en pies por milla) de la llanura de ablación entre 6,0-7,5 y 9,0-0,0?
3. Decir en qué dirección se movía el hielo basándose en la orientación de los drumlins situados en 4,0-16,0 y en la situación de la morrena.
4. ¿Avanzó el hielo sobre el área cubierta ahora por la llanura de ablación? ¿Cuál es la prueba?

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



EJERCICIO 4. *Eskers y drumlins.* (Procedencia: Mapa A, Passadumkeag, Maine, mapa topográfico a escala 1:62 500. Mapa *B*, Hull, Massachusets, a escala 1:31 680. Mapa *C*, Weedsport, Nueva York, a escala 1:62 500. Servicio Geológico de los EE.UU.)

Explicación: En el mapa *A* se observa un esker denominado Enfield Horseback que va de norte a sur y pasa por el centro del mapa. Los mapas *B* y *C* muestran drumlins de dos localidades famosas por estos accidentes: la bahía de Boston y el oeste del Estado de Nueva York. Adviértase que la escala del mapa *B* difiere de las otras dos y, por lo tanto, posee otro sistema de coordenadas.

CUESTIONARIO

Mapa A: 1. *a*) ¿Qué anchura tiene el esker? *b*) ¿Cuál es su máxima altura con respecto a la llanura adyacente al norte del río Passadumkeag?

2. *a*) ¿Por qué el esker presenta elevaciones y depresiones? *b*) Explicar las depresiones de 2,3-13,9.

Mapa B: 3. Dar la longitud, anchura y altura de cuatro de los drumlins del mapa e indicar su posición en coordenadas.

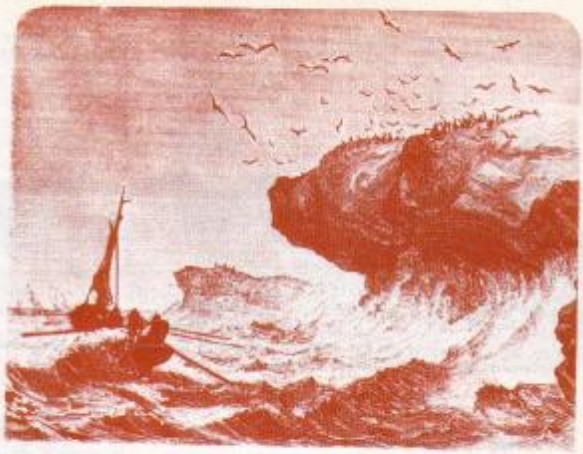
4. ¿Por qué el este de la colina Allerton tiene una pendiente tan pronunciada?

Mapa C: 5. ¿Cuántos drumlins hay en el mapa? Contar todas las colinas representadas por una o más curvas de nivel cerradas.

6. ¿Qué drumlins son más elevados, los del mapa *B* o los del *C*? Comparar las tres alturas máximas de cada mapa.

7. ¿En qué dirección se movía el hielo cuando se formaron los drumlins del mapa *C*? Dar la orientación. Comparar esta dirección de movimiento con la del mapa *B*. Comparar las formas de los drumlins de ambos mapas.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



Capítulo 30
Morfología debida a olas y a corrientes marinas

Las olas de los océanos trabajan incansablemente para modificar las costas de los continentes y de las islas. El origen, forma y modo de desplazarse de las olas se trató en el capítulo 10. Las olas viajan por el mar abierto perdiendo energía gradualmente, pero cuando llegan a aguas poco profundas varían radicalmente de forma y adquieren un movimiento completamente diferente. Es entonces cuando se originan las poderosas olas y corrientes que son capaces de acometer el trabajo de la erosión y transporte.

Muchas costas forman bajo el agua una planicie de suave pendiente. A medida que las olas se aproximan a esta zona de escasa profundidad, su velocidad se hace cada vez menor y sus crestas están menos espaciadas (fig. 30.1). La altura de la ola y su inclinación se incrementan rápidamente hasta que la cresta rueda y la ola *rompe* (fig. 30.2). Después de la rotura, el agua se dirige hacia la playa de forma turbulenta y espumosa. Este *swash* o *uprush* es una poderosa fuente de energía que provoca el movimiento de la arena y grava de la playa tierra adentro. Cuando ya se ha consumido la energía de la rotura contra la playa, se origina un flujo de retorno, el *backwash*, del agua hacia la playa, pero mucha desaparece por infiltración en la arena. En este movimiento de retroceso el agua lleva consigo grava y arena de la playa.

Erosión producida por las olas

En las épocas de calma relativa y de vientos moderados, las olas ejercen poco trabajo de erosión, pero tienden, por el contrario, a construir playas y otros depósitos de grava y arena. En los períodos de tormenta, cuando las olas son grandes y al romperse arrojan toneladas de agua contra la costa, la erosión es intensa (fig. 30.3). El violento uprush lanza fragmentos de piedras y cantos rodados contra las rocas que se hallan expuestas en la costa erosionándolas por choque, pero dichos fragmentos también

Acantilados marinos. (Matthew F. Maury, **Physical Geography**, 1885.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

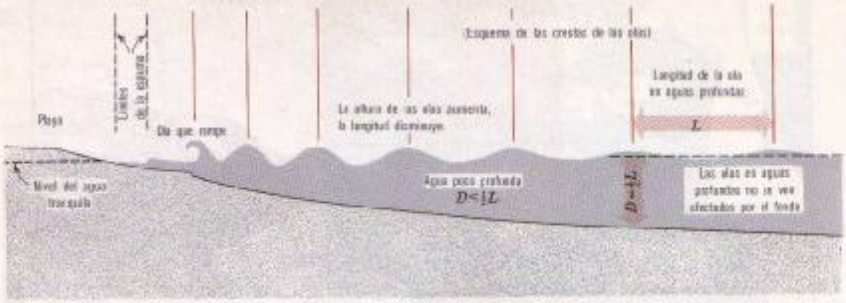


Figura 30.1. A medida que las olas van penetrando en aguas menos profundas, varían progresivamente de forma hasta que rompen.

se desgastan al incidir unos contra otros por la acción del agua. Los productos de esta rotura se clasifican atendiendo a su tamaño. Las partículas más finas son trasportadas por el mar y depositadas en profundidad en forma de lechos fangosos. Las arenas y las gravas quedan confinadas a la playa formando playas y barras litorales.

Figura 30.2. La rotura de la ola hace que el agua penetre playa adentro; la gravedad se encarga de devolverla al mar. (Según W. M. Davis.)

Figura 30.3. El tremendo embate de las olas se pone en evidencia en esta tormenta en que las olas rompen contra un malecón en Hastings, Inglaterra.

Si la costa está formada de roca consistente, la erosión es lenta y solamente se observarán cambios visibles cuando los temporales hayan actuado sobre ella durante un largo período de tiempo. En los lugares donde la costa está formada por materiales blandos, tales como morrenas glaciares o llanuras aluviales, la erosión es sumamente rápida. La sola fuerza del agua es suficiente para erosionar tales depósitos y el acantilado puede llegar a retroceder varios metros en una única tormenta (fig. 30.4). Algunas de las formas originadas por la erosión de las olas se describirán y explicarán en párrafos posteriores.

Deriva de playa y deriva litoral

El incesante movimiento alternativo de los materiales que se origina con el avance y el retroceso de la ola no se traduce únicamente en un transporte de los mismos hacia dentro y hacia fuera del mar, sino que se origina también un movimiento a lo largo de la orilla conocido como *deriva de playa* (fig. 30.5). Los frentes de las olas se aproximan a la playa con una cierta oblicuidad en vez de incidir perpendicularmente sobre ella. Como la penetración del agua es obligada con respecto a la playa, la arena, la grava y los cantos rodados son empujados en este mismo sentido. Una vez que el agua ha perdido su energía retrocede de la playa, pero en esta ocasión su movimiento está controlado por la fuerza de la gravedad que la obliga a seguir la dirección de la máxima pendiente. Por lo tanto, las partículas son arrastradas directamente hacia el mar y van a parar a una posición lateral respecto a la que yacían con anterioridad. Como en el transcurso de un mismo día los frentes de las olas se aproximan a la playa con la misma dirección, este movimiento

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

se repite un gran número de veces. De este modo cada una de las partículas de roca se desplaza una distancia considerable a lo largo de la playa. Si multiplicamos la gran cantidad de veces que tiene lugar este fenómeno por las innumerables partículas que hay en la playa, veremos que esta forma de transporte es uno de los fenómenos más importantes que tienen lugar en la evolución de una línea de costa.

Aunque la palabra *playa* es de uso vulgar no está de más definir su auténtico significado: es el depósito de arena, grava o cantos rodados formado en la zona de rotura de las olas por la acción del constante avance y retroceso de las mismas. Si la arena es transportada a una zona en particular de la playa más rápidamente de lo que puede ser retirada, la playa se amplía y a este proceso se le denomina *progradación*. Si, por el contrario, la arena es retirada más rápidamente de lo que es sedimentada, la playa se estrecha y la línea de costa retrocede tierra adentro en un proceso denominado *retrogradación*.

Un proceso relacionado con la deriva de playa es la *deriva litoral*. Cuando las olas se aproximan a la línea de costa bajo la influencia de fuertes vientos, el nivel del agua se eleva ligeramente cerca de la playa. Existe así un exceso de agua empujada hacia la costa que debe escapar. Una *corriente de deriva litoral* se forma paralela a la playa siguiendo la dirección del viento (fig. 30.6). Cuando las condiciones de las olas y del viento son favorables, esta corriente es capaz de transportar arena a lo largo del fondo del mar en dirección paralela a la costa.

La deriva de playa y la deriva litoral, cuando sopla el viento y los frentes de las olas se mueven oblicuamente, mueven las partículas en la misma dirección y, por lo tanto, se complementan en su modo de transporte.

Otro tipo de movimiento del agua que causa el transporte de partículas de roca son las corrientes de marea. La naturaleza de tales corrientes ya se explicó en el capítulo 6. Son particularmente efectivas en las bahías estrechas y en los estuarios, pero de pequeña importancia donde la línea de costa es ya bastante recta.

Refracción de olas

El fenómeno de cambio de dirección de los frentes de las olas a medida que se van aproximando a la costa se conoce con el nombre de *refracción de las olas*. Este hecho se ilustra en la figura 30.7, en la que se observa una costa con bahías y promontorios. Las sucesivas posiciones de la ola están indicadas mediante líneas numeradas (1, 2, 3, etc.). Si el agua es profunda los frentes de ola son paralelos. A me-

Figura 30.4. Las olas de temporal al romper contra una costa con una base de arena débil socavaron rápidamente esta casa en Seabright, New Jersey. La barrera de pilotes de madera (derecha) resultó inefectiva para evitar el retroceso del pequeño acantilado. (Fotografía de Douglas Johnson.)

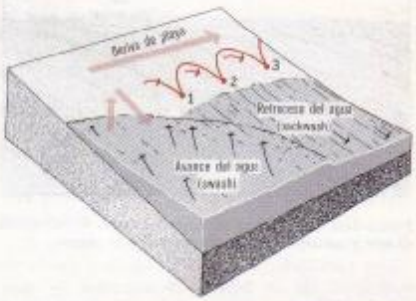


Figura 30.5. Cuando las olas se aproximan a la playa oblicuamente, el ir y venir del agua mueve las partículas de arena y de grava a lo largo de la playa en una serie de trayectorias curvas.

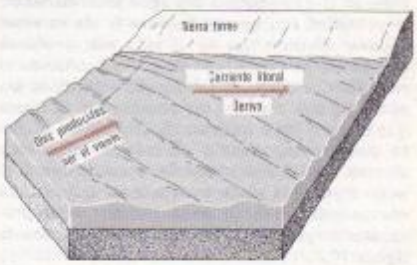


Figura 30.6. Cuando las olas se aproximan a la costa oblicuamente, se origina una corriente litoral en la zona de poca profundidad donde rompen las olas.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

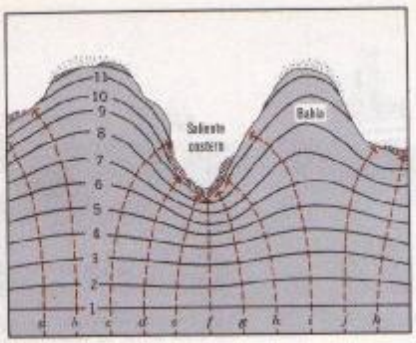


Figura 30.7. La refracción de las olas en una costa donde existen bahías motiva que la energía se concentre en los salientes costeros.

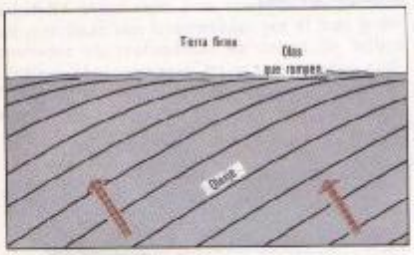


Figura 30.8. Si la línea de costa es recta, la refracción tiende a torcer el frente de ola hacia la playa.

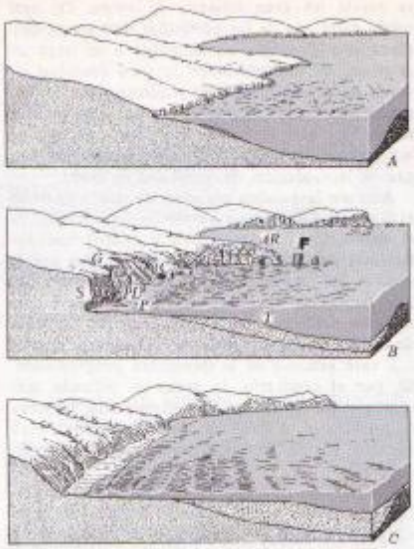


Figura 30.9. Desarrollo de acantilados marinos. (Según E. Raisz.) A. La rotura de las olas origina un pequeño acantilado (nip). B. A medida que el acantilado va retrocediendo se van originando socavaduras, arcos, agujas y grietas. Al mismo tiempo se va modelando la plataforma de abrasión y se va formando una terraza. AR = arco; C = cueva; F = farallones; G = grieta; P = plataforma de abrasión; PL = playa; S = socavadura; T = terraza marina. C. Cuando se ha alcanzado el equilibrio, se forma una ancha plataforma y el acantilado deja de ser activamente socavado.

dida que se aproximan a la costa, el retardo que origina la influencia del agua poco profunda comienza a sentirse primeramente en las áreas situadas delante de los promontorios. La reducción de la profundidad del agua hace disminuir la velocidad con que se desplaza la ola en estos lugares, mientras que en el agua más profunda que ocupa las bahías aún no se ha producido el retardo. Como consecuencia, el frente de la ola se dobla, o se *refracta*, de acuerdo con la forma que tenga la línea de costa. Si el perfil de la costa consiste en grandes curvas de radio muy abierto, las olas se romperán a un tiempo a lo largo de toda la playa, pero esto no es usual. La ola se rompe por lo general antes en el promontorio que en la bahía, tal como indica la figura 30.7.

Particularmente importante para comprender el desarrollo de las costas con bahías es conocer la distribución de la energía de las olas a lo largo de las costas. En la figura 30.7, las líneas a trazos (designadas por *a*, *b*, *c*, *d*, etc.), dividen la ola que se halla en posición 1 en partes iguales que pueden considerarse como acumulaciones idénticas de energía. A medida que seguimos la ola en su movimiento hacia la costa, las líneas a trazos indican cómo se distribuye cada unidad de energía. En los promontorios acantilados se incrementa la altura del rompiente y de la ola, de manera que se concentra mucha más energía en un pequeño fragmento de la costa. En las bahías se reduce la altura de la ola, y de aquí que la energía de rotura se consuma en una longitud mucho mayor de costa. Como consecuencia, la rotura de las olas tiene un poder erosivo muy grande en los promontorios mientras que en las bahías es relativamente escaso e inefectivo. La consecuencia principal de este fenómeno es que los salientes y los promontorios se erosionan y retroceden

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 30.10. En los acantilados de yeso de Normandía, a lo largo de la costa francesa del Canal de la Mancha, pueden observarse farallones, arcos y cuevas marinas.

rápidamente de manera que tiende a formarse, como último estadio, una línea de costa completamente recta.

La refracción de las olas también tiene lugar cuando se aproximan olas oblicuas a una costa completamente recta (fig. 30.8). En esta ocasión se tuercen para romperse casi paralelas a la playa. Los tipos de refracción de olas se estudian mediante fotografía aérea y pueden facilitar una valiosa información referente a la forma del fondo en las cercanías de la costa. En la figura 10.5 se observan modelos de refracción de las olas.

Formación de acantilados marinos

Los lugares donde el terreno penetra en el agua con una pendiente bastante acusada son especialmente apropiados para la formación de acantilados. Esta condición se logra en los lugares donde ha tenido lugar un hundimiento del terreno o donde ha habido un ascenso del nivel del mar y sus aguas han llegado hasta algún lugar donde existían abruptas pendientes.

La figura 30.9 ilustra el desarrollo de un acantilado marino. En el bloque diagrama *A* lo observamos en su *estadio inicial* en el que el ataque de las olas ha originado un pequeño acantilado en la dura masa rocosa. En su base existe una pequeña plataforma rocosa que se inclina hacia el mar y que yace justamente bajo el nivel de las aguas. Los fragmentos de roca que han sido disgregados son arrastrados mar adentro, ya que la energía de las olas es excesiva y no permite que la arena y la grava formen playa.

El bloque diagrama *B* muestra un acantilado de altura considerable, ya que, conforme retrocede, el aumento de altitud de las vertientes hace que la altura de aquél vaya siendo cada vez mayor. Las olas han excavado puntos de menor dureza y han originado *cuevas marinas*. Algunas porciones de roca más dura sobresalen del mar. Si están unidas al acantilado principal, dan lugar a *arcos marinos;* si la parte superior de éstos se desprende se originan los *farallones* (fig. 30.10). En esta fase, la línea del acantilado ha alcanzado su máximo grado de irregularidad. Sigue siendo todavía poderosamente erosionado por la inferior, como evidencia la *socavadura* de su base producida por la rotura de las olas. La plataforma excavada en la base del acantilado, inclinada y con suelo de roca, *plataforma de abrasión,* es ahora relativamente extensa. Su parte más interna solamente queda cubierta por las aguas sólo en los períodos de pleamar o de temporal. Puede formarse una playa de arena y guijarros, pero es transitoria y puede desaparecer en el transcurso de una tormenta para volver a ser recons-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 30.11. Cuando un acantilado marino retrocede rápidamente, los valles colgados se presentan en forma de muescas en su parte superior. La poderosa corriente fluvial de la derecha ha sido capaz de mantenerse al mismo nivel que el mar y ha permitido la construcción de un pequeño puerto. (Según W. M. Davis.)

Figura 30.12. Los deslizamientos de tierras en los estratos sedimentarios débiles son el resultado de que el embate de las olas contra los acantilados ha hecho a estos demasiado empinados. (Según W. M. Davis.)

truida muy lentamente en un período de muchos meses. Por la parte externa de la plataforma de abrasión se extiende una pendiente sobre la que se deposita la arena y las partículas de roca mayores, constituyendo una *terraza marina*, formada por los materiales que las olas han arrancado del acantilado.

Los ríos que primitivamente corrían hacia el mar en valles cuyo nivel inferior estaba a nivel del mar, pueden ser acortados dando lugar a *valles colgados* (fig. 30.11), ya que se ven imposibilitados para profundizar sus valles con la misma rapidez con que retroce el acantilado. Si el material rocoso es poco consistente, pueden producirse deslizamientos de tierras en el acantilado (fig. 30.12).

La última fase en el desarrollo de un acantilado marino, representada en la figura 30.9C, puede denominarse *estadio de madurez*. La plataforma de abrasión se ha ampliado tanto que toda o casi toda la energía de las olas queda consumida al friccionar sobre su superficie y al cambiar de sitio a la arena de la playa. Por consiguiente, el ataque de las olas sobre la base del acantilado se reduce enormemente. La meteorización y el embate de la lluvia actúan sobre el escarpe y lo van transformando en una suave pendiente. Las irregularidades tales como cuevas y grietas marinas desaparecen. La playa en estas condiciones puede ser extensa y profunda y casi no aflora el substrato rocoso.

La influencia geográfica de los acantilados marinos se deja sentir de varios modos. Una costa acantilada puede ser totalmente inaccesible. En las operaciones militares es de singular importancia, ya que un desembarco en tales condiciones es peligroso y también es difícil establecer una cabeza de playa en los sitios donde hay un paralelo a la costa. Si los valles fluviales están colgados, existen pocos puntos de acceso a la región costera. A lo largo de tales costas, que tienden a ser completamente rectas, los únicos puertos naturales son las bocas de los grandes ríos que han podido lograr una desembocadura normal en el mar (figs. 30.10 y 30.11). Estas condiciones se presentan en algunas partes de la costa de Normandía.

Una costa bordeada por un acantilado suele ser de poco valor como lugar de veraneo ya que su playa es casi inaccesible por tierra y además es de poca extensión y muy rocosa en caso de que exista. En pleamar, la plataforma de abrasión permanece siempre sumergida hasta la base del acantilado, por lo que este tipo de playa es sumamente peligroso para los bañistas, ya que pueden ser atrapados por la marea ascendente.

Barras y flechas de arena

Donde la continua abrasión de un acantilado marino ha dado lugar a una gran cantidad de arena o donde el delta de un río aporta gran cantidad de este material, la arena se desplaza por deriva litoral desde la fuente de origen a zonas más resguardadas en las que la acción del oleaje es menos intensa. En el caso de una línea de costa rectilínea en la que existe una profunda bahía, como en el caso de la figura 30.13, la deriva litoral prolonga la playa en forma de línea más o menos directa hacia el interior de la bahía, dando lugar a una *flecha litoral*. Las flechas suelen tener su extremo curvado hacia tierra y entonces reciben el nombre

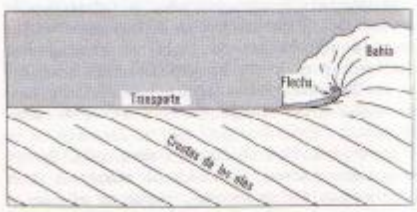


Figura 30.13. La deriva de playa da lugar a una flecha de arena en la bahía. (De A. N. Strahler, 1963, The Earth Sciences, Harper and Row, New York.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

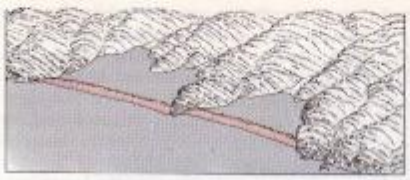


Figura 30.14. Estos cordones litorales de boca de bahía han cerrado dos bahías y han simplificado grandemente la línea de costa. (Según W. M. Davis.)

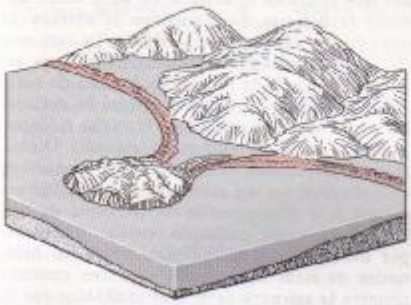


Figura 30.15. Dos tómbolos han unido esta isla con tierra firme. (Según W. M. Davis.)

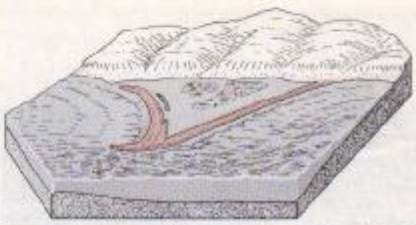


Figura 30.16. Este cordón en cúspide, que ha originado un lagoon triangular, recibe los materiales de la deriva de playa de ambas orillas. (Según E. Raisz.)

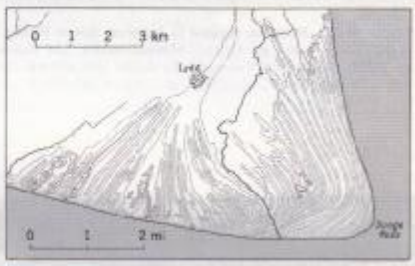


Figura 30.17. El cabo Dungeness, en el estrecho de Dover al SE de Inglaterra, es una gran punta en cúspide con cordones playeros curvos.

de *flechas curvadas* o *flechas en gancho*. Finalmente, una flecha puede unirse con otra formada en la parte opuesta de la bahía dando lugar a una barra continua de arena o *cordón litoral* o *restinga*, que separa la bahía del mar abierto (fig. 30.14).

La deriva litoral con respecto a una isla da lugar comúnmente a un *tómbolo*, que no es más que una barra de arena que une la isla con tierra firme (fig. 30.15). La deriva de la arena a lo largo de la costa procedente de dos direcciones opuestas se traduce en la construcción de un depósito de arena puntiaguda que recibe el nombre de *barra curvada* o *en cúspide* (figura 30.16). Si continúa la deposición durante mucho tiempo y van añadiéndose unas barras a otras, se origina un *cabo de arena* (fig. 30.17).

Depósitos de corrientes de marea

En el capítulo 6 se han explicado las corrientes de marea provocadas por el flujo y el reflujo (véase fig. 6.16). Estas corrientes desempeñan varias funciones importantes a lo largo de la línea de costa. Primero, las corrientes que entran y salen de las bahías a través de estrechos canales son muy veloces y pueden excavar profundamente un canal y mantenerlo abierto a pesar de la tendencia que tienen los procesos de deriva litoral a taponarlo con arena. Segundo, las corrientes de marea transportan gran cantidad de limo fino y arcilla en suspensión procedentes de la erosión de los acantilados marinos, de los ríos que desembocan en las bahías o de los fondos fangosos cuando éstos son agitados por la acción de las olas durante una tormenta. Este sedimento fino tiende a concentrarse en pequeños agregados (proceso de *floculación*) donde el agua dulce se mezcla con el agua salada. El sedimento, entonces, se deposita en el fondo de las bahías y estuarios, donde se acumula en estratos que van colmatando gradualmente las bahías. En estos sedimentos suele haber gran cantidad de materia orgánica.

Con el tiempo, los sedimentos de marea colmatan la bahía y originan *llanuras de fango (mud flats)*, grandes extensiones de limos y arcillas que quedan al descubierto en la bajamar y cubiertos en la pleamar. A continuación, comienzan a crecer sobre ellas una serie de plantas salobres (como el género *Spartina*). Los

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 30.18. Marisma durante la bajamar. Green Harbor, región de la bahía de Boston, Massachusetts. Las casas se hallan sobre una alineación de dunas que separa del mar a la marisma. (Fotografía de Douglas Johnson.)

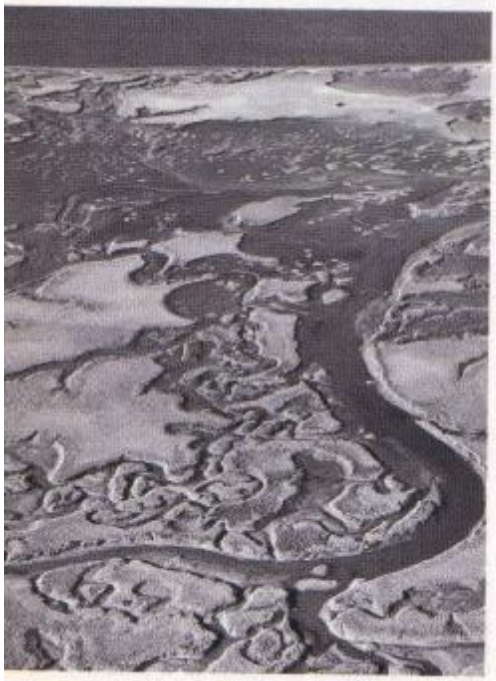


Figura 30.19. Esta extensa llanura de marea de la costa oriental de Florida está plagada de canales de marea serpenteantes. (Fotografía aérea de Laurence Lowry.)

tallos de estas plantas atrapan más sedimentos y la llanura crece hasta aproximadamente el nivel de la pleamar, convirtiéndose en una *marisma* (fig. 30.18). Las corrientes de marea siguen circulando por ella formando una compleja red de sinuosos *canales de marea* por los que el agua circula alternativamente hacia el mar y tierra adentro (fig. 30.19).

Las marismas son de interés para los geógrafos porque son zonas que pueden drenarse y ser productivas bajo el punto de vista agrícola. Primero se aísla la marisma del mar construyendo un *dique* en el que se instalan compuertas que permitan el drenaje de agua dulce durante la bajamar, pero impidan la entrada de agua salada cuando sube la marea. De este modo se va eliminando gradualmente el agua salada hasta que toda el agua de la zona de suelo sea dulce. Este sistema de diques se ha desarrollado de manera intensiva en Holanda *(polders)* y en el sureste de Inglaterra *(fenlands)*. Durante muchas décadas, la superficie de la marisma está afectada por un movimiento de subsidencia debido a la compactación de las capas de turba infrayacentes, pudiendo quedar finalmente por debajo del nivel del mar. Sobre los habitantes de estas zonas bajas se cierne constantemente la amenaza de quedar inundados por el agua del mar cuando las olas de tormenta rompen sobre los diques. La recuperación de marismas mediante construcción de diques y drenaje posterior ya fue practicada por los colonos del Nuevo Mundo en Nueva Inglaterra y Nueva Escocia.

Clasificación de las costas

Debido a la gran variedad de formas que presentan las costas, es conveniente establecer una clasificación para poderlas agrupar de acuerdo con su origen y con su desarrollo. Se han encontrado cinco clases de costas, que incluyen virtualmente todos los tipos conocidos (fig. 30.20).

1. *Costas de inmersión.* Dondequiera que tenga lugar un hundimiento de la corteza terrestre cerca del borde de un área continental o un aumento del nivel eustático del mar, la nueva costa toma una posición aproximadamente igual a la que ocupaba el antiguo contorno de la superficie continental. Por debajo de este nivel toda la superficie que anteriormente estaba expuesta al aire se halla ahora sumergida bajo el mar. De ahí su denominación de *costas de inmersión* o *de hundimiento.*

Es posible subdividir las costas de inmersión en varios subgrupos, que dependen del tipo de topografía que existiera antes del hundimiento.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

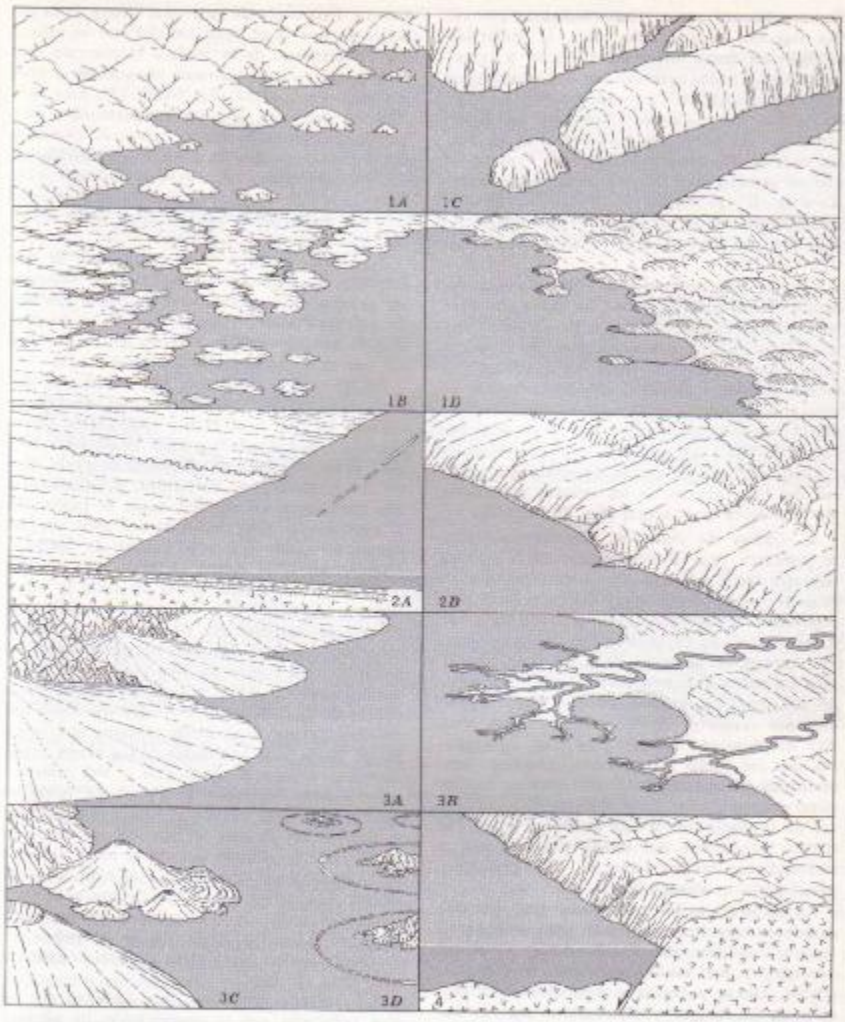


Figura 30.20. Clasificación de las costas. 1) Costas de inmersión: **1A, costa montañosa sumergida; 1B, llanura costera sumergida, relieve bajo**; 1C, **costa de fiordos**; 1D, **depósitos glaciares (drumlins) sumergidos.** 2) Costas de emersión: **2A, llanura costera, relieve bajo; 2B, costa de vertientes abruptas, relieve escarpado.** 3) Costas neutras: **3A, costa de abanicos aluviales; 3B, costa en delta; 3C, costa volcánica; 3D, costa de arrecifes coralinos.** 4) Costas de falla.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

En las regiones que estaban recorridas por valles fluviales bien desarrollados, la inmersión origina una costa altamente irregular y recortada denominada *costa en rías*. Los antiguos valles se convierten en profundos estuarios; las viejas colinas originan promontorios o penínsulas. Las variaciones en la forma de las costas en rías dependen del estado de erosión en que se encontraban las tierras antes de la inmersión. En la figura 30.20 se ilustran dos posibilidades: la de una región montañosa (1*A*) y la de una llanura costera de relieve muy bajo (1*B*).

Algunas regiones costeras han sido intensamente erosionadas en forma de valles glaciares cuyos lechos fueron excavados bajo el nivel del mar. Después que desaparecieron los glaciares se originaron *costas de fiordos* (fig. 30.20, 1*C*) (véase también el capítulo 29). Estas costas se caracterizan por las escarpadas paredes del fiordo, la gran profundidad del agua y su gran penetración tierra adentro.

Otros subtipos de costas de inmersión resultan del hundimiento de los relieves modelados por glaciación continental (fig. 30.20, 1*D*).

2. *Costas de emersión.* Dondequiera que se produzca una elevación local de la corteza terrestre cerca del borde de un continente o un descenso eustático del nivel del mar, se origina una *costa de emersión*. La orilla se sitúa sobre lo que antes era un declive del fondo del mar. Por encima de la nueva línea de costa se origina un nuevo cinturón costero que ha emergido del mar. La retirada de agua para formar extensos casquetes de hielo es una causa efectiva del descenso del nivel del mar. Es probable que las costas de emersión estuvieran ampliamente difundidas durante el período de máximo avance glaciar en el Pleistoceno. Las costas de la glaciación Würm estaban a unos 120 metros por debajo del actual nivel del mar y retrocedieron mucho sobre las poco profundas plataformas continentales.

La mayoría de los fondos marinos que han estado sumergidos durante un gran período de tiempo geológico cerca de las márgenes de los continentes, han estado recibiendo depósitos de barros, arenas y gravas procedentes de la erosión de las tierras y distribuidos por las corrientes marinas. Estos depósitos continentales poseen una superficie relativamente llana y pendientes muy suaves (véase el capítulo 23). Cuando uno de estos depósitos emerge, se origina un llano de suaves declives limitado por una línea de costa muy simple que se ha denominado *llanura costera* (fig. 30.20, 2*A*).

A lo largo de algunas alineaciones costeras, la topografía submarina contiene abruptas verticntes. Esta costa de emersión difiere de la anterior en que la profundidad del mar es grande a poca distancia de la orilla y el cinturón costero puede ser relativamente montañoso a poca distancia de la playa (fig. 30.20, 2*B*). Este subtipo no tiene un nombre en particular, pero puede ser designada como *costa de emersión de vertientes escarpadas* (steeply sloping Shoreline of emergence). Los viejos acantilados y llanuras cortados por las olas a distintos niveles sobre el mar indican que la emersión fue espasmódica.

3. *Costas neutras.* Las costas que se han formado simplemente por aportes de materiales al agua reciben el nombre de *costas neutras*. La palabra "neutra" implica que no se ha producido ningún cambio relativo entre el nivel del mar y la región costera del continente.

Se conocen varios tipos de costas neutras. Cada tipo es de fácil comprensión, ya que su nombre se refiere al agente responsable de su construcción mar adentro (figs. 30.20, 3*A* a 3*D*). Una *costa de abanicos aluviales*, de perfil curvo, es formada por corrientes anastomosadas que construyen un abanico, como se explicó en el capítulo 26. Muy semejantes a ellas son las costas formadas por una llanura de ablación glaciar cuando el frente de hielo está situado cerca de la costa. Las *costas en delta* se originan por la acumulación del material transportado por un río (cap. 26). Donde tiene lugar una erupción volcánica, la vertiente del volcán o el borde de una colada de lava pueden dar lugar a una línea de costa que se denomina *costa volcánica*. Las *costas de arrecifes coralinos* son construidas por organismos marinos que viven en las zonas poco profundas de los mares tropicales.

4. *Costas de falla.* Este tipo de costa es poco común y se origina por un fallamiento de la corteza en el que se produce un descenso de la parte fracturada que da al mar. Una vez se ha hundido el bloque bajo el mar, la costa adopta una forma acantilada debido a la existencia del plano de falla y puede denominarse *costa de falla* (fig. 30.20, 4). Se obtendría un resultado similar si la masa cortical fracturada emergiera del mar.

5. *Costas compuestas.* Son aquéllas que se han originado por la combinación de algunas de las formas anteriores; por ejemplo, una sumersión pudo ser seguida de una emersión, o viceversa.

Historia del desarrollo de una costa de inmersión

Una costa de inmersión del tipo ría pasa a través de una serie de etapas a lo largo de su

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

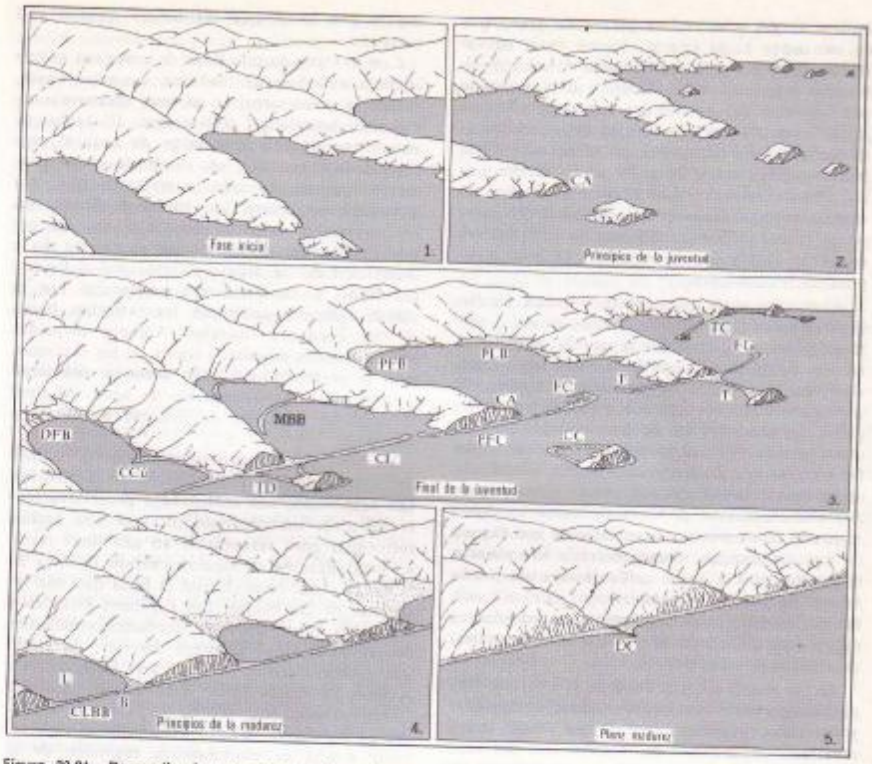


Figura 30.21. Desarrollo de una costa de inmersión. B = bocana; CA = cabo acantilado; CC = cordón circular; CCu = cordón en cúspide; CL = cordón litoral; DC = delta en cúspide; DFB = delta frontal de bahía; F = flecha; FC = flecha compleja; FG = flecha en gancho; L = lagoon; PFB = playa frontal de bahía; PFC = playa frontal de cabo; PLB = playa lateral de bahía; T = tómbolo; TC = tómbolo complejo; TD = tómbolo doble; CCB = cordón central de bahía.

desarrollo, tal como se indica en la figura 30.21. En la fase inicial, el hecho de que se haya producido el hundimiento es lo que ha modificado la línea de costa. La costa posee profundas bahías y largas penínsulas y promontorios. Existen numerosas islas frente a la costa.

En la primera fase de su juventud el ataque de las olas es vigoroso en los salientes de la costa y en las orillas de las islas que miran mar adentro. La refracción de las olas ejerce su máximo ataque en estos puntos. La acción erosiva sobre los acantilados origina formas menores como cuevas, farallones y arcos. En la base del acantilado plataformas de abrasión, se desarrollan pero las playas son muy reducidas o están ausentes.

Al final de la juventud los acantilados han retrocedido considerablemente y han ganado altura. Las islas más pequeñas han sido totalmente arrasadas por la abrasión de las olas y las mayores han reducido su área. Durante este período comienzan a aparecer un gran número de formas de deposición. Están construidas con la arena y con la grava por los procesos de deriva de playa y deriva litoral descritos anteriormente son las formas con que se demuestra la abrasión de las olas al incidir contra los acantilados.

En la parte delantera de los acantilados se hallan las *playas frontales* (headland beaches). A partir de ellas los materiales se dirigen hacia la boca de la bahía originando *flechas litorales*

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

(spits), largas y estrechas barras de arena que se extienden hacia el mar. Suelen tener su extremo final curvado hacia tierra formando un *gancho (recurved spits)*. Si continúan creciendo pueden adicionar nuevos ganches dando lugar a *flechas compuestas (compound recurved spits)*. Si las olas que se forman en el interior de la bahía inciden sobre la parte de la flecha que mira hacia tierra, se pueden originar flechas secundarias cuyo conjunto forma una *flecha compleja (complex spit)*. Algunas largas flechas, como la Sandy Hook (ejercicio 4), son compuestas y complejas.

Al continuar el desarrollo de la costa, las flechas se unen formando un *cordón litoral* o *restinga* (baymouth bar), que separa del mar abierto a la bahía. A lo largo de la costa se originan distintas variedades de cordones litorales. Si un cordón une una isla con tierra firme da lugar a un tómbolo. Es de gran utilidad para la construcción de una carretera o de una línea férrea que una el continente con la isla. Entre éstos puede habilitarse un puerto para pequeñas embarcaciones. A veces se forma un doble tómbolo que encierra en su interior una laguna de aguas tranquilas situada entre la isla y tierra firme (fig. 30.15). En la orilla de una isla puede crecer un *cordón circular (looper bar)* a resultas del transporte de los materiales procedentes de su cara acantilada en torno a la orilla opuesta situada a sotavento.

En las márgenes y al final de la bahía se forman *playas de bahía laterales (bayside beaches)* y *frontales (bayhead beaches)* que crecen como resultado de la deriva de la arena que proviene de los salientes costeros. Como las cabezas de las bahías son los lugares menos atacados por las olas, la arena tiende a acumularse allí. Si las bahías son largas y estrechas los cordones que se originan son curvos. Si están situados en el medio de la bahía, reciben el nombre de *cordones de bahía centrales (midbay bars)*: en el caso de que se formen cerca de su cabeza se denominan *cordones de bahía frontales (bayhead bars)*. Estas restingas están siempre ligeramente curvadas de modo que su parte cóncava mira hacia el mar y pueden llegar a fusionarse con las playas laterales de la bahía. En la parte lateral de la bahía o en la línea exterior de costa se puede formar un *cordón en cúspide (cuspate bar)* (fig. 30.16). En las cabezas de las bahías pueden formarse deltas contribuyendo así al relleno de las bahías.

Cuando la fase de madurez toca a su fin, las islas ya han sido completamente erosionadas y los salientes de los acantilados han sido desgastados de modo que forman una línea de costa más o menos recta. Los cordones litorales se desarrollan hasta que las bahías quedan casi cerradas.

Con el logro de esta línea de costa tan simple se llega a la fase de madurez. En estas condiciones la costa consiste en una alternancia de salientes acantilados y restingas. El hecho de mayor importancia a lo largo de todo el proceso descrito es que una línea de costa altamente irregular ha sido reemplazada por otra completamente recta. Las bahías se llenan con los materiales deltaicos aportados por las corrientes fluviales y con los que provienen de la deposición de las arenas y limos por el flujo y el reflujo, y las corrientes producidas por la marea entran y salen por las estrechas bocas de los cordones litorales. Algunas pequeñas bahías carecen de paso a través de las restingas, pero la permeabilidad de la arena es suficiente para permitir el intercambio de agua. Al final la bahía se convierte en *llanuras de marea* y *marismas*.

Durante el comienzo de la madurez, la línea de costa continúa retrocediendo tierra adentro. Los acantilados son erosionados progresivamente mientras los cordones litorales son hechos retroceder para mantenerse en una línea recta. La estabilización se alcanza cuando la línea de la nueva costa coincide con la línea que une las cabezas de las bahías. Los cordones litorales y todos los otros tipos de depósitos semejantes desaparecen, salvo la playa exterior, de modo que el acantilado se extiende a lo largo de toda la línea de costa. Se ha alcanzado entonces la *plena madurez* (fig. 30.21). A partir de entonces ya no sucede ningún otro proceso espectacular aparte de continuar la regresión de la costa. Este retroceso es, no obstante, un proceso muy lento, ya que el relieve cada vez más elevado hace que los acantilados aumenten de altura y, por lo tanto, que suministren más material detrítico a la playa.

Aspectos geográficos de las costas de inmersión

La influencia de las costas en la actividad humana es considerable, especialmente la de las costas de hundimiento. Las profundas bahías de las costas jóvenes son espléndidos puertos naturales. Gran parte de las costas de Escandinavia, Francia e Inglaterra se ven favorecidas para esta utilización. Como consecuencia, estos países disfrutan de una gran tradición de pesca, de construcción de buques y de comercio oceánico y actividades marítimas. El abrupto relieve de las costas de rías y de fiordos hace que la agricultura sea difícil o imposible, haciendo que las gentes tengan que ganarse la vida en el mar.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Sin embargo, los ricos bosques y el gran potencial hidroeléctrico han estimulado la explotación maderera y las manufacturas. Nueva Inglaterra y las provincias marítimas del Canadá poseen costas jóvenes de inmersión con numerosos buenos puertos. Este hecho ha sido el que ha motivado en estos lugares el desarrollo de la pesca (incluida la de ballenas), del comercio oceánico, de la construcción de barcos y de las manufacturas al igual que en Inglaterra y los países escandinavos.

Las costas de inmersión maduras tienen pocos puertos naturales y gran cantidad de acantilados. Un ejemplo lo tenemos en las costas francesas del Canal de la Mancha (fig. 30.10).

Desarrollo de costas de islas barrera

En contraste con las costas de rías y fiordos, con su escarpado relieve y perfil profundamente recortado, se hallan las costas de bajo relieve que penetran suavemente en el mar. La llanura costera del Atlántico de los Estados Unidos constituyen un ejemplo particularmente interesante de estas superficies suavemente inclinadas. Como se explicará en el capítulo 32, esta llanura costera es una zona de estratos sedimentarios relativamente jóvenes, acumulados anteriormente bajo el mar en forma de depósitos marinos sobre la plataforma continental. La emersión a causa de repetidos movimientos corticales de naturaleza epirogénica ha sido el proceso que ha caracterizado a esta llanura costera desde el final del Cenozoico hasta la actualidad. Existen diversos rasgos marinos elevados, como escarpes y plataformas de abrasión, extensas playas de arena y depósitos de lagoon de origen mareal, situados muchos kilómetros tierra adentro y a varias decenas de metros de altura.

Estas evidencias nos llevan a la conclusión de que la costa del Atlántico es de emersión, pero un examen más detallado nos permite encontrar que las partes más bajas de los valles fluviales de toda la costa están sumergidas a consecuencia de un ascenso del nivel del mar y que los canales y llanuras de marea se extienden en muchos lugares kilómetros tierra adentro por los fondos de los valles. Está claro que el último acontecimiento que ha tenido lugar ha sido un ascenso del nivel del mar, ocasionado por la fusión de los casquetes de hielo de la glaciación Wisconsin, que ha reproducido muchas características de una costa de hundimiento.

Con el ascenso postglacial del nivel del mar se ha desarrollado a lo largo de gran parte de la costa atlántica una *isla barrera*, cordón de arena de poca altura construido por las olas, que posteriormente ha ido aumentando de tamaño al superponérsele dunas formadas por la acción de los vientos que transportan la arena de las playas. Detrás de la isla barrera existe un *lagoon*, extensa superficie de aguas someras, a menudo de varios kilómetros de anchura, que en muchos lugares está casi colmatado por depósitos de marea. La costa atlántica de Virginia, al norte del cabo Charles, es un buen ejemplo de la relación que existe entre una isla barrera y un lagoon parcialmente colmatado con respecto a tierra firme (ejercicio 3).

En la figura 30.22, que representa la costa del golfo de México en Texas, se indica el modo en que pudieron haberse formado islas barrera a lo largo de costas de suave pendiente desde el final de la última glaciación. Cuando los casquetes glaciares alcanzaron su máxima extensión sobre los continentes, el nivel del mar estaba unos 120 m por debajo de su costa actual. La línea de costa estaba entonces muchos kilómetros más mar adentro que en la actualidad y quedaba al descubierto una gran llanura de suave pendiente. Como se ha indicado anteriormente, una costa de emersión puede desarrollarse muy bien en estas condiciones. Los ríos procedentes del continente se extendían por esta llanura y excavaban en ellas profundos valles. Entonces, a medida que el hielo comenzó a fundirse rápidamente hace alrededor de 10 000 a 12 000 años, el nivel del mar inició su ascenso y la línea de costa se desplazó rápidamente tierra adentro.

La parte frontal del bloque diagrama de la figura 30.22 indica las condiciones existentes hace aproximadamente unos 5000 años. Se formó una isla barrera de pequeña altura a partir de los materiales arenosos procedentes del fondo marino y de la deriva litoral. A medida que ascendía el nivel del mar, las olas continuaban añadiendo materiales a la cresta de la barrera aumentado su altura al mismo tiempo que subía el nivel de las aguas. Correspondientemente, el lagoon se iba ampliando y la línea de costa interior iba invadiendo la suave superficie del continente. Hoy en día, como indica la parte posterior del bloque de la figura 30.22, la isla barrera es una estructura compleja formada por varios cordones de playas y dunas que han ido ampliando la isla por el lado que mira al continente. El lagoon se halla parcialmente colmatado por depósitos de marea.

Otros ejemplos de costas de islas barrera se encuentran allí donde se formaron llanuras de ablación glaciar que llegaron a crecer mar adentro formando planicies de suave pendiente. El ascenso postglaciar del nivel del mar ha sumergido parcialmente estas llanuras de ablación al mismo tiempo que se formaba una playa barrera

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

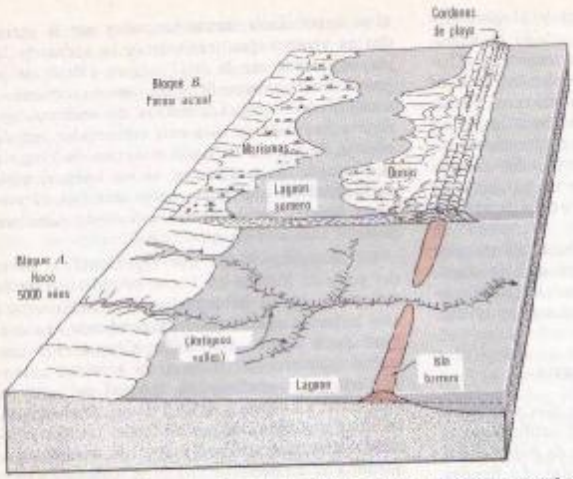


Figura 30.22. La formación de una isla barrera durante el ascenso postglacial del nivel del mar constituye una parte esencial de la historia de la costa del golfo de Texas. (Basado en los datos de H. N. Fisk. De A. N. Strahler, 1963, The Earth Sciences, Harper and Row, Nueva York.)

con el correspondiente lagoon. Un ejemplo particularmente sorprendente lo constituye la costa meridional de Long Island, Nueva York, donde la isla del Fuego está separada del Atlántico por la Gran Bahía del Sur, un lagoon de más de 8 km de anchura.

Canales de marea submarinos y deltas de marea

Un accidente característico de la mayoría de las islas barrera —y también de numerosos cordones litorales— es la presencia de aberturas, o *canales de marea submarinos*, por los que circulan poderosas corrientes que van alternativamente hacia el mar o hacia tierra según baje o ascienda la marea, construyendo *deltas de marea*. El espaciado de la rotura de las barras debido a canales de marea submarinos depende en parte de la intensidad de las mareas a lo largo de la costa, siendo el espaciado más pequeño cuanto mayor es la intensidad. Durante las tormentas fuertes, la barra puede romperse por otras partes (fig. 30.23). Las corrientes de marea tenderán a mantener despejada esta nueva abertura, pero puede cerrarse por deriva litoral de arena. Entre estas acciones opuestas se mantiene un cierto equilibrio, de manera que no existen ni demasiadas ni demasiado pocas aberturas.

Aspectos geográficos de las costas de islas barrera

Las aguas someras forman por lo general malos puertos naturales a lo largo de las costas con islas barrera. El propio lagoon puede servir de puerto natural si los canales de marea submarinos tienen la suficiente profundidad. Los barcos entran y salen a través de uno de estos pasadizos de la isla barrera, pero se necesitan malecones y embarcaderos artificiales que confinen la corriente y de este modo el canal mantenga la profundidad suficiente. Con frecuencia, las grandes ciudades portuarias se localizan en las desembocaduras de los ríos en el lagoon. Los cursos bajos de los grandes ríos constituyen canales de marea que se dragan para que puedan navegar por ellos buques grandes y, de este modo, existan ciudades portuarias varios kilómetros tierra adentro.

Uno de los mejores ejemplos de barrera y de lagoon lo tenemos en la costa de Texas. La barrera tiene un trozo continuo de unos 160 km y las bocanas son escasas. El lagoon tiene una anchura que oscila entre 8 y 16 km, lo que demuestra que la pendiente original del fondo marino era muy suave. Galveston se halla construida sobre una barrera al lado de una bocana que comunica la bahía de Galveston con el mar. Sin embargo la mayoría de los otros puertos

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

de Texas están situados en tierra firme al lado de la costa. La inmersión no ha alterado las relaciones existentes entre la barrera y el lagoon pero en la línea de costa se han originado grandes estuarios en la desembocadura de los principales ríos. Corpus Christi, Rockport, Texas City, Lavaca y otros puertos están localizados en las citadas bahías (véase fig. 32.10).

Otros buenos ejemplos de costas de emersión las tenemos en la costa atlántica de New Jersey, Delaware, Maryland, Virginia y Carolina del Norte (véase fig. 32.5). Casi toda la costa desde Sandy Hook hasta cabo Lookout está virtualmente bordeadas por una barrera. Una gran inmersión postglacial ha originado extensas bahías como la de Chesapeake y la de Delaware. Grandes ciudades portuarias, como Baltimore, Wilmington y Filadelfia, están situadas en las cabeceras de estos estuarios sujetos a mareas. No obstante, a lo largo de la costa de New Jersey, la antigua línea de costa interior del lagoon es extraordinariamente recta y aún muestra vestigios del nip que se forma en la fase inicial. El lagoon está casi colmatado y forma una llanura que recorren sinuosos canales de marea. La barra es un espléndido lugar de veraneo y en ella se han levantado ciudades como Barnegat City, Atlantic City y Ventnor.

Playas levantadas

Una costa puede, en cualquier fase de su desarrollo, ser elevada sobre el nivel del mar y convertirse así en un relieve terrestre. Al mismo tiempo se origina una nueva línea de costa que es realmente de emersión y ocupa una posición determinada con respecto a la línea del agua. Las costas así originadas, denominadas *costas* o *playas levantadas*, no son costas de emersión; de hecho no son costas o playas, ya que no están sometidas a la acción de las olas y de las corrientes. Una vez que se ha elevado, es atacada por la meteorización y por las aguas de escorrentía, lo que hace que sea rápidamente erosionada y destruida.

Las playas levantadas son la respuesta a los movimientos epirogénicos de elevación de una masa continental próxima al litoral, tal como sucede en la costa de California, que se halla intensamente fallada y sujeta a terremotos, o también pueden ser debidas al descenso eustático del nivel del mar o de algún lago.

El lago de Bonneville, antecesor del Gran Lago Salado de Utah, alcanzó su máximo nivel durante el Pleistoceno, cuando las lluvias eran intensas y la evaporación menor que la actual. Magníficos ejemplos de costas levantadas los tenemos en los niveles inferiores de las montañas de la región del Gran Lago Salado (figu-

Figura 30.23. La bocana de East Moriches se originó durante una gran tormenta en marzo de 1931 y atravesó la isla del Fuego, una isla barrera frente a Long Island. Esta foto aérea, tomada unos pocos días después de la rotura, muestra el delta de marea submarino que se originó dentro del lagoon (derecha). El área fotografiada tiene 1,6 km de longitud. El Norte se halla a la derecha; el océano Atlántico, a la izquierda. (Fotografía de las Fuerzas Aéreas de los EE.UU.)

Figura 30.24. El escalón horizontal que se observa en la base de la montaña es una plataforma de abrasión con depósitos asociados de gravas. Representa la máxima altura alcanzada por las aguas del lago Bonneville, que ocupaba la cuenca del Gran Lago Salado durante el período glaciar. (Fotografía de Hal Rumel, Utah Travel Council.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 30.25. Esta enorme sucesión de cordones que bordean la línea de costa de la bahía de Hudson atestigua el casi continuo ascenso postglacial que experimentó la corteza terrestre al descargarse del peso del hielo. (Fotografía del Canadian Government Department of Energy, Mines, and Resources: Air Photo Division.)

Figura 30.26. Este banco rocoso excavado por las olas (B) en la costa de Tutuila, islas Samoa, se halla a cerca de 3 m de altura respecto al nivel medio del mar y puede indicar un reciente descenso del nivel del mar o una reciente elevación de la isla. (Según W. M. Davis.)

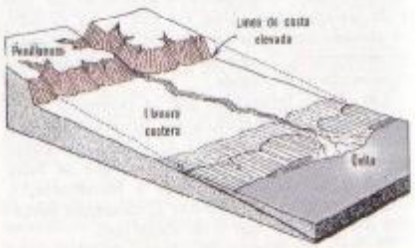


Figura 30.27. Esta llanura costera de 65 km de anchura y más de 1600 km de longitud indica emersión a lo largo de la costa este de la India peninsular. El litoral actual es una costa joven de emersión; la línea de costa primitiva, ahora elevada, aparece como un escarpado frente montañoso que se eleva abruptamente desde la llanura. (Según W. M. Davis y S. W. Cushing.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

ra 30.24). Mediante el estudio de estos viejos acantilados y de las formas a ellos asociadas, tales como playas, flechas y cordones, ha sido posible reconstruir la historia del antiguo lago y obtener deducciones a cerca de los paleoclimas existentes.

Si el nivel del agua decrece uniformemente o las regiones costeras se elevan del mismo modo, las costas levantadas que se originan tienen un contorno muy parecido al primitivo (fig. 30.25).

Donde existen plataformas de abrasión a pocos metros sobre el nivel del mar, como sucede en muchas islas del Pacífico (fig. 30.26), hay dificultades en poder precisar si se ha elevado la costa o ha descendido el nivel del mar, ya que el resultado es idéntico en ambos casos.

En un caso extremo de emersión, la costa presenta delante de sí una amplia extensión de fondo marino (fig. 30.27). Esta nueva planicie se denomina *llanura costera (coastal plain)* (capítulo 32) y está recubierta de sedimentos marinos fangosos y arenosos. La nueva costa es una típica costa de emersión del tipo de llanura costera.

Figura 30.28. Este arrecife costero de la costa sur de Java forma una ancha plataforma entre la zona de rompiente (izquierda) y la playa blanca de arena coralina. La tierra está cubierta por pluviisilva. (Fotografía de Luchtvaart-Afdeeling, Bandung.)

Costas de arrecifes coralinos

Las costas coralinas son un tipo especial de costas neutras y se caracterizan por el hecho de que su crecimiento es debido a la acción de unos organismos: los *corales*, que poseen el esqueleto calizo y las *algas*, plantas que también pueden formar incrustaciones de carbonato cálcico. Los corales son animales coloniales, es decir, se reúnen en grandes acumulaciones de individuos. A medida que los corales van muriendo, otros nuevos se van depositando por encima de ellos, construyéndose de este modo una masa caliza coralina consistente en innumerables esqueletos calcáreos fuertemente unidos. Algunos fragmentos de coral pueden romperse por el ataque de las olas y, pulverizados, pueden depositarse y formar playas, flechas y cordones que progresivamente se van cementando hasta constituir una verdadera roca caliza.

Las costas coralinas se originan en las caldeadas aguas tropicales entre los 30° de lat. N y los 25° de lat. S. Para que se desarrollen abundantemente son necesarias temperaturas superiores a los 20°C. Además viven cerca de la superficie del agua, hasta una profundidad de unos 60 m. El buen desarrollo del coral requiere también de aguas limpias y bien aireadas, de aquí que abunden en los lugares que están expuestos al embate de las olas provenientes de alta mar. Como el agua fangosa impide el crecimiento de los corales, no se forman arrecifes frente a la desembocadura de los ríos. Los arrecifes de coral son extremadamente llanos por su parte superior (fig. 30.28) y alcanzan una altura sobre el nivel del mar que es aproximadamente una tercera parte inferior a la oscilación de la marea. Por ello están descubiertos en la bajamar, pero durante la pleamar se hallan cubiertos por el agua.

Pueden establecerse tres tipos de arrecifes coralinos: 1) arrecifes costeros, 2) arrecifes barreras, y 3) atolones. Los *arrecifes costeros* se originan en las plataformas unidas a la costa (fig. 30.29). Alcanzan su máximo desarrollo en la parte frontal de los salientes litorales donde el ataque de las olas es más intenso y los corales reciben agua limpia que, al renovarse continuamente, les proporciona alimento en abundancia. Los arrecifes costeros están ausentes, por lo general, cerca de las desembocaduras de los ríos y de los deltas, donde el agua es fangosa y turbia. Este es un hecho de gran importancia militar, ya que es imprescindible encontrar lugares donde no existan arrecifes para que pueda desembarcarse a las tropas y los suministros. Los arrecifes costeros suelen tener una anchura de 0,4 a 2,5 km, según el tiempo que hayan estado creciendo.

Los *arrecifes barrera* están fuera de la costa y se hallan separados de tierra firme por un lagoon que puede tener una anchura de 2,5 a 16 km o más (fig. 30.30). El arrecife puede tener una amplitud de 6 a 900 m. El lagoon es poco profundo por lo general (de 35 a 75 m) y su fondo es llano. Sin embargo, en su interior existen acumulaciones de coral a modo de co-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

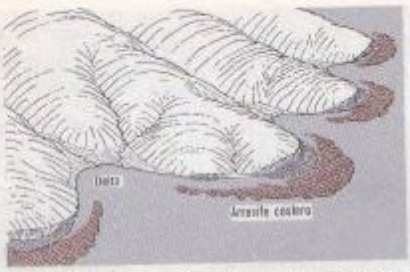


Figura 30.29. Los arrecifes costeros son más anchos delante de los salientes litorales mientras que pueden estar ausentes cerca de la desembocadura de los ríos. (Según W. M. Davis.)

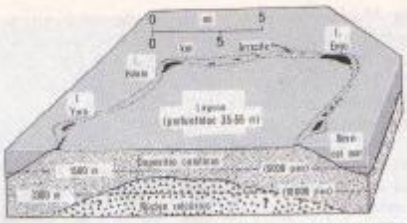


Figura 30.31. El atolón de Bikini, en el Pacífico, teatro de las primeras pruebas nucleares, se cree que consiste en una gran acumulación de depósitos coralinos que descansan sobre una montaña submarina de roca volcánica. (Según M. Dobrin y otros.)

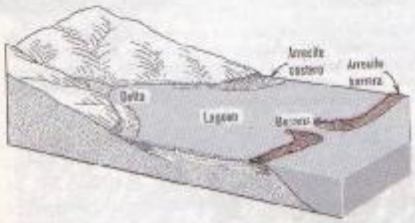


Figura 30.30. Los arrecifes barrera están separados de tierra firme por una laguna poco profunda. (Según W. M. Davis.)

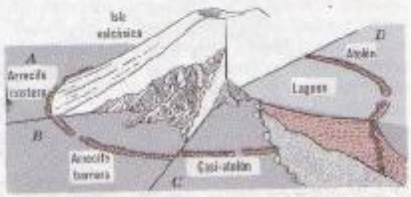


Figura 30.32. La teoría de la subsidencia que intenta explicar la formación y el desarrollo de los atolones y arrecifes barrera se indica aquí en cuatro fases, comenzando con un arrecife costero unido a una isla volcánica y terminando con un arrecife circular. (Según W. M. Davis.)

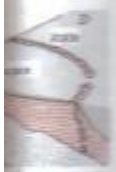
lumnas. Las *bocanas*, que se hallan a intervalos en los arrecifes barrera, son estrechos pasos por los que vuelve al mar el exceso de agua que penetra en el lagoon procedente de la rotura de las olas. A veces suelen originarse en la parte opuesta de los deltas, debido al efecto que tiene el agua fangosa sobre el crecimiento de los corales. Las bocanas son de gran importancia geográfica y militar, ya que son las únicas aberturas que permiten la entrada de embarcaciones al lagoon.

Los *atolones* son arrecifes de coral más o menos circulares en cuyo interior encierran un lagoon que no posee ningún pedazo de tierra firme (fig. 30.31). En todas las otras características son semejantes a los arrecifes barrera. En los grandes atolones, la acción de las olas y del viento ha levantado partes del arrecife para formar cadenas insulares bajas que se hallan conectadas por el mismo. Una sección transversal de un atolón nos muestra que el lagoon tiene el fondo llano, mientras que las vertientes externas son escarpadas y a menudo descienden hasta miles de metros de profundidad.

Se han desarrollado algunas teorías sobre el origen de los atolones y de los arrecifes barrera. Tener que explicar y discutir las ventajas e inconvenientes de cada una de ellas nos ocuparía demasiadas páginas. Una teoría interesante acerca de su posible origen y que ha sido siempre popular desde que en 1842 la enunció Charles Darwin es la *teoría de la subsidencia* (fig. 30.32). Supuso que algunas pequeñas islas, en su mayoría de origen volcánico, se iban hundiendo lentamente debido a un proceso de subsidencia de algunas zonas del fondo del océano. Los arrecifes coralinos, que en un principio eran arrecifes costeros situados en las márgenes de las islas, siguieron creciendo a medida que la isla se hundía. De este modo la parte de isla que se iba sumergiendo se convertía en lagoon, originándose progresivamente el arrecife barrera. Finalmente se terminó de hundir la isla pero persistió el arrecife, que se iba manteniendo siempre sobre el nivel del agua debido a su rápido crecimiento.

Los aspectos geográficos de los atolones son únicos en algunos aspectos. Primeramente, no existe ningún otro tipo de roca que no sea caliza

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



coralina, compuesta de carbonato cálcico. Esto significa que los árboles y plantas que requieren otros elementos, como el silicio, para su crecimiento y desarrollo, no pueden ser cultivados sin la ayuda de fertilizantes o de tierras procedentes de otras islas mayores donde aún existan productos volcánicos. La palmera es propia de los atolones, ya que se desarrolla en aguas salobres y sus semillas se propagan rápidamente por flotación de unas islas a otras (fig. 21.8). Los nativos han cultivado los cocoteros para proveerse de comida, vestido, fibras y materiales para construir sus chozas.

En los atolones pequeños el agua dulce es escasa, ya que no existe el área superficial necesaria para recoger la lluvia y la tierra tiene tan poca altura que el nivel freático del agua dulce no puede originar fuentes, ríos ni pozos. La lluvia debe ser recogida en depósitos o vasijas adecuados y cuidadosamente conservada. El pescado y otros animales marinos constituyen la alimentación básica de los nativos. Las quietas aguas del lagoon son óptimas para la pesca y para poder varar en la playa las canoas. Las islas de coral del Pacífico occidental están en continuo peligro de ser devastadas por los ciclones tropicales (huracanes y tifones). La rotura de las olas por encima del escaso nivel de tierra firme arrastra las palmeras y causa la destrucción de las casas de los nativos y a veces su propia muerte. No existen tierras elevadas donde poder refugiarse (véase cap. 12). Del mismo modo, las grandes olas producidas por los seísmos, de predicción imposible, pueden inundar completamente el atolón (cap. 10).

Las costas de manglares tienen gran extensión en las regiones tropicales y ecuatoriales, donde la gran abundancia de sedimentos finos en suspensión evita el desarrollo de arrecifes de coral (fig. 21.7). Los manglares como forma de vegetación natural son estudiados en el capítulo 21.

Cuestionario de repaso

1. ¿Por qué se rompen las olas en las aguas poco profundas? ¿Qué significan los términos *swash* y *backwash*? ¿Cómo son movidos los materiales de la playa cuando la ola ya rota llega hasta ellos?
2. ¿Bajo qué condiciones erosionan más las olas a la costa? ¿Cuándo construyen playas?
3. Explicar la deriva de playa y la deriva litoral. ¿Qué formas se originan mediante esos procesos? ¿Qué es corriente litoral y cómo es causada?
4. Describir el fenómeno de la refracción de las olas. ¿A qué es debido? Cuando las olas atacan una costa con bahías, ¿dónde se concentra la energía máxima de la erosión? ¿Y la mínima? ¿Qué importante repercusión tiene este hecho en la forma de la costa?
5. Describir el desarrollo de un acantilado marino, comenzando cuando la vertiente está recién sumergida y siguiendo hasta llegar a su madurez. Explicar los siguientes términos: nip, cueva marina, arco marino, farallón, plataforma de abrasión, playa, terraza marina, valle colgado.
6. ¿Qué son las flechas litorales? ¿Cómo y dónde se forman? ¿Qué forma es característica del extremo de una flecha?
7. Explicar la formación de las barras litorales, tómbolos y barras curvadas. ¿En qué se diferencia un cabo de arena de una barra curvada?
8. ¿Qué tipo de sedimentos están asociados a las corrientes de marea en las bahías y estuarios? Describir la forma y composición de estos depósitos. ¿Cómo utiliza el hombre las marismas?
9. ¿Cómo pueden clasificarse las costas? Nombrar los cinco tipos principales.
10. ¿Qué variedades existen de costas de hundimiento? Nombrar y explicar estas subdivisiones.
11. Describir las formas por las que pasa una costa de hundimiento durante su ciclo de desarrollo.
12. Discutir los aspectos geográficos de las costas de hundimiento en sus diversas fases de evolución. Citar ejemplos.
13. Describir las fluctuaciones a escala mundial que ha experimentado el nivel del mar a consecuencia de la formación y desaparición de los casquetes de hielo pleistocenos. ¿Cómo han afectado estas fluctuaciones de nivel a la clasificación de las costas?
14. ¿Qué es una costa de isla barrera? ¿Cómo se forman las islas barrera? ¿Cómo están relacionados los canales de marea submarinos con las islas barrera?
15. Discutir los aspectos geográficos de las líneas de costa con islas barrera. Comparar la existencia de puertos naturales en una costa con isla barrera con otra joven de hundimiento.
16. ¿Qué se entiende por playa levantada? ¿En qué difiere de una costa de emersión? ¿Dónde pueden contemplarse excelentes costas levantadas?
17. ¿Cómo se forman los arrecifes de coral? ¿Cuáles son las condiciones óptimas para que se desarrollen?
18. ¿Qué tres tipos de arrecifes se forman? Describir cada tipo. Explicar la teoría de la subsidencia de Darwin sobre la formación de atolones.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Ejercicios

EJERCICIO 1. *Costas de inmersión en su estadio de primera juventud.* (Procedencia: Brest, Francia, hoja topográfica núm. 21; escala: 1:200 000.)

Explicación: La región costera próxima al puerto de Brest se halla en la península de Bretaña, que penetra hacia el oeste del océano Atlántico. La costa se halla llena de profundas bahías y sólo en los lugares donde el embate de las olas es intenso, se presenta como una costa de inmersión apreciablemente modificada. La línea de costa se parece en muchos aspectos a la costa de Maine de los Estados Unidos, pero está mucho más al Norte (48° N) y, además, no ha sido atacada por la erosión glacial. Las curvas de nivel submarinas se indican con líneas de trazos e indican profundidades de 1, 5, 10, 20, 30 40 y 50 m. El intervalo de las curvas de nivel en tierra es de 20 m.

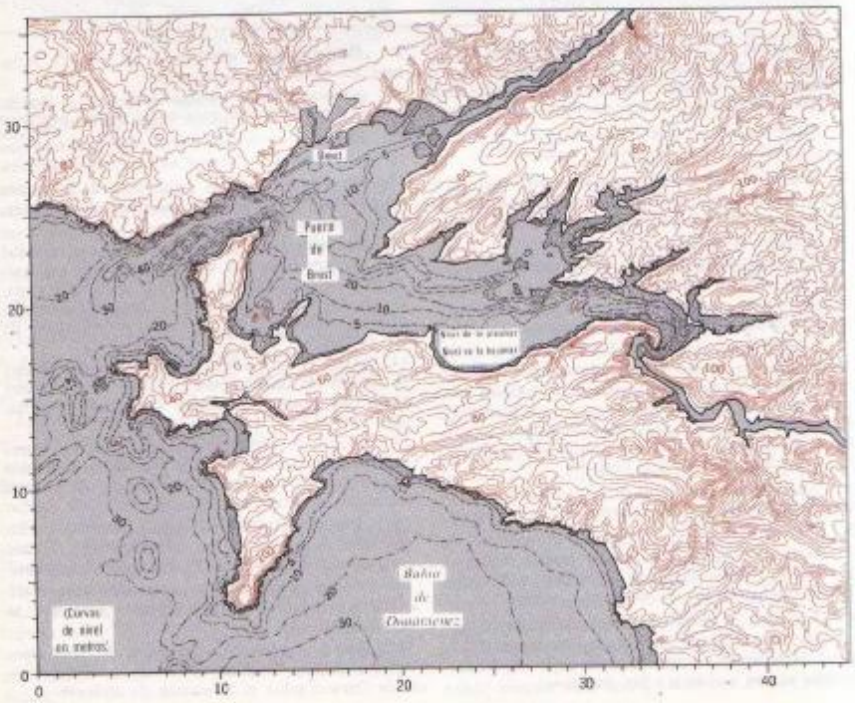
CUESTIONARIO

1. Situar una hoja de papel de calcar sobre el mapa. Marcar en rojo todas las partes de la costa en que el acantilado está bien desarrollado. Marcar en azul todas las probables playas.

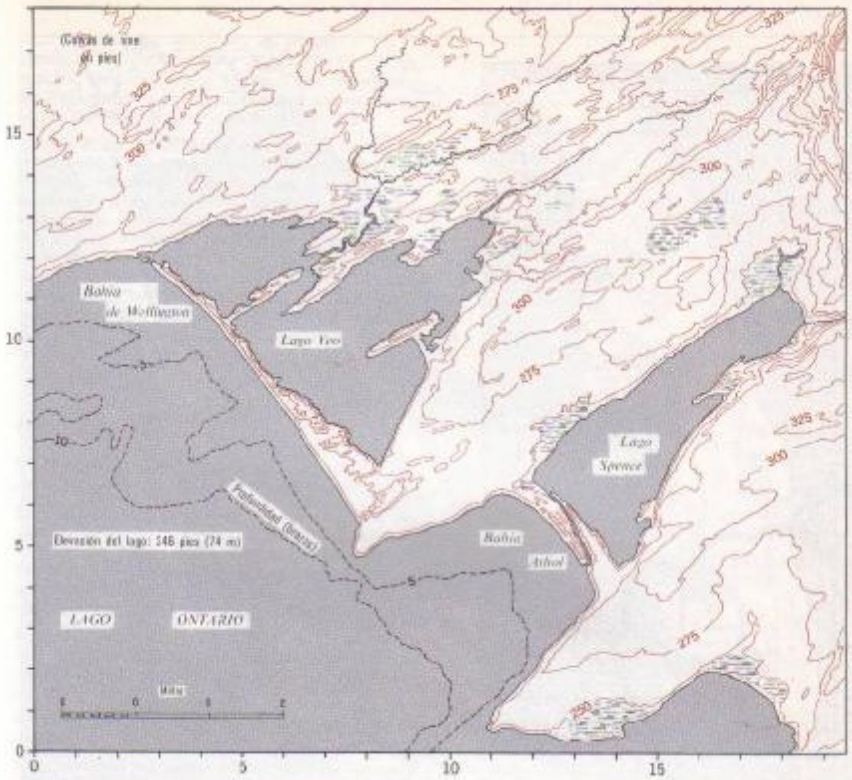
2. *a*) ¿Por qué hay tres acantilados poco escarpados a lo largo de la línea de costa del puerto de Brest? *b*) Estudiar la terminación de la península situada en el punto 11-4. ¿Qué orilla de la misma parece estar sometida a una erosión marina más intensa? ¿Cuál es la prueba topográfica? Explicar la existencia de la bahía situada al Sureste sabiendo que el mar abierto queda al Oeste.

3. En el mismo papel usado en el ejercicio 1 dibujar en negro una reconstrucción del sistema fluvial existente antes del hundimiento de la región.

4. ¿A qué estadio de desarrollo se ha llegado en el tramo de costa situado entre 25-22 y 31-21? ¿Y entre 22-10 y 34-03?



PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



EJERCICIO 2. *Costas jóvenes de inmersión con cordones litorales.* (Procedencia: Wellington, Ontario, mapa topográfico del Servicio Geológico del Canadá: escala: 1:63 360.)

Explicación: La costa norte del lago Ontario es una costa de inmersión tallada sobre una topografía modelada primero por la erosión fluvial y por los procesos de meteorización asociados y luego producidos por los hielos pleistocénicos. Un cordón litoral separa el lago Yeo de la bahía Wellington y otro central corta la bahía Athol originando el lago Spence.

CUESTIONARIO

1. *a*) ¿Cuál es la escala fraccional del mapa? *b*) ¿Cuál es la altura en pies sobre el nivel del lago de las pequeñas colinas situadas en 6,8-8,0? *c*) ¿Es más fácil que estas colinas sean dunas de arena que no cordones playeros depositados por las olas durante tormentas? Explicarlo.

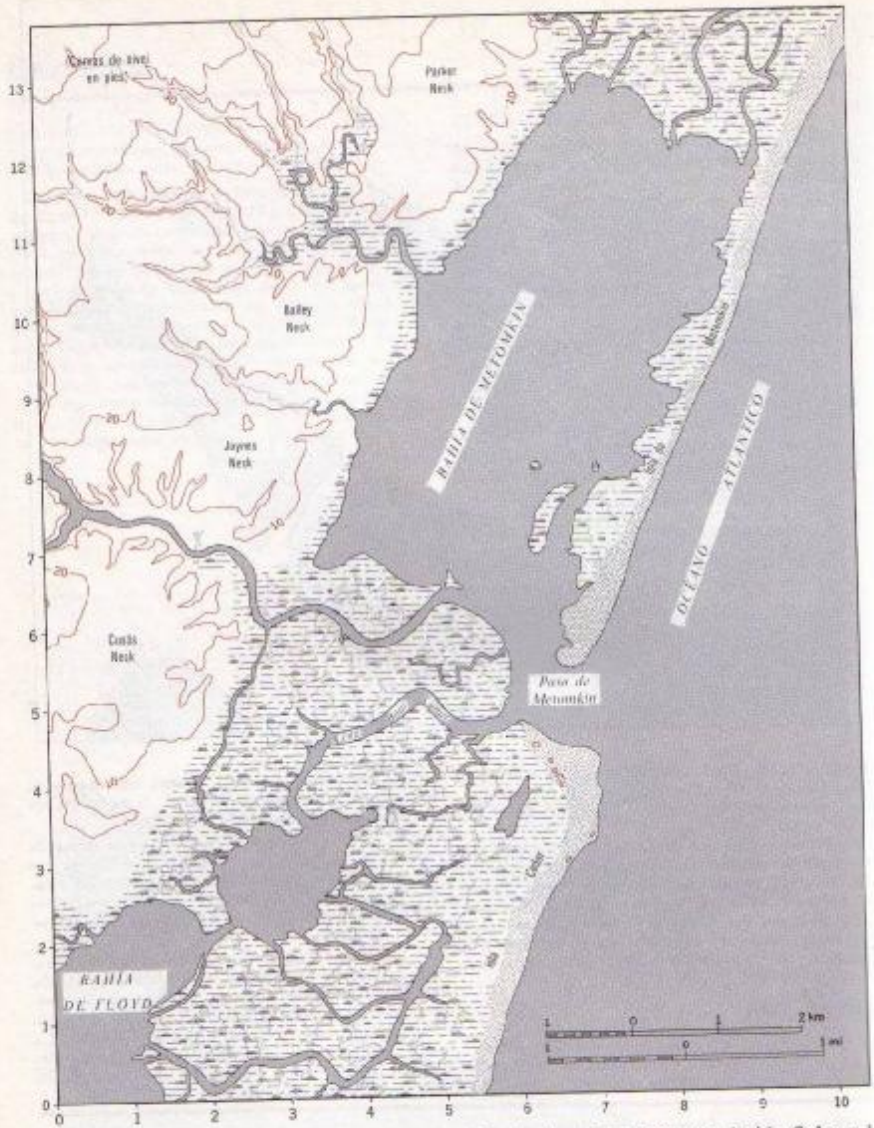
2. *a*) ¿Qué se observa de peculiar en la forma de la bocana que pone en contacto el lago Spence con la bahía Athol? Explicarlo basándose en los principios de la deriva de playa. *b*) ¿Son las corrientes de marea las causantes de que esta bocana permanezca abierta?

3. Situar una hoja de calcar sobre el mapa y dibujar la línea de costa como si ya hubiera alcanzado su estado inicial de madurez, pasando por los puntos 0,0-14,0, 6,0-11,0, 10,0-8,0, 16,0-4,0 y 19,0-0,0. Suponer que todos los cabos han sido erosionados hasta detrás de esta línea. Dibujar de nuevo los contornos para volver a indicar los salientes acantilados y los cordones litorales.

EJERCICIO 3. *Costas jóvenes de emersión con islas barrera.* (Procedencia: Accomac, Virginia, mapa topográfico del Servicio geológico de los EE.UU.; escala: 1:62 500.)

Explicación: En este mapa se observa una isla barrera formada por la isla Metomkin y la isla Cedar que se halla separada de tierra firme por un lagoon de agua marina que da lugar a la bahía Metomkin, a la bahía de Floyd y a una marisma salobre atravesada por numerosos canales de marea. Inmediatamente después de su emersión, pero antes de la aparición de la isla barrera, la línea de costa estaba justamente al este de la línea de nivel de 10 pies que se halla a la orilla del mar y pasa por Parker Neck, Bailey Neck, Joynes Neck y Custis Neck.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



CUESTIONARIO

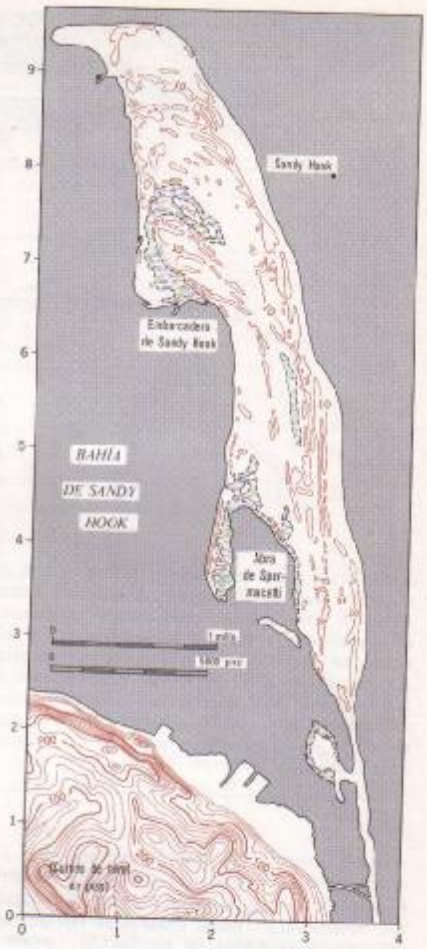
1. *a*) ¿A qué distancia mar adentro de la línea de costa inicial se halla la isla barrera situada en las proximidades de la parte norte de la bahía Metomkin? *b*) ¿Y en la proximidad de la isla Cedar? *c*) ¿Por qué se incrementa esta distancia hacia el Sur? Dar dos explicaciones posibles.

2. *a*) ¿A qué es debido que la isla Cedar y la isla Metomkin estén separadas por el paso Metomkin? *b*) ¿En qué dirección mueve los materiales la deriva de playa? ¿Cuál es la prueba?

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

EJERCICIO 4. *La flecha de Sandy Hook.* (Procedencia: Navesink, New Jersey, mapa topográfico del Departamento de Conservación y Desarrollo del estado de New Jersey; escala: 1:24 000.)

Explicación: Sandy Hook es una gran flecha que se extiende hacia el norte del Atlántico a partir de Navesink Highlands y forma parte del recinto de la bahía Baja del puerto de Nueva York. Está formada por la arena que es transportada hacia el Norte a lo largo de la costa de New Jersey por los procesos de deriva de playa. Numerosos cordones playeros nos muestran las sucesivas fases de crecimiento de la flecha. La tendencia de estas alineaciones a curvarse hacia el Oeste es típica de las flechas complejas. La punta de la flecha se dice que ha crecido 1600 m desde el año 1764 y 800 m desde 1865.



CUESTIONARIO

1. *a)* ¿Qué intervalo de curvas de nivel se emplean en la flecha? *b)* ¿Y en tierra firme?

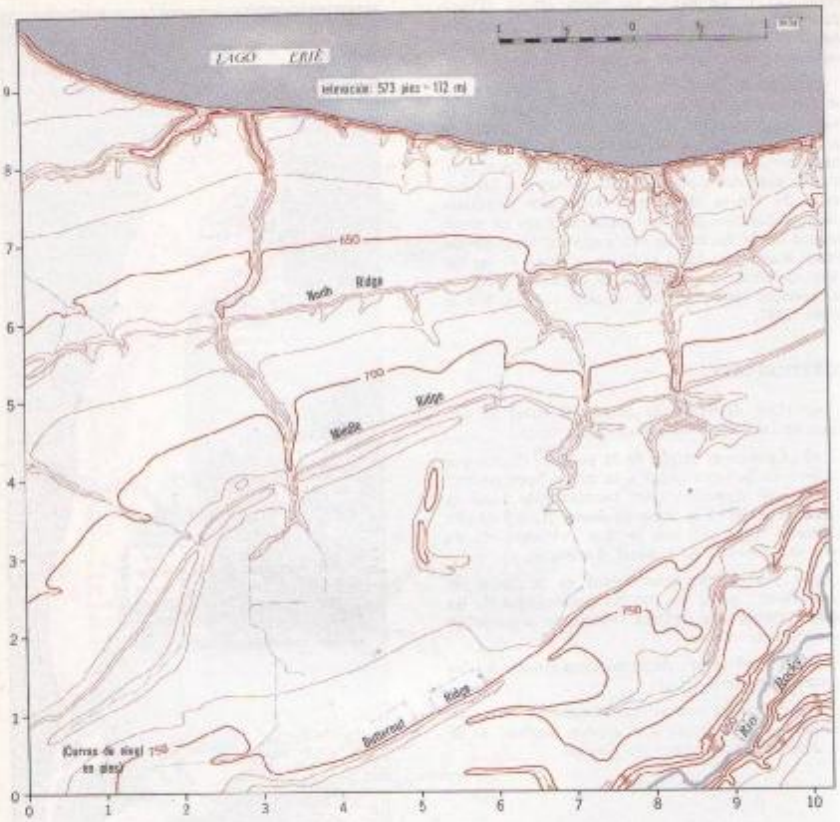
2. *a)* ¿Cuál es el origen de la pequeña flecha que encierra en la parte oeste a la cueva Spermacetti? *b)* ¿En qué dirección tiene normalmente lugar la deriva de playa en la costa de Sandy Hook? *c)* ¿Es la misma dirección que la que prevalece en su costa este (océano Atlántico)? Explicarlo.

3. ¿Se pueden encontrar dunas en la flecha de Sandy Hook? Si es así, dar las coordenadas de las posibles dunas que podrían representar algunas de las curvas de nivel.

4. ¿Cuál es el origen de la marisma situada en las proximidades de 1,4-7,6?

5. ¿Se deben las formas topográficas de Navesink Highlands (tierra firme) a la erosión marina? Si es así, describir y localizar las formas.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



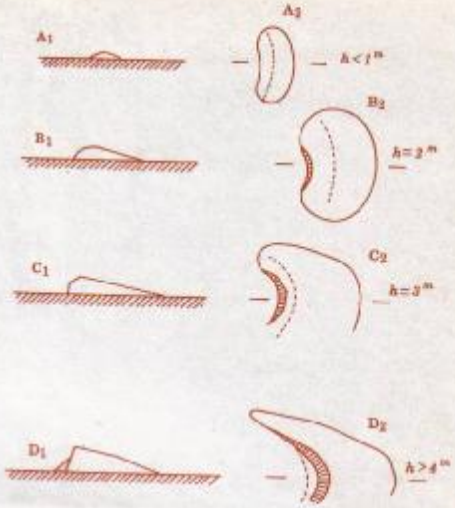
Ejercicio 5. *Costas levantadas y cordones playeros.* (Procedencia: Berea, Ohio, mapa topográfico del Servicio Geológico de los EE.UU.; escala: 1:62 500.)

Explicación: El lago Erie, cuya costa está en la parte norte del mapa, estaba primitivamente a mayor altura que en la actualidad. Tres alineaciones en la playa marcan los sucesivos niveles que alcanzaba el agua: Butternut Ridge, la más elevada y, por lo tanto, la más antigua. Middle Ridge y North Ridge. En Middle Ridge y Butternut Ridge se observan cordones de playa bien desarrollados que están indicados con curvas de nivel, mientras que North Ridge adopta la forma de un escarpe de poca altura hecho por las olas. La presente línea de costa del lago Erie es un buen ejemplo de costa madura con escarpados acantilados y numerosos valles colgados.

CUESTIONARIO

1. Hacer un perfil topográfico de norte a sur partiendo de 4,0-9,0. Emplear una escala vertical en la que una pulgada sea el equivalente a 100 pies. Indicar los tres cordones con su nombre.
2. En el perfil dibujar líneas horizontales que representen el nivel del lago en las tres fases de elevación de la costa. Nótese que tanto Middle Ridge como Butternut Ridge pueden haber sido playas barrera típicas de una costa de emersión.
3. En 5,2-3,5 se observa una curiosa alineación curva. ¿Puede ser algún tipo de depósito de playa? Explicarlo.
4. *a)* ¿Qué altura tiene el actual escarpe de la costa del lago Erie? *b)* Hacer un mapa ampliado del acantilado marino en el que se observa un valle colgado similar a los representados en el mapa.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



Capítulo 31
Morfología eólica

El viento, el cuarto de los agentes erosivos discutidos hasta ahora, origina una interesante variedad de formas fisiográficas tanto de erosión como de deposición. Ahora bien, la masa total de materiales así removidos o depositados, es inferior a la debida a la meteorización, corrientes de agua, olas y hielo, excepto en ciertas regiones desérticas especialmente favorables para su acción. En las regiones húmedas, caracterizadas por la gran humedad del suelo y por la densa cobertura vegetal, existen pocas pruebas de la actividad del viento. Las más usuales son las dunas de arena costeras. En otra parte la vegetación mantiene al suelo en su sitio, a menos que el hombre se encargue de destruirla.

Erosión eólica

El viento lleva a cabo dos tipos de actividad erosiva. Por una parte, barre las partículas sueltas que se hallan sobre la superficie del suelo y las arrastra o las levanta por el aire. Este proceso se denomina *deflación*. En ciertos lugares el viento arrastra arena y polvo contra las rocas y el suelo; este proceso recibe el nombre de *abrasión eólica* o *corrosión*. La abrasión requiere del transporte de elementos cortantes por el viento; la deflación se debe únicamente a las corrientes de aire.

La deflación actúa dondequiera que la superficie del terreno esté completamente seca y recubierta de pequeñas partículas sueltas procedentes de la meteorización de la roca o previamente depositadas por el agua en movimiento, el hielo o las olas.

Por lo tanto, los cursos de los ríos secos, las playas y las áreas recientemente cubiertas por depósitos glaciares son muy susceptibles a la deflación. En las regiones de clima seco, prácticamente toda la superficie del terreno se halla expuesta a la acción de la deflación, ya que las rocas y el suelo se hallan al descubierto sin ningún tipo de protección vegetal. El proceso eólico de deflación es selectivo. Las partículas más finas, las que

Formación de barjanes. (R. Chudeau, «Étude sur les Dunes Sahariennes», **Annals de Geographie**, París, 1920.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 31.1. Esta depresión de deflación en las llanuras de Nebraska contiene una columna testigo del material original, dando de este modo una base natural para calcular la profundidad de los materiales arrancados por deflación. (Fotografía de N. H. Darton, U. S. Geological Survey.)

constituyen el barro, la arcilla y los limos, son levantadas muy fácilmente y transportadas en supensión. Los granos de arena se mueven únicamente si el viento es fuerte y tienden a desplazarse a poca altura del suelo. La grava y los cantos de 5 a 8 cm de diámetro suelen rodar por el suelo llano cuando el viento es muy intenso, pero no recorren grandes distancias ya que es muy fácil que queden retenidos en agujeros o aprisionados entre sus compañeros. Por lo tanto, en aquellos lugares en los que exista una gran variedad de tamaños de materiales, serán transportados los finos mientras que los gruesos quedarán rezagados.

La principal forma de erosión producida por la deflación son cuencas de pequeña profundidad denominadas *depresiones de deflación*. Pueden tener de unos pocos metros a varios kilómetros de diámetro, pero su profundidad raramente pasa de unos pocos metros. Se originan en las regiones llanas de clima árido. Cualquier pequeña depresión existente en la llanura, particularmente si no está protegida por vegetación, puede derivar en una depresión de deflación. Las lluvias llenan la concavidad originando una charca o una laguna. A medida que el agua se evapora, el barro del fondo se seca, se agrieta y da lugar a escamas y fragmentos de barro seco que son fácilmente transportados por el viento. En las tierras de pastos, el ganado puede pisotear los bordes de la depresión hasta convertirla en una masa de barro, eliminando su protección vegetal y facilitando así su erosión cuando esté seca. De este modo la cavidad primitiva se va ensanchando progresivamente (fig. 31.1).* Las depresiones de deflación también pueden formarse en las rocas disgregadas por meteorización.

En los grandes desiertos del sureste de California, Arizona y Nuevo México, los fondos de las cuencas situadas entre las montañas están sujetos a deflación. Las extensas, horizontales y poco profundas playas desérticas, han sido excavadas en algunos lugares varios metros en áreas de muchos kilómetros cuadrados.

En los lugares donde la deflación ha actuado enérgicamente sobre superficies repletas de fragmentos sueltos de gran variedad de tamaños, los cantos que no pueden ser transportados tienden a acumularse y a cubrir toda la superficie (fig. 31.2). Rodando y chocando unos contra

* La excavación de estas cuencas suele detenerse cuando se ha alcanzado el nivel piezométrico local, ya que entonces el viento no puede levantar las partículas húmedas. Los principales oasis de Libia y Egipto han sido formados de este modo. (*N. del T.*)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

otros, al ser transportados por el viento, las partículas pequeñas, los cantos quedan bien encajados y forman un *pavimento desértico* en el norte de África, este suelo recibe el nombre de *reg*. En algunos lugares, la precipitación en superficie del carbonato cálcico, el yeso y las otras sales transportadas por el agua de saturación, tiende a cementar los cantos y a construir de este modo una protección efectiva contra la deflación posterior.

La acción erosiva del viento cargado de arena contra las superficies de las rocas se limita a las primeras decenas de centímetros basales de un acantilado, colina u otra masa de rocas que se eleva sobre una llanura, relativamente plana ya que los granos de arena no pueden alcanzar dichas alturas. La abrasión del viento origina orificios y acanaladuras en la roca. Si una masa rocosa pequeña destaca sobre un llano, puede ser erosionada por la base del modo antes descrito y adoptar la forma de una seta, por lo que se denominan *rocas fungiformes*. Muchas de estas formas pueden producirse también por procesos de meteorización.

Figura 31.2. Este pavimento desértico de fragmentos de cuarcita ha sido formado por la acción del viento y del agua sobre la superficie de un abanico aluvial en el desierto del sureste de California. Los fragmentos tienen un tamaño que oscila entre 2,5 y 33 cm. El pavimento tiene debajo limos. (Fotografía de C. S. Denny, U. S. Geological Survey.)

Tempestades de polvo y arena

Los fuertes vientos que imperan en las regiones desérticas llanas llevan, durante las estaciones secas, grandes cantidades de fino polvo en suspensión en forma de enormes y densas nubes que reciben el nombre de *tempestades de polvo*. Se originan cuando la superficie del terreno ha sido totalmente desposeída de su cobertura vegetal para acondicionarla para el cultivo o para pastos cuando no existe vegetación debido a la extrema aridez del clima. Una tempestad de polvo adopta la forma de una gran nube oscura que se extiende a varios cientos de metros de altura (fig. 31.3). Los lugares envueltos por la nube de polvo quedan sumidos en una oscuridad profunda o total. La visibilidad se reduce a unos pocos metros y un fino polvo que dificulta la respiración penetra por todas partes.

Se ha estimado que en 1 km³ de aire pueden viajar en suspensión unas 900 toneladas de polvo. Teniendo esto en cuenta, una tempestad de polvo de 500 km de diámetro puede transportar más de 90 millones de toneladas de polvo (el suficiente como para construir una colina de 3 km de base y 30 m de altura[1]). Una región que suministrara polvo para millares de tales tempestades perdería una considerable masa en un espacio de miles de años. Es difícil asegurar si durante este mismo período de tiem-

Figura 31.3. Frente de una tempestad de polvo que se acerca, en la meseta de Coconino, Arizona. (Fotografía de D. L. Bebenroth.)

[1] A. K. Lobeck, *Geomorphology*, McGraw-Hill, Nueva York, 1939, 731 págs., pág. 380.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

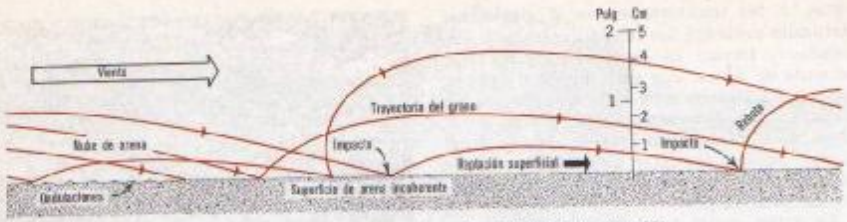


Figura 31.4. Las partículas de arena se desplazan a grandes saltos. (Según R. A. Bagnold.)

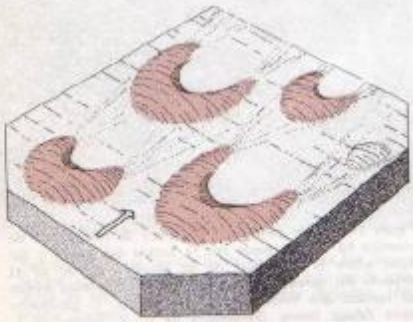


Figura 31.5. Barjanes o dunas en media luna. La flecha indica la dirección del viento.

po las corrientes de agua removerán más material de este área, pero es muy probable que removieran mucho más.

El polvo viaja por el aire a considerables distancias. Algunas tempestades de polvo han llegado a recorrer 4000 km. Las erupciones volcánicas lanzan enormes cantidades de polvo sumamente fino. La famosa explosión del Krakatoa, Insulindia, en 1883 arrojó una gigantesca cantidad de polvo, parte del cual permaneció en los niveles altos de la atmósfera durante largo período de tiempo y fue esparcido por todo el mundo. Se ha dicho que las desacostumbradas y brillantemente coloreadas puestas de sol que tuvieron lugar en las islas Británicas durante los años que siguieron a 1883 fueron el resultado de la presencia del polvo del Kra-

Figura 31.6. Barjanes de Biggs, Oregon. (Fotografía de G. K. Gilbert, U. S. Geological Survey.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

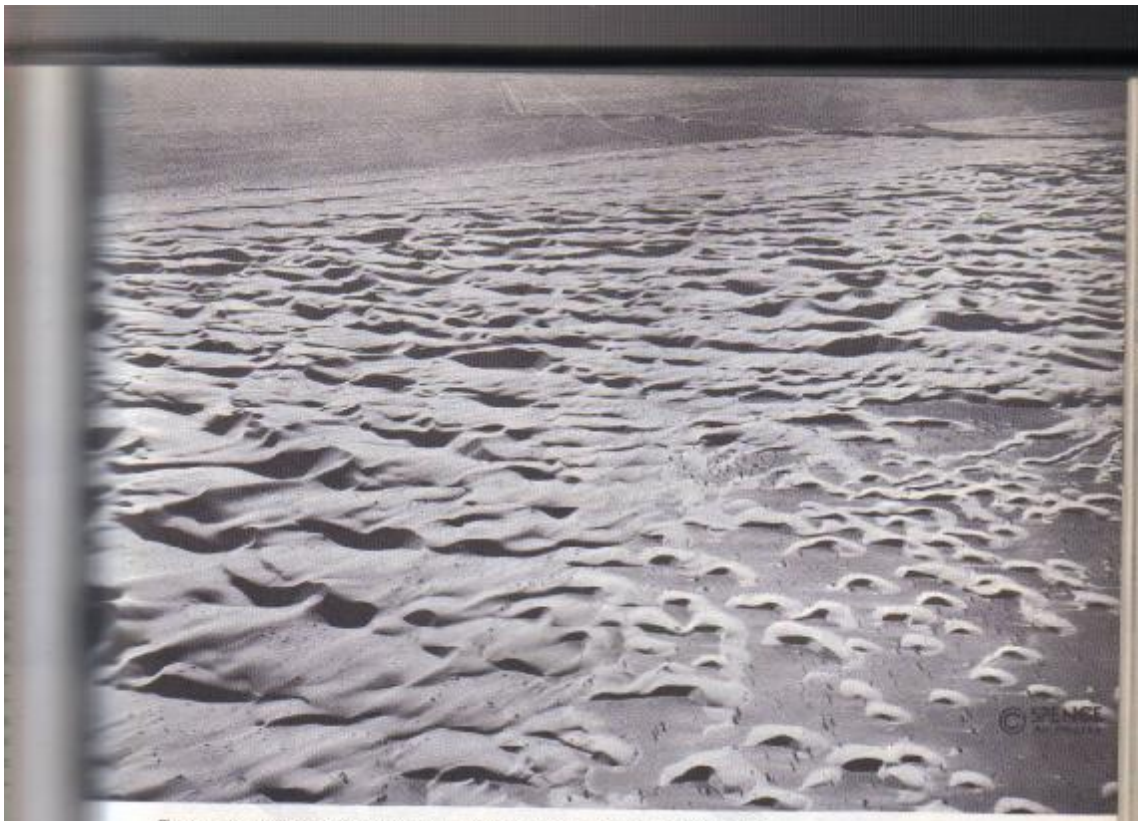


Figura 31.7. Esta fotografía aérea de un campo de dunas situado entre Yuma, Arizona, y Calexico, California, muestra un mar de arena de dunas transversales en el fondo y un campo de barjanes situado en primer término. (Copyright por Spence Air Photos.)

katoa en la atmósfera. Se denominaron "Chelsea sunsets" y fueron el tema favorito de pintura de los artistas ingleses de aquella época.

La auténtica *tempestad de arena* del desierto es una nube baja de arena en movimiento que alcanza sólo unos pocos decímetros de altura (a lo más, 2 m) sobre el suelo. Consiste en numerosas partículas de arena transportadas por ráfagas de viento impetuoso. Los que se han visto envueltos en una tempestad de arena dicen que un hombre de pie puede tener la cabeza y los hombros por encima de la nube en movimiento. La razón por la que la arena no alcanza gran altura es que cada una de las partículas se traslada por un movimiento de *saltación* (fig. 31.4). Los granos al trasladarse describen una trayectoria curva e inciden contra el suelo con fuerza considerable pero con un ángulo bajo. El impacto hace que el grano vuelva a rebotar y ascienda de nuevo. Al mismo tiempo la capa superficial de granos de arena del suelo también se desplaza en la dirección del viento, ya que está sometida a los numerosos impactos de los granos transportados por éste.

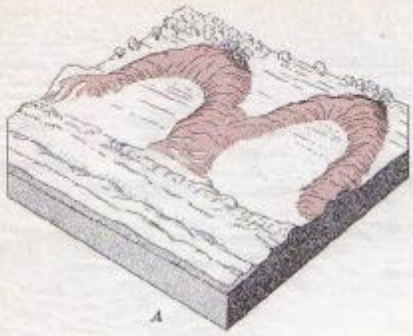
El efecto erosivo de esta arena se concentra en superficies expuestas de 0,3 a 0,6 m sobre la superficie del terreno. Los postes telefónicos que se hallan en llanuras arenosas afectadas por este tipo de tormentas son rápidamente corroídos por su base, a menos que se proteja a éstas con planchas metálicas o con grandes piedras.

Dunas de arena

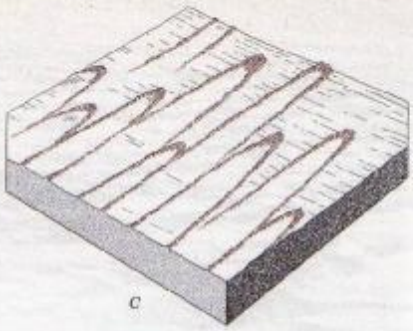
Una *duna* es cualquier colina o acumulación de arena debida a la acción del viento. Las dunas pueden ser activas, o *vivas*, cuando por no existir vegetación están cambiando constantemente de lugar bajo la acción de las corrientes eólicas. Se dice que son inactivas o *fijas* cuando la cobertura vegetal impide el desplazamiento de las mismas.

Vamos a enumerar aquí las variedades más comunes de dunas. La *duna en media luna* o

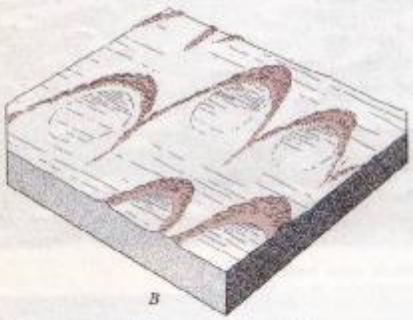
PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



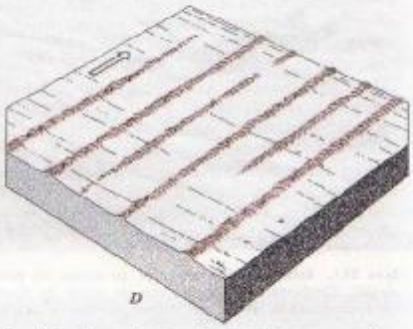
A. Dunas costeras con depresiones en forma de salsera.



C. Dunas parabólicas en forma de horquilla.



B. Dunas parabólicas en una llanura árida.



D. Alineaciones de dunas longitudinales en una llanura desértica.

Figura 31.8. Cuatro tipos de dunas. El viento dominante, indicado por una flecha, es el mismo para los cuatro diagramas.

barján (también denominada barcan, barkhan o barcana) se presenta aislada y vista en planta parece una media luna con las puntas redondeadas (fig. 31.5). Los cuernos de la duna apuntan en la dirección del viento e indican el sentido de su movimiento. Por la parte de barlovento la pendiente de la duna es suave y por allí ascienden los granos de arena. La vertiente opuesta, la de sotavento, se denomina *cara de deslizamiento* y presenta una pendiente mucho más acusada, ya que su ángulo con respecto a la horizontal es de 35° (fig. 31.6). Los granos de arena, una vez han sido empujados por el viento hasta la cresta de la duna, caen o se deslizan por la cara escarpada. Si sopla un viento muy fuerte, la arena forma una nube en la cresta y, por esto, cuando tiene lugar este fenómeno se dice que la cresta está *humeante*. Los barjanes descansan sobre superficies horizontales y cubiertas de guijarros. La arena comienza a acumularse a sotavento de algún obstáculo, tal como una pequeña colina, una roca o un matorral. Una vez que se ha acumulado la suficiente masa de arena, comienza a moverse en la dirección del viento y a adoptar la forma de media luna característica. Debido a esto los barjanes tienden a agruparse en alineaciones que se mueven bajo la acción del viento a partir de una serie de obstáculos.

En los lugares donde la arena es tan abundante que cubre por completo el suelo, las dunas adoptan la forma de alineaciones a modo de olas separadas entre sí por pasillos a modo de canales y reciben el nombre de *dunas transversales*, ya que sus crestas tienden a formar un ángulo recto con la dirección del viento (figu-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

ra 31.7). El área entera se denomina *mar de arena*, debido a que parece un océano encrespado por una tormenta e inmovilizado de súbito. El término *erg*, que designa cualquier gran extensión de dunas del Sahara, ha sido adoptado por los geógrafos para esta forma fisiográfica. Cada una de estas alineaciones de arena posee una afilada cresta y son asimétricas, estando la pendiente suave al lado de barlovento y la abrupta al de sotavento. Las alineaciones de dunas se hallan separadas por profundas depresiones. Los ergs están formados por grandes acumulaciones de arena, a menudo procedentes de la meteorización de una formación de arenisca infrayacente o de las llanuras aluviales próximas. Otras alineaciones de dunas transversales se sitúan paralelas a las playas que aportan abundante arena y que tienen vientos fuertes procedentes del mar (fig. 31.10).

Otro grupo de dunas lo integran todas aquellas que tienen la cresta curvada cóncavamente hacia barlovento, es decir, en sentido contrario al de los barjanes y dunas transversales. Pueden ser designadas como dunas de forma *parabólica*. Un buen ejemplo representativo de esta familia son las *dunas costeras* que se forman al lado de las playas en las que existen grandes cantidades de arena y los vientos dominantes son los que soplan hacia tierra (fig. 31.8*A*). La deflación origina una depresión en forma de salsera y la arena se acumula en una gran alineación curva que, vista en planta, parece una herradura. La vertiente de la duna que apunta a tierra es abrupta y va avanzando tierra adentro al tiempo que sepulta bosques y mata a los árboles (fig. 31.9). Las dunas costeras están bien desarrolladas a lo largo de las orillas meridional y oriental del lago Michigan; las de la playa sur han sido adaptadas al uso público (Parque de Dunas del estado de Indiana, ejercicio 3).

En las llanuras y en las mesetas áridas, donde la vegetación es dispersa y los vientos son fuertes, se forman grupos de *dunas parabólicas* que se desarrollan a sotavento de las depresiones de deflación (fig. 31.8*B*). La arena es retenida por pequeños arbustos y se acumula en amplias alineaciones de escasa altura. Estas dunas no tienen pendientes fuertes y pueden permanecer relativamente inmóviles. En algunos casos, sin embargo, la duna se mueve en la dirección del viento y los extremos de la parábola se transforman en largas y estrechas alineaciones paralelas (fig. 31.8*C*). Su forma, vista en planta, semeja una horquilla y por esto reciben el nombre de *dunas en horquilla*, pero pertenecen a la familia de las parabólicas. En la figura 31.10 pueden verse este tipo de dunas estabilizadas por la vegetación.

Figura 31.9. En Beaufort Harbor, cerca del cabo Lookout, Carolina del Norte, dunas costeras están inundando un bosque de robles. (Fotografía de J. A. Holmes, U. S. Geological Survey.)

Otro tipo de dunas son las *longitudinales*, denominadas así porque se hallan alineadas paralelamente a la dirección del viento. En las mesetas y llanuras desérticas, donde la arena es escasa, pero los vientos son intensos en una dirección determinada, se originan las *alineaciones de dunas longitudinales* (fig. 31.8*D*). Por lo común tienen sólo unos pocos metros de altura, pero pueden alcanzar varios kilómetros de longitud. En algunas áreas, al menos, las dunas longitudinales se producen mediante un desarrollo extremo de las dunas en horquilla, al extenderse de gran manera sus brazos con la dirección del viento.

Las alineaciones de dunas longitudinales, que se orientan paralelamente a los vientos dominantes, ocupan grandes extensiones de Australia central conocidas con el nombre de *sand-ridge deserts* (desiertos de barras de arena) (figura 31.11). Estas crestas tienen una altura media de 10 a 15 m están espaciadas entre sí de 0,4 a 2,4 km y su longitud es de 40 a 80 km. (Para una descripción de los desiertos de barras de arena australianos, véase la publicación de C. T. Madigan indicada en la bibliografía.)

También orientadas longitudinalmente con respecto a la dirección del viento, aunque no son verdaderas dunas, son las *barras de arena*, que son alineaciones largas, de crecimiento y de cresta afilada que se extienden en la dirección del viento a partir de algún obstáculo topográfico, tal como alguna colina que sobresalga de una llanura desértica (fig. 31.12). La arena, moviéndose por saltación, pasa por encima o alrededor del obstáculo y se deposita a sotavento, formando gradualmente la barra hasta que la zona de aire tranquilo queda rellena.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 31.10. Las flechas de esta fotografía muestran las alargadas dunas en horquilla que avanzaban desde la playa y que han sido detenidas con vegetación. Mientras tanto, activas dunas transversales comienzan a cabalgar sobre ellas en una nueva ola. Bahía de San Luis Obispo, California. (Spence Air Photos.)

Aunque las dunas anteriormente descritas son los tipos más representativos de las que se encuentran en los Estados Unidos, existen muchas otras variedades. En los grandes desiertos del norte de África, Arabia y sur de Irán existen grandes dunas complejas al parecer no existentes en los Estados Unidos. Una de ellas es la *duna en espada* o *seif*, que consiste en una enorme alineación arenosa cuya cresta va subiendo y bajando dando lugar a alternativos picos y gargantas y cuyas vertientes están formadas por caras curvas. Los seifs pueden alcanzar unas pocas decenas de metros de altura y varios kilómetros de longitud.

Otro tipo sahariano es la *duna en estrella* o *duna piramidal*,* gran colina de arena cuya base aparece como una estrella de muchas puntas al ser vista en planta (fig. 31.13). Las alineaciones de arena radiales llegan hasta el centro de la duna y culminan en afilados picos de hasta 150 m o más de altura con respecto a la base. Las dunas en estrella parece que permanecen fijas durante siglos y pueden servir de auténticas guías para viajar por el desierto.

* La pirámide formada por la duna también recibe el nombre de *ghourd*. (*N. del T.*)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Loess

En varias partes del mundo el suelo se halla totalmente cubierto por depósitos de limo transportado por el viento, que se ha ido depositando a través de las tempestades de polvo que han tenido lugar a través de muchos miles de años. El material así acumulado recibe el nombre de *loess*. Por regla general es de un uniforme color amarillento y carece de estratificación visible o de alguna franja de distinto color. El loess tiene tendencia a romperse a lo largo de escarpes verticales dondequiera que se halle expuesto por la acción excavadora de una corriente de agua o del hombre (fig. 31.14). Este tipo de rotura es producido posiblemente por la ligera contracción que experimenta toda la masa al irse compactando una vez que ha sido depositada por el viento.

Los mayores depósitos de loess están en China, donde es común un espesor de 30 m y se ha medido un máximo de 90. En la parte norte de China cubre cientos de kilómetros cuadrados y parece que proviene del interior de Asia. Los depósitos de loess también son importantes en Europa central, Argentina y Nueva Zelanda, pero no son tan espesos y extensos, tan considerables como en China.

En los Estados Unidos existen grandes depósitos de loess en el valle del río Misisipí (figura 31.15). Gran parte de las praderas de Illinois, Iowa, Misuri, Nebraska y Kansas son depósitos de este material con un espesor que varía entre 1 y 30 m. También se encuentran extensos depósitos a lo largo de las tierras que bordean la llanura de inundación del curso bajo del Misisipí por su parte este, a través de Tennessee y Misisipí (fig. 31.14). Otros depósitos de loess podemos encontrarlos al noreste de Washington y al oeste de Idaho. Los depósitos de loess americanos y europeos están directamente relacionados con los glaciares continentales pleistocénicos. Mientras el hielo cubría Norteamérica y Europa, es posible que en las zonas que bordean los casquetes de hielo existiera un clima seco y frío y que sobre aquellas tierras desnudas soplaran vientos hacia el S y hacia el E levantando y transportando los limos de las llanuras de inundación de las corrientes anastomosadas alimentadas por aguas de fusión. Este polvo se depositó entre los ríos, aumentando en cantidad gradualmente hasta formar una superficie horizontal y suave. El loess es particularmente espeso en las orillas orientales de los valles, porque los vientos predominantes eran del Oeste, y está bien expuesto a lo largo de los escarpes de la mayoría de los ríos que cruzan hoy la región (fig. 31.16).

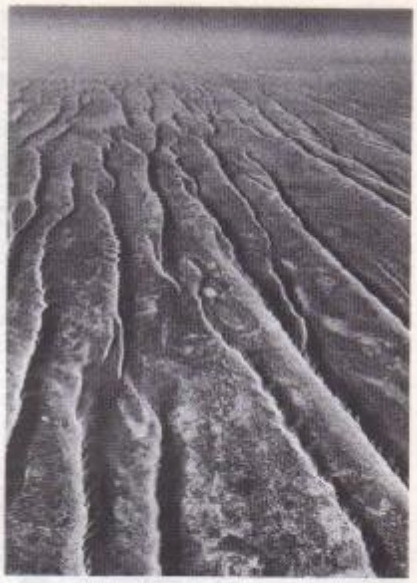


Figura 31.11. Esta fotografía aérea oblicua muestra dunas longitudinales que llegan hasta donde puede alcanzar la vista. Desierto Simpson, noreste de Alice Springs, Australia. (Fotografía de George Silk, Life Magazine, © Time, Inc.)

Figura 31.12. Las barras longitudinales de arena aparecen en esta fotografía aérea en forma de estrechas fajas de afiladas crestas que parten de una colina siguiendo la dirección del viento. En la parte inferior izquierda se observan algunos barjanes. La anchura del área es, aproximadamente, de 1,2 km. Fotomosaico aéreo de una porción de la región de Chao-Virú-Moche, Perú. (Cortesía del Ministerio de Fomento.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

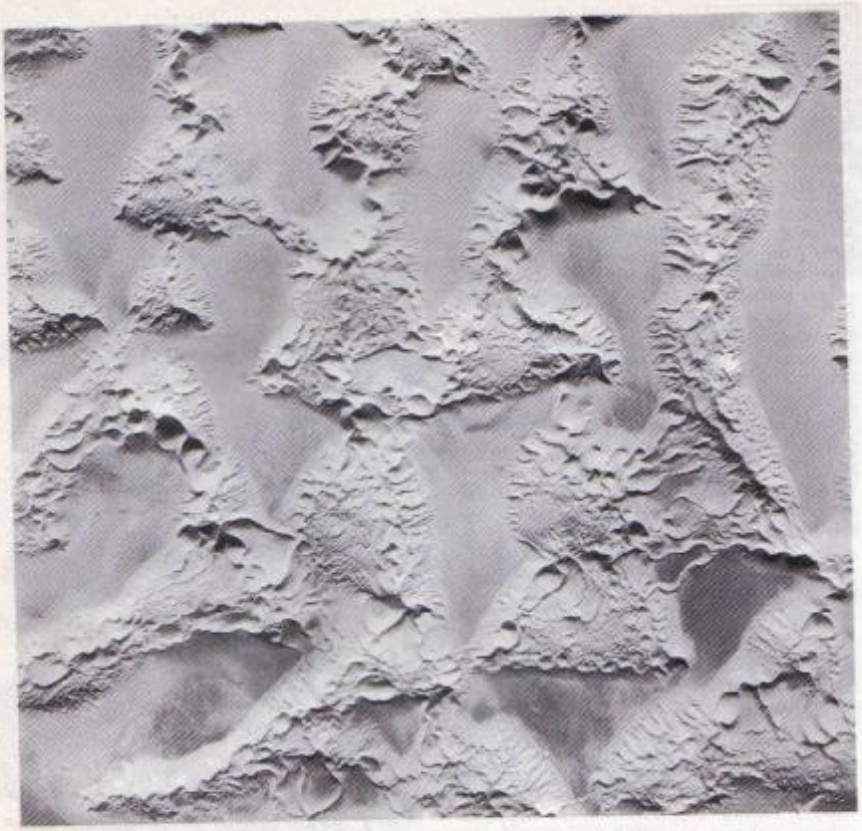


Figura 31.13. Vistas desde una altura de 10 km, estas dunas del desierto Líbico aparecen como manchas irregulares con forma de estrella que se elevan hasta picos centrales de 90 a 180 m por encima del suelo llano intermedio. La anchura del terreno representado es de unos 11 km. (Fotografía publicada por cortesía de la Aero Service Corporation.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

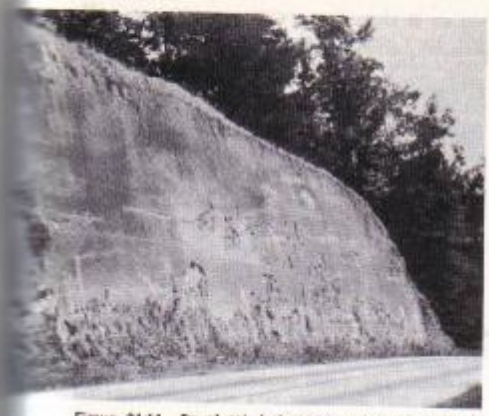


Figura 31.14. En el talud de esta carretera al sur de Vicksburg se observan los típicos depósitos de loess glacial existentes al este del Misisipi. (Fotografía de Orlo Childs.)

Figura 31.15. Los depósitos de loess del centro de los Estados Unidos son importantes dentro del área coloreada. (Según E. T. Apfel.)

La importancia de los loess en las posibilidades de la agricultura mundial no pueden ser sobreestimadas fácilmente. En las llanuras y en las mesetas de loess se han formado ricos suelos negros especialmente aptos para el cultivo de cereales. Las planicies sumamente productivas del sur de Rusia, la Pampa argentina y las fértiles regiones del norte de China están formadas por acumulaciones de loess. En los Estados Unidos, el maíz se cultiva extensamente en las llanuras de loess de los Estados en que las precipitaciones son suficientes (por ej., Iowa e Illinois); el trigo se cultiva más al Oeste, en los llanos de Kansas y Nebraska, y en la región

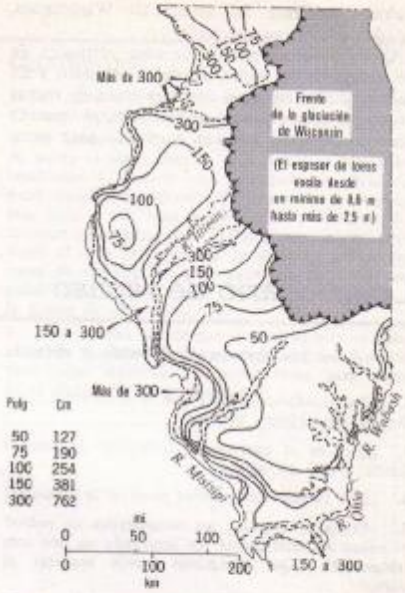


Figura 31.16. Este mapa de Illinois muestra el espesor que alcanza el loess. (Según R. F. Flint.)

Figura 31.17. Carretera encajada profundamente en el loess. Shensi, China. (Fotografía de Frederick G. Clapp.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Palouse del este del estado de Washington, donde el clima es más seco.

Como el loess origina paredes verticales en las orillas de los valles donde es expuesto y no suelen producirse en él deslizamientos de tierras ni desprendimientos al mismo tiempo que es fácil de perforar, ha sido empleado para excavar en él viviendas en China y en Europa central. En China, los viejos caminos y carreteras construidos en el loess se han ido hundiendo profundamente en el terreno como consecuencia de la pulverización del loess del lecho de la carretera y su remoción por el viento y el agua (fig. 31.17).

Cuestionario de repaso

1. Explicar los procesos de deflación y abrasión del viento.
2. ¿Qué condiciones favorecen la deflación? ¿Qué formas topográficas origina?
3. ¿Qué es el pavimento desértico? ¿Cómo se forma? ¿Qué es un reg?
4. ¿Qué formas fisiográficas produce la abrasión?
5. ¿Cómo se originan las tempestades de polvo? ¿Cuánto material puede ser acarreado en una sola tempestad? ¿Qué distancias puede recorrer el polvo?
6. ¿Cómo se desplazan los granos en una tempestad de arena? ¿Cuál es la máxima elevación que pueden alcanzar? ¿A qué altura se concentra la abrasión?
7. ¿Qué son las dunas de arena? ¿Cuál es la diferencia entre las dunas vivas y las fijas?
8. Describir un barján. ¿En qué dirección se desplaza?
9. ¿Qué son dunas transversales? ¿Qué es un mar de arena? ¿De dónde procede ésta? ¿Qué lugares son los más favorables para el desarrollo de las dunas? ¿Qué es un erg?
10. Describir una duna costera, una duna parabólica y una duna en horquilla. ¿Cómo se desarrolla cada una de ellas?
11. Describir las dunas longitudinales y las barras de arena. ¿Qué relación tienen con los vientos dominantes? ¿Dónde existen dunas longitudinales?
12. Describir las dunas en estrella y los seif. ¿Dónde se encuentran?
13. ¿Qué es el loess? ¿Cómo se forma? ¿Cuál es su estructura?
14. Describir la distribución del loess a través del mundo. ¿Qué origen se atribuye al loess del norte de China?
15. ¿Qué estados de la región fluvial del Misisipí-Misuri tienen depósitos de loess? ¿Cuál es su importancia económica?

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

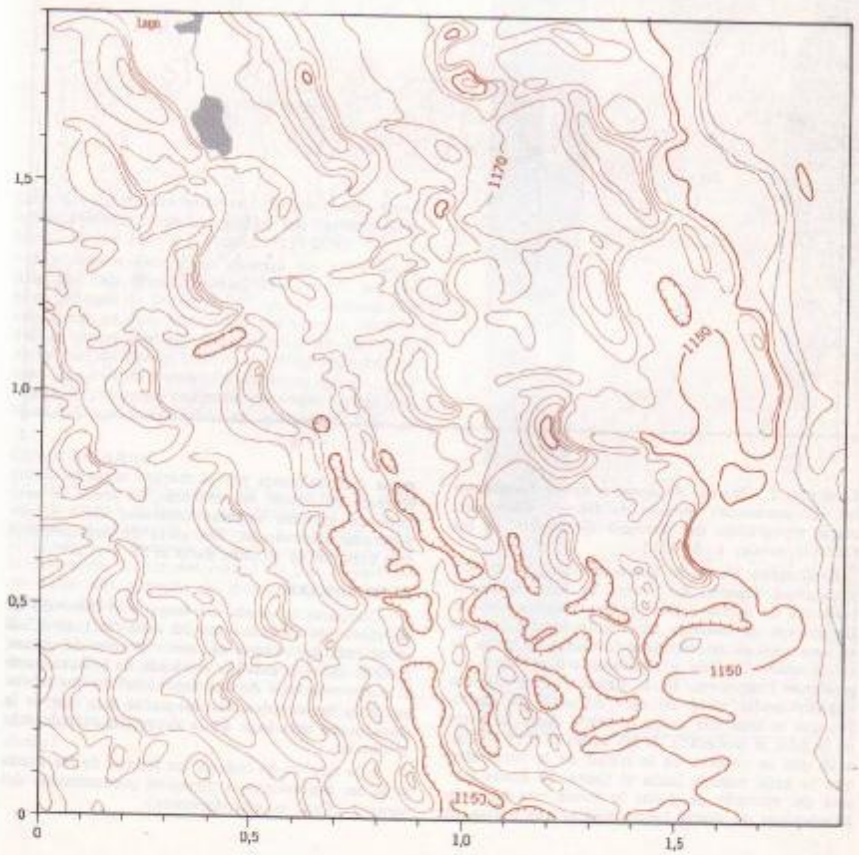
Ejercicios

EJERCICIO 1. *Barjanes.* (Procedencia: Sicler, Washington, mapa topográfico del Servicio Geológico de los EE.UU.; escala: 1 : 24 000.)

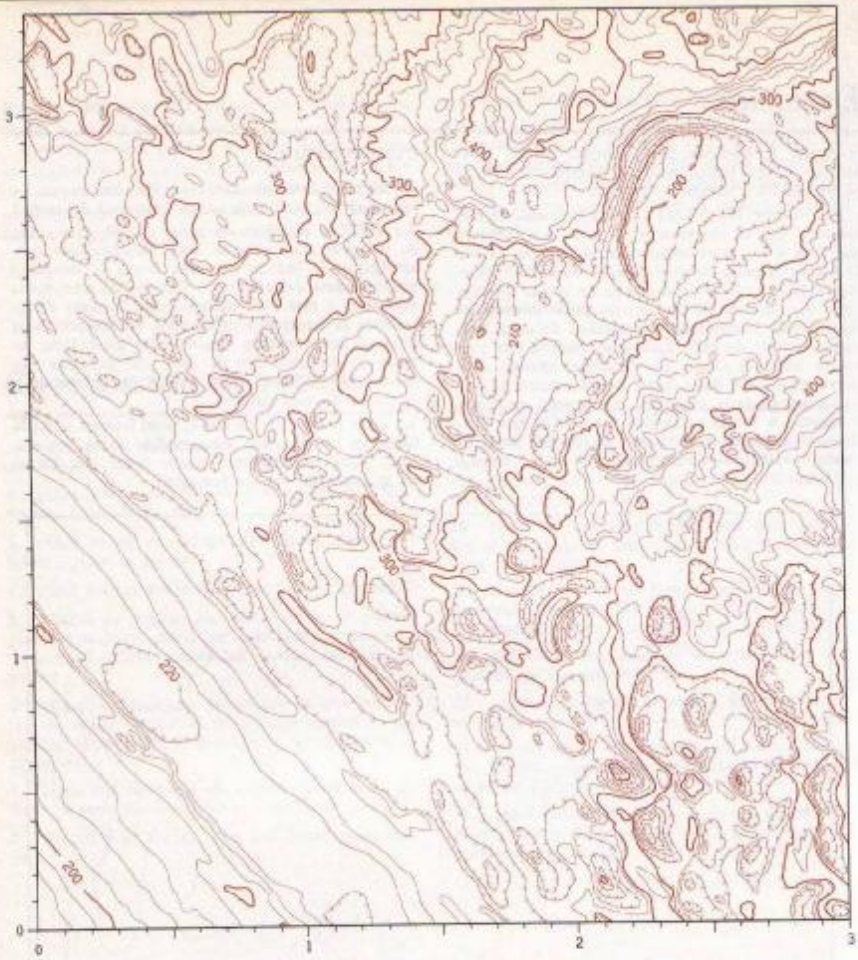
Explicación: Las colinas aisladas en forma de media luna que se observan en el mapa son barjanes similares a los representados en las figuras 31.5 y 31.6 y en la parte inferior derecha de la 31.7. Quedan todas cerca del gran campo de dunas longitudinal que aparece al Este en las proximidades del lago Moses, Washington. En muchos de estos barjanes, al final de cada cuerpo se observa una curvatura hacia el Oeste, en dirección opuesta a la curvatura normal de la duna. Este fenómeno es una consecuencia de la tendencia que poseen las dunas a adoptar la forma parabólica (fig. 31.8*B*) que queda sobreimpuesta a la forma de media luna. El aspecto parabólico se observa bien en 0,1-1,3, 0,6-1,2 y 0,1-0,6.

CUESTIONARIO

1. *a*) ¿Qué intervalo de curvas de nivel se usa en el mapa? *b*) ¿Cuál es la escala fraccional del mapa?
2. *c*) Sobre una hoja de papel transparente situada sobre el mapa dibujar doce barjanes bien desarrollados. *b*) Indicar con una flecha la dirección predominante del viento. *c*) Escoger las tres dunas más altas y más bien desarrolladas y medir directamente su longitud y su anchura, escribiendo estos datos al lado de cada una de ellas. *d*) Indicar las caras de deslizamiento de cada una de estas tres dunas con "achure" para indicar la extensión y la forma de esas caras.
3. ¿Qué prueba hay de que el nivel freático se halla cerca de la superficie comprendida entre dos dunas? ¿Qué repercusiones puede tener este hecho en el desarrollo de los barjanes?



PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



EJERCICIO 2. *Mareas de arena y dunas transversales.* (Procedencia: Sureste de Glamis, California, mapa topográfico del Servicio Geológico de los EE.UU.; escala: 1 : 24 000.)

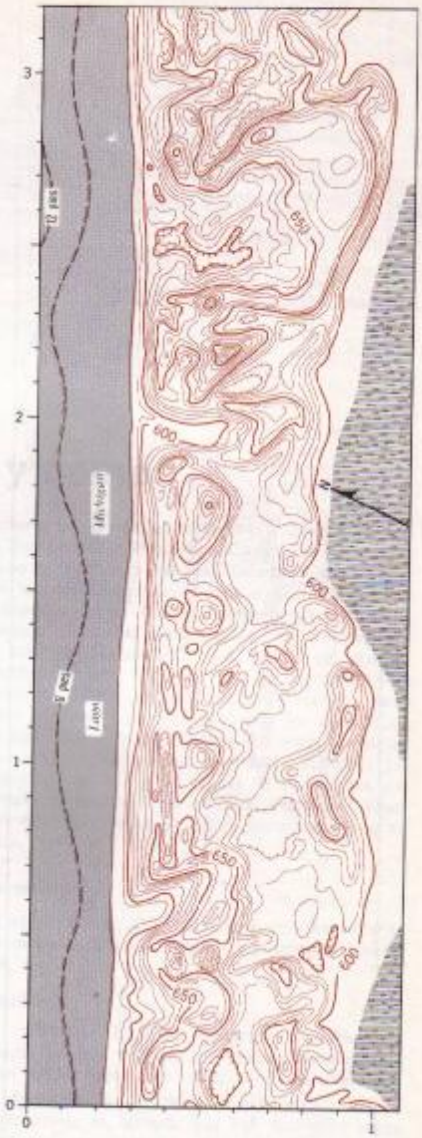
Explicación: Cerca de Yuma, Arizona, en el seco y caluroso desierto de Sonora se halla el mayor cinturón de dunas activo de los Estados Unidos. La porción de desierto aquí representada consiste en una zona de áridas dunas formadas de arena de color amarillo pálido y separadas entre sí por depresiones irregulares. En la figura 31.7 se observa una fotografía aérea de este cinturón de dunas. Aunque el área que ocupa el mapa queda al norte de la foto, la topografía de las dunas es muy similar a la que se observa en la mitad de la fotografía, que se halla tomada hacia el Oeste. El borde sureste del cinturón de dunas lo forma una serie de alineaciones de dunas longitudinales que cortan el mapa diagonalmente por el margen suroeste. Sobre el resto del mapa, sin embargo, la arena se acumula en grandes barreras separadas entre sí por profundas depresiones. Las caras de deslizamiento más abruptas se inclinan hacia el SE y el E.

CUESTIONARIO

1. Comparar la escala del mapa y el intervalo de las curvas de nivel con los del ejercicio 1. *a*) ¿Cuál es el máximo relieve de este cinturón de dunas, medido desde la máxima elevación de la duna hasta el punto más bajo de una depresión? *b*) Dar la elevación y las coordenadas del punto más alto de la duna y del más bajo de la depresión cerrada más profunda.

2. ¿De qué modo indican las formas de las dunas y de las depresiones la dirección predominante del viento? ¿Cuál es esta dirección?

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



EJERCICIO 3. *Dunas costeras.* (Procedencia: Duna Acres, Indiana, mapa topográfico del Servicio Geológico de los EE.UU.; escala: 1:24 000.)

Explicación: Este mapa muestra una parte de la costa del lago Michigan habilitada para el uso público (Parque de Dunas del estado de Indiana). En este lugar se han acumulado abundantes cantidades de arena mediante los procesos de deriva de playa que allí tienen lugar hacia el extremo sur del lago. Los fuertes vientos procedentes del N y del NW han originado una serie de largas dunas costeras del tipo representado en la figura 31.8*A*.

CUESTIONARIO

1. *a*) ¿Cuál es el intervalo de las curvas de nivel de este mapa? *b*) Dar las coordenadas de todos los puntos de elevación superior a los 700 pies. *c*) ¿Cuál es la distancia en millas representada por la dimensión mayor del mapa? *d*) Dar la anchura en millas del cinturón de dunas por su lugar de máxima amplitud.
2. Situar una hoja de papel transparente sobre el mapa. Repasar en lápiz las dunas bien desarrolladas situadas en 0,8-2,7, 0,7-2,0 y 0,5-0,6. Indicar su forma mediante hachures en las vertientes.
3. ¿Qué tipo de vegetación y qué distribución de la misma existirá en este cinturón costero de dunas?

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

EJERCICIO 4. *Dunas en horquilla.* (Procedencia: Idaho Falls South, Idaho, mapa topográfico del Servicio Geológico de los EE.UU.; escala: 1 : 24 000.)

Explicación: Las largas y estrechas alineaciones de dunas de este mapa van de SW a NE. Aquí y allá una alineación se ha doblado hacia atrás hasta originar la horquilla que caracteriza a las dunas parabólicas muy alargadas semejantes a las ilustradas en las figuras 31.8C y 31.10. Los extremos de algunas de estas dunas en horquilla se han desarrollado hasta formar masas prominentes.

CUESTIONARIO

1. *a*) Comparar el intervalo de las curvas de nivel de este mapa con el del ejercicio 3. *b*) ¿Cuál de los dos mapas tiene una escala mayor?

2. Situar una hoja de papel transparente sobre el mapa y repasar con un lápiz la base de todas las dunas uniendo todos los fragmentos que se hallan alineados pero disgregados, de modo que resulten únicamente unas pocas dunas en horquilla. Indicar con una flecha el Norte. Mediante otra flecha señalar la dirección del viento predominante necesaria para el desarrollo de tales dunas.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Capítulo 32
Llanuras costeras, estratos horizontales y domos

Los capítulos anterioces referentes a las formas topográficas originadas por la meteorización, corrientes de agua, hielo, olas y viento nos han dado muy poca o ninguna información sobre el modo como influye la composición de la roca y su estructura en el modelado y el tamaño de las formas fisiográficas resultantes. En cambio, suponiendo que todas las rocas son de composición uniforme, nos ha sido posible describir las formas de erosión ideales, simples, originadas por cada uno de los agentes antes mencionados. Existen, es cierto, grandes áreas de terreno completamente uniformes y es en tales lugares donde los agentes de denudación pueden dar lugar a formas ideales. En otras zonas las rocas sedimentarias se hallan basculadas, plegadas o falladas; las metamórficas, formando aureolas, y las ígneas se encuentran solidificadas dando lugar a multitud de cuerpos intrusivos. Estos capítulos están dedicados al estudio de estas estructuras y a su expresión topográfica.

Clasificación de las estructuras

Como se indica en la figura 32.1, las masas continentales se clasifican en varios grupos según la estructura y composición litológica que posean.

A. **Estructuras originales.**

1. Llanuras costeras. Franjas costeras recientemente emergidas formadas por estratos de rocas sedimentarias que descansan sobre rocas más antiguas y continentales.

2. Estratos horizontales. Estratos sedimentarios, esencialmente horizontales en altitud, que han emergido sobre una gran área pero no han sido dislocados. Las coladas horizontales de lava de gran espesor y extensión pueden incluirse en este grupo.

Cerro de la Cruz, meseta del Colorado. (J. W. Powell, U. S. Geological Survey, Second Annual Report, Government Printing Office, 1882.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

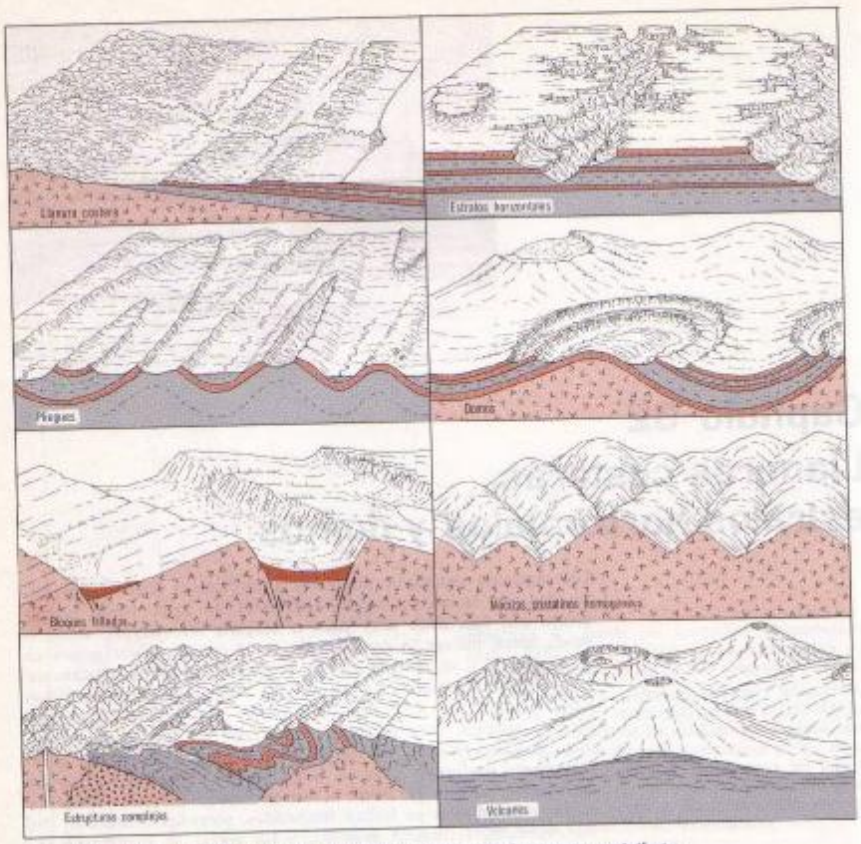


Figura 32.1. Las masas continentales pueden clasificarse según los grupos aquí ilustrados. Los cinturones metamórficos pueden observarse en la figura 22.17. La clasificación se basa en la variedad y estructura de la roca.

B. Estructuras alteradas.

3. Domos y cuencas. Zonas circulares u ovales de levantamiento o hundimiento causantes de que los estratos sedimentarios se arqueen cóncava o convexamente.

4. Pliegues. Estratos sedimentarios que han sido deformados por movimientos corticales orogénicos. Los pliegues pueden estar ligera o intensamente comprimidos según haya sido el grado de compresión cortical.

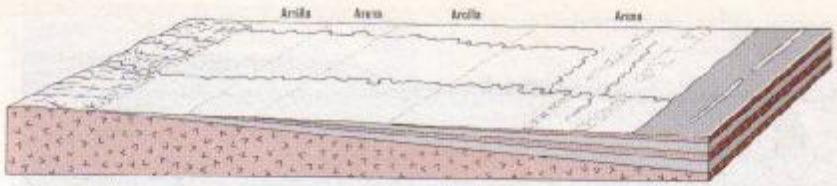
5. Bloques fallados. Masas corticales de cualquier tipo de roca o estructura rotas por fallamiento y que se han desplazado unas con respecto a las otras. Las fallas suelen ir acompañadas del basculamiento de algunos bloques.

6. Macizos cristalinos. Masas de rocas ígneas intrusivas y metamórficas que muestran una resistencia uniforme a los procesos de meteorización y erosión.

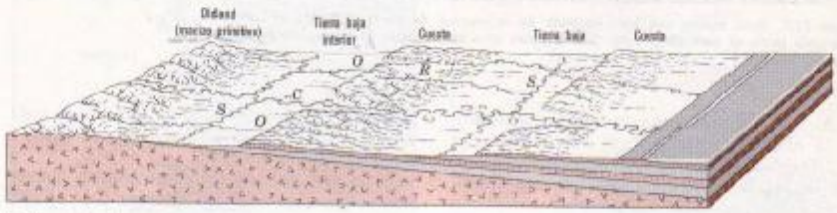
7. Cinturones metamórficos. Estrechas zonas de rocas metamórficas que suelen originar alineaciones paralelas de valles y montañas (fig. 22.17).

8. Estructuras complejas. Masas corticales que han sido afectadas por una

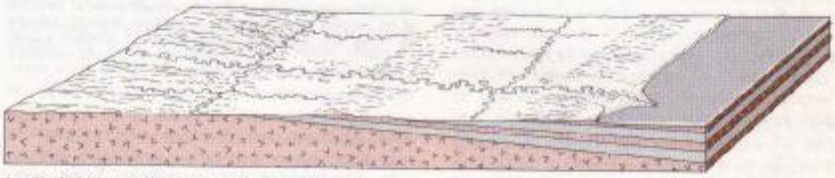
PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



A. **Fase inicial; llanura recientemente emergida.**



B. **Fase de madurez: cuestas y tierras bajas ya desarrolladas.** S = **subsecuente;** C = **consecuente;** O = **obsecuente;** R = **resecuente.**



C. **Final de la madurez o fase de senectud; relieve muy bajo.**

Figura 32.2. Desarrollo de una amplia llanura costera. (Según A. K. Lobeck.)

combinación de pliegues, fallas e intrusiones ígneas y que adoptan el aspecto de complicadas estructuras irregulares.

C. **Volcanes y formas afines.** Todos los tipos de masas rocosas resultantes de la extrusión de material fundidos. Comprenden varios tipos de volcanes y coladas de lava.

Existe una diferencia muy significativa entre el aspecto de las estructuras originales y el de las alteradas. Las primeras presentan superficies de suaves relieves (llanuras o mesetas) antes de ser modificadas por la erosión. Las estructuras alteradas y las volcánicas, por el contrario, suelen ser escarpadas y montañosas en su estado inicial. El relieve alcanza su máximo desarrollo cuando las estructuras están recién formadas y lentamente se va amortiguando.

Cada uno de los tipos estructurales anteriormente descritos pasa a través de una serie ordenada de estadios erosivos que siguen el ciclo de denudación continental ya explicado. En las regiones donde predominan los estratos horizontales o las masas cristalinas homogéneas, este ciclo es muy similar al ideal, debido a que la composición y la estructura de la roca se mantiene uniforme en cualquier dirección horizontal. Los pliegues, bloques fallados, domos y volcanes tienen ciclos distintos, no sólo del ciclo ideal, sino también entre sí, ya que las formas iniciales o las variaciones de la roca ejercen un control dominado sobre los ritmos de denudación.

Llanuras costeras

Las llanuras costeras pasan a través de una serie de estadios que se hallan ilustrados en la figura 32.2. En el bloque *A* la región ha emergido recientemente del mar, donde era una plataforma continental poco profunda que acumulaba estratos sedimentarios procedentes de tierra y distribuidos por las corrientes. En la superficie inicial, los ríos van directamen-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 32.3. Esta cuesta tan bien definida de la cuenca de París presenta su vertiente escarpada hacia el este (izquierda) y una ladera muy suave hacia el oeste. (Fotografía de Douglas Johnson.)

te al mar aprovechando la escasa pendiente de la nueva superficie. Estos cursos de agua se denominan *corrientes consecuences* ya que siguen la vertiente inicial de una superficie. Este tipo de corrientes pueden hallarse en muchas formas fisiográficas, tales como volcanes, bloques fallados o lechos de lagos secos.

Los ríos que antes de la emersión de la llanura costera corrían en la misma dirección que los actuales consecuentes y que al emerger ésta se prolongan hasta alcanzar la nueva línea de costa reciben el nombre de *corrientes consecuentes de extensión*. El término *oldland* se emplea para designar la porción de terreno más antiguo situado tierra adentro de la llanura costera. Si en este lugar existían colinas prominentes antes de que se sumergiera parte de su superficie y se depositaran en ella los sedimentos, es posible que dichas colinas lleguen a

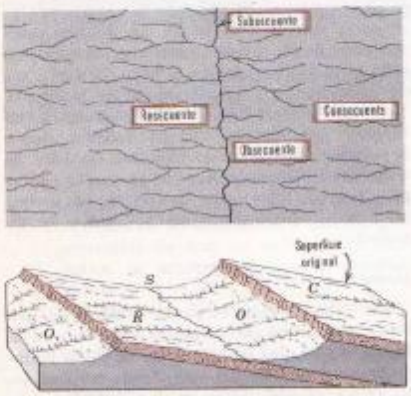


Figura 32.4. Cuatro tipos de corrientes de agua están asociados con estratos sedimentarios inclinados y erosionados. La unión de todos ellos constituye un modelo de drenaje en enrejado.

sobresalir de los estratos sedimentarios ya consolidados de la llanura costera y den lugar a *mendips*.

En la fase de madurez se desarrollan nuevos ríos y nuevas formas topográficas (fig. 32.2*B*). Donde se hallan expuestos terrenos fácilmente erosionables (arcillas), la denudación es rápida y se forman *tierras bajas* (lowlands). Entre ellas existen alineaciones de materiales más consistentes que dan lugar a *cuestas*. La depresión formada entre la primera cuesta y el macizo primitivo recibe el nombre de *tierra baja interior* (inner lowland). Las cuestas se originan al existir una capa resistente de caliza o arenisca algo inclinada que descansa sobre materiales más blandos, como yesos o arcillas, y que ha sido interrumpida por la erosión. Están compuestas de una vertiente escarpada que mira tierra adentro, o *frente*, motivada por la interrupción de la continuidad del estrato, y otra vertiente suave que sigue la inclinación normal de la estratificación y que se denomina *dorso*. Si la diferencia litológica entre los estratos alternantes es muy acusada, las cuestas se traducen en escarpados acantilados, como los de Reims, Francia (fig. 32.3). Sin embargo, es más frecuente que la cuesta se manifieste en forma de una alineación de colinas.

Los ríos que se desarrollan en la dirección de las tierras bajas, paralelos a la línea de costa se denominan *corrientes subsecuentes*. Suelen situarse a lo largo de las zonas en que la roca es más débil y, por lo tanto, se adaptan fácilmente al imperativo de este terreno. Los cursos de agua subsecuentes abundan en muchas regiones y serán mencionados frecuentemente al tratar de pliegues, domos y bloques fallados.

Los ríos que se deslizan por el frente de cuesta hasta desembocar en uno subsecuente reciben el nombre de *corrientes obsecuentes*. Su dirección de flujo es opuesta al buzamiento general de la zona y al sentido en que discurren las aguas de los cursos consecuentes. Los ríos

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

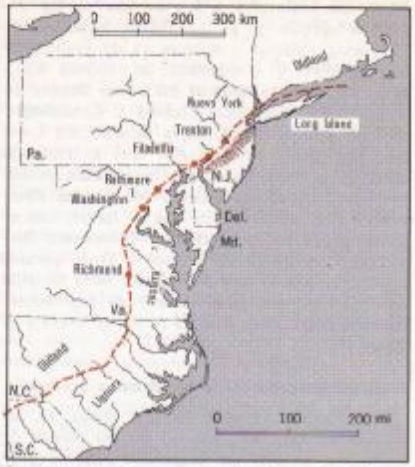


Figura 32.5. La llanura costera de los estados del este de los Estados Unidos muestra escaso desarrollo de cuestas, excepto en New Jersey. El límite interior de la llanura costera se ha indicado mediante una serie de ciudades. (Según A. K. Lobeck.)

Figura 32.6. La llanura costera de Alabama y Misisipí está formada por una serie de cuestas arenosas y tierras bajas de arcillas y margas. (Según A. K. Lobeck.)

que nacen en el dorso de las cuestas pero que no estaban presentes originalmente como corrientes consecuentes, se denominan *corrientes resecuentes*. Corren en la misma dirección que los consecuentes, pero llegan únicamente hasta donde termina el dorso de la cuesta (fig. 32.4).

Las líneas de drenaje de una llanura costera en estado de madurez se unen formando un *enrejado* (fig. 32.4), integrado por cursos consecuentes, subsecuentes, obsecuentes y resecuentes.

En la figura 32.2*C* se observa que la llanura costera, en su estado de senectud, ha sido reducida a una penillanura. El modelo de drenaje en enrejado persiste y las cuestas aparecen ahora como pequeñas colinas que sobresalen de la llanura.

Llanuras costeras de los Estados Unidos y de Inglaterra

Magníficos ejemplos de llanuras costeras los tenemos a lo largo de la costa atlántica de los Estados Unidos, en el sureste de Inglaterra y en la región de la cuenca de París, en la parte central norte de Francia.

La llanura costera de los Estados Unidos es la más grande de todas, ya que tiene una anchura de 160 a 500 km y se extiende 3000 km a lo largo de la costa del Atlántico. Los estratos son cretácicos y terciarios y los más antiguos afloran en la parte interna de la llanura, ya que se apoyan directamente sobre el primitivo macizo paleozoico y precámbrico. La llanura costera comienza en Long Island, que es una cuesta parcialmente sumergida, y aumenta de anchura rápidamente hacia el Sur para abarcar gran parte de New Jersey, Delaware, Maryland y Virginia (fig. 32.5). En toda esta porción de llanura costera solamente existe una cuesta, que comprende las Atlantic Highlands, monte Laurel, Pine Hills y otras agrupaciones de colinas semejantes. La cuesta está formada por una formación de arenisca porosa de edad cretácica y terciaria, que resiste la erosión debido a que absorbe el agua de lluvia rápidamente y, por lo tanto, reduce al mínimo la cantidad de arroyada. La tierra baja interior es un amplio y continuo valle que se ha desarrollado en una débil formación arcillosa cretácica.

En Alabama y Misisipí la llanura costera se halla ya en estado de madurez, pero el área cercana al mar ha emergido recientemente. Las cuestas y las tierras bajas corren alineadas de un modo aproximadamente paralelo a la costa (fig. 32.6), y de aquí que estas regiones reciban el nombre de *llanuras costeras alineadas*. Las cuestas tienden a estar modeladas en formaciones de arenisca y son especialmente aptas para el desarrollo de los pinos. Algunas tierras bajas muy

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 32.7. El sureste de Inglaterra es una llanura costera muy curvada y en estado de madurez. L = Londres; K = Cuesta de yeso cretácido; C = Cambridge; O = Oxford; H = Río Humber; Y = York; N = Nottingham; S = Río Severn; B = Bristol; D = Dartmoor; W = Gales; M = Manchester; L = Liverpool; P = Montes Peninos; T = Cuesta de caliza jurásica. (Según W. M. Davis.)

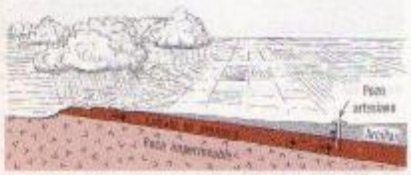


Figura 32.8. La formación de un pozo artesiano requiere un estrato de arenisca inclinado. (Según E. Raisz.)

fértiles se asientan sobre calizas, tal como sucede en el Black Belt de Alabama. Los ríos principales atraviesan esta topografía de cuestas y tierras bajas sin gran dificultad, lo que sugiere que se trata de ríos consecuentes de extensión.

Toda la porción sureste de Inglaterra es llanura costera en estado de madurez (fig. 32.7). La topografía se halla dominada por dos cuestas. La más interna está formada por calizas del Jurásico y localmente se denomina Cotswold Hills. En Inglaterra a las cuestas se las denomina *wolds*, y a las tierras bajas *vales*. La cuesta exterior o sureste es de yeso blanco cretácico y comprende las colinas Chiltern. Entre las cuestas se halla una llanura en la que están asentadas Oxford y Cambridge; de aquí que se denomine la Educational Lowland. La tierra baja interior que se extiende entre la primera cuesta y los macizos primitivos de Cornualles, Gales y los montes Peninos es muy amplia y en ella se hallan importantes ciudades como Bristol, Gloucester, Birmingham, Nottingham, Lincoln y York, además de fértiles tierras de cultivo. Esta zona se halla recorrida por un gran número de ríos subsecuentes, como el Severn, el Avon, el Trent y el Ouse.

Aspectos geográficos de las llanuras costeras

Las grandes llanuras costeras como las del este de los Estados Unidos y las del sureste de Inglaterra, poseen un desarrollo agrícola muy notable debido a la fertilidad y a la facilidad de cultivo de las tierras bajas. Aunque en las llanuras costeras han surgido importantes ciudades portuarias, no han sentido la misma imperiosa necesidad de dedicarse a la actividad marinera que las que se asientan en las costas montañosas de inmersión.

Las cuestas son propicias para la existencia de valiosos bosques, como los existentes en Europa y en el sur de los Estados Unidos. Si son de material arenoso excesivamente poroso, como en la llanura costera de New Jersey, pueden crecer con facilidad los pinos y los robles.

Las vías de transporte suelen seguir las tierras bajas y conectar las grandes ciudades allí situadas. Por ejemplo, las carreteras y líneas férreas que ponen en comunicación Nueva York con Trenton, Filadelfia, Baltimore y Washington están todas ellas situadas en una tierra baja interior. La topografía en cuestas, sin embargo,

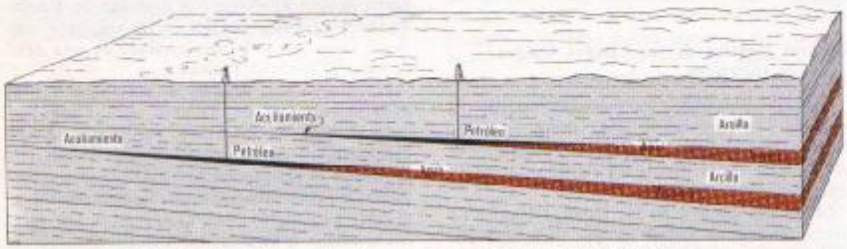


Figura 32.9. Las bolsadas de petróleo pueden formarse en los bordes de las formaciones de arenisca que se acuñan hacia arriba.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

raramente es tan abrupta como para dificultar seriamente la construcción de vías de comunicación.

Los estratos sedimentarios de una llanura costera que buzan hacia el mar, constituyen una estructura favorable para el desarrollo de pozos artesianos. El agua de la lluvia penetra profundamente en los estratos arenosos de las cuestas, que a su vez se hallan cubiertos de arcillas impermeables al flujo subterráneo. Cuando se perfora un pozo que llegue hasta la formación arenosa, el agua sale a la superficie empujada por la presión hidráulica (fig. 32.8). El agua de origen artesiano es empleada en grandes cantidades en muchas partes de la llanura costera del golfo de México, pero es insuficiente para cubrir las demandas de las grandes e industrializadas ciudades allí existentes.

La llanura costera del golfo de México contiene acumulaciones de petróleo y de gas natural de enorme valor económico. El petróleo se halla situado en *trampas estratigráficas*, que son estratos o lentejones de arena o arenisca permeables recubiertos de arcillas impermeables. Un tipo de trampa estratigráfica es el *acuñamiento de estratos* representado en la figura 32.9. En ella se observa cómo una formación de arenisca de la secuencia estratigráfica de la llanura costera se adelgaza hacia tierra a modo de cuña hasta desaparecer porque se ha interrumpido la sedimentación en esta parte o porque ha sido erosionada antes de depositarse los estratos superiores más jóvenes. Tapada por lechos impermeables, la cuña de arenisca actúa a modo de trampa para el petróleo que ha emigrado hacia árriba por este estrato. En la figura 32.10 se observan dos alineaciones de *bolsadas* de petróleo de este tipo que se hallan en la costa de Texas.

Otro tipo muy diferente de bolsadas de petróleo que es común en las llanuras costeras y en otras regiones de potentes estratos sedimentarios son las retenidas en los *domos de sal* o *diapiros salinos* (fig. 32.11). Estas extrañas masas de sal gema ascienden a través de los estratos de la llanura costera. Parece que fueron empujadas hacia arriba por un lento movimiento plástico desde las espesas formaciones salinas que yacen en las profundidades de la llanura costera. Los estratos adyacentes al diapiro, al ascender éste, se doblan hacia arriba y se fracturan al entrar en contacto con él, dando lugar a trampas petrolíferas. Los diapiros de sal suelen poseer un capuchón calizo sobre el yeso y la anhidrita de su parte superior. En la figura 32.12 puede observarse la distribución de los diapiros salinos de la costa del golfo de México.

Otros depósitos minerales de importancia

Figura 32.10. Dos zonas de bolsadas de petróleo sobre acuñamientos de estratos de arenisca eocena (AA') y oligocena (BB'). (Según A. I. Levorsen.)

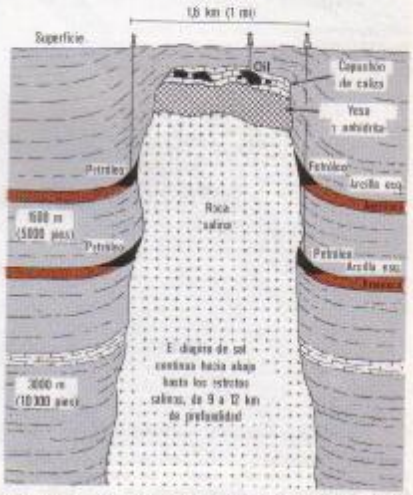


Figura 32.11. Sección idealizada de la estructura de un diapiro salino.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

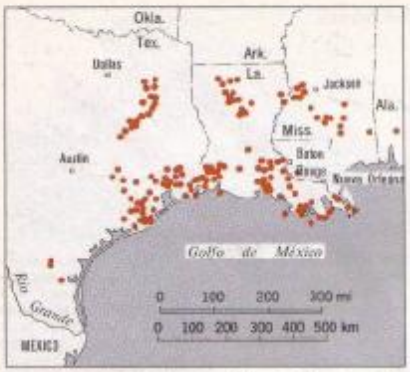


Figura 32.12. La distribución de los diapiros de sal en la región de la costa del golfo de México se indica con puntos. (Según K. K. Landes.)

económica que pueden hallarse en las llanuras costeras son: *azufre*, tal como sucede en la llanura costera de Louisiana y Texas; *fosfatos*, como los de Florida; *lignito*, usado como combustible en Alabama, Misisipí y Texas; y *arcillas*, empleadas en trabajos de alfarería, cerámica y ladrillos en New Jersey y en ambas Carolinas.

Estratos horizontales

Grandes extensiones de los escudos continentales están cubiertas por potentes secuencias de estratos sedimentarios que en un tiempo fueron fondos de mares interiores poco profundos o depósitos fluviales construidos sobre vastas llanuras aluviales. En estas series se hallan representadas las tres eras posteriores al Precámbrico. Por lo común, las áreas designadas con la letra *S* (cobertera sedimentaria) en la lámina 5 están formadas por estratos horizontales. Una vez que se han levantado sin grandes distorsiones tectónicas, estos estratos sedimentarios pasan a través de una serie de estados erosivos como los ilustrados en los bloques-diagrama de la figura 32.13.

En el estadio inicial el terreno es bastante llano y se halla recorrido por cursos de agua consecuentes que siguen la poca pendiente de la superficie. Si la llanura inicial se halla muy elevada, los ríos excavan cañones rápidamente. Si, por el contrario, su altitud con respecto al nivel del mar es escasa, la proximidad del nivel de base impide que el agua pueda profundizar su cauce, y de este modo no se origina un relieve muy acusado. Durante la fase de juventud, en la región, tenga mucho o poco relieve, se desarrolla una red de valles fluviales a expensas de la superficie inicial.

Cuando la llanura primitiva ha sido casi o totalmente consumida y la región ha alcanzado su máxima aspereza, se dice que ha alcanzado el estado de madurez. Como la erosión sigue

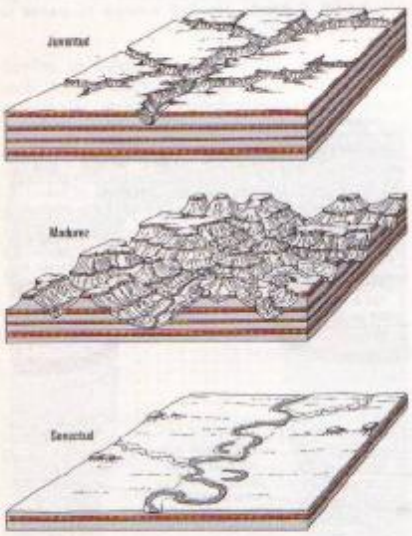


Figura 32.13. Desarrollo erosivo de estratos sedimentarios horizontales. El desarrollo de los acantilados está acentuado aquí, como es típico en un clima árido. (Según E. Raisz.)

Figura 32.14. En las regiones de estratificación horizontal situadas en clima árido se desarrolla una serie característica de formas topográficas.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 32.15. Este dibujo panorámico tomado por el conocido geólogo artista W. H. Holmes, publicado en 1882, muestra el Gran Cañón a la boca del Toroweap. En esta parte del cañón, raramente visitada por los turistas, puede verse un amplio rellano, denominado La Explanada. (De Dutton, Atlas to accompany Monograph II, U. S. Geological Survey.)

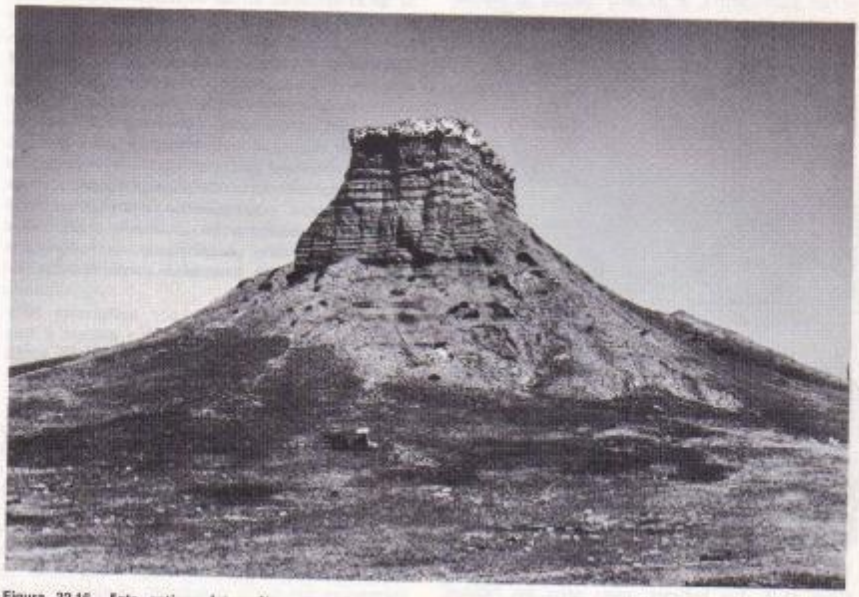


Figura 32.16. Esta antigua fotografía muestra un cerro testigo de areniscas rojas horizontales cubierto por un estrato de yeso. Proximidades de Cambria, Wyoming. (Fotografía de N. H. Darton, U. S. Geological Survey.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

actuando, el relieve se va amortiguando y las vertientes se van haciendo cada vez más suaves. En la fase de senectud la región ha quedado reducida a una llanura ondulada sobre la que los ríos mayores han construido amplios lechos de inundación. Sobre la planicie pueden alzarse algunos remanentes de roca dura a modo de monadnocks.

Los estratos horizontales presentan una topografía muy característica si van alternando materiales duros y blandos (fig. 32.14). Los estratos resistentes, generalmente de arenisca o caliza (esta última sobre todo en los climas áridos), dan lugar a *acantilados*. Los blandos, normalmente de arcillas o margas, son erosionados con facilidad desde debajo de los bordes inferiores de las capas resistentes; con ello acentúan los escapes que tienen por encima y forman vertientes suaves en las bases de los acantilados. En los climas secos, donde la vegetación es escasa y la acción de la lluvia particularmente efectiva, se desarrollan formas muy características. Comprenden lo que en inglés se denomina una *scarp-slope-shelf topography*, es decir, una topografía horizontal de vertientes escarpadas, ya que las formas predominantes son los acantilados o escarpes cuyas bases terminan suavemente, y de este modo, al unirse dos vertientes opuestas, se origina una llanura horizontal por la que discurren las corrientes fluviales. Estos rasgos fisiográficos están ampliamente desarrollados en los grandes cañones de la meseta del Colorado que comprende a Colorado, Utah, Arizona y Nuevo México (figura 12.15).

Figura 32.17. Los badlands, como estos del Petrified Forest National Monument, Arizona, se asemejan a una topografía montañosa en miniatura sobre formaciones de arcilla desnudas. (Fotografía de B. Mears, Jr.)

En las mesetas formadas por estratos horizontales, los procesos erosivos tienden a poner al descubierto en lo alto de la meseta los sucesivos lechos sedimentarios que forman la serie local. Los acantilados, cubiertos por estratos de roca dura, adoptan una forma casi perpendicular, ya que los materiales blandos expuestos en su base son erosionados rápidamente por la arroyada y por los ríos. Socavados de este modo, los acantilados suelen romperse a favor de las fracturas verticales en ellos desarrolladas. Cuando ha retrocedido de este modo y se ha apartado del cañón, se forma una amplia franja de terreno horizontal en la que está descubierta la superficie del estrato subyacente y que recibe el nombre de *explanada* (fig. 32.15). Si ha sido barrida toda o casi toda la primitiva superficie de la meseta y ha sido constituida por un estrato consistente, se denomina *llanura de estratificación* (stratum plain).

En los estadios posteriores del ciclo erosivo de estas regiones áridas abundan las *mesas* (figura 32.14), colinas de techo completamente horizontal bordeadas por todas parte de acantilados que no son más que los vestigios de los primitivos estratos más resistentes. En muchas ocasiones la parte superior de una mesa la forma una colada de lava, que suele ser más resistente que las rocas sedimentarias sobre las que fluyó. A medida que una mesa va reduciendo su área por retroceso de los acantilados que la bordean, sigue manteniendo el techo horizontal y la misma altura. En su estadio final, antes de su desaparición completa, queda reducida a una colina que se denomina *cerro testigo* (figura 32.16).

Los terrenos formados por materiales muy poco consistentes como arcillas o margas y que no se hallan protegidos por la vegetación están muy expuestos a las aguas de arroyada y al abarrancamiento y en ellos se desarrolla una topografía sumamente abrupta que semeja montañas en miniatura y que recibe el nombre de *badlands* (figs. 32.14 y 32.17).

En los climas húmedos los elementos arriba descritos (llanuras de estratificación, mesas y cerros testigos, etc.), se hallan muy amortiguados. El motivo es la cobertura vegetal que protege al terreno contra la arroyada y permite la formación del suelo que cubre el substrato rocoso. Sin embargo, pueden formarse ocasionalmente acantilados y colinas a modo de mesas.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Grandes áreas de Pensilvania y Nueva York, Ohio, Virginia occidental, Kentucky, Tennessee y Alabama están formadas por estratos horizontales en fase de madurez. Muchas de estas tierras son montañosas y están densamente cubiertas de bosques.

En estas regiones maduras de estratificación horizontal el sistema fluvial sigue un *modelo de drenaje dendrítico*, en el que los ríos pequeños no muestran ninguna orientación direccional ni control (fig. 27.5). Su disposición puede compararse a la de las ramas de un manzano. Por lo general, los ríos más largos presentan un paralelismo aproximado, ya que originalmente eran corrientes consecuentes que discurrían por la pendiente común de la región. Los ríos más pequeños, que semejan dendritas, se dice que son de origen *insecuente*. Una corriente insecuente es controlada desde su nacimiento por las menores desigualdades existentes en la consistencia de las rocas y en las vertientes, desigualdades que no están orientadas sistemáticamente. En conjunto, pues, la dirección de ramificación depende muchísimo del azar.

Además de los estratos sedimentarios, en las regiones de estratificación horizontal pueden hallarse gruesas acumulaciones de coladas de lava. En algunas partes del mundo, como en la región de la meseta de Columbia, situada al este de Washington y Oregón, o en la meseta del Decán, al oeste de la India, existen grandes depósitos de lavas basálticas muy fluidas que cubren miles de kilómetros cuadrados y tienen cientos de metros de espesor. Interestratificados con las coladas de lava se hallan depósitos lacustres y fluviales de arenas, gravas y arcillas, además de gran cantidad de cenizas volcánicas. Por consiguiente, su estructura consta de estratos duros y blandos alternantes y la erosión origina formas topográficas muy semejantes a las constituidas únicamente por materiales sedimentarios.

Aspectos geográficos de los estratos horizontales

No pueden hacerse fácilmente generalizaciones sobre la utilización de las áreas ocupadas por estratos horizontales debido a la gran variedad de relieve que se ha podido modelar en ellas. En las superficies viejas e iniciales, donde la topografía es casi llana, la agricultura puede desarrollarse libremente. En las altas llanuras del oeste de Kansas y Nebraska, al este de Wyoming y Colorado y en Nuevo México y Texas, el cultivo del trigo es la actividad predominante. En estos lugares la planicie se halla en su fase inicial o al comienzo de la juventud de su ciclo erosivo. A pesar de que su altura oscila entre los 900 y los 1500 m, solamente se halla atravesada por unos pocos ríos de importancia.

Algunas regiones de estratificación horizontal del interior de los Estados Unidos, entre ellas gran parte de Illinois, Indiana, Ohio, Misuri, Montana, Kansas e Iowa, se hallan en fase de madurez, pero están cubiertas de un manto de drift glacial que ha amortiguado el relieve y, por lo tanto, las vertientes son suaves y aptas para el cultivo. Si el relieve es abrupto, como en las áreas montañosas de los Alleghenys o en los montes Cumberland, el cultivo queda limitado a algunas pequeñas porciones de terreno, como los lechos de inundación de los grandes ríos, a pesar de que el clima es húmedo (fig. 32.18). En los territorios de la meseta del Colorado existe una densidad de población muy baja, no solamente porque lo abrupto del terreno y la aridez del clima impiden el desarrollo de la agricultura, sino también porque el acceso humano es prácticamente imposible a través de la intrincada red de escarpados cañones.

Al igual que en las llanuras costeras, las regiones con estratificación horizontal poseen también recursos minerales de importancia económica asociados a los lechos sedimentarios (o a las lavas). La piedra de construcción, como la caliza de Bedford, Indiana, o la arenisca de Bereo, Ohio, es un material muy valioso. La caliza puede extraerse para la fabricación de cemento Portland o para ser utilizada como

Figura 32.18. Vista desde el aire, la meseta Allegheny, de Virginia occidental, que se halla en fase de madurez erosiva, aparece en gran parte cubierta de bosque. En sus arcillas esquistosas devónicas se han desarrollado relieves de 210 a 240 m. (Fotografía de J. L. Rich. Cortesía de la Geographical Review.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

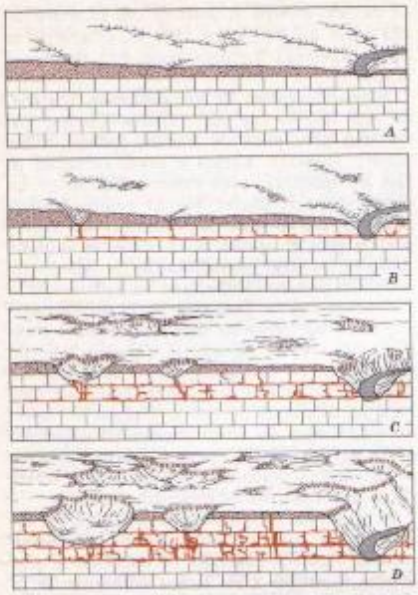


Figura 32.19. A medida que se va desarrollando un sistema de cavernas, el agua superficial entra a formar parte del sistema de aguas subterráneas. (Según A. K. Lobeck.)

fundente en la siderurgia. En las rocas sedimentarias también pueden encontrarse importantes depósitos de minerales de plomo, cinc o hierro. Por ejemplo, las minas de plomo y cinc del distrito de Tristate (Misuri, Kansas y Oklahoma) se hallan en calizas horizontales.

Quizás los mayores recursos minerales que se hallan en los estratos sedimentarios son el carbón y el petróleo. Si los estratos no están tectonizados, el carbón se encuentra en lechos horizontales de unos pocos centímetros a varios metros de espesor que se pueden extender varias decenas de kilómetros cuadrados, y, por lo general, estas formaciones son de *carbones bituminosos*. Si el relieve de la región es pronunciado, el carbón puede aflorar en las paredes de los valles y entonces basta abrir *galerías horizontales* para poderlo explorar. Esto es de práctica común en los campos carboníferos del oeste de Pensilvania, este de Ohio y Virginia occidental. Si el filón de carbón no está expuesto a la superficie, se debe alcanzar mediante pozos verticales, como sucede en las explotaciones carboníferas de Illinois. Dondequiera que se encuentre el carbón, sea en la ladera de una montaña o próximo a la superficie, se puede llegar a él quitando el manto residual de roca y suelo con poderosas máquinas excavadoras.

El petróleo suele hallarse en el interior de los estratos permeables de arenisca que se hallan entre materiales arcillosos impermeables. Como los estratos no son perfectamente horizontales y están afectados por pequeños pliegues y fracturas y como además, los lechos de arenisca pueden variar de grosor y de características, hay muchas estructuras en las que el petróleo forma bolsadas. Las trampas estratigráficas similares en principio a las de las llanuras costeras, son el origen de importantes bolsadas. Algunas trampas se pueden originar por fallamiento al quedar bruscamente interrumpido el estrato poroso (fig. 33.17).

Cavernas calizas

La caliza, compuesta de carbonato cálcico y algo de magnésico, se disuelve fácilmente con las débiles disoluciones de ácido carbónico presentes en el agua de infiltración o de saturación. Las aguas subterráneas transportan los carbonatos disueltos dando lugar de este modo a sistemas de cuevas subterráneas. A muchos les serán familiares nombres de cavernas tan famosas como la Gruta del Mamut, las cavernas de Carlsbad, las de Luray o la Cueva de los Vientos, tan visitadas por los turistas. Aunque las cavernas pueden formarse en estratos de caliza plegados, fallados o con un fuerte buzamiento, la mayor parte de ellas se hallan en lechos horizontales de modo que resulta apropiado tratar aquí de este tema.

En la figura 32.19 se ilustra el proceso de formación de un sistema de cavernas. De acuerdo con una teoría ampliamente difundida, para que este proceso sea efectivo es necesario que exista una potente formación caliza y que además la región se halle elevada y el sistema de valles fluviales esté profundamente excavado, de modo que el relieve de la zona sea considerable. En un principio (fase *A*) la caliza es sólida y se halla recubierta de un estrato de arenisca. El agua se desplaza por los ríos superficiales. A medida que el cauce del río se va profundizando, el agua penetra por las diaclasas de la caliza para situarse al mismo nivel que éste y emerger a las orillas del río (fase *B*). Los huecos excavados en la caliza se van haciendo más grandes y más profundos a medida que pasa el tiempo (fase *C*). En este período la superficie del terreno se llena de cavidades o *sumideros* (fig. 32.20). Ordinariamente su suelo está formado por las tierras y fragmentos de

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

rocas por los que se infiltra el agua. A veces se agrandan por disolución y derrumbamiento de sus paredes. En la fase *D* los sumideros han sido graduados hasta dar lugar a pequeños valles, a la vez que el sistema de cavernas ya se halla completamente desarrollado y existen abundantes galerías y profundas simas. En el nivel inferior corren ríos subterráneos, que emergen en las orillas de la corriente fluvial principal. Las cuevas abandonadas de los niveles superiores pueden estar secas, exceptuando un continuo goteo en algunos puntos.

Una segunda teoría sobre la formación de cavernas sostiene que la movilización del carbonato cálcico tiene lugar por debajo del nivel piezométrico. Como el agua se desplaza lentamente siguiendo la trayectoria que indica la figura 25.30, los sólidos disueltos pasan a los ríos donde son transportados aguas abajo. Esta explicación, denominada *teoría del agua freática*, justifica muchas características de cavernas que no explica la primera teoría. Una vez formadas, las cavernas van quedando situadas por encima del nivel piezométrico a medida que los valles de los ríos adyacentes van ganando profundidad.

Los depósitos de cueva (o "formaciones", como los suelen llamar algunos guías turísticos) son incrustaciones de carbonato cálcico o de yeso que se han formado después que la caverna ha alcanzado su máximo desarrollo y ya no se produce en ella una disolución rápida. El lento gotear de los techos está sujeto a evaporación, de modo que esta agua va dejando tras de sí pequeñas cantidades de carbonato cálcico, cuya acumulación da lugar a hermosas formas calcáreas. Algunas de ellas se hallan representadas en la figura 32.21. Las formaciones que cuelgan del techo a modo de espigones reciben el nombre de *estalactitas* (*D*); si por el contrario ascienden del suelo se denominan *estalagmitas* (*B*). Si el agua gotea a través de alguna larga diaclasa del techo, se origina una *cortina* (*C*). Si se unen las estalactitas con las estalagmitas dan lugar a *columnas*, y la unión de una alineación de éstas forma una *pared*. Entre los bloques de roca esparcidos por el suelo de la caverna pueden formarse lagunas que al intercomunicarse entre sí dan lugar a *terrazas travertínicas* (*D*).

La importancia geográfica de las cavernas se deja sentir de varios modos. En un principio fueron usadas por el hombre primitivo como refugio y como vivienda. Actualmente encontramos esqueletos de aquellas gentes junto con sus útiles y grabados hechos en las paredes y techos, preservados a través de los siglos en cuevas de muchas regiones. Hoy en día, con el creciente poder destructor de las armas de guerra, las cavernas van adquiriendo importancia como posibles lugares aptos para el almacenamiento de valiosos materiales, para ser usadas como viviendas o como factorías subterráneas.

Figura 32.20. En las paredes de este profundo sumidero de la meseta Kaibab, al norte de Arizona, se ven afloramientos de calizas horizontales. Debido a su gran elevación (2550 m), el clima es frío y húmedo y, por lo tanto, favorable para la disolución de la caliza. (Fotografía de A. N. Strahler.)

En las cavernas se han encontrado valiosos depósitos de *guano*, excrementos de aves o de murciélagos, que son ricos en nitratos y se han usado para la fabricación de fertilizantes y explosivos. En Estados Unidos durante la guerra de 1812, se extrajeron de la Gruta del Mamut grandes cantidades de excrementos de murciélago para la fabricación de pólvora. Mucho más recientemente se descubrió otro gran depósito en una caverna caliza situada en una pared del Gran Cañón del Colorado, que fue explotado y sacado del borde del Cañón mediante vagonetas aéreas.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

A. Entrada de las cuevas.

C. Cortina.

B. Estalagmita.

D. Terraza travertínica.

Figura 32.21. Las cuevas Jenolan, en Nueva Gales del Sur, Australia, poseen una gran variedad de formas cavernosas típicas. (Cortesía del New South Wales Government Printer.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Morfología kárstica

En los lugares donde el proceso de disolución de la caliza ha sido particularmente intenso, se origina una topografía única en su género. Se halla extraordinariamente desarrollada a lo largo de la costa dálmata de Yugoslavia, donde esta topografía recibe el nombre de *karst*. Este nombre puede aplicarse a cualquier región caliza donde los sumideros son numerosos y faltan los pequeños cursos de agua superficiales. En la figura 32.22 se pueden observar cuatro estadios del desarrollo de un paisaje kárstico. Las calizas superficiales forman aristas y acanaladuras profundas y dan lugar a un *lapiaz* (*A*) (fig. 24.15). Los sumideros van incrementando su tamaño y se convierten en *dolinas* o *torcas* cada vez más numerosas (*B*) (fig. 32.20). Donde se unen estas depresiones se originan valles de fondo horizontal denominados *poljes* (*C*). En estos lugares fluyen ríos superficiales, y el suelo puede ser apto para el cultivo.

Algunas otras regiones de topografía kárstica son la región de la Gruta del Mamut en Kentucky, la de Causses en Francia, la península de Yucatán y algunas partes de Cuba y Puerto Rico.

Domos y cuencas

Los estratos sedimentarios aparecen alabeados en muchas regiones y, debido a esto, algunas de estas zonas adoptan la forma de domos o cuencas que pueden tener de 150 a 300 km de diámetro, pero con la particularidad de que los estratos no superan en ningún lugar los 1° ó 2° de inclinación con respecto a la horizontal. Estos domos y cuencas tienden a formar cuestas concéntricas una vez erosionados. Un ejemplo lo tenemos en el Weald Uplift del sureste de Inglaterra (fig. 32.23). A medida que es erosionada la parte central del domo, quedan expuestos en la superficie los estratos más antiguos. Al ser cortado cada estrato, va retrocediendo a partir del centro. Por esto las cuestas tienen su frente en dirección al núcleo del domo y se van retirando progresivamente hacia atrás. Un ejemplo de una estructura en cuenca lo tenemos en la amplia Cuenca de París. En ella los frentes de cuesta apuntan hacia el exterior y a medida que progresa la erosión se van retirando hacia el centro de la cuenca. Los domos amplios y poco elevados son incluidos por lo general en la designación *S (coberteras sedimentarias)* en la lámina 5.

Los domos también pueden ser elevados y tener las vertientes escarpadas, diferenciándose del tipo amplio y bajo por el buzamiento de sus flancos, que puede ser de 25° o más. De este

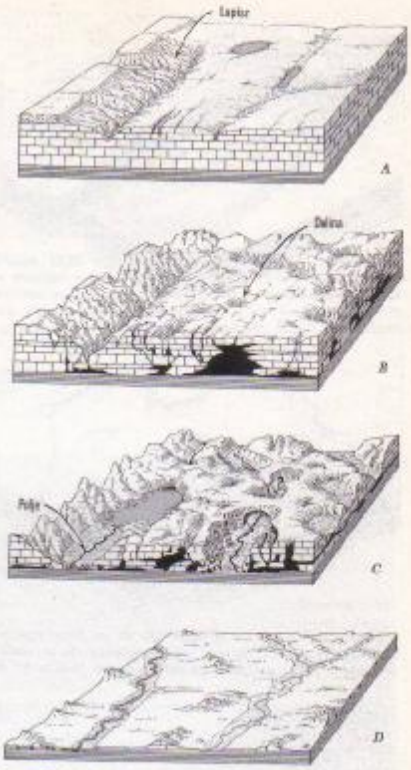


Figura 32.22. En las fases de la evolución de un paisaje kárstico puede observarse el progresivo incremento del relieve del desarrollo de cavernas, seguido de una disminución del mismo y la remoción de la masa de caliza. (Dibujo de E. Raisz.)

Figura 32.23. La región de Weald, al sureste de Inglaterra, es un ancho domo de estratos sedimentarios con la cobertura erosionada. (Según A. K. Lobeck.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

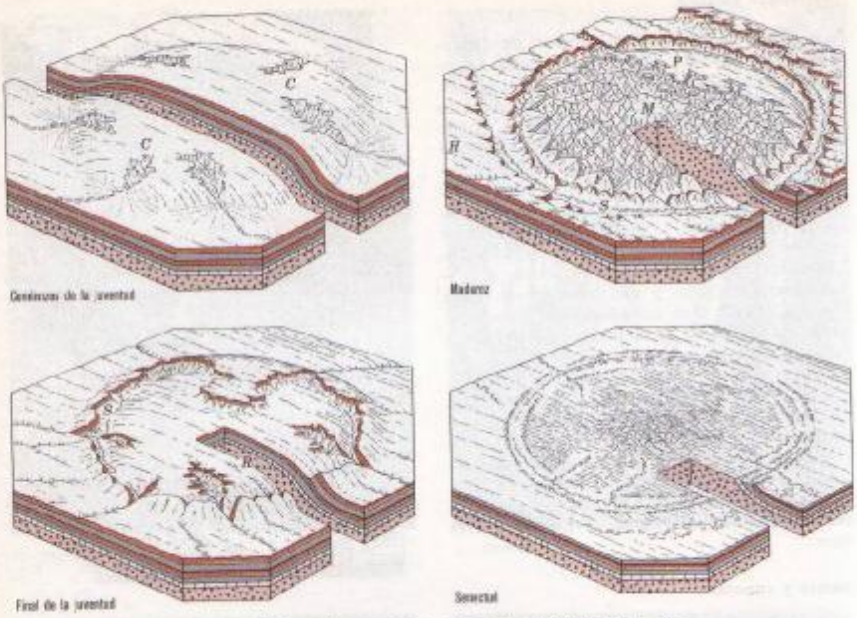


Figura 32.24. Fases en el desarrollo de un domo montañoso. C = río consecuente; S = río subsecuente; F = flatiron; M = meseta en el centro del domo; M = montes de roca cristalina; H = estratos horizontales que rodean el domo; R = río resecuente.

Figura 32.25. En esta fotografía aérea, se ve al río Virgin cortando transversalmente un hogback de estratos de fuerte buzamiento en el flanco del anticlinal del Virgin, en el suroeste de Utah. (Fotografía de Frank Jensen.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

modo, los domos constituyen colinas o montañas y, una vez han alcanzado la fase de madurez erosiva, aparecen como una abrupta aglomeración de picos. Para distinguir este tipo de domo con el anterior, se lo denomina *domo montañoso*. No se conocen cuencas de desarrollo semejante, ya que, aunque los estratos pueden ser doblados intensamente hacia arriba por la intrusión de magmas a gran presión, no existe ningún mecanismo geológico por el que los estratos puedan ser combados con fuerza hacia abajo.

En los diagramas de la figura 32.24 puede observarse el proceso de erosión de un domo montañoso. Al comienzo de la juventud se desarrolla un sistema de ríos consecuentes que siguen un modelo radial. Estas corrientes excavan los flancos del domo y rápidamente afloran los estratos inferiores. A medida que progresa la erosión, los estratos resistentes sobresalen de los otros dando lugar a *hogbacks* que circundan el domo (fig. 32.25). Los hogbacks son formas topográficas muy llamativas que deben su desarrollo a la rápida erosión de los estratos contiguos (fig. 32.26). Los domos en estado de madurez se caracterizan por una disposición concéntrica en la que alternan alineaciones de hogbacks y valles. Los ríos que discurren por los valles excavados en los materiales blandos son subsecuentes de origen y se ajustan a un sistema de drenaje concéntrico o *anular* (figura 32.27). Los afluentes que corren entre los hogbacks son resecuentes y obsecuentes; los primeros discurren hacia fuera y los segundos hacia el interior.

A medida que progresa el proceso de erosión del domo, en su centro van quedando expuestas rocas cada vez más antiguas y profundas. Si las condiciones geológicas son favorables, la erosión puede poner al descubierto el núcleo de roca ígnea intrusiva que fue impulsado hacia arriba para formar el domo. En este caso, el material intrusivo es más joven que los estratos sedimentarios del domo. Una variedad de domo intrusivo es el *lacolito*, masa convexa de roca ígnea con la base llana que es inyectada entre los estratos y los obliga a doblarse (figura 32.28). En otros domos el núcleo central es de roca mucho más antigua que los estratos sedimentarios que yacen sobre ella y representa la roca sobre la que se depositaron éstos. El núcleo interno puede verse cuando la cobertura sedimentaria no ha sido lo suficientemente potente como para poder resistir hasta el estado de plena madurez.

Los últimos estratos sedimentarios que faltan por erosionar y que cubren parte del núcleo cristalino, se hallan cerca de las orillas del domo

Figura 32.25. Los hogbacks pueden pasar gradualmente a cuestas y las cuestas a mesetas y explanadas, si el estrato va ganando horizontalidad progresivamente. S = río subsecuente; H = alineación de hogbacks; Cu = cuesta; M = mesa; E = explanada; Cl = acantilado; P = meseta. (Según W. M. Davis.)

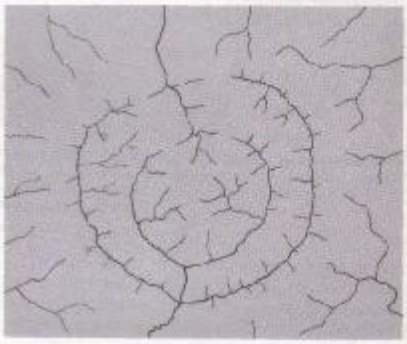


Figura 32.27. El modelo de drenaje de un domo en estado de madurez erosiva, combina elementos anulares y radiales. Se parece a un modelo en enrejado que se hubiese doblado en círculo.

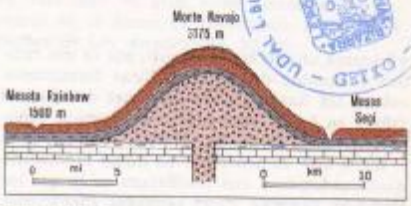


Figura 32.28. Se cree que el monte Navajo, en Utah, es un lacolito cuyo núcleo de roca ígnea intrusiva se halla cubierta todavía por estratos sedimentarios. (Según H. E. Gregory.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

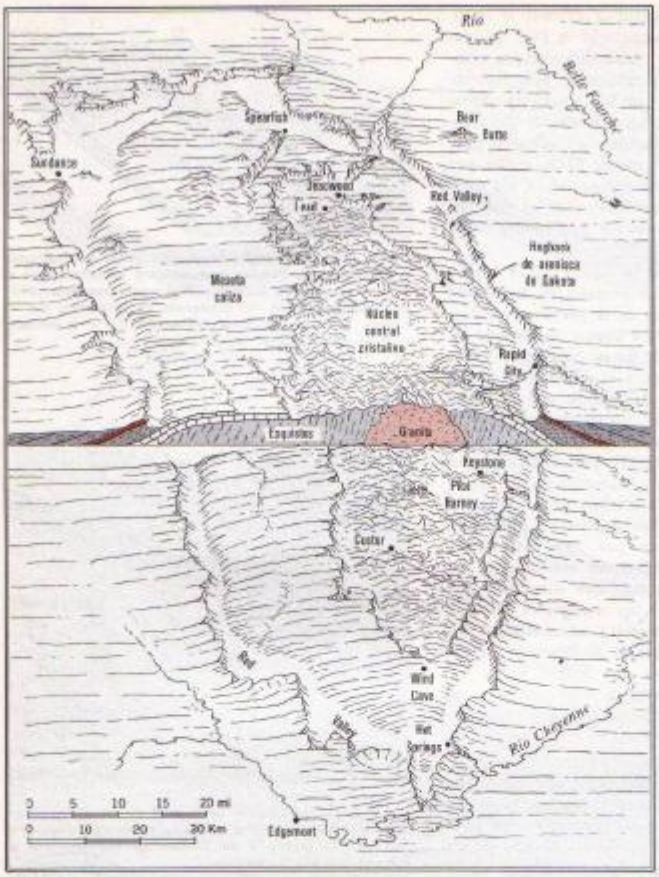


Figura 32.29. Los Black Hills consisten en un gran domo de techo casi horizontal que se halla profundamente erosionado, lo que permite observar su núcleo de roca cristalina.

y adoptan una forma triangular, por lo que reciben el nombre de *flatirons*. Estas formaciones cubren los finales de los espolones de la montaña y se hallan separadas por estrechos cañones en forma de V (fig. 32.24).

En la fase de senectud, un domo montañoso queda reducido a una penillanura en la que los hogbacks aparecen como pequeñas alineaciones de colinas. En el núcleo central pueden sobresalir algunos monadnocks sobre el nivel general de la penillanura.

Aspectos geográficos de los domos

Los rasgos de geografía humana y económicos de los grandes domos y cuencas son esencialmente los mismos que los de las llanuras costeras o los de las regiones de estratos horizontales. Los domos montañosos, sin embargo, tienen algunas características propias que pueden resumirse en las del gran domo de Black Hills, del oeste de Dakota del Sur y el este de Wyoming (fig. 32.29).

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Los valles subsecuentes anulares que rodean al domo son espléndidos emplazamientos para vías férreas y carreteras. Por lo tanto, es natural que las principales ciudades y pueblos se asienten también en estos valles. En el domo de Black Hills el único valle anular es Red Valley, que da la vuelta entera al domo y por eso se le denomina también el Race Track (la pista de carreras). La erosión puede actuar fácilmente en él ya que su constitución es arcillosa. En el Red Valley se asientan poblaciones como Rapid City, Spearfish y Sturgis. La pared externa del valle es muy elevada y está formada por un escarpado hogback de arenisca de Dakota, que se conoce con el nombre de Hogback Ridge. Su elevación oscila entre los 120 y los 150 m sobre el nivel del valle. Más allá de los bordes del domo dos estratos están mucho menos inclinados y dan lugar a una serie de cuestas. En la llanura adyacente existen pozos artesianos.

La parte central este de Black Hills consiste en un núcleo montañoso de roca intrusiva y metamórfica. Estas montañas se hallan cubiertas de espesos bosques y los valles intermedios constituyen hermosos parques. Debido a todo esto la región es sumamente atractiva en verano. El pico Harney, de 2207 m, es la máxima elevación de los montes del núcleo. En la parte norte de este núcleo central, cerca de Lead y Deadwood, existen valiosos depósitos minerales. En Lead se halla la fabulosa mina Homestake, una de las más ricas minas de oro del mundo. En la parte sur del área central cristalina, en Pennington, se encuentra la mina Etta, mundialmente conocida por sus enormes cristales pegmatíticos de espodumena, una de las fuentes de obtención del litio. Estos hechos confirman el principio de que en el interior de los domos maduros pueden existir emplazamientos favorables para los depósitos minerales.

La parte central oeste de Black Hills consiste en una meseta caliza profundamente excavada por las corrientes fluviales. El domo original tenía la superficie casi horizontal. La meseta de caliza representa uno de los últimos restos de la cobertera sedimentaria existente sobre el núcleo del domo.

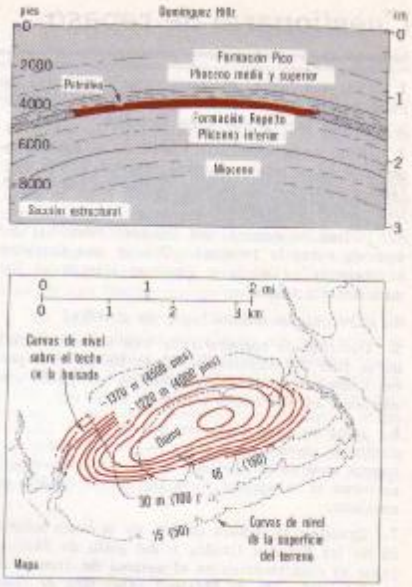


Figura 32.30. Domínguez Hills, domo bajo que se halla en la juventud de su ciclo erosivo, contiene grandes reservas de petróleo. (Según H. W. Hoots y el U. S. Geological Survey.)

El hecho de la importancia económica de los domos no puede dejarse de lado sin mencionar las acumulaciones de petróleo y de gas natural que se encuentran en muchos domos de estratos sedimentarios. Aunque en Black Hills no existan, muchos domos de la región de las Rocosas poseen reservas petrolíferas, por ejemplo, el domo de Rocks Springs y el de Teapot, en Wyoming. El petróleo tiende a acumularse en los estratos arenosos de los domos que se hallan entre otros arcillosos. Un ejemplo de domo de pendientes suaves y en estado inicial de desarrollo de gran valor petrolífero lo tenemos en el domo de Domínguez Hills, en la cuenca de Los Ángeles (fig. 32.30).

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Cuestionario de repaso

1. ¿En qué tipos de estructuras geológicas se pueden agrupar las masas continentales? Nombrar y describir brevemente cada variedad.

2. ¿Cuál es la diferencia básica en el relieve superficial entre una estructura original y una alterada comparadas en la fase inicial de sus respectivos ciclos de erosión?

3. ¿Cómo se origina una llanura costera? ¿Qué tipo de rocas la forman? ¿Qué es una corriente consecuente? ¿Dónde y cómo se forman en llanura costera nueva?

4. ¿Qué es un oldland? ¿Y un mendip?

5. Describir la topografía de una llanura costera en su fase de madurez. Nombrar las diversas partes componentes que aparecen en un perfil que comience en el oldland y finalice en el mar.

6. ¿Qué es una corriente subsecuente? ¿Y una corriente obsecuente? ¿Qué se entiende por corriente resecuente? Indicar en un mapa esquemático cómo se relacionan estos ríos en un modelo en enrejado.

7. Describir la llanura costera de la costa atlántica de los Estados Unidos y del golfo de México. ¿Qué es característico en el sistema de drenaje de la costa del golfo de México? ¿Qué tipo de costa se halla asociado a esta llanura costera?

8. Explicar brevemente las características topográficas más destacadas de la costa del sureste de Inglaterra.

9. ¿Cómo influye la topografía de una llanura costera en la agricultura y en los transportes? Explicar por qué pueden existir pozos artesianos en una llanura costera.

10. Citar algunos productos minerales que se encuentren en las llanuras costeras. ¿Cuáles de ellos son los de mayor importancia en los Estados Unidos?

11. Describir las fases del desarrollo erosivo de una región de estratos horizontales. ¿Qué es lo que determina el máximo relieve que allí puede tener lugar?

12. ¿Qué rasgos característicos se desarrollan durante el proceso de erosión en clima árido de una región de estratificación horizontal en la que alternen arcillas y areniscas? Explicar los siguientes términos: mesa, cerro testigo, explanada, llanura de estratificación, badlands.

13. ¿Qué es un modelo de drenaje dendrítico? ¿Qué tipo de ríos lo componen? ¿Cómo se desarrolla un modelo de estas características?

14. ¿Por qué las coladas de lava dan lugar a una topografía similar a la de los estratos sedimentarios horizontales? ¿Dónde existen hoy en día grandes mesetas de lava?

15. ¿Cómo influyen los diversos estados de erosión de una región de estratos horizontales en la agricultura y en el establecimiento humano? ¿Cuáles son los principales minerales de importancia económica que pueden encontrarse en una región de estratos horizontales?

16. ¿En qué tipo de rocas se forman las cavernas? ¿Por qué? ¿Qué son los sumideros? Describir las estalactitas, estalagmitas, cortinas y columnas. ¿Qué es el travertino? ¿Qué es el guano?

17. ¿Qué es un karst? ¿De qué región proviene este nombre? Describir un lapiaz, una dolina y un polje. Nombrar algunas regiones de topografía kárstica.

18. Describir los varios tipos de estructura en domo y en cuenca que se pueden originar en las regiones de estratos sedimentarios. ¿Qué variaciones de tamaño pueden darse en estas estructuras? ¿Y en el buzamiento de los estratos?

19. Reseñar todos los cambios topográficos que tienen lugar en un domo montañoso a través de sus estados de juventud, madurez y senectud. ¿Qué tipo de modelo de drenaje se origina? ¿Qué tipo de corrientes fluviales componen este modelo? Compararlo con el de una llanura costera.

20. ¿Qué es un hogback? ¿Cómo se origina? ¿Qué son los flatirons?

21. Describir un lacolito. ¿En qué difiere de un batolito?

22. Describir brevemente los rasgos estructurales y topográficos más relevantes de Black Hills. ¿Cómo se hallan relacionados estos rasgos con los recursos económicos?

23. ¿De qué modo pueden actuar los domos como trampas petrolíferas? Dar ejemplos de domos productores de petróleo.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Ejercicios

EJERCICIO 1. *Cuestas de la cuenca de París.* (Procedencia: Francia; hoja de Chalons; escala: 1:200 000.)

Explicación: Este mapa muestra una porción de dos cuestas de la región de la cuenca de París. La cuesta de Argonne, en la que se halla el bosque del mismo nombre, famoso en la Primera Guerra Mundial, se halla en la parte este del mapa. Se halla profundamente abarrancada, ya que la cuesta es de arenisca y se presenta muy escarpada por su parte este. Los montes de Champagne forman parte de una cuesta más baja pero bien definida que corre por la parte oeste del mapa, con colinas que sobrepasan ligeramente los 200 m. Entre ambas cuestas se halla una zona baja de margas y arcillas, la Champagne Humide, por la que discurre el río Aisne. Al oeste de los montes de Champagne, el dorso de la cuesta desciende gradualmente para formar la Champagne Pouilleuse, una planicie de yesos atravesada por muy pocos cursos de agua. Para una información más detallada de su topografía, geología y geografía militar, véase el volumen de Douglas Johnson (1921) reseñado en la bibliografía.

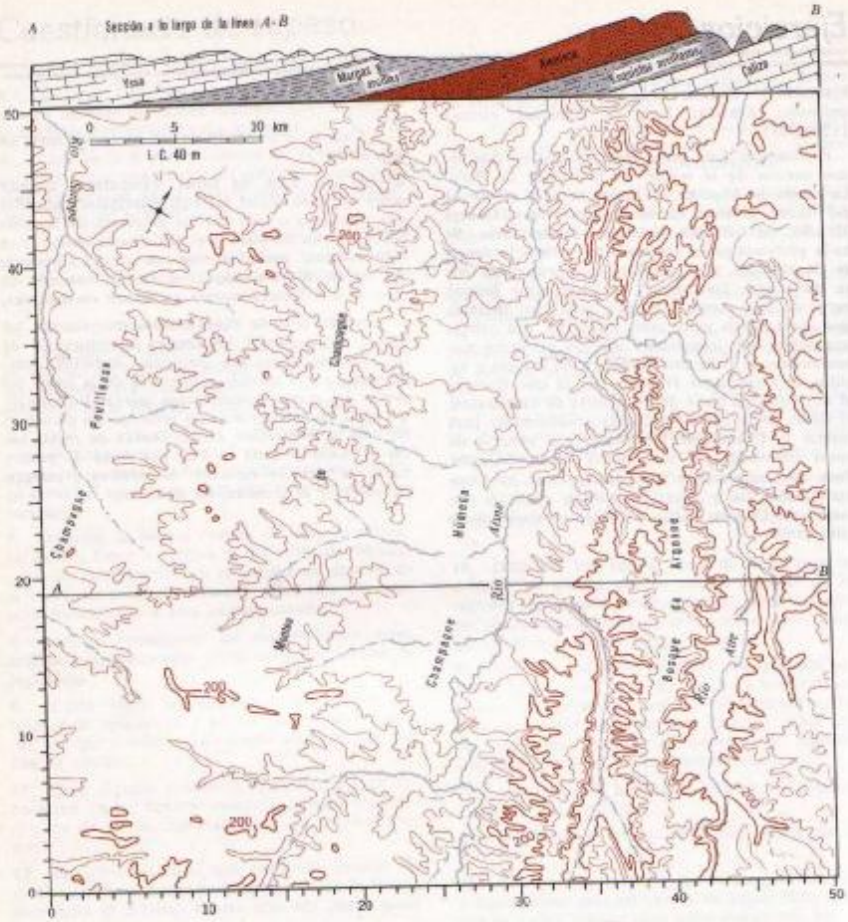
CUESTIONARIO

1. ¿Cuál es el intervalo de las curvas de nivel de este mapa?

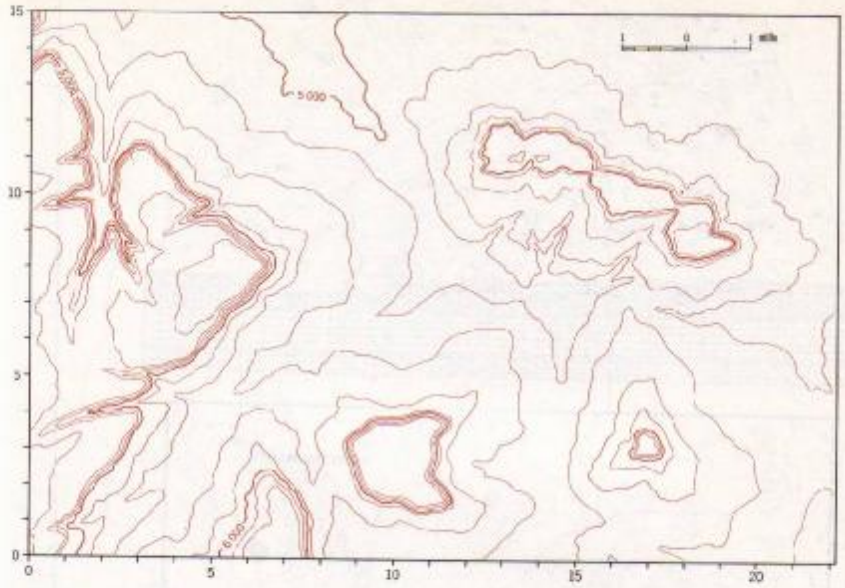
2. En una hoja de papel transparente situada sobre el mapa copiar los ríos principales indicados con una línea o sólo por los entrantes de las curvas de nivel. Emplear los siguientes colores: ríos subsecuentes, azul; resecuentes, rojo; obsecuentes, verde. El resultado debe ser un enrejado típico de una llanura costera en estado de madurez.

3. En una hoja de papel transparente situada sobre el mapa dibujar los límites de separación de las zonas formadas por materiales distintos, como se indica en la sección estructural de la parte superior del mapa. Primeramente marcar los contactos en la línea *AB* y después prolongarlos de acuerdo con la disposición de las curvas de nivel, hacia el Norte y hacia el Sur. Las áreas de yeso y caliza se pintarán de azul; las arcillas y margas, en verde, y la arenisca, en amarillo.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



EJERCICIO 2. *Mesas, cerros testigos y cañones.* (Procedencia: Paso Marsh, Arizona, mapa topográfico del Servicio Geológico de los EE.UU.; escala: 1:250 000.)

Explicación: La erosión diferencial de los resistentes estratos de arenisca con respecto a los de arcilla han dado lugar a las mesas, cerros testigos y mesetas escarpadas y de techo horizontal que se observan en este mapa de la parte semiárida del norte de Arizona. La terminología se ajusta a la de la figura 32.14.

CUESTIONARIO

1. *a*) ¿Qué intervalo de curvas de nivel se usan en el mapa? *b*) Dar las coordenadas del punto más elevado del mapa. *c*) ¿Qué altura tiene el acantilado en 4,5-5,5?

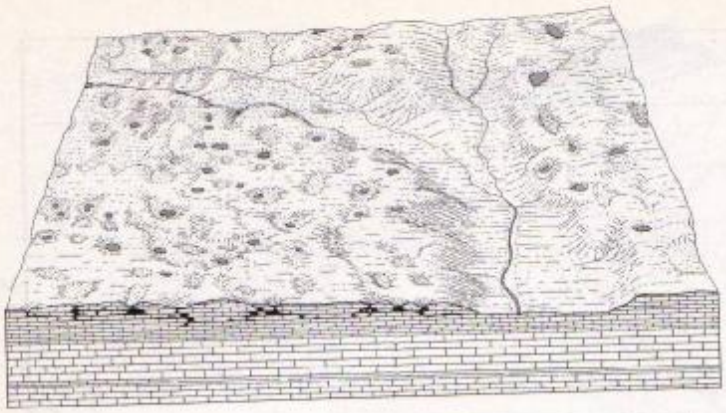
2. En una hoja de papel transparente situada sobre el mapa trazar un ejemplo de cada una de las siguientes formas: mesa, cerro testigo, meseta, cañón y acantilado.

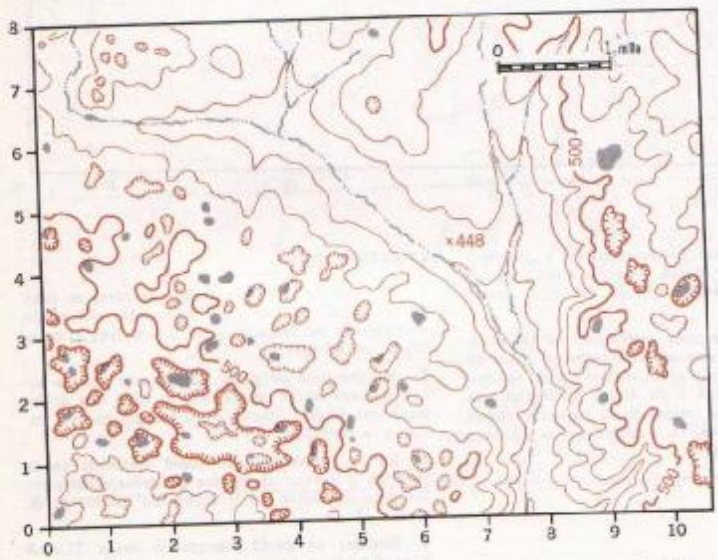
3. En la misma hoja de papel empleada en la cuestión 2 dibujar el sistema de drenaje completo del área basándose en la forma de las curvas de nivel.

4. Realizar un perfil topográfico desde 22,0-3,0 hasta 0,0-3,0 usando una escala vertical en la que una pulgada equivalga a 2000 pies. Entonces dibujar en el perfil las formaciones de arenisca y de arcilla de un modo similar a como se ha hecho en la figura 32.14. Si se desea puede construirse un bloque diagrama del área del mapa.

5. Suponiendo que, en los lugares en los que todavía queda arenisca, ésta tiene un espesor constante, exponer alguna razón que pueda justificar la suposición de que los estratos no son horizontales, sino que se hallan ligeramente basculados o plegados. ¿Existe alguna evidencia de este hecho?

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com





EJERCICIO 3. *Sumideros y dolinas.* (Procedencia: Princeton, Kentucky, mapa topográfico del Servicio Geológico de los EE.UU.; escala: 1:62 500.)

Explicación: Numerosos sumideros pequeños, algunos de los cuales contienen lagos (en gris), están representados por curvas cerradas en cuyo interior existen pequeñas rayitas. Este tipo de topografía indica que bajo la superficie se está desarrollando algún proceso kárstico.

CUESTIONARIO

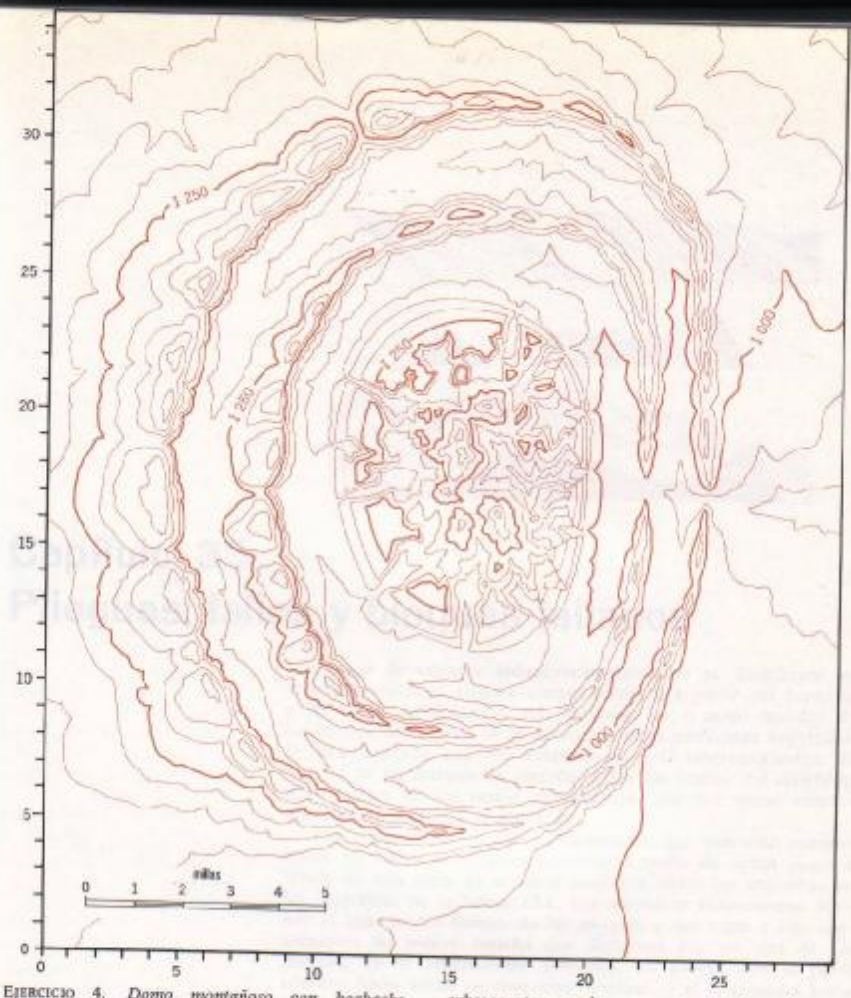
1. ¿Qué intervalo de curvas de nivel se usa en el mapa? Hallarlo basándose en la única curva de nivel conocida y en el punto situado en 6,5-4,4.

2. Estimar la profundidad de cada uno de los sumideros cuyas coordenadas se indican abajo. Por "profundidad" se entiende la diferencia de altura entre el borde de la depresión y su punto más bajo. *a*) 2,7-1,5. *b*) 2,2-2,3. *c*) 0,1-4,5.

3. Dibujar un perfil topográfico de Este a Oeste que vaya desde 10,6-1,6 hasta 0,0-1,6. Utilizar una escala vertical en la que 100 pies equivalgan a una pulgada.

4. En la amplia divisoria situada en 6,5-5,5 dibujar las líneas de nivel necesarias para representar un sumidero de más de 40 pies de profundidad pero de menos de 80. Señalar las curvas de nivel con sus cifras respectivas.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



EJERCICIO 4. *Domo montañoso con hogbacks.*

Explicación: Este mapa esquemático no representa un área real y debe ser considerado como un diagrama idealizado en el que se ilustran las formas topográficas típicas de un domo en estado de madurez erosiva, tal como los de las figuras 32.24 y 32.29.

CUESTIONARIO

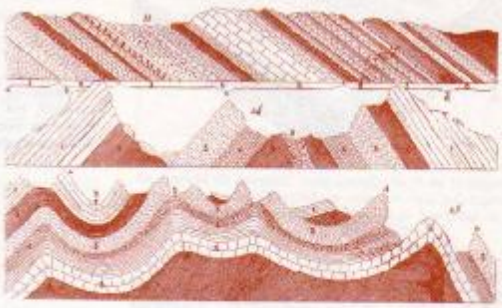
1. En una hoja de papel transparente situada sobre el mapa indicar buenos ejemplos de hogbacks, flatirons, valles subsecuentes y núcleo central cristalino.

2. En la misma hoja empleada en la cuestión 1, dibujar el sistema de drenaje completo con todos los ríos que pueda deducirse a partir de las curvas de nivel. Usar los siguientes colores: corrientes subsecuentes, azul; resecuentes, rojo; obsecuentes, verde, e insecuentes, negro.

3. Construir un perfil topográfico desde 29-19 hasta 0-19 empleando una escala vertical en la que una pulgada equivalga a 1000 pies. Después dibujar los estratos de arenisca y de arcilla que concuerdan con la topografía, utilizando la figura 32,24 y 32.29 como guías para la interpretación. Indicar también las rocas cristalinas del núcleo del domo.

4. Suponiendo que las formaciones de arenisca que dan lugar a las dos alineaciones circulares de hogbacks tienen un espesor uniforme en toda la región, ¿por qué los hogbacks son anchos y semejantes a cuestas en la parte oeste? ¿Se puede dar alguna explicación al hecho de que los ríos más grandes fluyen aberturas en el lado este del domo?

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



Capítulo 33
Pliegues, fallas y bloques fallados

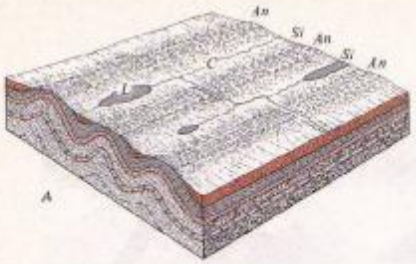
Las zonas de estratos sedimentarios plegados se distribuyen en el mundo entre el sistema alpino, formado a partir del Jurásico, y los restos caledonianos, más antiguos. En el mapa mundial de las formas del relieve de la lámina 5, estos cinturones orogénicos se han indicado con los símbolos *A* y *C* respectivamente. El control de las estructuras plegadas sobre las formas del relieve es bien patente en los restos caledonianos, que son raíces montañosas profundamente erosionadas.

Las regiones de estratos sedimentarios que han sido comprimidas en forma de pliegues paralelos a modo de ondas pasan a través de una serie de estadios sucesivos como los indicados en los diagramas de la figura 33.1. Las corrientes consecuentes reciben el agua de los flancos de los pliegues y dan lugar a ríos consecuentes de mayor tamaño que discurren por los ejes de los mismos. En la terminología geológica, un pliegue con la parte cóncava hacia arriba se denomina *sinclinal*, y si la presenta hacia abajo, *anticlinal* (bloque *A*). Puede ayudar a comprender esta denominación el hecho de que *clino* signifique "inclinar", y el prefijo *sin* "junto". De aquí que un sinclinal sea una estructura en la que los estratos buzan hacia la charnela del pliegue. El prefijo *anti*, que significa contrario u opuesto, indica que en un anticlinal los estratos buzan en sentido opuesto a la charnela. En las primeras fases del desarrollo de los pliegues, los anticlinales dan lugar a montañas o a cordilleras, y los sinclinales a valles.

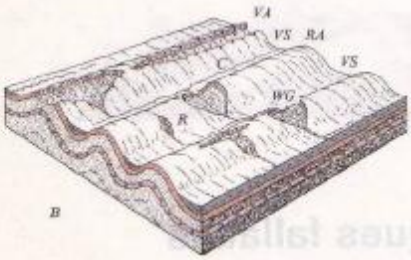
En la figura 33.1*A*, puede observarse la erosión de los anticlinales que tienen lugar durante las últimas fases del plegamiento. Los sinclinales se van llenando progresivamente de los materiales aluviales acarreados de los anticlinales adyacentes. Una vez que ha cesado el empuje que ha motivado el plegamiento, los estratos superiores de material blando e inconsolidado aún van siendo removidos, como se observa en el bloque *B*, hasta que quedan expuestos los materiales más resistentes que indican la magnitud del plegamiento. Coincidiendo con los sinclinales se hallan los

Estratos plegados e inclinados. (Culver Pictures.)

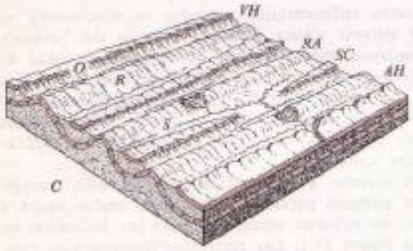
PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



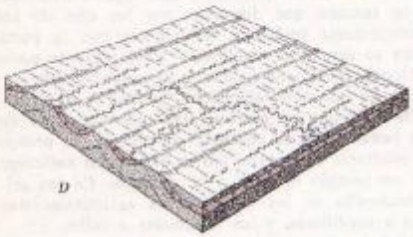
A. Mientras la región se está plegando, la erosión va cortando los anticlinales; los sinclinales se llenan de aluviones manteniendo bajo el relieve. An = anticlinal; Si = sinclinal; C = río consecuente; L = lago.



B. Mucho tiempo después de que ha cesado el plegamiento, la erosión pone al descubierto los estratos más resistentes de arenisca o cuarcita. VA = valle anticlinal; VS = valle sinclinal; C = río consecuente; WG = watergap; R = río resecuente.



C. Si la erosión continúa, se remueve parcialmente la formación resistente. RA = relieve anticlinal; AH = alineación homoclinal; SC = sinclinal colgado; VH = valle homoclinal; O = río obsecuente; S = río subsecuente.



D. La zona plegada se reduce a una penillanura, pero en ella todavía subsisten alineaciones rocosas duras.

Figura 33.1. Fases del desarrollo erosivo de los estratos plegados.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

valles sinclinales, y con los anticlinales los *relieves anticlinales*.

Las corrientes de agua que discurren por los flancos anticlinales excavan rápidamente profundos barrancos y ponen al descubierto los estratos inferiores. La erosión alcanza rápidamente la cresta del anticlinal, donde se forma un largo y estrecho valle a lo largo de la cumbre (bloque *B*). Este valle es recorrido por un río subsecuente y recibe el nombre de *valle anticlinal*, ya que se ha originado sobre la línea central de la estructura anticlinal. A medida que el valle crece en longitud, profundidad y anchura, va reemplazando al relieve anticlinal primitivo. De este modo se origina una inversión del relieve topográfico. El valle sinclinal, por el que primitivamente corría el río principal, se va reduciendo de tamaño a medida que los valles anticlinales de cada lado van aumentando de extensión. Además, los valles anticlinales son los que se profundizan más rápidamente, porque el núcleo expuesto al ataque es de material blando, y, por lo tanto, el sinclinal se transforma en una pequeña alineación montañosa que recibe el nombre de *sinclinal colgado* o relieve sinclinal (bloque *C*). En este estado, que corresponde a la fase de madurez de los pliegues, la topografía original ha sido completamente invertida. El sistema de drenaje sigue un modelo en enrejado similar en muchos aspectos al de una llanura costera, pero con la particularidad de que los ríos subsecuentes se hallan menos espaciados entre sí y los tributarios obsecuentes y resecuentes son más cortos (figura 33.2).

En una estructura plegada, un río principal cruza diversos pliegues en ángulos casi rectos, pasando alineaciones montañosas por estrechas aberturas excavadas por el agua y que reciben el nombre de *watergaps*. Estos ríos probablemente ya existían antes del plegamiento y se han ido manteniendo a medida que éste progresaba. Este tipo de corrientes fluviales reciben el nombre de *antecedentes*. Algunas de ellas pueden observarse en la figura 23.12*B*, cruzando la serie de pliegues originada durante la orogénesis apalachiana del Pérmico.

A medida que progresa el proceso de erosión de los estratos plegados, va teniendo lugar un cambio en la forma y en la posición de los diversos valles y alineaciones montañosas. Si observamos la inversión de la topografía de la figura 33.1*C*, veremos que las crestas sinclinales están completamente removidas por la erosión. Mientras tanto, en el centro de los valles anticlinales van apareciendo nuevas alineaciones montañosas. Éstas se forman a resultas de quedar al descubierto los estratos más antiguos y

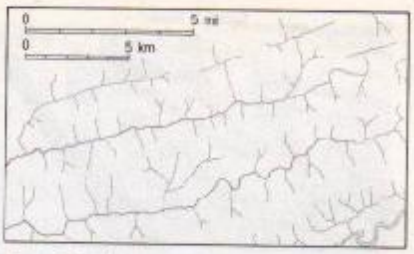


Figura 33.2. Las regiones plegadas siguen un modelo de drenaje en enrejado muy semejante al de la figura 32.4, pero con la particularidad de que los ríos tributarios son más cortos y tienen una longitud más parecida entre sí que los de los relieves en cuestas.

resistentes que se plegaron junto con el resto pero que previamente yacían bajo el nivel general de la superficie del terreno. Estas nuevas alineaciones, que pueden ser consideradas como una segunda generación de *relieves anticlinales*, crecen en altura a medida que las rocas más débiles de los flancos van siendo erosionadas. Con el tiempo, los relieves anticlinales, al igual que los anticlinales originales de la superficie de terreno inicial, son atravesados por los ríos y transformados en valles anticlinales. De este modo ha vuelto a tener lugar otra inversión del relieve topográfico. Los estratos más duros se presentan en forma de estrechas y afiladas alineaciones separadas entre sí por largos valles paralelos. Si los estratos de una alineación buzan únicamente en una dirección, pudiendo ser el flanco de un anticlinal o de un sinclinal, reciben el nombre de *alineación homoclinal* o *isoclinal* (bloque C). Del mismo modo, un valle en el que sus estratos se inclinen todos en la misma dirección se denomina *valle homoclinal* o *isoclinal*.

En resumen, en una topografía madura formada por estratos alternativamente duros y blandos pueden encontrarse tres tipos de alineaciones montañosas: anticlinales, sinclinales y homoclinales; y tres tipos de valles: anticlinales, sinclinales y homoclinales.

Al final, el conjunto de pliegues queda reducido a una penillanura (fig. 33.1*D*). También en esta fase se observan pequeñas alineaciones de colinas y los ríos siguen manteniendo su modelo de drenaje en enrejado.

Alineaciones montañosas en zigzag y pliegues de cabeceo

Los pliegues ilustrados en la figura 33.1 son continuos y de crestas uniformes por lo que dan lugar a alineaciones montañosas más o menos

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

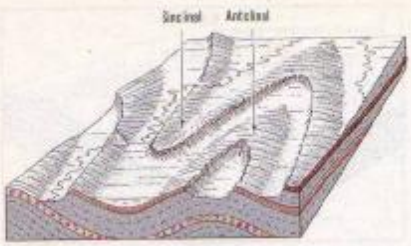


Figura 33.3. Los pliegues cuyos ejes buzan hacia el terreno, dan lugar en su fase de madurez erosiva a alineaciones montañosas en zigzag. (Según E. Raisz.)

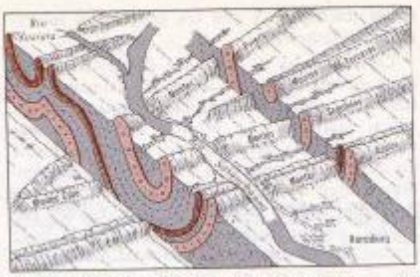


Figura 33.4. La erosión de este gran pliegue sinclinal que comprende tres formaciones resistentes de conglomerados de cuarcita alternantes con arcillas, ha dado lugar a una serie de escarpadas alineaciones montañosas a través de las cuales el río Susquehanna ha excavado varios watergaps. (Según A. K. Lobeck.)

paralelas que se prolongan grandes distancias. No obstante, en algunas regiones plegadas, los pliegues no son continuos y las crestas ascienden y descienden alternativamente de un lugar a otro. Cuando se hallan en la fase de madurez erosiva, estos pliegues presentan el aspecto de alineaciones montañosas en zigzag (fig. 33.3).

En dicha fase de madurez, la forma topográfica de un sinclinal cuyo eje buza hacia tierra o *cabeceo* difiere de la de un anticlinal que se halle en la misma posición. En la figura 33.3 se comparan las dos formas. El sinclinal buzante está representado por una alineación montañosa de cumbre ligeramente cóncava pero con el extremo y los lados sumamente escarpados. A lo largo de la dirección de cabeceo de la línea central del pliegue, o *eje*, el relieve presenta una notable concavidad que hace que se vaya separando en dos alineaciones homoclinales divergentes. El anticlinal buzante viene representado por una alineación montañosa que apunta en dirección opuesta a la del sinclinal. El extremo presenta una forma suavemente redondeada que desciende hasta el nivel del valle en la dirección del cabeceo. En la dirección opuesta la estructura se va separando en dos alineaciones homoclinales de modo que entre ellas se forma un valle rodeado de acantilados (fig. 33.3). El final de este valle, donde convergen los acantilados, suele denominarse *cierre anticlinal*. Al comparar ambas estructuras se observa que en el sinclinal las vertientes del acantilado se dirigen hacia fuera, pero las del anticlinal lo hacen hacia la parte interior del mismo.

Aspectos geográficos de las regiones plegadas

Para algunos de los aspectos de geografía humana y económica de las regiones plegadas que se hallan en fase de madurez erosiva se pueden tomar como ejemplo la zona de los Apalaches comprendida en la parte oriental y centro sur de Pensilvania (fig. 33.4). Las alineaciones montañosas son allí de areniscas resistentes y conglomerados y llegan a alcanzar alturas de 150 a 600 m por encima de las extensas llanuras formadas de arcillas y calizas. Las carreteras más importantes corren por los valles y cruzan de uno a otro por entre las aberturas excavadas por las aguas circulantes. Cerca de estos pasos, sobre todo en los de los ríos más importantes, pueden hallarse importantes ciudades. Un ejemplo lo tenemos en Harrisburg, situada donde el río Susquehanna acaba de atravesar Blue Mountain, Second Mountain y Peters Mountain (fig. 33.4). Si estas aberturas excavadas por los ríos no se hallan localizadas convenientemente, las carreteras deben superar con pendientes largas y fuertes las crestas de las alineaciones montañosas. Éstas se hallan enteramente cubiertas de bosque y los valles son ricas zonas agrícolas. Sobre las crestas más elevadas se hallan situadas torres de vigilancia contra incendios desde las que se tienen espléndidas vistas sobre montañas lejanas (figura 33.5).

En varias regiones plegadas del mundo, como, por ejemplo, en los Apalaches de Pensilvania, un recurso importante es la *antracita* (fig. 33.6). Por lo general, se encuentra en los estratos que han sido plegados y comprimidos. La presión es la que convierte al carbón bituminoso en antracita. Debido a la fuerte erosión, gran parte del carbón ha sido removido, pero no sucede así con el que permanece en la parte central de los sinclinales. Los filones de carbón buzan fuertemente y para poderlos explotar es necesario penetrar hasta el mismo núcleo del sinclinal. Los que se hallan próximos a la superficie pueden extraerse por métodos de explotación minera mucho más sencillos.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 33.5. Cerca de Warm Springs, Virginia, los Apalaches plegados aparecen como una sucesión que se pierde de vista de alineaciones paralelas con afiladas crestas montañosas. (Fotografía de Litton Industries, Aero Service Division.)

Los grandes anticlinales de suaves buzamientos pueden dar lugar a importantes trampas petrolíferas. El principio es el mismo que rige a los domos bajos de estratos sedimentarios (figura 32.30). El petróleo emigra por los lechos permeables de arenisca hacia la cresta anticlinal, donde puede quedar atrapado entre alguna capa impermeable. La mayor parte de las bolsadas de gas y de petróleo del oeste de Pensilvania, donde por primera vez tuvo éxito la producción de este combustible, se hallan localizadas en este tipo de anticlinales.

Las presiones que originan los pliegues pueden provocar fenómenos de metamorfismo y transformar algún tipo de material arcilloso en pizarra de gran valor comercial. La extracción de las pizarras de Pensilvania se realiza en filas paralelas a la base de una gran alineación de arenisca. La caliza, si es de calidad satisfactoria para la manufacturación del cemento portland, se extrae a lo largo de las estrechas zonas en las que afloran a la superficie los estratos fuertemente inclinados del anticlinal.

No todas las regiones plegadas tienen valles cultivables tan extensos como los de los Apalaches de Pensilvania. En algunas zonas de Maryland y Virginia occidental predominan las alineaciones montañosas y dan lugar a sierras difíciles de atravesar y que se hallan escasamente pobladas.

Otras regiones plegadas semejantes a los Apalaches son los montes Ouachita de Arkansas y los montes Jura de la región de los Alpes suizos y franceses (fig. 33.7). Los montes Jura consisten casi enteramente en alineaciones anticlinales de calizas. Otros buenos ejemplos de zonas plegadas se hallan en el norte de África, principalmente en Túnez y Argelia, y en la Unión Sudafricana, no muy al norte de Ciudad del Cabo.

Fallas y bloques fallados

Una *falla* es una rotura de las rocas de la corteza terrestre producida como consecuencia de alguna fuerza que ha sobrepasado el límite

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

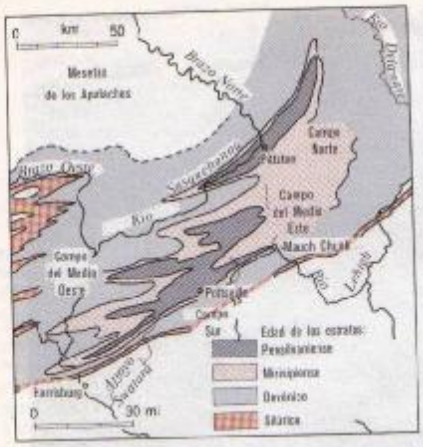


Figura 33.6. Las cuencas de antracita del centro de Pensilvania corresponden a áreas de estratos de edad pensilvaniense (en oscuro), plegadas en grandes alineaciones sinclinales.

de elasticidad de los materiales que la integran. El fallamiento se halla acompañado de un movimiento de desplazamiento a lo largo del plano de rotura. Las fallas tienen a menudo una gran extensión horizontal y por tanto la *línea de falla* puede seguirse durante muchos kilómetros, a veces hasta 150 km o más. Poco se sabe del comportamiento de las fallas en profundidad, pero con toda probabilidad debe de llegar a extenderse al menos varios centenares de metros.

El origen de las fallas puede atribuirse a los movimientos repentinos que dan lugar a los *terremotos*, vibraciones del suelo que comienzan donde es la zona de máxima intensidad del movimiento. Un movimiento particular de los que dan lugar a una falla suele originar una separación de 2,5 a 15 cm. Posteriormente pueden irse sucediendo movimientos aislados que pueden estar separados unos de otros muchos años, incluso muchas decenas o cientos de años, pero la suma de estos pequeños desplazamientos da lugar a las decenas o cientos de metros de salto total. Este puede conocerse midiendo el desplazamiento de un mismo estrato sedimentario que se encuentre a ambos lados de la línea de falla.

Según sea la naturaleza y la dirección relativa del desplazamiento, pueden establecerse varios tipos de fallas (fig. 33.8). Una *falla normal* suele tener el *plano de falla* muy inclinado o casi vertical. El movimiento predominante es en dirección vertical y por eso se habla siempre de un bloque que se ha *levantado* respecto a otro que se ha *hundido*. Una falla normal suele traducirse en un *escarpe de falla*, cuya altura puede ser una medida aproximada de la componente vertical del desplazamiento (fig. 33.9). la altura de los escarpes de falla suele oscilar entre unos pocos decímetros y varios cientos de metros. Su longitud se acostumbra a medir en kilómetros; a menudo llegan hasta los 150 y 300 km. Una falla normal es la expresión de un

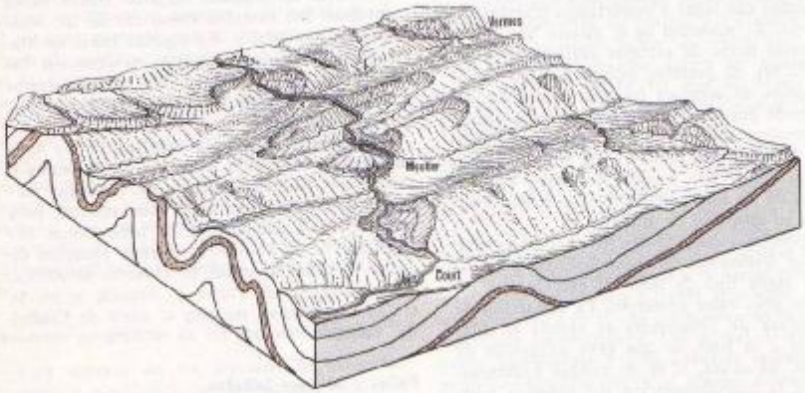


Figura 33.7. Los montes Jura, situados al noroeste de los Alpes entre Francia y Suiza, están formados por una gran serie de pliegues calizos. Casi todas las montañas coinciden con anticlinales. Los ríos han excavado profundos watergaps a través de estas montañas. (Dibujo de E. Raisz.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

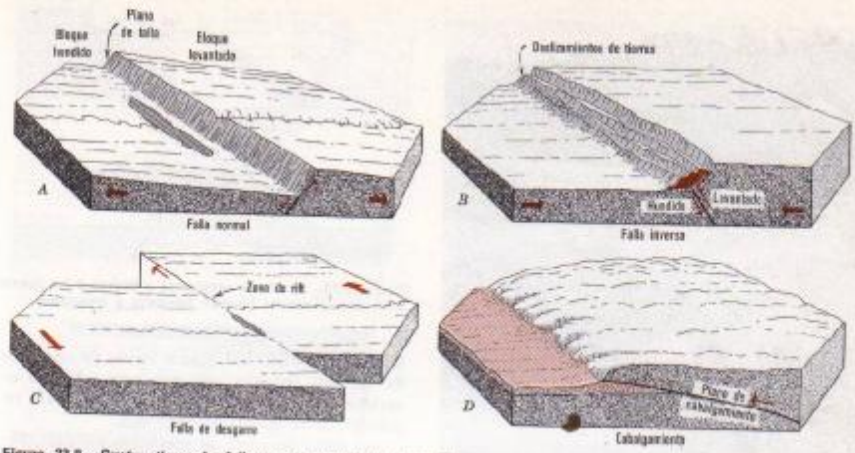


Figura 33.8. Cuatro tipos de fallas y su expresión topográfica.

movimiento de tensión de la corteza terrestre. Es una observación geométrica evidente el hecho de que el deslizamiento sobre una superficie inclinada como la de la figura 33.8*A* debe tener como resultado una separación de los puntos situados a ambos lados de la línea de falla.

En una *falla inversa*, la inclinación del plano de falla es tal que uno de los bloques sube sobre el otro y se produce un acortamiento cortical (fig. 33.8*B*). Las fallas inversas dan lugar a escarpes similares a las de las directas, pero la probabilidad de que se produzca en él deslizamientos de tierras es mucho mayor debido a que tiende a formarse un escarpe saliente.

Las *fallas de desgarre* o *de cizalladura* son las únicas en las que predomina el movimiento en dirección horizontal (fig. 33.8*C*). Por este motivo, no se forma escarpe de falla, o es de muy poca importancia, y solamente se observa una delgada línea sobre la superficie del terreno. En algunas ocasiones los ríos giran y siguen la línea de falla durante alguna distancia. Otras veces una especie de estrecha zanja, o *rift*, que indica la línea de falla.

En una *falla inversa de pequeño ángulo* o *cabalgamiento* (fig. 33.8*D*), también predomina la componente de movimiento horizontal, pero el plano de falla se halla en posición horizontal y uno de los bloques cabalga sobre la superficie del otro. Una escama cabalgante puede tener unas decenas o unos cientos de metros de espesor y hasta 80 km de anchura. Los cabalgamientos de este tipo están asociados por lo general a una intensa compresión cortical que también puede dar lugar a plegamientos. Pueden hallarse en las zonas orogénicas alpinas y caledonianas (símbolo *A* y *C* en la lámina 5). El escarpe producido en estas ocasiones no suele ser recto como en las fallas normales e inversas, sino que adopta la forma de un plano irregular.

Las fallas normales no adoptan siempre la forma de una fractura única y bien definida. El fallamiento puede presentarse de modo que el final de una falla esté solapado por el extremo de otra (fig. 33.10). Entre las dos terminaciones se forma una especie de rampa o *astilla de falla (fault splinter)*. Paradójicamente, es posible de este modo pasar del bloque hundido al levantado sin cruzar el escarpe de falla.

Las fallas normales también pueden presentarse en series de fracturas paralelas y cercanas, como si la roca se hubiera partido en delgadas rebanadas (fig. 33.10). La superficie del terreno aparece en forma de niveles escalonados y por esto el conjunto fracturado recibe el nombre de *fallas escalonadas*.

Íntimamente relacionados con las fallas normales se hallan los *pliegues monoclinales* (figura 33.11), que poseen los estratos sedimentarios doblados netamente entre el bloque levantado y el hundido, en vez de estar fracturados. Muchos pliegues monoclinales se fracturan a gran profundidad o pasan lateralmente a fallas. Los estratos calizos, en particular tienden a doblarse y a formar monoclinales, mientras que las areniscas son más frágiles y ante la misma fuerza se transforman en verdaderas

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 33.9. La formación de este escarpe de falla en materiales aluviales acompañó el terremoto de Hebgen Lake del 17 de agosto de 1959, en el condado de Gallatin, Montana. El desplazamiento máximo fue de unos 6 m. El vehículo se halla sobre el labio levantado. (Fotografía de J. G. Stacy, U. S. Geological Survey.)

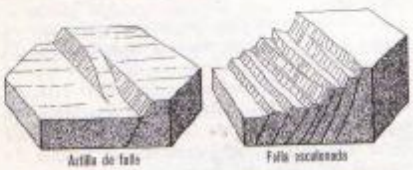


Figura 33.10. Las fallas normales se hallan complicadas en muchas ocasiones por astillas y escalonamientos.

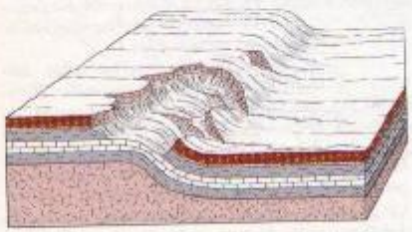


Figura 33.11. Un pliegue monoclinal es básicamente similar a una falla normal, pero los estratos están doblados en vez de fracturados.

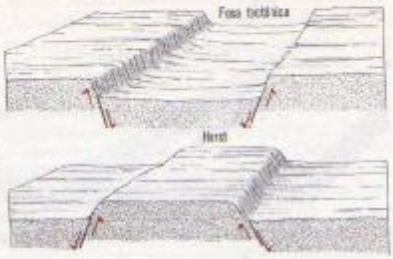


Figura 33.12. Las fosas tectónicas o graben y los horsts son respectivamente bloques hundidos o levantados.

fallas. Un monoclinal pasa a través de una serie de estadios erosivos muy similares a los de un anticlinal, con la salvedad de que sólo está representada la mitad del anticlinal.

Las fallas rara vez se presentan aisladas. Por lo general suelen ir agrupadas, comúnmente en series de fallas paralelas que dan lugar a unos rasgos de estructura de la roca fisiográficos característicos. Un bloque que ha descendido entre dos fallas normales se denomina *fosa tectónica* o *graben* (fig. 33.12). Si el bloque se ha elevado, recibe el nombre de *horst*.

Las fosas tectónicas originan visibles formas topográficas en forma de zanjas de paredes rectas y paralelas. Los horsts constituyen mesetas o montañas que a menudo tienen la parte superior bastante llana y las vertientes escarpadas pero con el perfil también rectilíneo.

Las fosas tectónicas son formas características de las zonas fracturadas de los escudos; se designan con el símbolo *R* en la lámina 5. Las grandes fosas tectónicas, como las del mar Rojo y las de África oriental, se denominan comúnmente *rift valleys*.

Desarrollo erosivo de un escarpe de falla

En la figura 33.13 pueden observarse algunos de los varios estadios por los que pasan las fallas normales a través del ciclo erosivo que sigue a su formación. En la parte trasera del bloque diagrama se ha representado el escarpe de falla original, producido directamente por un movimiento cortical y perteneciente, por tanto, al grupo de formas topográficas iniciales. La fase *A* representa un *escarpe de falla joven*, en la cual el escarpe se conserva recto y uniforme aunque posea algunos cañones excavados por las corrientes de agua y en su base se encuentren abanicos y conos aluviales.

En la fase *B* se observa el *escarpe de falla en estado de madurez*. La meteorización y la erosión han sido la causa del retroceso del escarpe

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

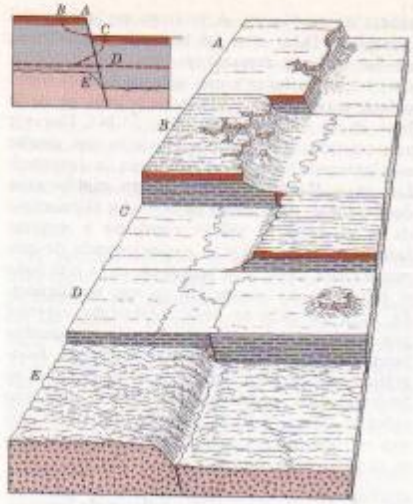


Figura 33.13. La mayor parte de las líneas de falla que se originaron en estratos horizontales pasan a través de una serie de fases erosivas en las que los escarpes son destruidos y vueltos a reconstruir sobre rocas más profundas.

Figura 33.14. Este escarpe resecuente de línea de falla es extraordinariamente recto. Aunque esta zona estuvo bajo el dominio de los hielos pleistocenos, el escarpe no fue erosionado completamente. El gran lago que baña el escarpe es el MacDonald, cercano al Gran Lago de los Esclavos, en los Territorios del Noroeste, Canadá. Esta región se halla situada entre los 60° y 65° de lat. N y coincide con el borde norte de la zona de bosque de coníferas, cerca de la tundra ártica. (Fotografía de la Royal Canadian Air Force.)

y de que su vista en planta ya sea completamente irregular. En el ejemplo ilustrado este hecho se ha visto favorecido por la existencia de una capa de arenisca dura sobre las arcillas, mucho más débiles.

En la fase *C*, la formación resistente que cubría el labio levantado de la falla ha sido totalmente destruida y, por tanto, la formación blanda subyacente se ha erosionado con gran rapidez, hasta el punto de adquirir un nivel más bajo que el del labio hundido, donde la capa de roca resistente permanece intacta. En estas condiciones, el escarpe que se ha originado se debe enteramente a la erosión y se denomina *escarpe de línea de falla* para distinguirlo del originado por un movimiento cortical. Además, este escarpe erosivo mira en dirección opuesta al escarpe de falla primitivo y, por esta razón, también recibe el nombre de *escarpe de línea de falla obsecuente*.

En la fase *D* la región se ha reducido a una penillanura y el escarpe ha sido totalmente destruido. La superficie del terreno que se encuentra a ambos lados de la línea de falla presenta la misma altura. Esta fase no tendría lugar si la región estuviese muy elevada respecto al nivel de base y podría presentarse en cualquier otro momento del proceso erosivo de la historia de la falla.

En la fase *E* la erosión posterior ha vuelto a modelar otro escarpe de línea de falla. Su aparición se debe a que ha sido erosionada toda la cobertera sedimentaria que existía a ambos lados de la falla y de este modo ha quedado al descubierto el basamento de roca ígnea sobre la que se habían depositado los materiales ahora erosionados. Como el nuevo escarpe se halla en la misma posición que el escarpe de falla original, recibe el nombre de *escarpe de línea de falla resecuente* (fig. 33.14).

Montañas formadas por bloques fallados

En las regiones donde las fallas adquieren gran magnitud, con desplazamientos de cientos de metros, se originan grandes masas montañosas. Por lo general, estos bloques fallados pueden clasificarse en *basculados* y *levantados* (figura 33.15). Un bloque basculado presenta una cara abrupta, el escarpe de falla, y otra de pendiente suave. La divisoria de aguas inicial se halla cerca de la parte superior del escarpe de falla y, por consiguiente, está situada sobre una

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 33.15. Las montañas formadas por bloques fallados pueden deberse a basculamientos (izquierda) **o a levantamientos** (derecha) **y están constituidas por casi cualquier tipo de roca y estructura. (Según W. M. Davis.)**

de las orillas del bloque. Un bloque levantado, que en realidad no es más que un tipo de horst, se halla limitado siempre por ambos lados por vertientes pronunciadas.

En la figura 33.16 pueden observarse los estadios por los que pasa el desarrollo erosivo de un bloque fallado y basculado. En el desierto del oeste de los Estados Unidos se encuentran magníficos ejemplos de macizos de bloques fallados, pero esto no quiere decir que los citados bloques y el clima árido hayan de darse juntos necesariamente.

Durante la fase de juventud, el bloque fallado es asimétrico y tiene generalmente las vertientes uniformes a pesar de la presencia de numerosos valles fluviales de pequeño tamaño que se han ido desarrollando mientras se elevaba el bloque.

En el período de madurez (fig. 33.16), aparecen gran número de divisorias de aguas, espolones y picos separados entre sí por profundos cañones. La principal alineación de crestas del macizo retroce hasta adoptar una posición cercana al centro del bloque basculado y de este modo desaparece la primitiva apariencia de montañas en bloque. A lo largo de la base del escarpe de falla, entre las bocas de los cañones, quedan algunos remanentes del escarpe inicial. Este hecho da lugar a una serie de *facetas triangulares* que se hallan alineadas a lo largo de la base de la línea de falla (fig. 33.16). Durante este período, los abanicos aluviales son mucho más extensos que al comienzo de la juventud. Las cuencas adyacentes se llenan rápidamente de aluviones. Si el clima es húmedo, al principio de la madurez el relieve comienza a mostrar formas redondeadas y va evolucionando de este modo hasta llegar a la senectud, en la que todo el bloque se ha convertido en una penillanura. La línea de falla se halla totalmente cubierta por aluviones y en la superficie ya no quedan facetas triangulares ni ningún otro rasgo fisiográfico que permita identificarla. Si el clima es desértico, los pediments se van depositando sobre el bloque fallado, pero las vertientes que van retrocediendo siguen siendo escarpadas hasta su total desaparición.

Aspectos geográficos de las fallas y de las montañas en bloques

Las fallas son de gran importancia en la geografía humana y económica, tanto por motivos geológicos como topográficos. Los planos de falla suelen ser zonas donde la roca se halla pulverizada o al menos, considerablemente fracturada. Un primer efecto es que a lo largo de los planos de falla pueden depositarse formaciones minerales debidas al paso de soluciones químicas. Muchos depósitos minerales se hallan en los planos de falla o en las rocas fracturadas por movimientos de fallamiento.

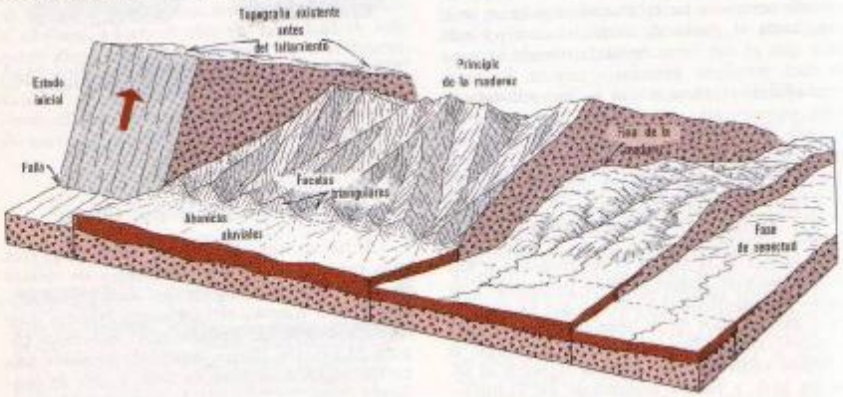


Figura 33.16. De izquierda a derecha pueden observarse los estadios erosivos por los que pasa un bloque fallado y basculado. (Según W. M. Davis.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Otro fenómeno relacionado es la fácil subida de las aguas subterráneas a lo largo de los planos de la falla. Los manantiales, sean calientes o fríos, suelen estar situados a lo largo de líneas de falla. Este hecho suele tener lugar en las bases de montañas jóvenes formadas por bloques fallados, como, por ejemplo, Arrowhead Springs, en la base de la Sierra de San Bernardino, y Palm Springs, a lo largo del pie de los montes de San Jacinto, ambos al sur de California.

El petróleo también se desplaza a través de los planos de falla donde las rocas se han vuelto permeables por fracturación o queda atrapado en los estratos porosos que se hallan en contacto por falla con otros impermeables (figura 33.17). Algunas de las búsquedas más intensivas de núcleos de petróleo, se centran en áreas de estratos sedimentarios fallados debido a la gran producción que presentan las bolsadas de este tipo encontradas hasta ahora.

Los escarpes de falla y los escarpes de línea de falla pueden formar barreras topográficas difíciles de cruzar en la construcción de carreteras y líneas férreas. El gran escarpe del Huracán situado al sur de Utah presenta esta característica, ya que en algunos lugares la altura de la pared alcanza los 750 m de altura. En el bloque hundido de una falla así, los aluviones pueden haberse acumulado en gran cantidad y originar una zona de gran rentabilidad agrícola, mientras que el bloque levantado es sumamente rocoso y se halla cortado por numerosos valles fluviales.

Las *fallas activas*, aquellas que aún están animadas de algún movimiento, pueden ser un serio peligro para ciudades, puentes, acueductos y otras estructuras situadas cerca de la línea de falla, pues suelen originar terremotos. La costa de California está sujeta a estos problemas, ya que por el área de la bahía de San Francisco pasa la famosa falla de San Andrés (fig. 33.18). El devastador terremoto de 1906 resultó de un movimiento de esta falla que es del tipo de desgarre. La falla de San Andrés, de una longitud de 965 km, se extiende hacia el Sur y en algunos lugares adopta la forma de un estrecho rift valley mientras que en otros aparece como una falla normal que bordea las montañas en bloque de San Bernardino. En el lugar donde el acueducto de Los Ángeles atraviesa la línea de falla y, por lo tanto, existe peligro de rotura en caso de un movimiento de ésta se han montado estructuras especiales que aseguran su rápida reparación en caso de siniestro. La vulnerabilidad de las ciudades de San Francisco y de Los Ángeles en caso de terremoto es muy grande debido a que los materiales aluviales sobre

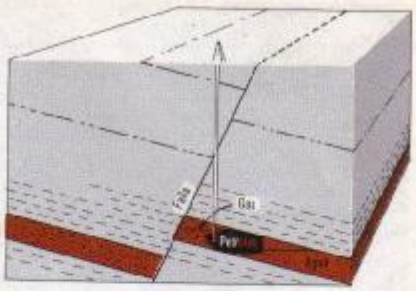


Figura 33.17. La bolsada de petróleo acumulada en el estrato de arenisca permeable queda sellada gracias a la falla que pone en contacto esta formación con las arcillas impermeables.

las que están construidas vibran con mucha más violencia que si se tratara de un substrato rocoso sólido.

Las fosas tectónicas pueden dar lugar a grandes extensiones de tierras bajas. Un ejemplo lo tenemos en la fosa del Rin de Alemania Occidental. Es una zona eminentemente agrícola de 30 km de anchura y 240 km de longitud que se halla situada entre los macizos de los Vosgos y de la Selva Negra, que no son más que montañas en bloques entre las que ha descendido la fosa del Rin.

Las montañas en bloques y las cuencas asociadas a ellas de las regiones áridas presentan los mismos rasgos geográficos y económicos que los desiertos montañosos ya descritos al hablar del ciclo de denudación continental en los climas áridos. En las montañas pueden hallarse ricos depósitos minerales cuya naturaleza depende de las rocas y minerales que existían antes de producirse el fallamiento. Los bosques pueden proliferar en las regiones desérticas si existe la suficiente elevación. En las montañas en bloques situadas en climas húmedos, como los Vosgos y Selva Negra, los recursos forestales adquieren una gran preponderancia. Los bloques que se hallan en estado de madurez suelen ser grandes obstáculos para el desarrollo del transporte y en ellos suelen escasear las vías férreas, que precisan de gradientes no muy acusados. Las carreteras pueden ascender por pendientes acusadas y, a menudo, tortuosas para atravesar los macizos. El macizo de los Vosgos, cuya vertiente escarpada mira hacia el Este, sirvió de barrera natural para contener el avance hacia el Oeste de los ejércitos alemanes durante la Primera Guerra Mundial y repelieron numerosos y duros ataques.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

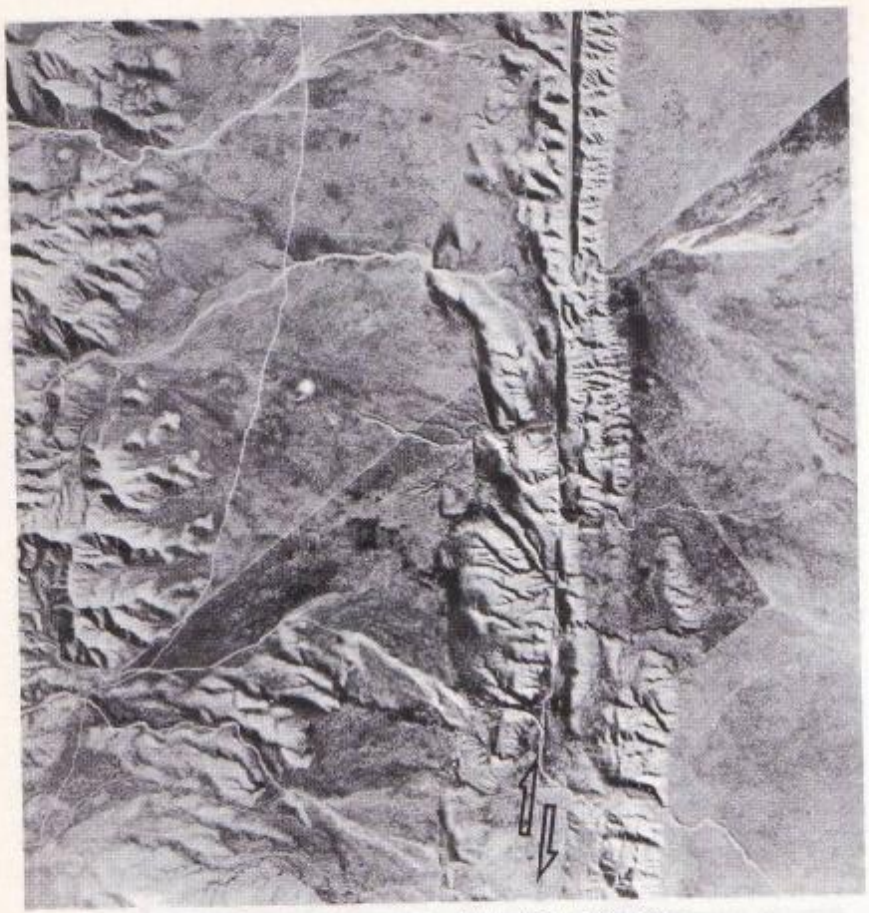


Figura 33.18. En esta vista aérea vertical la línea casi vertical de la falla de San Andrés contrasta netamente con las líneas sinuosas de los cauces. Condado de San Bernardino, California. (Fotografía de las Litton Industries, Aero Service Division.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Cuestionario de repaso

1. ¿Qué es un anticlinal? ¿Y un sinclinal? ¿Cómo se presentan ambos en una sucesión de pliegues?

2. ¿Qué es un valle anticlinal? ¿Y un valle sinclinal? ¿Cómo tienen lugar normalmente las inversiones del relieve en las regiones plegadas?

3. ¿Cómo se forman los watergaps? ¿Cuál es la importancia geográfica de estos pasos? ¿Qué es un río antecedente? ¿Cómo pueden desarrollarse los ríos antecedentes en una región plegada?

4. ¿Qué tipo de modelo de drenaje impera en una región plegada en fase de madurez? ¿Qué tipos de ríos integran este modelo?

5. ¿En qué difiere una alineación y un valle homoclinales de las alineaciones montañosas y valles anticlinales y sinclinales? Reseñar todos estos tipos citados en bloques diagrama.

6. ¿Qué efecto tiene el cabeceo de los ejes de los valles? Cómo se distingue un anticlinal buzante de un sinclinal que también cabecea?

7. Disminuir los aspectos geográficos de las regiones plegadas. ¿Qué productos minerales son de importancia económica en las regiones plegadas?

8. ¿Qué es una falla? ¿Qué es una línea de falla? Explicar la relación existente entre fallas y terremotos.

9. Describir una falla normal y explicar en qué se diferencia de una falla inversa. ¿Qué tipos de rasgos topográficos se originan en estos tipos de fallas? Explicar la relación existente entre las fallas normales y las fallas escalonadas.

10. ¿Qué es una falla de desgarre? ¿En qué difiere su expresión topográfica de la de una falla normal? ¿Qué es un rift? Describir la falla de San Andrés de California. ¿Es una falla activa en la actualidad?

11. Describir una falla inversa de pequeño ángulo o cabalgamiento. ¿A qué tipo de deformación cortical se halla asociada? ¿Cuál es la expresión topográfica de un cabalgamiento?

12. ¿En qué difiere un pliegue monoclinal de una falla? ¿Están relacionadas ambas estructuras?

13. ¿Qué diferencia hay entre una fosa tectónica y un horst? Describir brevemente la región de la fosa del Rin indicando cuáles son los horsts.

14. ¿Cuál es la distinción entre un escarpe de falla y un escarpe de línea de falla? ¿Cuál es la forma primitiva? ¿Qué variedades existen de escarpes de línea de falla?

15. ¿Cuáles son los tipos principales de montañas en bloques? Comparar los estadios de juventud y madurez de un gran bloque fallado y basculado. ¿Qué son las facetas triangulares? ¿En qué difieren de los flatirons de un domo montañoso?

16. ¿Qué relación existe entre los manantiales y las líneas de falla? ¿Cómo se acumula el petróleo en las estructuras falladas? ¿Por qué las zonas falladas son favorables para la acumulación de depósitos minerales?

Ejercicios

EJERCICIO 1. *Rasgos topográficos de los estratos plegados.*

Explicación: Este mapa no representa una topografía real y debe considerarse como un ejemplo ilustrativo de la fisiografía característica de una región de estratos plegados en estado de madurez erosiva. Para comprender mejor la relación entre la topografía y la estructura del mapa, véanse las figuras 33.1 y 33.3.

CUESTIONARIO

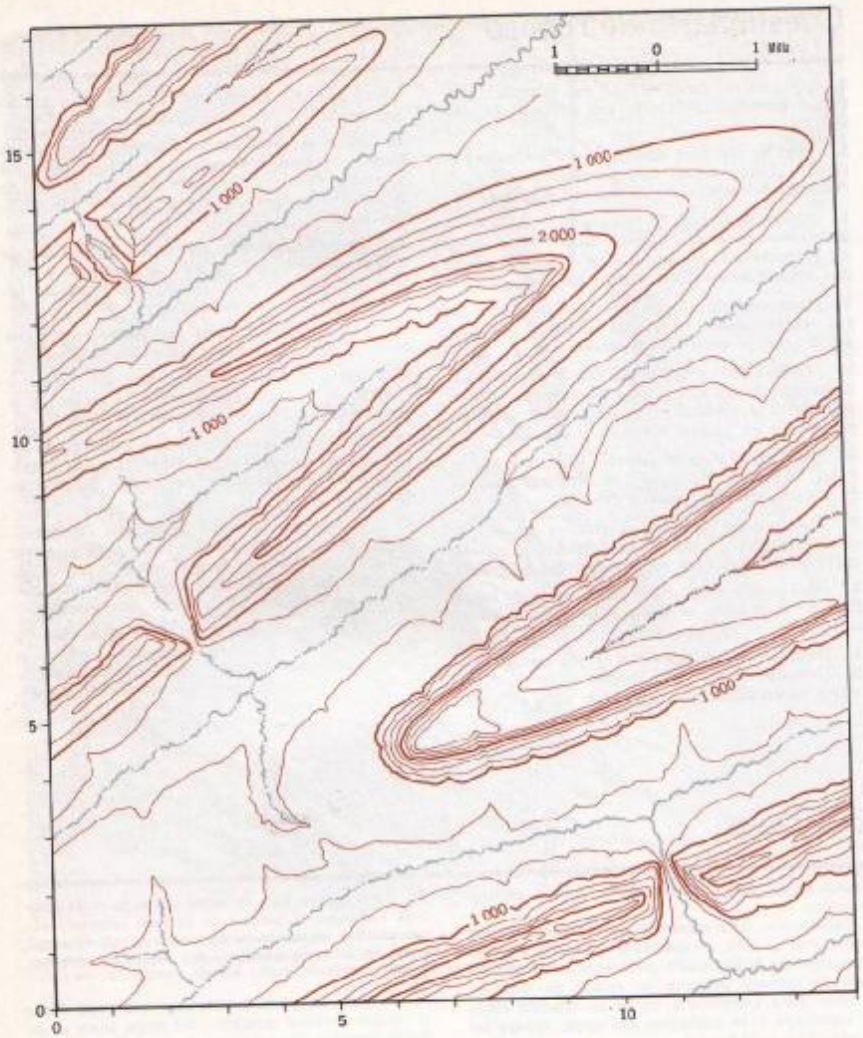
1. En una hoja de papel transparente colocada sobre el mapa situar cada uno de los siguientes nombres: *alineación montañosa anticlinal, sinclinal colgado, alineación homoclinal, valle anticlinal, valle sinclinal, valle homoclinal.* Como ayuda pueden consultarse las figuras 33.1 y 33.3, comparando las formas topográficas del mapa con los bloques diagrama.

2. En la misma hoja de papel utilizada en la cuestión 1 dibujar el sistema de drenaje completo utilizando los siguientes colores: ríos subsecuentes, azul; ríos resecuentes, rojo; ríos obsecuentes, verde.

3. Realizar un perfil topográfico que vaya desde el vértice superior izquierdo del mapa hasta el inferior derecho. Usar una escala vertical en la que 1 pulgada equivalga a 2500 pies. Dibujar las formaciones de arenisca y de arcilla de modo que se ajusten a la interpretación de la topografía dada en la respuesta a la cuestión 1. Como guía usar las secciones transversales de las figuras 33.1 y 33.3.

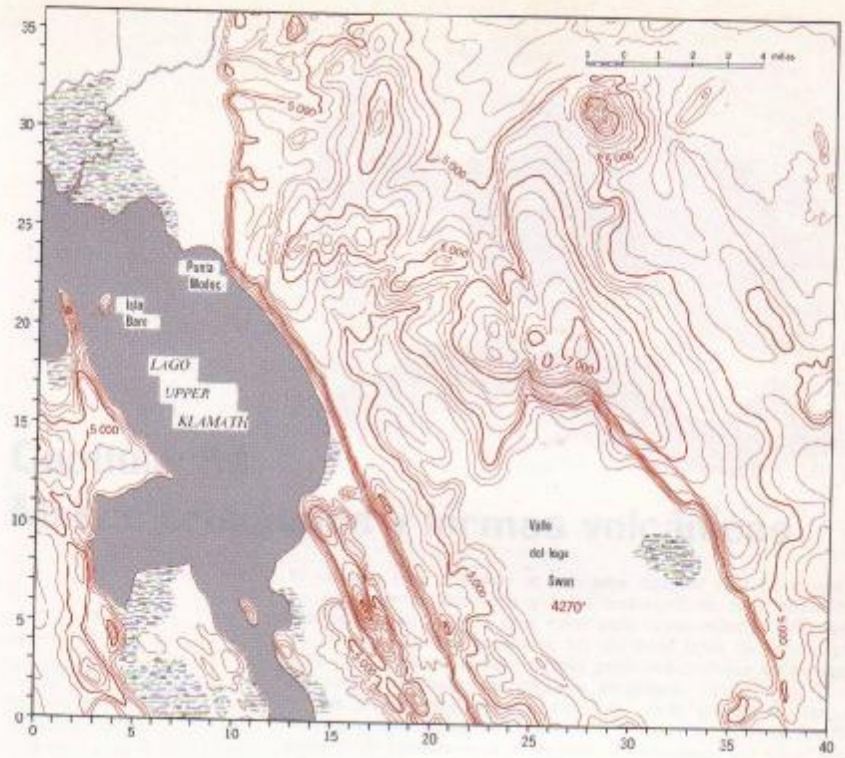
4. Explicar el hecho de que por el profundo watergap situado en 2,5-6,5 no discurra ningún río a pesar de su parecido con el que se halla en 11,0-2,0. ¿Qué modificaciones en el sistema de drenaje parece que han tenido lugar aquí?

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



Ejercicio 1

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



EJERCICIO 2. *Escarpes de falla y fosas tectónicas.* (Procedencia: Klamath, Oregón, mapa topográfico del Servicio Geológico de los EE.UU.; escala: 1:250 000.)

Explicación: Los acantilados que se observan en el mapa y que van de NW a SE son escarpes de falla. El lago Upper de Klamath ocupa una fosa tectónica y se halla limitado en ambos lados por dos escarpes de falla. El valle del lago Swan es un bloque basculado hacia abajo que únicamente posee un escarpe de falla en su parte este.

CUESTIONARIO

1. En una hoja de papel transparente situada sobre el mapa indicar todas las líneas de falla que se puedan interpretar a partir de los datos topográficos. Indicar con las letras *H* y *L* los bloques respectivamente hundidos y levantados.
2. Trazar un perfil topográfico desde 0,0-8,0 hasta 40,0-8,0 utilizando una escala vertical en la que 1 pulgada equivalga a 2000 pies. Indicar la posición de las fallas como en la figura 33.12.
3. En 32,0-13,0 puede observarse una astilla de falla como la de la figura 33.10. Indicar este hecho en el papel utilizado para resolver la cuestión 1.
4. ¿Por qué es tan horizontal el fondo del valle del lago Swan.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Capítulo 34
Masas cristalinas y formas volcánicas

El término *roca cristalina* es útil para designar colectivamente a las rocas ígneas intrusivas y a las metamórficas, tales como esquistos y gneiss. Es de gran valor para comprender la fisiografía de una región saber reconocer los distintos tipos de relieve posible bajo la clase general de rocas cristalinas, aunque no es siempre posible distinguir los distintos subgrupos.

Las grandes regiones mundiales de rocas cristalinas son los escudos continentales. En la lámina 5 se señalan con símbolos (*G, escudos de Gondwana*, y *L, escudos de Laurasia*). Las rocas cristalinas también quedan al descubierto en las raíces de montañas, que han sido erosionadas profundamente (son designadas con el símbolo *C, remanentes caledonianas*).

Masas cristalinas homogéneas

Las rocas ígneas intrusivas, como los graníticos (fig. 22.4), suelen presentarse generalmente en forma de grandes batolitos. El batolito que aflora en Idaho abarca un área de más de 40 000 km², una extensión casi tan grande como Nueva Hampshire y Vermont juntos. La roca parece continuar en profundidad durante cientos de metros y en la práctica pueden considerarse ilimitados por su parte inferior. Si la masa de roca ígnea intrusiva es inferior a los 100 km² recibe el nombre de *stock*.

Los batolitos y los stocks no alcanzan la superficie de la tierra cuando se forman y por esto no dan lugar a formas topográficas iniciales, careciendo, por tanto, de esta fase primera en el desarrollo de su ciclo erosivo. Suelen aflorar a la superficie sólo después que la erosión ha barrido las rocas más antiguas que yacían sobre ellos, fenómeno que tiene lugar en la fase de madurez o de senectud del ciclo de denudación (fig. 34.1). Al hablar del núcleo cristalino central de los domos, ya ofrecimos un ejemplo adicional del proceso por el que quedan expuestas en superficie las citadas rocas (cap. 32).

El volcán Etna, Italia. (Lyell, **Principles of Geology**, vol. 3, 1835.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

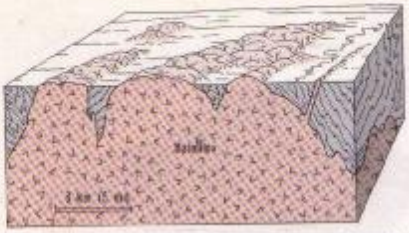


Figura 34.1. Los cuerpos profundos de roca ígnea intrusiva afloran en superficie solamente después que la erosión ha removido los cientos de metros de materiales que los recubren. (Según Longwell, Knopf y Flint.

El desarrollo topográfico de los batolitos varía según la textura y la composición de la roca y depende de si la masa ha sido o no fallada. Donde la roca es uniforme y carece de fallas, se origina un laberinto de barrancos en el que no existe ninguna dirección predominante (figura 34.2). El modelo de drenaje es dendrítico y está integrado por corrientes de agua insecuentes como si se tratara de estratos sedimentarios horizontales. De hecho, los dos modelos son prácticamente indistinguibles.

Si la masa cristalina se halla fallada y se intersectan las zonas de fractura, el sistema de drenaje sigue estas líneas de máxima debilidad y adopta un modelo de distribución rectangular (fig. 34.3). Los ríos son subsecuentes, ya que se desarrollan en las zonas de fractura.

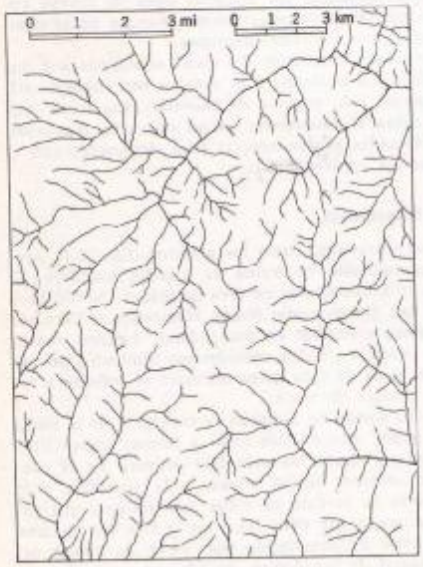


Figura 34.2. Este tipo de drenaje dendrítico es el que se desarrolla en el batolito maduro de Idaho.

Ciertas áreas de rocas metamórficas, tales como gneiss y esquistos, también dan lugar a un modelo de drenaje dentrítico formado por ríos inconsecuentes porque las variaciones en la textura de la roca y en su composición parecen tener poca influencia en el desarrollo del valle. La topografía de estas zonas puede ser idéntica a la de los batolitos. Por lo tanto, es conveniente utilizar el término de *masa cristalina homogénea* para abarcar sin distinción a las rocas ígneas intrusivas y a las metamórficas.

Cinturones metamórficos

Las regiones formadas por rocas metamórficas tienden a originar una topografía en la que alternan los valles y las montañas. Las cordilleras y sierras suelen dirigirse siempre hacia una misma dirección predominante y se hallan separadas unas de otras por largos y ásperos valles paralelos (véase fig. 22.17). Ni las montañas ni los valles son tan escarpados como los originados en estratos sedimentarios plegados, pero el sistema de drenaje adopta una clara forma de enrejado o rectangular. Las regiones de estas características reciben el nombre de *cinturones metamórficos* porque la topografía refleja los distintos ritmos de denudación de las zonas paralelas de rocas metamórficas: esquistos, pizarras, cuarcitas, mármoles, etc. El mármol tiende a originar valles muy característicos; las pizarras y los esquistos, montañas de relieve medio o acusado, y las cuarcitas suelen formar relieves ásperos y pueden dar lugar a estrechas alineaciones de hogbacks. Además, la mayoría de las rocas metamórficas se hallan fracturadas por fallas inversas y por cabalgamientos que corren paralelos a los diferentes cinturones y que en muchas ocasiones separan un tipo de materiales de otro. Los valles excavados por los ríos subsecuentes que corren a lo largo de estas fracturas acentúan el carácter en franjas de esta topografía. Un buen ejemplo de este fenómeno lo tenemos en gran parte de Nueva Inglaterra, particularmente en las Montañas Taconicas y Verdes. Los valles mayores van de Norte a Sur y están excavados en mármol. Éstos, a su vez, se hallan bordeados por franjas de gneis, esquistos, pizarras o cuarcitas. Las tierras altas del Hudson y del norte de New Jersey siguen con esta misma estructura hacia el Oeste, donde se unen a la Sierra Azul. Cerca de Harpers Ferry, Maryland, las formaciones de cuarcita se elevan considerable-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

mente sobre el amplio valle formado de esquistos. Como se indicó arriba, los cinturones metamórficos se hallan asociados con los remanentes caledonianos, símbolo *C*, lámina 5.

Zonas de estructuras complejas

Algunas partes de la corteza terrestre, particularmente los escudos continentales, han estado afectados por varios períodos de plegamiento, fallamiento, intrusiones y volcanismo. A medida que tenían lugar cada uno de estos fenómenos, nuevas rocas o nuevas estructuras se iban adicionando a la masa primitiva y hoy día aparecen como regiones de *estructura compleja* (fig. 34.4). Debido a la gran variedad de materiales y de estructuras existentes, la topografía adquiere una gran variedad de formas.

En la figura 34.5 pueden observarse una serie de bloques diagrama en los que se ha representado el ciclo de erosión de una región geológicamente compleja. En la fase inicial se han formado montañas por fallamiento, plegamiento, intrusiones ígneas y por actividad volcánica. Durante la madurez se desarrolla un sistema de drenaje completamente irregular. La abrupta topografía consiste en fallas y escarpas de línea de falla, hogbacks, viejos volcanes y otras formas estructurales. En la superficie se hallan expuestas rocas intrusivas y sedimentarias de muy distintas edades. En la senectud, la región queda reducida a una penillanura en la que únicamente sobresalen las rocas más duras a modo de monadnocks.

Aspectos geográficos de los batolitos, cinturones metamórficos y zonas complejas

Las regiones formadas por rocas ígneas intrusivas, por rocas metamórficas o por estructuras complejas, son, a menudo, muy ricas en recursos minerales. Donde se han producido algunas intrusiones ígneas, abundan los depósitos de minerales metálicos. Ejemplos tomados de las Montañas Rocosas los tenemos en el cobre, la plata, el oro y el plomo de Butte, Montana; la plata y el plomo del distrito Coeur d'Alene en Idaho; y el plomo, el cinc y la plata de Leadville, Colorado.

Las rocas metamórficas, como las pizarras, las cuarcitas, los mármoles y los esquistos, no suelen contener menas metálicas de importancia, a menos que haya penetrado en ellas alguna intrusión magmática, pero algunas, sobre todo las pizarras y los mármoles, tienen valor económico. En Vermont existe gran cantidad de estas rocas junto al granito intrusivo, que también se explotan en canteras.

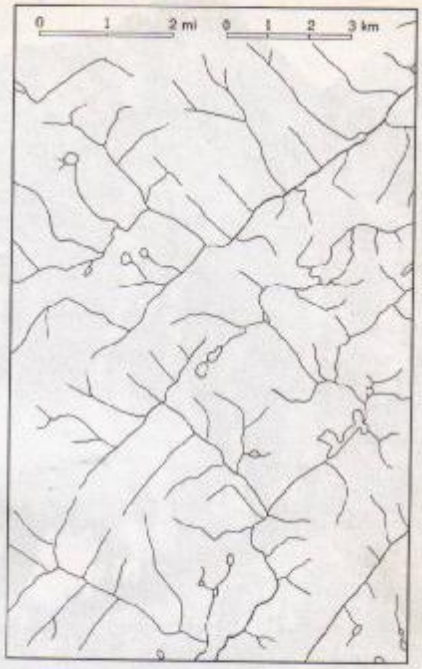


Figura 34.3. Este modelo de drenaje rectangular en un batolito revela la existencia de varios sistemas de fracturas o fallas que se intersectan entre sí.

Otro ejemplo digno de mención de depósitos minerales de gran valor económico relacionados con rocas ígneas, metamórficas y estructuras complejas son los del distrito de Katanga, en el Congo.

Partes de los lugares ocupados por batolitos, rocas metamórficas y áreas estructuralmente complejas son montañosos, están cubiertos de bosque y escasamente poblados. Numerosos ejemplos los tenemos en los montes Salmon River, que forman parte del batolito de Idaho; los Great Smoky de Carolina del Sur, Georgia y Tennessee, constituidos por roca intrusiva y metamórfica en una disposición generalmente compleja; o los montes Taconicos y Verdes, de materiales metamórficos, en Vermont y Massachusetts. En Lumber existen también numerosas reservas minerales que incrementan la riqueza de esta región. Al mismo tiempo, los medios de transporte en estas regiones se hallan muy poco desarrollados y la escasez de recursos agrarios hace que la población se halle muy

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

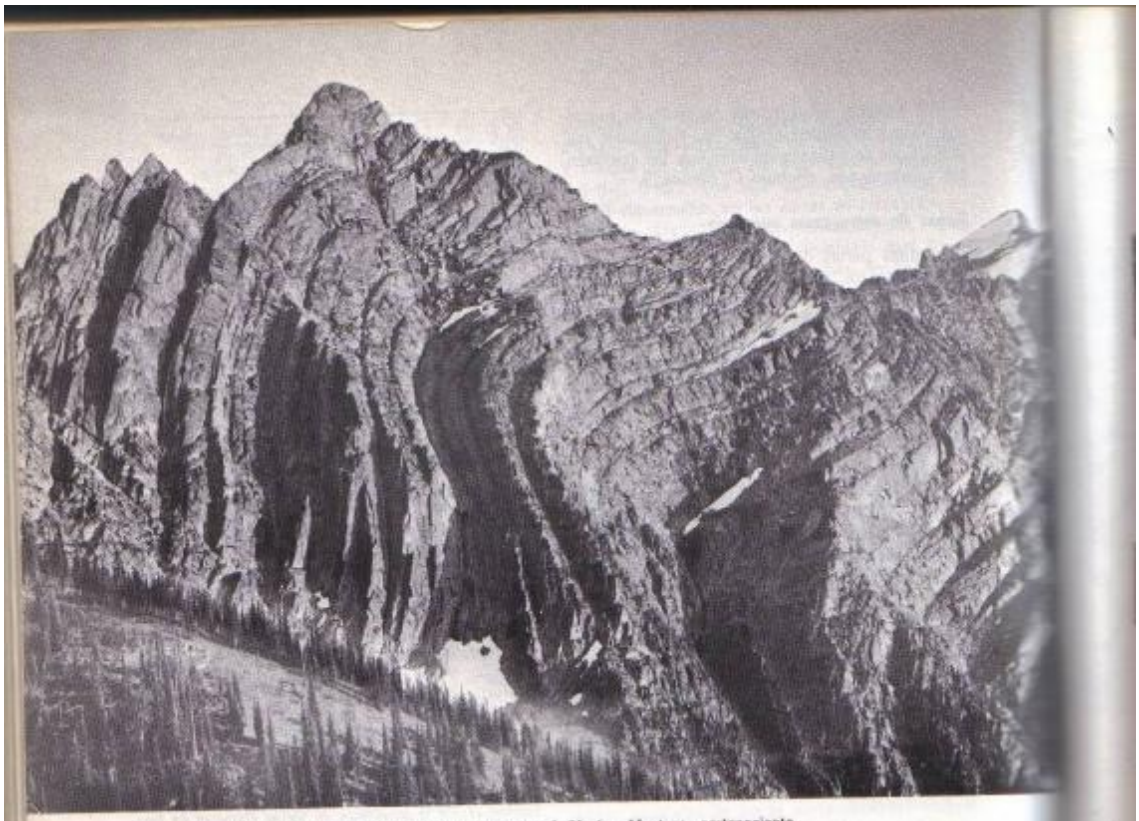


Figura 34.4. Esta escarpada montaña del Parque Nacional Glacier, Montana, perteneciente a las montañas Rocosas septentrionales, está totalmente formada por estratos precámbricos plegados y tallados complejamente. (Fotografía de Chapman, U. S. Geological Survey.)

dispersa o totalmente ausente en algunas ocasiones.

Otras regiones formadas también por materiales intrusivos o metamórficos poseen un relieve muy poco acusado —los escudos continentales— pero es porque han sido reducidos a penillanuras y porque están muy poco erosionadas en el actual ciclo erosivo. Gran parte del este del Canadá y partes de Suecia y Finlandia presentan este tipo de topografía. Estas regiones no solamente son parecidas en sus características litológicas, sino que, debido a la glaciación, tienen incontables lagos y, a causa de su clima similar, tienen un bosque aciculifolio siempre verde.

En Estados Unidos el mejor ejemplo de penillanura modelada en materiales intrusivos y metamórficos lo tenemos en las tierras altas de Virginia, ambas Carolinas y Georgia. Allí la topografía es redondeada y está formada por colinas de la misma altitud que se extienden entre los montes Azules situados al oeste de la llanura costera del este de los Estados Unidos. Por encima de esta superficie solamente sobresalen unos pocos monadnocks. El suelo es grueso, las vertientes lo suficientemente suaves como para permitir el desarrollo de la agricultura, y las vías de comunicación son fáciles de establecer.

Volcanes y formas asociadas

Los edificios volcánicos se forman a partir de la emisión de roca fundida y gases calientes a gran presión, por un orificio relativamente pequeño, o *crater*, que pone en contacto la superficie del terreno con algún depósito de magma que yace en profundidad. Las erupciones pueden ser explosivas o tranquilas, y según sea este tipo de emisión será la morfología del edificio volcánico.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

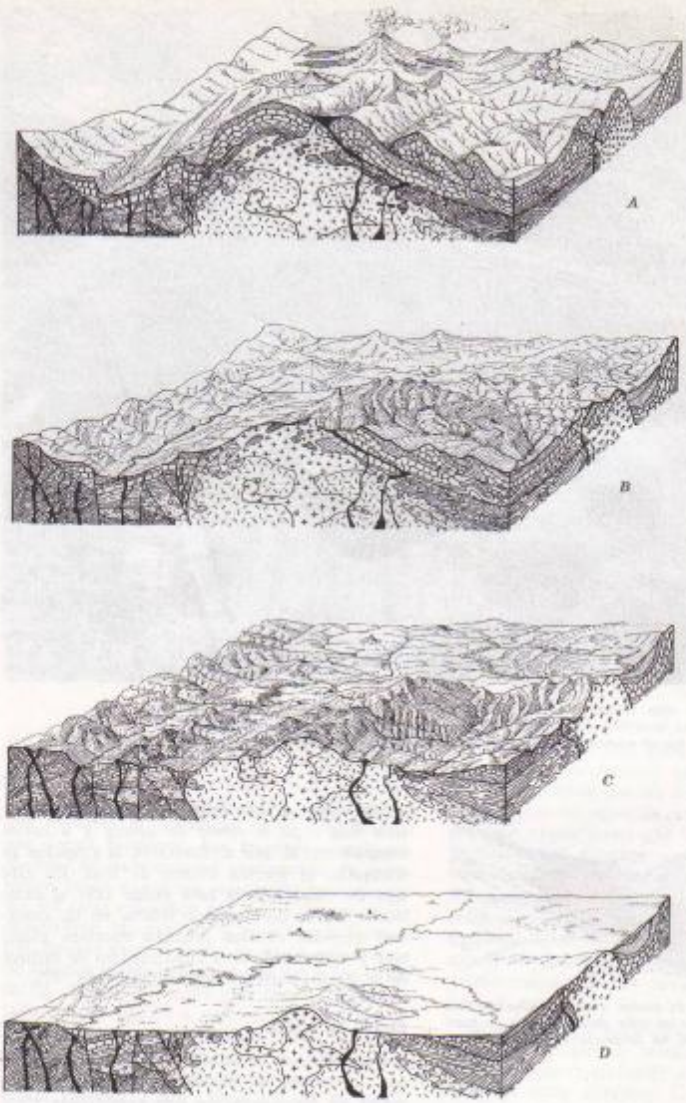


Figura 34.5. Fases del desarrollo de una región de estructura compleja. (Dibujo de E. Raiez.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

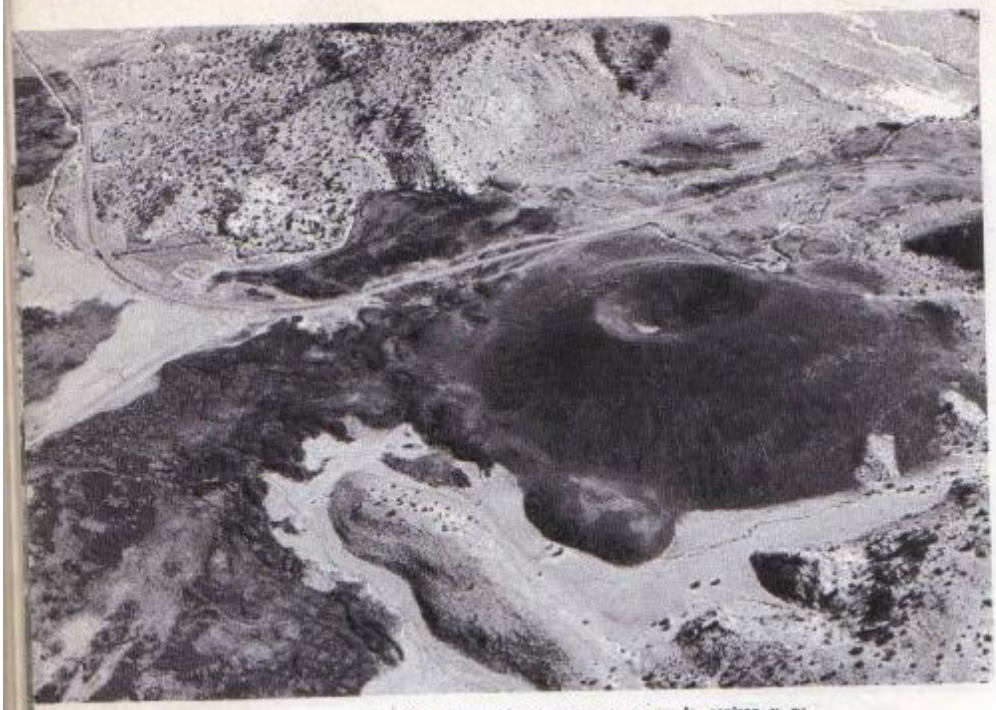


Figura 34.6. Visto en esta fotografía aérea oblicua, un cono nuevo de cenizas y su colada asociada de lava basáltica (izquierda) han bloqueado parcialmente un valle. Dixie State Park, a unos 27 km al noroeste de St. George, Utah. (Fotografía de Frank Jensen.)

Figura 34.7. Un cono de ceniza y sus coladas de lava pueden llegar a taponar un valle dando lugar a un lago. Valle abajo, otra colada ha originado un segundo lago. (Según W. M. Davis.)

Los volcanes cuya erupción es del tipo explosivo dan lugar a *conos de ceniza* y a *conos compuestos;* si, por el contrario, la erupción es tranquila, se forman *domos de lava.* En este tipo de emisiones, la lava puede salir al exterior a través de grietas o *fisuras* en tal cantidad que las coladas originan enormes planicies y mesetas de lava cuyo estudio se incluye en el de los estratos horizontales (cap. 32).

Conos de ceniza

Los edificios volcánicos de menor tamaño son los conos de ceniza, construidos enteramente de fragmentos de lava solidificada arrojados por un cráter central. Se forman cuando la cantidad de gases que contiene la lava es muy elevada porque entonces la presión de los mismos empuja con violencia la lava al exterior. Los materiales arrojados se fragmentan y caen ya solidificados cerca del cráter (fig. 34.6). Es-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Figura 34.8. Aspecto del cráter de un estratovolcán activo, monte Spurr, 3535 m de altura. Lado oeste del abra de Cook, cerca de Anchorage, Alaska. (Steve McCutcheon, Alaska Pictorial Service.)

tos fragmentos son muy parecidos a las cenizas y a la escoria de una fundición. Los fragmentos mayores pueden llegar a pesar varias toneladas y reciben el nombre de *bombas volcánicas*, ya que mientras se solidifican en el aire adoptan una forma fusiforme. Los fragmentos más pequeños, de unos cuantos centímetros, se denominan *lapilli* y son los principales constituyentes del cono volcánico. Las partículas más finas constituyen las *cenizas* y el *polvo volcánico*. Las cenizas caen a modo de nieve en un área de algunos kilómetros alrededor del cráter (véase fig. 34.9*D*). El polvo más fino es transportado por los vientos a regiones muy alejadas de la zona de erupción e incluso puede permanecer varios años en suspensión en la atmósfera.

Los conos de ceniza raramente tienen una altura superior a los 150 ó 300 m. Su crecimiento es rápido. Monte Nuovo, cerca de Nápoles, creció 120 m en la primera semana de su existencia. El Parícutín, en México, comenzó en forma de cono de cenizas y alcanzó una altura de 300 m en los primeros tres meses. El ángulo de la vertiente de un cono de ceniza recién formado oscila entre 26° y 30°. El material es tan incoherente que absorbe cualquier lluvia por intensa que sea sin que por sus superficies corran las aguas de escorrentía. La erosión no tiene efecto hasta que los procesos de meteorización no originan un suelo que llena los intersticios del material volcánico.

Los conos de ceniza suelen presentar grandes cráteres centrales (fig. 34.6). Una parte del edificio volcánico es a menudo mucho más alta que el resto debido a que los vientos predominantes transportan las cenizas de un lugar del cono a otro.

La lava siempre suele salir por la misma parte del volcán y, por lo tanto, de no ser que se produzca alguna explosión intensa, la forma del cono no suele alterarse. Los conos de ceniza pueden surgir en cualquier lugar, en las montañas, valles o llanos (fig. 34.7) y suelen presentarse en grupos que en ocasiones pueden ser de varias docenas en un área de unas pocas decenas de kilómetros cuadrados. A veces se alinean paralelamente a las líneas de falla.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

A. Esta distante foto del Sakurajima muestra la gran nube en forma de coliflor que se formó con el vapor condensado y los gases volcánicos.

C. Al alcanzar el mar, la lava origina grandes nubes de vapor.

B. La colada de lava con bloques va avanzando lentamente sobre la superficie del terreno totalmente cubierta de bombas volcánicas y cenizas.

D. Poblado sepultado por las cenizas volcánicas.

Figura 34.9. El volcán japonés Sakurajima entró en erupción en 1914. Estas fotografías muestran algunos detalles de su actividad. (T. Nakasa.)

Volcanes compuestos

La mayor parte de los grandes volcanes del mundo son conos compuestos. Están formados por estratos de lapilli y cenizas que alternan con coladas de lava. Por esta razón algunos autores también los denominan *estratovolcanes*. La pendiente de las laderas del volcán depende del ángulo de reposo del lapilli y de las cenizas, mientras que la resistencia y el volumen del volcán están en razón directa con los estratos de lava existente (fig. 34.8). Entre los mejores ejemplos de volcanes compuestos de reciente formación destacan el Fujiyama en el Japón, el Mayon en Filipinas, el monte Hood en Oregón y el Shishaldin en las Aleutianas. Otros conos perfectamente formados son el Vesubio, el Etna y el Stromboli en la península italiana y en las islas de Sicilia y Stromboli, respectivamente. Todos tienen en común una altura de varios cientos de metros y un ángulo de vertiente comprendido entre los 20° y los 30°.

La mayor parte de los volcanes compuestos están alineados formando el *cinturón circumpacífico* que se extiende por los Andes, Aleutianas, Japón, Insulindia y Nueva Zelanda. Existe también el grupo de volcanes europeos arriba mencionados, que incluye los volcanes activos de Italia y Sicilia. Obsérvese que estos cinturones de volcanes se hallan en los sistemas alpinos, símbolo A, lámina 5.

La erupción de los grandes volcanes compuestos suele estar acompañada de una emisión explosiva de gases, lapilli, bombas, ceniza y coladas de lava (fig. 34.9). El cráter puede cambiar de forma rápidamente tanto por demolición de su parte superior como por nueva acumulación de materiales.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

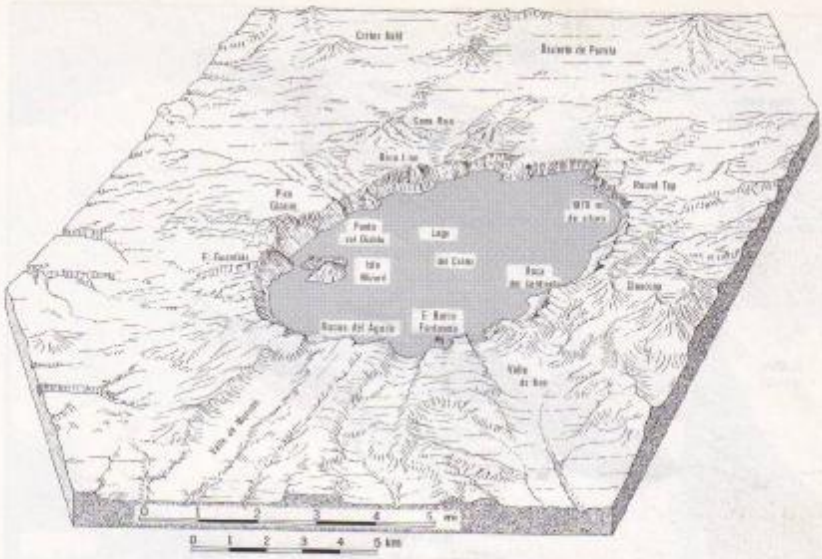


Figura 34.10. El lago del Cráter, Oregón, es un ejemplo notable de caldera que en la actualidad está llena de agua y da lugar a un lago. En este lugar existió en tiempos no históricos un gran volcán compuesto que fue destruido por una violenta explosión. (Según E. Raisz.)

Calderas

Uno de los fenómenos naturales más catastróficos son las explosiones que destruyen toda la parte central del aparato volcánico. Después de ellas solamente queda una gran depresión central denominada *caldera*. No se sabe con seguridad si la parte superior del edificio volcánico es lanzada en gran parte en fragmentos o si se hunde al quedar vacía la cámara magmática después de una intensa emisión de lava. Aunque se han formado calderas en tiempos históricos, las condiciones que imperan en las proximidades del volcán han impedido la observación del proceso. Durante este fenómeno se emiten gran cantidad de cenizas y polvo volcánico que quedan en la atmósfera y pueden abarcar una extensión de cientos de kilómetros cuadrados.

Krakatoa, una isla volcánica de Indonesia, estalló en 1883 y en su lugar se originó una enorme caldera. Se calcula que en la explosión desaparecieron 75 km³ de roca. Grandes olas, o *tsunamis*, provocadas por la explosión, causaron la muerte a miles de personas que vivían en las áreas costeras de Java y Sumatra. Otra explosión en fecha histórica fue la que aconteció en 1912 en Katmai, Alaska, que originó una caldera de más de 3 km de anchura y una profundidad que oscila entre los 600 y los 1100 m. La explosión se oyó en Juneau, distante 1200 km, mientras que en Kodiak, a 160 km, las cenizas alcanzaban un espesor de 25 cm.

Un ejemplo clásico de caldera originada en tiempos no históricos es la del lago del cráter en Oregón (fig. 34.10). Se supone que el monte Mazama, el volcán primitivo alcanzaba una altura de 1200 m sobre el nivel actual. Los valles previamente excavados por los ríos y glaciares en los flancos del monte Mazama fueron decapitados por la explosión de la parte central y ahora forman desfiladeros que llegan hasta el borde del lago. En la base de la caldera se han ido formando desde entonces la isla Wizard, constituida por un volcán reciente y sus coladas de lava.

Ciclo erosivo de los volcanes

En la figura 34.11 se observan los estadios sucesivos de erosión por los que pasan los volcanes, las coladas de lava y las calderas. En el

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

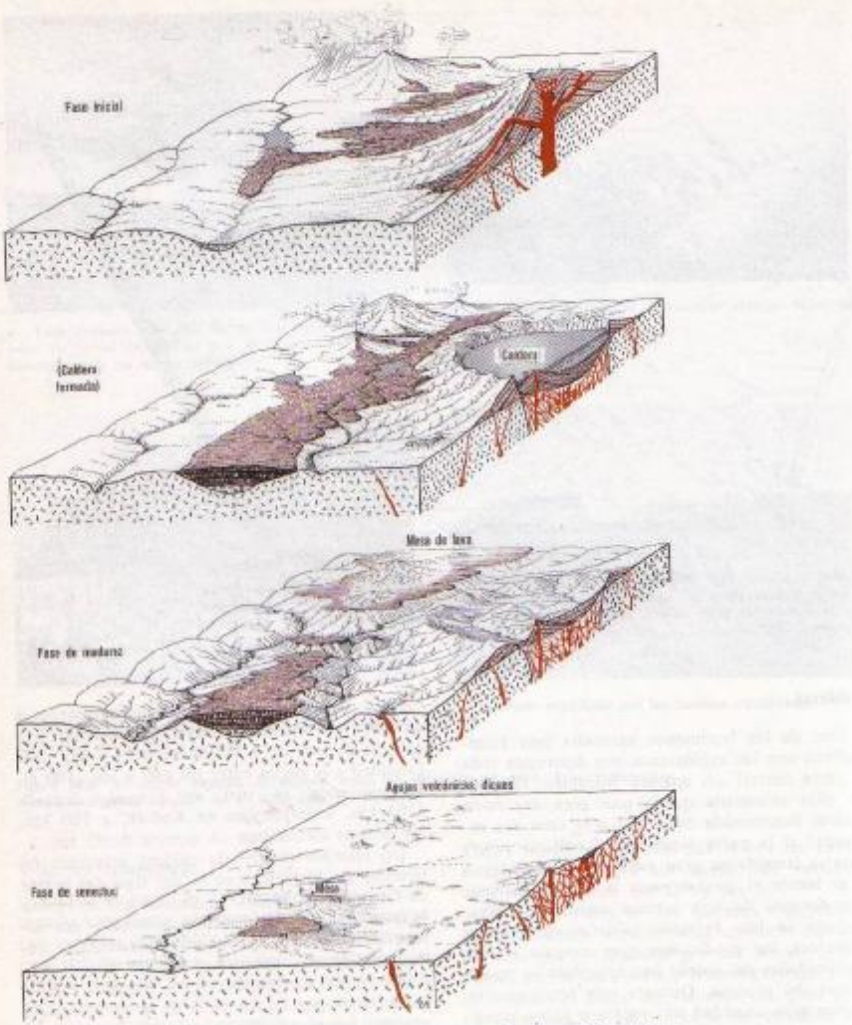


Figura 34.11. Fases del desarrollo erosivo de los volcanes y de las coladas de lava. (Dibujo de E. Raisz.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

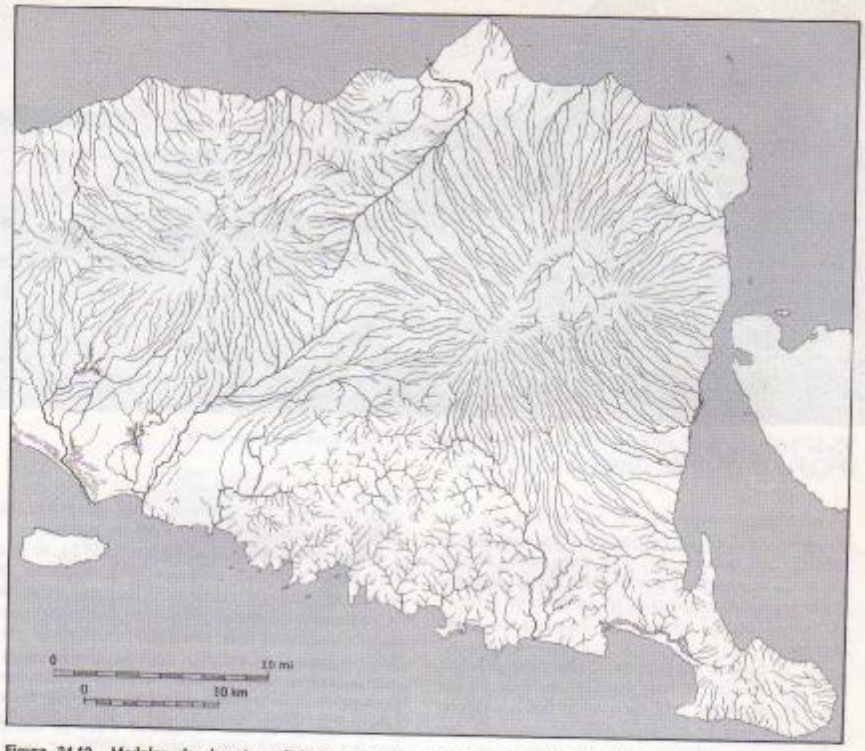


Figura 34.12. Modelos de drenaje radial de los volcanes de Insulindia. (Según Verbeek y Fennema.)

Figura 34.13. El monte Shasta, en la Cordillera de las Cascadas, es un volcán en estado de madurez. La curvatura de la ladera de la izquierda es un cono adventicio de edad más reciente, el Shastina. (Fotografía infrarroja de Eliot Blackwelder.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

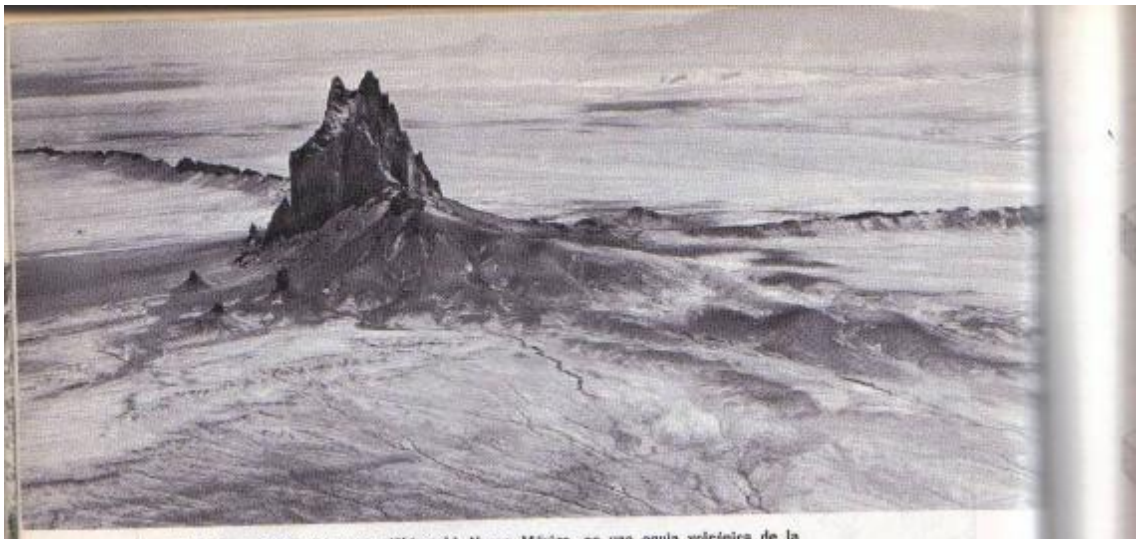


Figura 34.14. La Roca del Barco (Shiprock) Nuevo México, es una aguja volcánica de la que parten diques radiales. (Spence Air Photos.)

primer bloque diagrama se hallan algunos volcanes en proceso de crecimiento. Esta es la fase inicial. Las coladas de lava que salen de los volcanes se esparcen por el valle fluvial siguiendo la inclinación general del terreno y, actuando como presa, forman un lago en su parte posterior.

En el bloque siguiente se observan algunos cambios, siendo el más notable la destrucción del volcán mayor y la formación de la caldera. En su interior se ha originado un lago del que sobresale un pequeño cono volcánico. Uno de los volcanes primitivos se ha extinguido y ha sido excavado por las aguas perdiendo su forma inicial, por lo que puede decirse que ya se halla al final de la juventud. Los volcanes contiguos y más pequeños se hallan todavía en actividad y su contraste de forma con el extinto es evidente.

Los ejemplos citados anteriormente de volcanes compuestos están todos en la fase inicial al comienzo de la juventud.

El modelo de drenaje del cono volcánico es *radial* por necesidad. Como las corrientes de agua se asientan en una vertiente inicial, son todas de origen consecuente. A menudo es posible reconocer formas volcánicas observando únicamente el mapa de drenaje (fig. 34.12) debido a su perfecto modelo radial. Donde existe un cráter bien desarrollado, algunos riachuelos van desde el borde del mismo hasta el fondo. Allí el agua es absorbida por los estratos porosos de cenizas o sale al exterior por alguna hendidura del borde. Este drenaje hacia el interior del cráter, denominado *centripeto*, a menudo aumenta la certidumbre de reconocer un volcán a partir de un esquema de drenaje.

En el tercer bloque de la figura 34.11 se han extinguido todos los volcanes y ya se hallan en la fase de madurez erosiva. El lago que ocupaba la caldera ha desaparecido y el borde ha quedado reducido a una alineación montañosa circular y baja. Las coladas de lava que anteriormente descendían por los valles fluviales han podido resistir mejor la erosión que las rocas adyacentes y dan lugar a mesas que sobresalen mucho del nivel general de la región.

Un ejemplo de volcán en estado de madurez lo tenemos en el monte Shasta, en la cordillera de las Cascadas (fig. 34.13). En su ladera existe un cono adventicio de menor tamaño y de formación más reciente, llamado Shastina.

En la figura 34.11 puede observarse la apariencia que adopta un paisaje volcánico en fase de senectud. Del nivel general de la penillanura solamente sobresalen unos pequeños picos afilados, o *agujas volcánicas*, que no son más que los restos de la lava que quedó solidificada en el interior de la chimenea del volcán. Partiendo de ello se hallan numerosos *diques*, formados por la lava que anteriormente llenaba las fracturas existentes en la base del edificio volcánico. Quizá el mejor ejemplo de aguja volcánica con su cortejo de diques radiales sea la Roca del Barco (Shiprock), en Nuevo México (figura 34.14). Como la aguja central y los diques continúan a gran profundidad por debajo de la base del volcán, pueden persistir hasta largo tiempo después de la destrucción del cono y de las coladas de lava.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

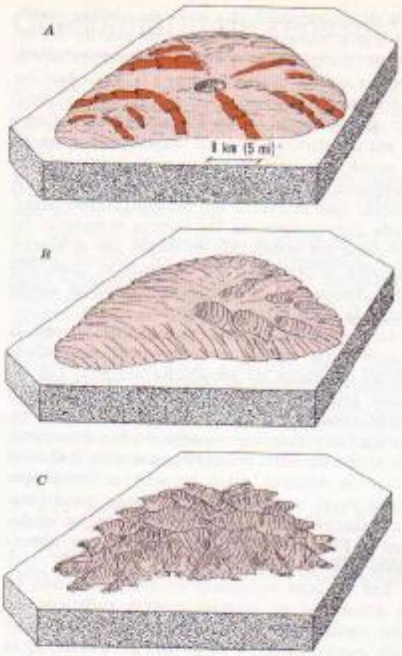


Figura 34.15. Las islas Hawaii están formadas por numerosos domos de lava que se hallan en diversas fases de erosión. (De Stearns y MacDonald.) A. Domo inicial con una depresión central y coladas nuevas que salen de líneas de fisura radiales. B. Fase de juventud con cabezos de valle erosionados profundamente. C. Fase de madurez con vertientes escarpadas y abrupto relieve.

Domos de lava o escudos volcánicos

Un tipo de volcán muy importante que difiere morfológicamente de gran manera de los ya estudiados es el *domo de lava* o *escudo volcánico*. Los mejores ejemplos los tenemos en las islas Hawaii, formadas totalmente por volcanes de este tipo (fig. 34.15).

Los domos de lava se caracterizan por la suavidad de sus vertientes y por presentar el techo del edificio volcánico casi horizontal. Los volcanes hawaiianos alcanzan alturas de hasta 4000 m sobre el nivel del mar, pero si incluimos la porción basal que yace bajo el nivel del mar sobrepasan el doble de la altura antes mencionada. La anchura oscila entre los 16 y los 80 km al nivel del mar, pero su parte sumergida llega a alcanzar los 160 km.

Los domos de lava, como su nombre indica, se forman por la sucesiva acumulación de coladas de lava. Las erupciones son tranquilas y casi no se dan explosiones ni emisión de fragmentos sólidos tal como sucede en los conos de ceniza y en los volcanes compuestos. La lava es de tipo basáltico y, al ser altamente fluida, desciende por las vertientes, cuya pendiente suele ser de 4° ó 5°, recorre grandes extensiones antes de solidificarse.

Figura 34.16. El Halemaumau, un cráter de hoyo del Mauna Loa, con un surtidor de lava fundida en su fondo, 1952. (Cortesía del National Park Service, U. S. Dept. of the Interior.)

En vez de tener un cráter de explosión, los domos de lava presentan una ancha *depresión central*, o *sink*, de paredes escarpadas que puede llegar a tener una anchura de más de 3 km y muchas decenas de metros de profundidad. Estas grandes depresiones son del tipo caldera y se originan por subsidencia de la parte superior del aparato volcánico una vez que se ha expulsado la lava que yacía en la cámara magmática. En la actualidad puede verse el basalto fundido en el fondo de profundos *cráteres de hoyo*, depresiones limitadas por abruptas paredes que suelen tener una anchura que oscila entre los 400 y los 800 m y que se hallan en la depresión central del volcán o en otras partes del domo (fig. 34.16). La mayor parte de la lava se emite por las grietas o *fisuras* de las laderas del volcán.

En las islas Hawaii hay domos de lava que se hallan en distintas fases de erosión (figura 34.15). Los volcanes activos como el Kilauea y el Mauna Loa se hallan en su fase inicial y presentan vertientes suaves. Otros, como el East Maui, tienen el cono parcialmente excavado en forma de profundos cañones, pero todavía con-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

servan gran parte de la superficie original. Otros, como el West Maui, se hallan totalmente abarrancados. Casi al nivel del mar se suelen encontrar acumulaciones de lava con las paredes muy abruptas que representan los últimos vestigios de antiguos domos volcánicos. También existen bancos submarinos a una profundidad aproximada de unos 75 m bajo el nivel del mar, que indican la fase final de destrucción.

Aspectos geográficos de los volcanes

Las erupciones volcánicas se cuentan entre los mayores desastres naturales. La destrucción total de pueblos, ciudades y vidas es un hecho frecuente en la historia de los pueblos cercanos a algún volcán activo. Los desastres se deben a las nubes de gases incandescentes que descienden a modo de avalanchas por las laderas del volcán; a las coladas de lava que en su avance sepultan ciudades enteras; a la proyección de bombas volcánicas, lapilli y cenizas; a los violentos terremotos que suelen ir asociados a la actividad volcánica, y a las coladas de barro que se forman al saturarse de agua de lluvia las cenizas volcánicas. Para los habitantes de las regiones costeras poco elevadas hay además, el peligro de las grandes olas producidas por terremotos y fallamientos submarinos (capítulo 10). Estas olas no acompañan necesariamente a la actividad volcánica y pueden producirse sin señal previa en las cuencas oceánicas rodeadas por cinturones en los que existe actividad orogénica.

Las superficies de los volcanes y las coladas de lava permanecen estériles e incultivables durante un largo período de tiempo después de la erupción. Ciertos tipos de lava presentan unas superficies sumamente rugosas y difíciles de atravesar; los españoles que encontraron este tipo de terreno en el sureste de los Estados Unidos lo denominaron *malpaís*. La mayor parte de las rocas volcánicas, una vez ha transcurrido un largo período de tiempo después de la erupción, originan suelos muy fértiles, que son ampliamente aprovechados para el cultivo.

La ceniza volcánica puede ejercer un efecto notablemente benéfico en la productividad del suelo si cae en cantidad relativamente pequeña. La erupción del cráter Sunset, cerca de Flagstaff, Arizona, que tuvo lugar hacia el año 800 d. C., extendió una capa de cenizas arenosas sobre los estériles suelos rojizos de las regiones circundantes y los hizo muy productivos, ya que la ceniza conserva la humedad durante mucho tiempo y ejerce el mismo papel que la vegetación en un clima semiárido. Como el maíz cultivado por los hopis crece bien en la arena, este cambio atrajo a los indios, que se establecieron en gran número en la región. A medida que la ceniza iba desapareciendo arrastrada por el agua de las fuertes tormentas de verano o era acumulada en dunas por el viento, decrecía la fertilidad de la zona, y, unos 200 años después de ser ocupada, la región quedó reducida a su estado primitivo.

Los volcanes jóvenes y maduros poseen la mayor parte de las características geográficas de las montañas de topografía abrupta. Las laderas escarpadas impiden el normal desarrollo de la agricultura, pero proveen de valiosas reservas forestales. Los montes de San Francisco, un grupo de volcanes maduros que se hallan al norte de Arizona, están recubiertos por el que quizá es el mejor bosque de pinos ponderosa. La industria maderera situada entre las ciudades de Flagstaff y Williams ha sido muy importante durante largos años.

Las regiones volcánicas se han convertido en la actualidad en grandes centros turísticos. Se han creado parques nacionales en monte Rainier, monte Lassen y en el lago del Cráter, en la Cordillera de las Cascadas. El Vesubio y el Fujiyama también atraen a infinidad de visitantes.

Los recursos minerales, particularmente en lo que respecta a menas metálicas, suelen estar ausentes en los volcanes y en las coladas de lava, a menos que haya tenido lugar algún fenómeno de inyección o difusión de minerales metálicos en las rocas volcánicas. Las vesículas originadas por los gases en algunas lavas antiguas se han llenado de cobre u otras menas metálicas. El famoso depósito de *kimberlita* de Sudáfrica, gran reserva diamantífera, es la chimenea de un antiguo volcán.

La lava se usa en gran cantidad para la fabricación de agregados de la construcción, balasto y para otras aplicaciones de la ingeniería. Debido a sus numerosos usos, las antiguas coladas de lava que constituyen los montes Watchung al norte de New Jersey han sido virtualmente arrasadas con los trabajos de extracción continuados durante varias décadas.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Cuestionario de repaso

1. ¿Qué es un batolito? ¿Y un stock? ¿Cuáles son sus dimensiones? ¿De qué tipo de rocas está formado un batolito? ¿Qué topografía origina en estado de madurez?

2. ¿Qué significa un sistema de drenaje rectangular en una región de rocas cristalinas homogéneas de un batolito?

3. ¿Qué tipo de topografía se desarrolla en una región formada por cinturones metamórficos de rocas como gneiss, esquistos, pizarras, mármoles y cuarcitas? ¿Cuál de estas rocas da lugar a valles? ¿Cuáles formarían alineaciones montañosas estrechas? ¿Cuáles, anchas?

4. ¿Qué tipos de rocas y de estructuras pueden encontrarse en una región de estructura compleja? Bajo el punto de vista del tiempo geológico, ¿puede decirse que una región de estructura compleja es de formación reciente o antigua? ¿Es una región apta para tener depósitos minerales de valor económico?

5. ¿Qué tipos de volcanes existen? ¿En qué difieren unos de otros?

6. Describir un cono de ceniza. ¿De qué materiales está formado? ¿Cuál es el tamaño normal de los citados conos? ¿Cuál es su velocidad de crecimiento? ¿Cómo se distribuyen los grupos de conos de cenizas?

7. ¿Cómo se forma un volcán compuesto? Nombrar algunos volcanes compuestos famosos. ¿Cómo se distribuyen los volcanes activos, o recientemente activos, en el mundo?

8. ¿Qué es una caldera? ¿Qué actividad volcánica tuvo lugar en el Krakatoa (1883) y en el Katmai (1912)? Describir el lago del Cráter como un ejemplo de caldera.

9. Describir las fases de juventud, madurez y senectud en la erosión de un gran edificio volcánico. ¿Cuál es el modelo de drenaje típico de un volcán?

10. Describir una aguja volcánica con diques radiales. Poner un ejemplo.

11. Discutir la forma y el desarrollo de un escudo volcánico como los de las islas Hawaii. ¿Qué características de los domos de lava coincide con el cráter de un volcán compuesto?

12. Discutir los aspectos geográficos de una topografía volcánica. ¿De qué modo afecta el volcanismo a los suelos y a la vegetación?

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Ejercicios

EJERCICIO 1. *Volcanes.* (Procedencia: Dunsmuir, California; mapa topográfico del Servicio Geológico de los EE.UU.; escala: 1:125 000.)

Explicación: Este mapa es el de monte Shasta, gran volcán compuesto que se halla en la Cordillera de las Cascadas. La figura 34.13 es una foto del mismo volcán tomada desde el SW. La mayor parte del cono volcánico se halla profundamente excavada por el agua y los glaciares. En la montaña todavía quedan algunos pequeños glaciares que se indican con rayado diagonal. En la ladera oeste del cono principal puede observarse un pequeño cono adventicio, el Shastina, de edad bastante reciente y en el que todavía se aprecia a la perfección el borde del cráter.

CUESTIONARIO

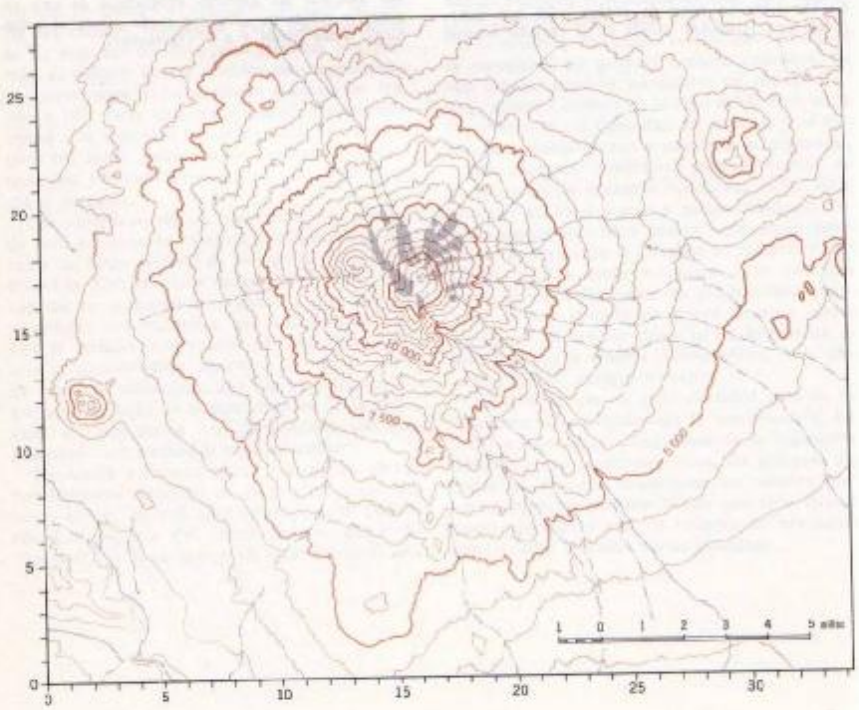
1. *a*) Hallar la elevación de la cumbre del Monte Shasta. *b*) Determinar la altura del Shastina (13,5-17,5). *c*) Suponiendo que la curva de nivel de 5000 pies representa la base del edificio volcánico, ¿cuál es su amplitud?

2. Realizar un perfil topográfico a través del volcán desde 30,0-28,0 hasta 0,0-4,0 utilizando una escala vertical que sea dos veces mayor que la horizontal del mapa.

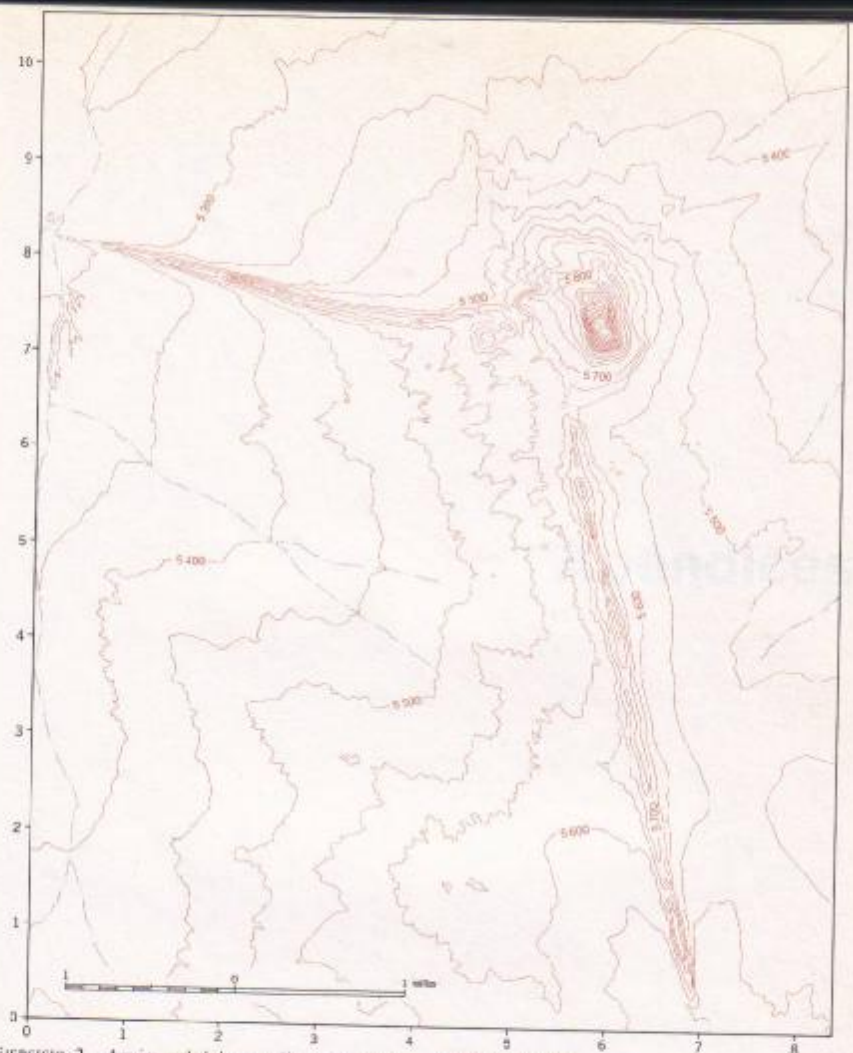
3. Calcular el ángulo de las laderas del volcán entre las curvas de nivel de 10 000 y 12 500 pies.

4. Las líneas de nivel en forma de dientes de sierra próximas a 9,0-26,0 significan coladas de lava recientes. *a*) Dar las coordenadas de la procedencia de esta lava tan aproximadamente como sea posible basándose en las indicaciones de las curvas de nivel. *b*) Dar las coordenadas de dos coladas de lava semejantes.

5. ¿Cuál es el origen de la colina situada en 2,0-12,0?



PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



EJERCICIO 2. *Agujas volcánicas y diques.* (Procedencia: Roca del Barco (Shiprock), Nuevo México; mapa topográfico del Servicio Geológico de los EE.UU.; escala: 1:62 500.)

Explicación: La Roca del Barco, aguja volcánica de escarpadas paredes, se eleva sobre una extensa llanura arcillosa que ha sido fácilmente excavada por las aguas de arroyada, las cuales han respetado estas rocas volcánicas más duras que ahora nos muestran su caprichosa forma. La figura 34.13 es una fotografía de esta zona tomada desde el NE. Los detalles de esta topografía pueden observarse fácilmente en el mapa topográfico. De la aguja central parten radialmente dos grandes diques que se extienden hacia el Sur y hacia el Oeste.

CUESTIONARIO

1. *a)* ¿Qué intervalo de curvas de nivel se usa en el mapa? *b)* ¿Cuál es la elevación de la cumbre de la Roca del Barco situada en 5,8-7,3? *c)* ¿Qué altura tiene el dique en 6,7-1,2?

2. En una hoja de papel transparente situada sobre el mapa, colorear de rojo todas las rocas volcánicas que aparezcan en el mismo. Repasar los diques con rayas rojas delgadas. Además de los diques mayores, existen otros de menor tamaño que en el mapa se han indicado con líneas punteadas. Localizar los tres pequeños pitones de roca volcánica que se observan a la izquierda de la fotografía (fig. 34.14).

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Apéndices

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Apéndice I
Lectura de mapas

La técnica de leer mapas planimétricos y topográficos incluyen la aplicación de principios de escalas de mapas, azimuts, localización de puntos por sistemas de coordinadas y representación de formas de relieve. En este apéndice se aplican y desarrollan con más detalle una serie de los principios tratados en los capítulos 1, 2 y 3.

Escala de los mapas

La escala es el cociente entre las distancias medidas sobre el mapa y las correspondientes distancias reales sobre el terreno (cap. 2). Dada una escala en forma de fracción, con la que va a trazar su mapa, el cartógrafo debe convertir esta fracción en unidades de medida, dado que utilizará una regla graduada en centímetros o pulgadas para medir longitudes de segmentos sobre el mapa que representen distancias de kilómetros o millas sobre el terreno.

Una escala de 1:100 000 se lee "1 cm representa 1 km".

La mayoría de los mapas de pequeñas áreas llevan una escala en forma de fracción impresa en el margen del mismo. El cálculo de las correspondientes relaciones de centímetros a kilómetros o pulgadas a millas se deja al usuario del mapa. Sin embargo, para facilitar el uso del mapa, se imprime en el borde una *escala gráfica*. Ésta consiste en una línea dividida en segmentos numerados (fig. AI.1). Las unidades son las habituales para medir distancias, tales como metros, kilómetros, pies, yardas o millas. Para utilizar la escala gráfica, se coloca una hoja de papel con un borde recto a lo largo de la línea cuya distancia se desea medir, distancia que se marca sobre el papel mediante dos trazos. El papel se coloca a continuación sobre la escala gráfica y de esta forma se puede realizar una lectura directa de la distancia en cuestión. Cuando hay que realizar numerosas mediciones, se ahorrará tiempo reproduciendo la escala gráfica en el borde de la hoja de papel aplicándola directamente entre los distintos puntos del mapa (fig. AI.1).

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

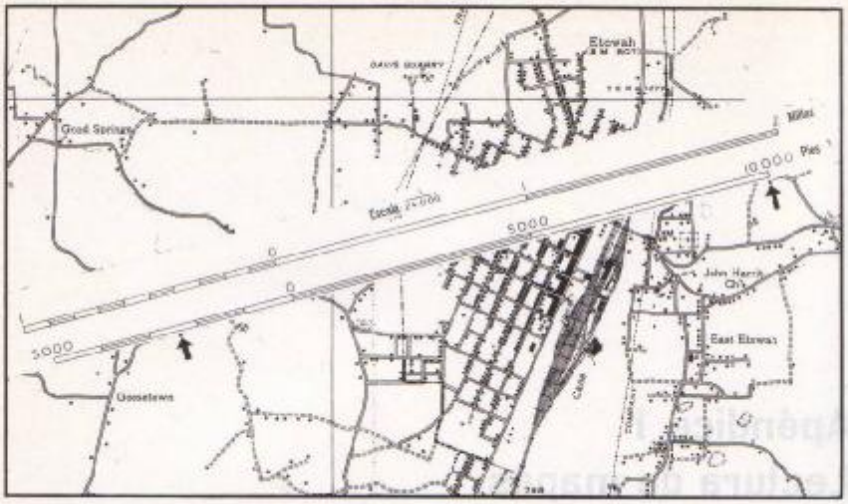


Figura A 1.1. Las distancias entre dos puntos de un mapa se pueden leer directamente sobre una escala gráfica. (Parte de un mapa del U. S. Geological Survey.)

Al estudiar los sistemas de proyección (capítulo 2), se hizo especial hincapié en que ningún mapa plano puede tener una escala constante en todas sus partes y en todas sus direcciones. Sin embargo, si nos limitamos a mapas a gran escala, que representen tan solo una pequeña parte de la superficie de la tierra, los cambios que aquélla experimenta son tan pequeños que pueden ignorarse. El error propio de una escala gráfica será menor que la longitud de la división más pequeña distinguible por el ojo del usuario.

Transformaciones de las escalas

En cartografía se hace necesario muy frecuentemente transformar las escalas. Las operaciones correspondientes quedan aclaradas por los siguientes ejemplos:

EJEMPLO A. *Transformación de una escala en forma de fracción a unidades de longitud. Problema:* ¿Cómo se leerá la escala 1:100 000 en unidades de longitud tales como centímetro por kilómetro? Para evitar errores, recordemos la definición de escala y detallemos los sucesivos pasos. Es aconsejable hacerlo de la manera siguiente:

$$\frac{\text{Distancia sobre el mapa}}{\text{Distancia sobre el suelo}} = \frac{\text{1 cm sobre el mapa}}{\text{100 000 cm sobre el terreno}}$$

Ahora, para obtener la distancia sobre el terreno en kilómetros, debemos dividir 100 000 cm por el número de centímetros que tiene un kilómetro, es decir, 100 000, con lo que nos queda:

$$\frac{\text{1 cm sobre el mapa}}{\text{100 000 : 100 000}} = \frac{\text{1 cm sobre el mapa}}{\text{1 km sobre el terreno}}$$

o sea, "1 cm por kilómetro".

EJEMPLO B. *Transformación de la escala en forma de unidades de longitud a fracción. Problema:* ¿Cómo se leerá la escala "1 cm por 10 km" en forma de fracción? Se procederá de la manera siguiente:

$$\frac{\text{1 cm sobre el mapa}}{\text{10 km sobre el terreno}}$$

Expresemos el denominador en centímetros, multiplicando por 100 000 (1 km tiene 100 000 cm). Entonces,

$$\frac{\text{1 cm sobre el mapa}}{\text{1 000 000 cm sobre el terreno}} \text{ ó } \frac{1}{1\,000\,000}$$

EJEMPLO C. *Problema:* Construir una escala gráfica correspondiente a la escala "1 cm por kilómetro". Ésta es la más fácil de todas las operaciones relacionadas con escalas. Se traza un segmento y se divide en pequeños segmentos de 1 cm de longitud. Cada uno de ellos representa 1 km.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

EJEMPLO D. *Problema:* Construir una escala gráfica correspondiente a la escala "1 cm por 13 km". En este problema, aunque podríamos dividir el segmento en partes de 1 cm de longitud, que marcaríamos "13, 26, 39, etc.", obtendríamos una escala gráfica muy incómoda de utilizar. El problema consiste en marcar las sucesivas divisiones de la escala gráfica con alguna unidad familiar, preferiblemente una potencia de diez, tal como 1, 10, 100 ó 1000 km. Por lo tanto, realizaremos la siguiente operación:

$$\frac{1 \text{ cm}}{13 \text{ km}} = \frac{x \text{ cm}}{10 \text{ km}}$$

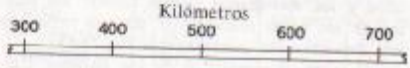
Despejando la x

$$13\,x = 10$$
$$x = \frac{10}{13}$$
$$x = 0{,}769 \text{ cm}$$

Dividiremos el segmento en pequeños segmentos de 0,769 cm de longitud. Cada uno de ellos representará 10 km.

EJEMPLO E. *Problema:* Dada la escala en forma de fracción 1:50 000, construir una escala gráfica graduada en kilómetros. Este problema se puede descomponer en dos de los problemas ya explicados. En primer lugar, se transforma la escala en forma de fracción a unidades de longitud, en centímetros y kilómetros, tal como en el ejemplo A, y a continuación se construye la escala gráfica, tal como en el ejemplo D.

EJEMPLO F. *Problema:* Dada la escala gráfica que se representa a continuación, determinar la correspondiente escala en forma de fracción



Para resolver este problema necesitamos una regla, preferentemente graduada en milímetros. Debe medirse la longitud exacta de varios segmentos de la escala gráfica expresando nuestro resultado de la siguiente forma

$$\frac{5{,}004 \text{ cm}}{480 \text{ km}}$$

En primer lugar, transformaremos los 300 km en centímetros multiplicando por 100 000 (1 km tiene 100 000 cm); a continuación obtendremos una fracción de numerador unidad

$$\frac{5{,}004 \text{ cm}}{480 \times 100\,000} = \frac{5{,}004}{48\,000\,000} =$$
$$= \frac{1}{9\,600\,000} \text{ aproximadamente}$$

Mapas a gran escala y a pequeña escala

La relación entre dos escalas diferentes se obtiene a partir de sus respectivas fracciones. Por ejemplo, una escala 1:10 000 es dos veces mayor que una escala 1:20 000. Muchos estudiantes caen en el error de pensar que la fracción de mayor denominador representa la escala mayor. Si el lector tiene alguna duda, debe hacerse a sí mismo la pregunta: "¿qué fracción es mayor, 1/4 ó 1/22"

Los mapas cuyas escalas van de 1:600 000 a 1:100 000 000 o menores se conocen como *mapas a pequeña escala*. Aquellos cuya escala está comprendida entre 1:599 999 y 1:75 000 son *mapas a escala intermedia;* aquellos cuya escala es superior a 1:75 000 son *mapas a gran escala.*

Empezando por las más pequeñas, los ejemplos siguientes ilustran el uso de las diversas escalas. Un globo de 15 cm de diámetro o un mapamundi de Mercator de 30 × 45 cm tiene una escala ecuatorial aproximada de 1:85 000 000, por lo que puede clasificarse como un mapa a escala muy pequeña. Un mapamundi mural apropiado para la pared de un aula tiene una escala ecuatorial aproximada de 1:15 000 000, si el ecuador terrestre se representa en el mapa como un segmento de unos 2,5 m de largo. 1 cm de este mapa representa una distancia de 150 km. Un mapa mural de los Estados Unidos que mida unos 2 m de largo tiene una escala aproximada de 1:2 500 000. Cada centímetro representa una distancia aproximada de 25 km.

Para representar con detalle la configuración de la superficie terrestre, es decir, su *topografía*, es necesario emplear mapas a gran escala, y la parte de superficie terrestre representada en cada uno de ellos debe ser necesariamente pequeña. Un mapa topográfico de 25 por 50 cm, con una escala de 1:100 000 (1 cm por kilómetro) representaría un área de 25 por 50 km², es decir, un área de 1250 km². La mayoría de los mapas topográficos publicados por los diversos Gobiernos para uso general tienen escalas comprendidas entre 1:20 000 y 1:250 000.

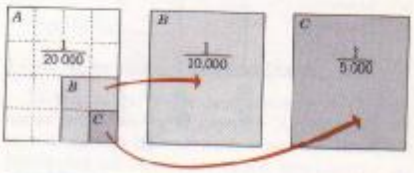


Figura A I.2. El área representada por un mapa decrece a medida que aumenta su escala.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

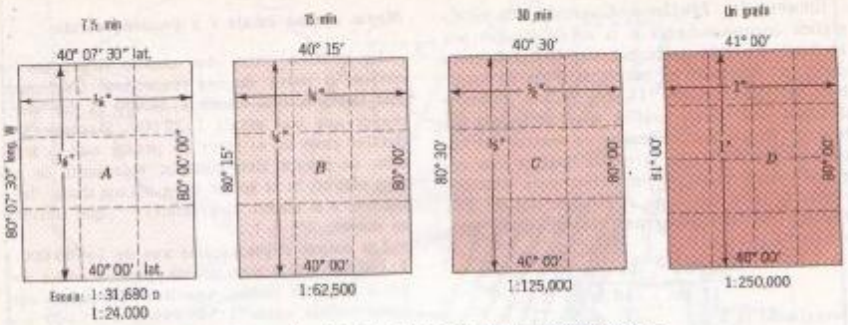


Figura A 1.3. Los mapas a gran escala del U. S. Geological Survey están divididos en cuadrángulos limitados por paralelos y meridianos. Los cuatro cuadrángulos representados en la figura corresponden a las áreas y escalas utilizadas habitualmente en los Estados Unidos, con excepción de Alaska.

Relación entre escalas y áreas

Suponiendo que dos mapas tengan las mismas dimensiones y escala diferente, ¿cómo están relacionadas entre sí las áreas representadas por cada uno de ellos? En la figura A1.2 se muestran tres mapas de las mismas dimensiones, pero con escalas respectivas 1:20 000, 1 : 10 000 y 1 : 5000, respectivamente, de izquierda a derecha. Aunque el mapa *B* tiene una escala dos veces mayor que el mapa *A*, representa un área igual a la cuarta parte de la representada por *A*. El mapa *C* tiene una escala cuatro veces mayor que la del mapa *A*, pero representa un área igual a una decimoséptima parte de la de *A*. Este ejemplo nos proporciona la siguiente regla: el área representada en un mapa de dimensiones fijas varía inversamente al cuadrado de la variación de la escala. Por consiguiente, si la escala se reduce a un tercio de su valor original, el área representada en el mapa queda multiplicada por nueve.

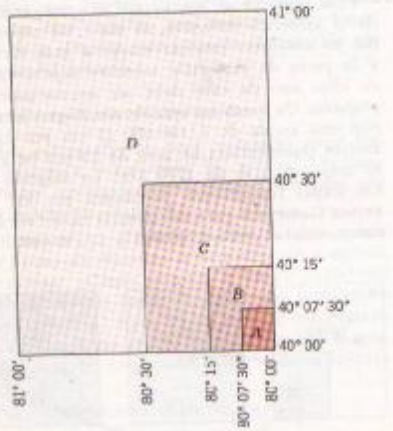


Figura A 1.4. Si se redujeran los cuatro cuadrángulos de la figura 1.3 a la misma escala, sus áreas guardarían la relación indicada en la figura.

Sistemas de cuadrángulos

Como se explicó en el capítulo 3, los paralelos y los meridianos suelen formar los límites de las hojas individuales de una serie que son denominadas cuadrángulos (fig. 3.13).

Los mapas topográficos de los Estados Unidos realizadns por el U. S. Geological Survey (Servicio Geológico), constituyen un ejemplo excelente de utilización de la red geográfica en mapas a gran escala. Las relaciones entre aquélla y éstos se muestran en las figuras A1.3 y A1.4. La mayoría de los cuadrángulos tienen 15 ó 30 minutos y miden 44,5 cm de altura, cifra que permanece constante para todo el país, debido a que la longitud correspondiente a un grado de latitud varía muy poco tal como se explicó en un capítulo anterior. La anchura de estos cuadrángulos varía de 38 cm para Texas hasta 30,5 cm para Dakota del Norte, debido a la convergencia de los meridianos a medida que nos dirigimos al Norte.

La Serie de Mapas Topográficos Nacionales comprende siete escalas standard:

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

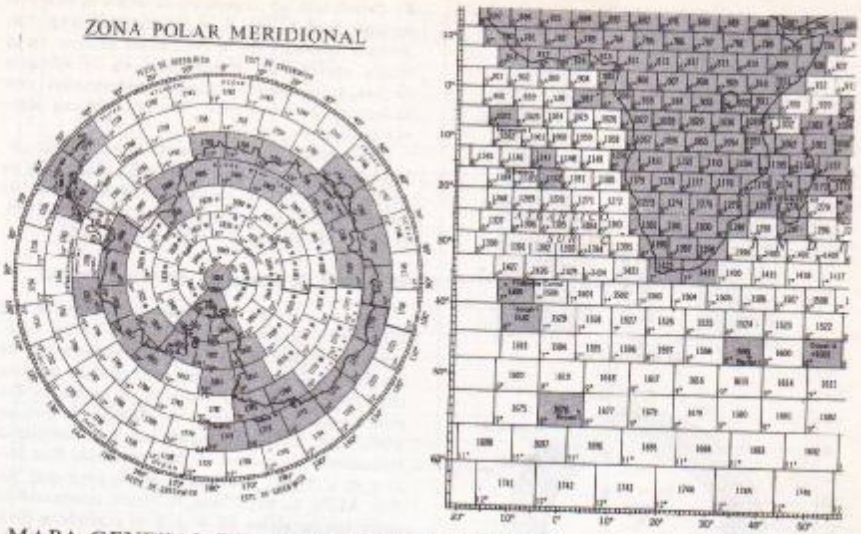


Figura A I.5. Porción del mapa general de las Cartas Aeronáuticas Mundiales. (U. S. Coast and Geodetic Survey.)

Serie	Escala (fracción)	(Unidades de longitud)
7,5 minutos	1:24 000	1 cm por 240 m
7,5 minutos	1:31 680	1 cm por 316,8 m
15 minutos	1:62 500	1 cm por 625 m
Alaska	1:63 360	1 cm por 633,6 m
30 minutos	1:125 000	1 cm por 1,25 km
1:250 000	1:250 000	1 cm por 2,5 km
1:1 000 000	1:1 000 000	1 cm por 10 km

Las figuras AI.3 y AI.4 comparan los tamaños y amplitudes de los distintos cuadrángulos standard de esta serie.

Alaska constituye un ejemplo de cómo aplicar la red geográfica a cuadrángulos de mapas en las altitudes altas, donde la distancia correspondiente a un grado de longitud es muy inferior a la correspondiente a un grado de latitud (véase fig. 3.13). Se utilizan dos escalas. La serie de mapas a escala 1:250 000 está formada por cuadrángulos de un grado de latitud por tres grados de longitud. La serie a gran escala, 1:63 360, consiste en cuadrángulos de 15 minutos de latitud, pero de longitud 20, 22½, 30 ó 36 minutos, según la latitud, con el fin de obtener hojas de las mismas dimensiones aproximadas.

Otro ejemplo de aplicación de la red geográfica lo constituye la serie de Cartas Aeronáuticas Mundiales de los Estados Unidos, publicadas por el U. S. Coast and Geodetic Survey a escala 1:1 000 000. Estos mapas se utilizan en la navegación aérea militar y civil en todo el globo. La figura AI.5 es una parte del mapa general de las Cartas Aeronáuticas Mundiales y muestran cómo los distintos mapas parciales están limitados por los paralelos y los meridianos. Cada mapa parcial cubre una latitud de 4°, pero la longitud va desde 6° en las latitudes bajas a 12° en el paralelo 60. A partir del paralelo 60 la longitud abarcada aumenta con gran rapidez.

Factores de escala y redes militares

La red militar y sus designaciones de coordenadas se tratan en el capítulo 3. Las líneas de la red militar poseen separación constante, de forma que los cuadrados tienen exactamente las mismas dimensiones en cualquier punto de un mapa con una escala determinada, tal como

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

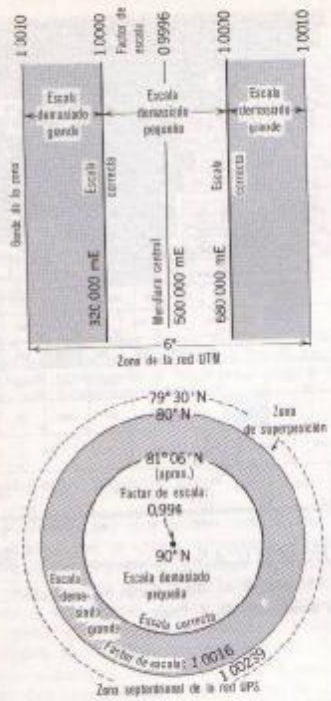


Figura A I.6. Los factores de escala en las redes UTM y UPS. (Según los Departamentos del Ejército y de la Fuerza Aérea de los EE.UU., TM 5-241, 1951.)

1:100 000. En el estudio de los sistemas de proyección se insistió en el hecho de que ningún mapa plano puede poseer escala constante en todas sus partes y en todas direcciones. Por consiguiente, debemos considerar el hecho de que el llamado "cuadrado de 1000 m de lado" no representa en todas partes un cuadrado de 1000 m de lado sobre el terreno. En la red UTM, la escala del mapa es exactamente correcta con respecto a la red a lo largo de dos líneas paralelas al meridiano central y a una distancia de 180 000 m del mismo a cada uno de sus lados (fig. AI.6). Es decir, la escala es verdadera a 320 000 m Este y 680 000 m Este. Entre estas líneas, la escala del mapa es menor que la escala verdadera, según un *factor de escala* de 0,9996. Esto significa que un segmento horizontal de 1000 m sobre el terreno y al nivel del mar tendrá 999,6 m de longitud con respecto a la escala de la red. El factor de escala en el borde exterior de la zona es 1,0010, de forma que un segmento de 1000 m sobre el terreno tendrá 1001,0 m de longitud con respecto a la escala de la red. Estos errores en la escala carecen de importancia en la mayoría de las aplicaciones prácticas relacionadas con la lectura de los mapas. Sin embargo, su interés teórico es notable.

En la red UPS, el factor de escala se fija arbitrariamente en 0,994 en el polo. La escala es correcta (factor de escala 1,000) a 81° 6' de latitud. A 80° de latitud, límite de la red UPS, el factor de escala es 1,0016 (fig. AI.6).

El sistema de referencia de la red militar

El gran número de zonas que posee la red UTM hace necesaria la utilización de un sistema que permita dar la posición aproximada de los puntos del globo, y no sólo fijando la zona correspondiente, sino también la situación del punto considerado dentro de aquélla, ya que las zonas son franjas estrechas de gran amplitud latitudinal. El *Sistema de Referencia de Red Militar* se sirve de números y letras para este fin (fig. AI.7). La superficie terrestre comprendida entre los paralelos 80 N y S se considera dividida en áreas geográficas, o cuadriláteros de 6° de longitud y 8° de latitud. Los límites septentrional y meridional de la red son las zonas 60 de la misma, de forma que la posición de la columna correspondiente al área considerada se fija en sentido Este-Oeste mediante el número de la zona, número que va desde el 1 para las zonas comprendidas entre los 180° y los 174° W, hasta el 60 para las zonas comprendidas entre los 174° y los 180° E. Las franjas horizontales de 8° de amplitud se designan con letras, empezando por la *C* para las zonas comprendidas entre los 80° y los 72°, y llegando hasta la *X* para las zonas comprendidas entre los 72° y los 80° N. Las letras *A*, *B*, *Y* y *Z* se reservan para la red UPS. La *coordenación de un cuadrilátero de la red* se hace, por consiguiente, mediante un número y una letra, tal como *3P*, en la figura AI.7.

Para situar un punto en el interior de un cuadrilátero de 6° por 8°, se subdividen éstos en cuadrados de 100 000 m de lado, mediante un nuevo conjunto de franjas horizontales y columnas, que se designan con letras (fig. AI.8).

Empezando en el meridiano 180 y desplazándonos hacia el Este a lo largo del ecuador, tendremos una columna de 100 000 m cada 18°, columnas que se designan sucesivamente con las letras *A* hasta la *Z*, exceptuando la *I* y la *O*, e incluyendo las columnas parciales de las zonas donde se unen columnas contiguas. Esta serie alfabética se repite a intervalos de 18° de longitud y de 2 millones de metros de latitud.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

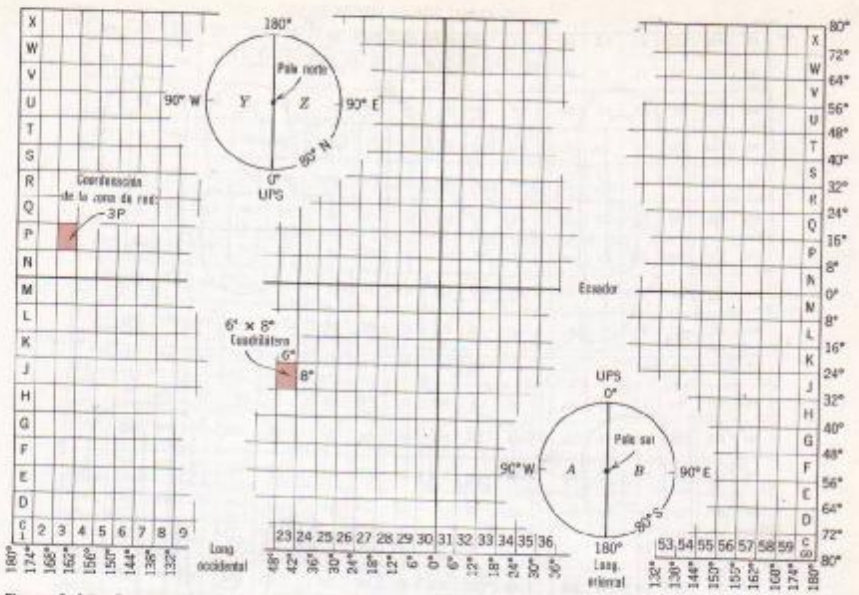


Figura A I.7. Coordenación de los cuadriláteros de 6° × 8° en el sistema de referencia de red militar. (Según los Departamentos del Ejército y de las Fuerzas Aéreas de los EE.UU., TM 5-241, 1951.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

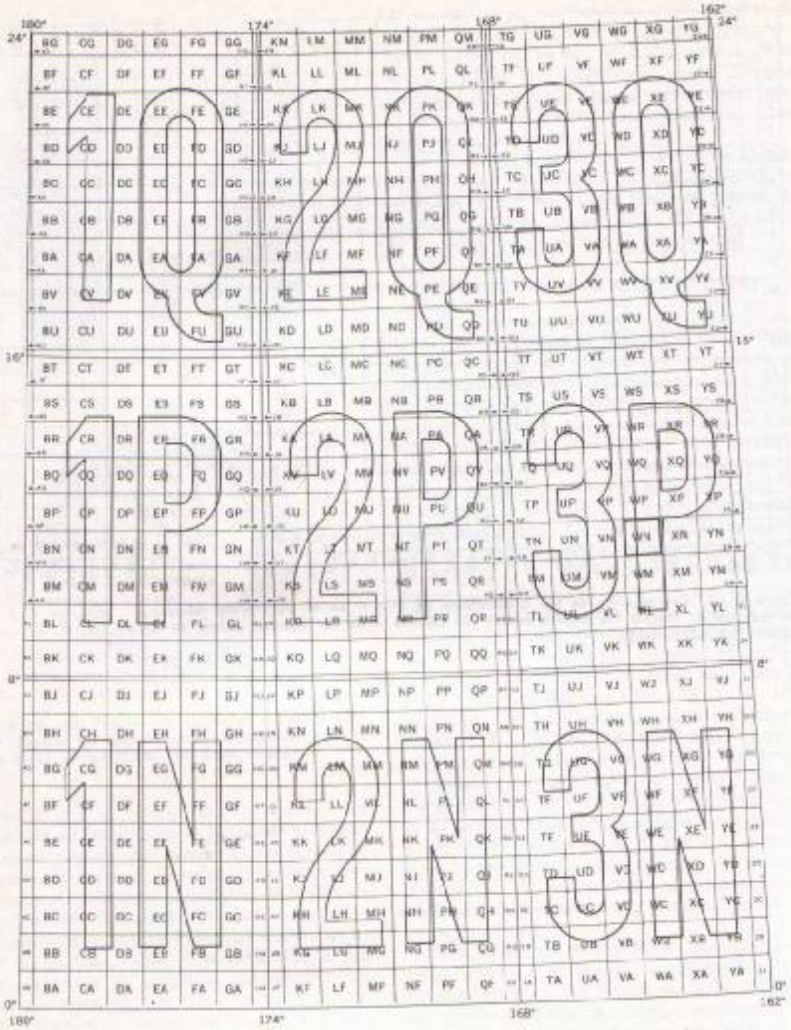
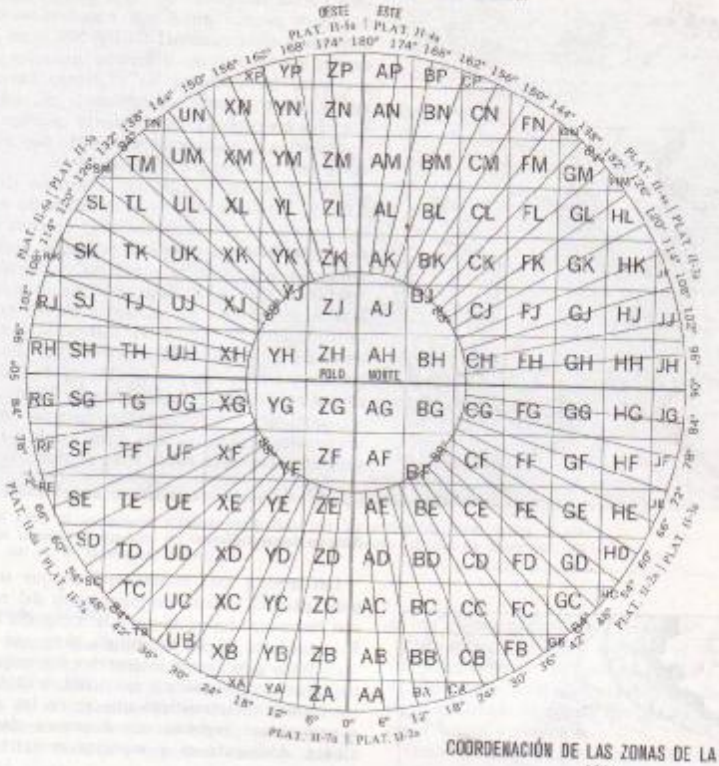


Figura A I.3. Coordenación de los cuadrados de 100 000 m de lado en el sistema de referencia de red militar. (Según los Departamentos del Ejército y de las Fuerzas Aéreas de los EE.UU.)

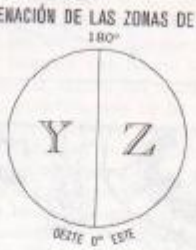
PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

COORDENACIÓN DE LOS CUADRADOS
DE 100000 M DE LADO
EN EL SISTEMA DE REFERENCIA DE RED MILITAR



ESFEROIDE INTERNACIONAL

COORDENACIÓN DE LAS ZONAS DE LA RED



PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

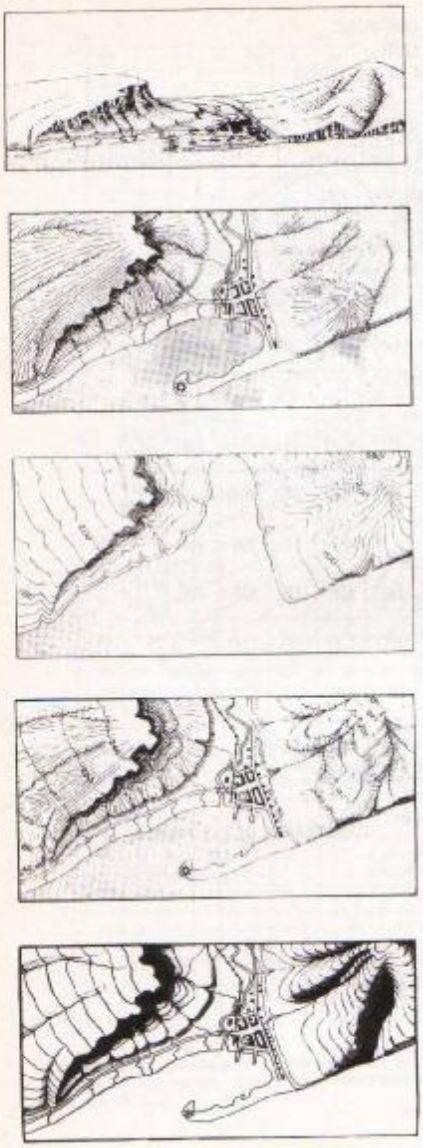


Figura A I.9. Métodos con que puede representarse el relieve. De arriba a abajo: (1) diagrama de perspectiva o esquema del terreno, (2) «hachures», (3) curvas de nivel, (4) líneas de declive y curvas de nivel combinadas, (5) sombreado plástico y curvas de nivel combinados. (Dibujos de E. Raisz.)

Prescindimos de otros detalles referentes a la designación con letras de estos cuadrados. Un cuadrado de 100 000 m de lado aparece en la figura AI.8, designado como *3PWN*. A esta designación pueden añadírsele coordenadas subdividiendo cada cuadrado de 100 000 m en cuadrados de 10 000 m, e incluso unidades más pequeñas, tal como se ha explicado anteriormente. En el sistema de referencia de red militar, las coordenadas de un punto que nos den su situación con un error menor de 100 m podrían ser, por ejemplo, *3PWN539544*.

Para las zonas polares, en el sistema de red UPS, las letras *A*, *B*, *Y* y *Z* designan las zonas más ampliadas de la red, mientras que una serie de letras designan columnas y franjas horizontales que dan lugar a la red de cuadrados de 100 000 m (fig. AI.8). Una descripción más detallada del sistema de referencia de red militar se encuentra en manuales realizados por los Departamentos del Ejército y de las Fuerzas Aéreas y publicados por la Oficina de Publicaciones del Gobierno de los Estados Unidos. Un conocimiento completo de los sistemas de red universales constituye una gran ayuda para el geógrafo, dado que cubre todo el globo.

Mapas topográficos

Los medios más importantes de que se dispone para el estudio de laboratorio del relieve son los mapas topográficos y la fotografía aérea. El estudiante de geomorfología tiene que estar capacitado para leer e interpretar los mapas topográficos con rapidez y exactitud, traduciendo las formas características que ve en los mapas a expresiones verbales que abarquen clasificaciones, descripciones y aspectos evolutivos de cada una.

Se han utilizado varios métodos para representar con exactitud la configuración de la superficie de la tierra en mapas topográficos. En este capítulo se describen los métodos de sombreado plástico, tintes altimétricos, "hachures" y curvas de nivel (fig. AI.9). Los tres primeros métodos dan un gran efecto visual en tres dimensiones hasta el punto de que un profano puede ver el carácter esencial de las formas del relieve sin explicación previa. Pero, en contraposición a la fácil compresión, estos métodos de representación del relieve son inadecuados porque no indican al lector la altitud sobre el nivel del mar de todos los puntos del mapa ni la inclinación de las pendientes. El método de curvas de nivel, en cambio, informa sobre estos datos y es el tipo de mapa topográfico más útil.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

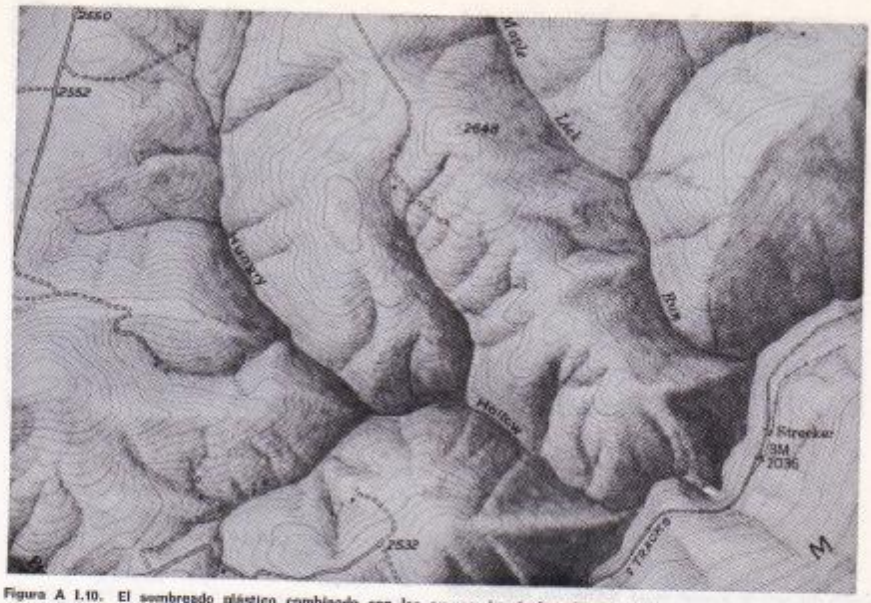


Figura A I.10. El sombreado plástico combinado con las curvas de nivel realza el efecto visual de relieve. (Fragmento de la hoja topográfica a escala 1:24 000 de Kitzmiller, Md.—W. Va., del U. S. Geological Survey.)

Sombreado plástico

Los mapas que utilizan sombreado plástico para representar el relieve se parecen mucho a fotografías tomadas de un modelo en relieve de yeso de la superficie de la tierra, iluminada ortogonalmente o desde un ángulo oblicuo (figura AI.10). Pueden compararse también a fotografías aéreas tomadas cuando los rayos del sol inciden sobre la tierra bajo un ángulo bastante pequeño (fig. AI.11). El efecto de relieve se consigue con tonos grises o pardos aplicados de acuerdo con uno o dos principios. En el método de *iluminación oblicua*, los rayos de luz se imaginan como procedentes de un punto del noroeste del firmamento, intermedio entre el horizonte y el cenit. Así, todas las laderas de cara al Suroeste reciben las sombras más intensas y son más oscuras donde la ladera es más escarpada (fig. AI.10). Las laderas orientadas al Noroeste tienen tonos claros, y son más claras donde se aproximan más a un ángulo recto con los rayos imaginarios. Aunque es cierto que, en el hemisferio norte, los rayos del sol iluminan el suelo desde el Sureste, el Sur y el Suroeste, se ha descubierto que una fuente luminosa imaginaria que ilumine desde el lado sur del mapa da un efecto negativo o "invertido" al relieve.

Para demostrar esto, vuélvase el libro al revés y mírense las figuras AI.10 y AI.11. Para muchos, el relieve parecerá el inverso del que es en realidad, de forma que los valles le parecerán cerros y viceversa.

Otro método de aplicación del sombreado plástico es el que utiliza la *iluminación vertical*, en el que se imagina una fuente luminosa situada directamente encima del mapa. Esto puede parecer, en principio, que no ha de producir ninguna sensación de relieve, pues no se proyectarán sombras, pero en una superficie inclinada la iluminación se esparce sobre un área más amplia que en una horizontal. En consecuencia, las superficies inclinadas son algo más oscuras que las horizontales y la oscuridad aumenta donde aquéllas son más pronunciadas. Una de las ventajas que tiene la iluminación vertical es que las superficies de igual pendiente tienen el mismo tono y, usando una escala de tonos standard, pueden determinarse aproximadamente las inclinaciones de las vertientes. En algunos mapas se utilizan sombreados de los dos tipos simultáneamente y dan la sensación de acrecentar el efecto de tres dimensiones.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

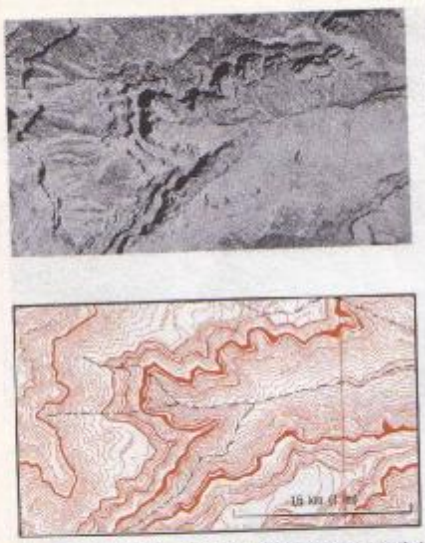


Figura A 1.11. Una fotografía aérea vertical (arriba) es como un mapa topográfico, mostrando todos los detalles del relieve, aunque no se indican las altitudes. El mapa topográfico de curvas de nivel (abajo) cubre la misma área representando un cañón lateral del Gran Cañón del Colorado. El N está hacia la parte baja del mapa y de la fotografía para dar en ésta última la sensación de relieve.

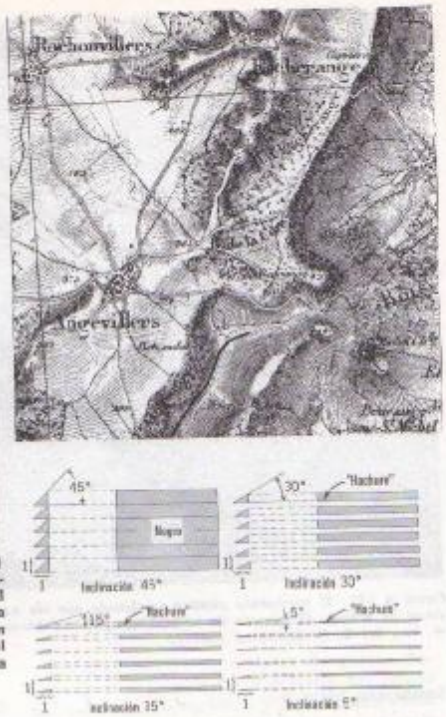


Figura A 1.12. Arriba se representa un fragmento de la hoja de Metz a la escala original. Este mapa es uno de la serie topográfica francesa a escala 1:80 000 que utilizan «hachures» de color negro cofun. En el sistema de «hachures» de Lehmann, explicado debajo, varía el espesor de la línea con relación a la inclinación del terreno.

Tintes altimétricos

En su forma más sencilla, el método de los tintes altimétricos consiste en asignar un cierto color o una determinada intensidad de tono de un color a todas las zonas del mapa que correspondan a una altitud especificada. Los mapas murales didácticos que se utilizan en las escuelas representan generalmente las zonas bajas con verde oscuro, las zonas de altitudes medias con sombreados sucesivos de color ocre y pardo oscuro y las zonas de las altas montañas con sombreados oscuros de color marrón o rojo. El método es efectivo para mapas a pequeña escala que se observen a cierta distancia. Una desventaja psicológica es que el color verde sugiere llanos fértiles con vegetación abundante, mientras que en la realidad estas zonas pueden ser desérticas. Una aplicación de los tintes altimétricos ha sido para los mapas de navegación aérea. A gran velocidad un aeroplano pasa tan rápido sobre las formaciones topográficas que se dispone de poco tiempo para el estudio detallado del mapa. Los mapas en que se utilizan sombreados de color morado para las montañas elevadas llaman mucho la atención de los pilotos sobre las zonas peligrosas.

Se utilizan dos tipos de tintes altimétricos. El paso de un color uniforme al siguiente puede hacerse bruscamente a lo largo de una línea. Este método es fácil de componer pero puede parecer irreal y da alguna idea errónea sobre la topografía. El segundo método emplea un difuminado de tonos de color con las altitudes ascendentes. Se consigue un agradable efecto si los colores se han seleccionado con gusto y están aplicados con claridad. Los tintes difuminados se han usado con éxito combinándolos con otros métodos de representación de relieve en los mapas recientes del Servicio Británico de Artillería, con escalas de una pulgada por milla (1 : 63 000).

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

"Hachures"

Las "hachures" son trazos cortos y finos dispuestos de tal forma que al observar el mapa parece como si alguien hubiese esparcido miles de palillos uno junto a otro en hileras más o menos paralelas. Cada "hachure" se sitúa en la dirección de máxima pendiente y representa la dirección que seguiría el agua descendiendo por la superficie.

Un sistema exacto de "hachures", adaptado en la representación de formas topográficas detalladas en mapas a gran escala precisos lo inventó el oficial del Ejército sajón, el comandante J. G. Lehmann (1765-1811), y se utilizó en muchos mapas militares de los países europeos del siglo XIX. En el sistema Lehmann la inclinación de una ladera viene indicada por el grosor de la "hachure". Para laderas muy inclinadas éstas son trazos gruesos, dando la apariencia en el mapa de un sombreado oscuro. Para pendientes suaves son trazos finos como un cabello, dando un sombreado claro al mapa. En la figura AI.12 se representa un mapa de "hachures" siguiendo el sistema Lehmann, junto con un diagrama muy ampliado ilustrando el principio de Lehmann de determinación del grosor del trazo. El sistema Lehmann de "hachures" alcanzó gran popularidad en Europa durante el siglo XIX, pero fue sustituido rápidamente cuando la imprenta en color hizo posible la representación de curvas de nivel con claridad.

Como las "hachures" no indican la altitud de los puntos de la superficie topográfica, es necesario poner numerosas cotas en las cimas de las colinas, intersecciones de carreteras, poblaciones y otros puntos estratégicos. Una cota es una cifra que indica la altitud de un punto. Sin ellas un mapa de "hachures" tendría poco valor práctico.

Hay una variante del sistema Lehmann, que da a las "hachures" una significación más detallada. Si se trazan más gruesas en las vertientes que están cara al SE y más finas hacia el NW se obtiene un efecto de sombreado plástico. El método tiene mayor aplicación en zonas muy montañosas y fue utilizado en los mapas Dufour de Suiza, que pueden tomarse como un ejemplo notable en el arte de la Cartografía (fig. AI.13).

Aunque los mapas de "hachures" han sido desplazados por otros tipos, este principio encuentra todavía aplicación ocasional. En las zonas donde se encuentran escarpes abruptos y peñascos pueden eliminarse completa o parcialmente las curvas de nivel y añadirse una franja de "hachures" con lo que se añade una importante información al mapa. Algunos cartógrafos europeos llegan a dibujar en miniatura realmente los escarpes y peñascos. A este método se le ha llamado "rock drawing" (literalmente: dibujo de las rocas) (fig. AI.14).

Figura A I.13. El mapa de Suiza de Dufour, del que se reproduce aquí una parte a la escala original (1:100 000), añade al efecto de sombreado oblicuo al sistema Lehmann de «hachures».

Figura A I.14. Las escarpas y despeñaderos pueden representarse mediante dibujo de rocas superpuesto a un mapa de curvas de nivel. He aquí una parte del mapa topográfico de Suiza, hoja de Biasca, reproducida a la escala original (1:50 000).

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

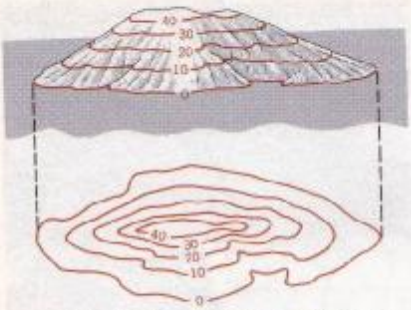


Figura A I.15. Curvas de nivel en una pequeña isla.

Curvas de nivel

Una *curva de nivel* puede definirse como una línea imaginaria sobre el terreno, en la que todos los puntos están a la misma altitud sobre el nivel del mar. Las curvas de nivel de un mapa son simplemente la representación gráfica de las curvas de nivel del terreno, trazadas para cada una de las altitudes establecidas, tales como 10, 20, 30, 40 ó 50 m sobre el nivel del mar o sobre cualquier otra base establecida que se conoce con el nombre de *nivel de referencia*. La línea resultante da no sólo una impresión visual al experto en la utilización de mapas, sino que también proporciona información exacta sobre las verdaderas altitudes e inclinaciones.

A fin de aclarar el principio de curvas de nivel pueden utilizarse formas sencillas a modo de ilustración. Imaginemos, por ejemplo, una pequeña isla como la que se ve en la figura AI.15. La línea de costa es una curva de nivel natural ya que es la línea que une todos los puntos que tienen la altitud 0. Supongamos que el nivel del mar pudiera ascender exactamente 10 m (o que la isla pudiera hundirse 10 m exactamente); el agua quedaría a lo largo de la línea con la indicación "10". Ésta sería la curva de nivel de 10 m, porque une a todos los puntos de la isla que están exactamente a 10 m por encima de la línea de costa original. Con ascensos sucesivos del nivel del mar, cada uno de 10 m justos por encima del anterior se irían fijando las posiciones de las curvas de nivel restantes.

Aunque las curvas de nivel no se obtienen casi nunca de esta forma, se siguió un método muy parecido en la confección del mapa de algunas zonas del valle que ocupa el lago Mead, aguas arriba de la presa de Boulder. Al ir ascendiendo lentamente el nivel del lago, fueron tomándose fotografías aéreas. Con cada elevación de 2 pies (0,60 m) del nivel del lago las sucesivas líneas de costa indicaban exactamente las posiciones de las curvas de nivel.

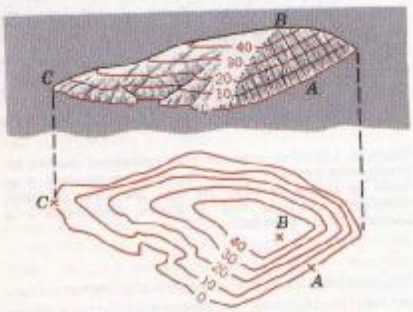


Figura A I.16. En la vertiente escarpada de la isla las curvas de nivel aparecen más juntas.

Equidistancia de las curvas de nivel

La *equidistancia de las curvas de nivel* es la distancia vertical que separa a dos curvas sucesivas. La equidistancia es constante a lo largo de todo el mapa, excepto en casos especiales en que se utilizan dos o más equidistancias en un mapa. Es importante entonces que haya una indicación detallada al margen del mapa, describiendo las zonas en que se utiliza cada equidistancia.

Siendo fijas las equidistancias verticales de las curvas de nivel, la separación horizontal de las curvas en un mapa dado varía con los cambios de pendiente de la zona. La regla general es: una aproximación de las curvas de nivel representa una pendiente fuerte; una separación representa una pendiente suave. La figura AI.16 muestra una pequeña isla en uno de cuyos extremos se encuentra un acantilado abrupto. Desde el punto *B* de la cumbre hasta la base *A* del acantilado las curvas de nivel están agrupadas en una distancia horizontal pequeña y, por lo tanto, aparecen muy próximas en el mapa. Desde *B* hasta la costa en el punto *C* hay el mismo descenso vertical, pero, siendo la pendiente más suave, la distancia horizontal es mucho mayor. De ahí que las curvas entre *B* y *C* estén muy espaciadas en el mapa.

La selección de la equidistancia de las curvas de nivel depende a la vez del relieve del terreno y de la escala del mapa. Los mapas topográficos que representan regiones con relieves acusados requieren una equidistancia mayor, como 15, 30 ó 60 m; las regiones de relieve

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

suave, equidistancias de 2, 5 ó 10 m. En una zona muy llana puede incluso tener que utilizarse una equidistancia de 1 m o menos. En mapas a pequeña escala se utilizan equidistancias grandes porque conviene incluir un intervalo mayor de altitudes y porque hay un límite en el que las curvas de nivel muy cercanas ya no pueden imprimirse sin que queden confundidas unas con otras.

Como la mayor parte de la superficie terrestre está modelada por cursos de agua que circulan por valles, puede ponerse especial atención en el comportamiento de las curvas de nivel cuando atraviesan un valle. La figura AI.17 es un mapa esquemático de curvas de nivel que representa varios torrentes con sus valles. Nótese que cada curva sufre una inflexión en forma de V, cuyo vértice se halla en el torrente y señala la dirección aguas arriba. La razón de esta inflexión es que la curva de nivel debe mantener la misma altitud y por lo tanto, que tenga que seguir la ladera del valle aguas arriba hasta un punto en donde el trazado del curso de agua se encuentre a la misma altitud que la curva de nivel. En la mayor parte de los mapas topográficos, de hecho sólo están representados con una línea los cursos de agua más importantes, pero la posición de los más pequeños puede deducirse por las inflexiones en forma de V de las curvas de nivel.

Determinación de altitudes por medio de las curvas de nivel

Aunque cada curva de nivel corresponde a una altitud determinada, no es práctico numerar cada una de las curvas o colocar cifras tan numerosas sobre ellas de forma que queden apiñadas. Un método general es trazar cada cinco curvas de nivel más gruesas que las demás y numerarlas en intervalos frecuentes. Esto no sólo facilita la visión de las formas principales sino que también ayuda a encontrar las altitudes.

La figura AI.17 puede utilizarse para hacer una determinación de altitudes. La del punto *B* es fácil de determinar, ya que se halla exactamente sobre la curva de 1300 m. El punto *C* requiere una interpolación. Como se encuentra en el punto medio entre las curvas de 1100 y 1200 m, su altitud probablemente es la del valor medio de la equidistancia, o sea, 1150 m. El punto *D* se encuentra más o menos sobre la cuarta parte de la distancia que va desde la curva 1000 a 1100. Como la cuarta parte de la equidistancia entre las curvas es de 20 m, el punto *D* tiene una altitud aproximada de 1120 m. Para los últimos dos puntos se ha hecho sólo una aproximación de la altitud exacta, pero

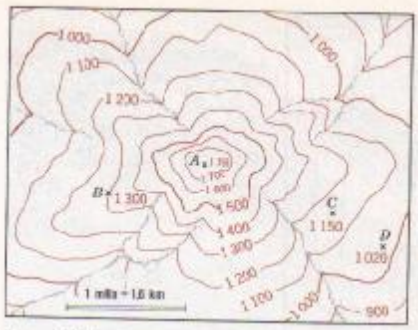


Figura A I.17. Los valles se reflejan en inflexiones en forma de V en las curvas de nivel.

si el terreno no es demasiado irregular el error será probablemente pequeño. La determinación de la altitud de la cima, en el punto *A*, implica todavía mayor inexactitud. Es seguro que el punto de la cima se halla a más de 1700 m y a menos de 1800, pues la curva de 1700 m es la más alta que queda representada. Como dentro de la curva de 1700 m se encierra una zona algo grande, puede suponerse que la cima se eleva a algo más de 1700 m. Una aproximación nos situaría la altitud verdadera alrededor de los 1750 m.

En muchos mapas topográficos está indicada la altitud de las cimas, cruces de carreteras, puentes, lagos, etc., con el valor en metros más aproximado. Estas cotas evitan el cálculo de las altitudes de los puntos clave.

Las agencias oficiales, tales como la U. S. Coast and Geodetic y el U. S. Geodetic Survey, al realizar detalladamente los mapas de una zona, determinan la altitud y posición de una serie de referencia convenientes. A estos se les llama *bench marks* (vértices geodésicos, puntos de referencia de cota conocida). En los mapas se designan con las letras B. M., junto con la altitud en metros o pies (fig. AI.18). Se empotran unos discos de latón sobre la roca o el hormigón o en los edificios y en ella se inscribe la altitud.

Curvas de nivel de depresión

Se utiliza un tipo especial de curvas de nivel donde el terreno presenta depresiones cerradas en forma de *cubeta* que constituirían pequeños lagos si pudiesen llenarse de agua. Estas son las *curvas de nivel sombreadas* o *curvas de nivel de depresión*. La figura AI.19 es un esquema de depresión en un llano suavemente ondulado.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

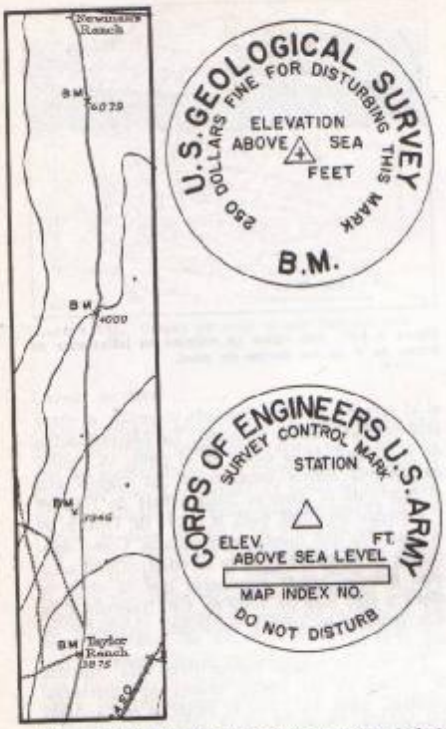


Figura A 1.18. Una «bench mark» es una placa de latón que queda fija y cuya altitud se ha calculado cuidadosamente. (U. S. Geological Survey.)

Debajo se ha representado el mapa de curvas de nivel correspondiente. Las curvas de nivel sombreadas tienen las mismas altitudes y equidistancias que las curvas de nivel normales del mismo mapa. Si, como ocurre con frecuencia, las depresiones cerradas son tan pequeñas que las curvas de nivel no pueden numerarse, éstas permiten al lector distinguir una cubeta de una colina del mismo tamaño. Sin embargo, no todas las cubetas se representan así. Las cubetas muy extensas, como el fondo del Valle de la Muerte, se representan con curvas de nivel normales, porque un número tan grande de curvas de nivel sombreadas daría una apariencia desagradable al mapa.

Perfiles topográficos

Para dar una idea más clara de la naturaleza del relieve se trazan a veces los perfiles topo-

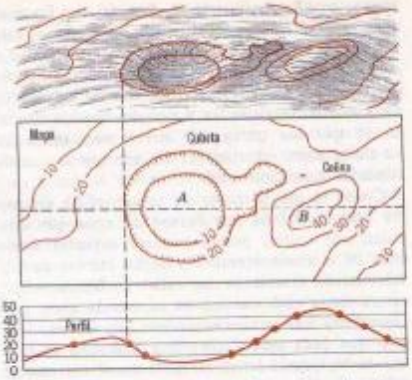


Figura A 1.19. Las curvas de nivel que cierran de forma circular representan cubetas o colinas.

gráficos. Son líneas que indican el ascenso y descenso de la superficie del terreno a lo largo de una línea determinada que atraviesa el mapa. La figura AL20 muestra la construcción de un perfil. Se traza una línea, la XY, a través del mapa en la posición que se desee. Se coloca un papel pautado de forma que su borde coincida con la línea XY. Cada línea horizontal representa un nivel y se numeran a lo largo de su margen izquierdo. Empezando por la izquierda se traza una línea desde el punto a donde la curva de nivel del mapa corta a la línea del perfil XY, perpendicularmente a la horizontal del nivel co-

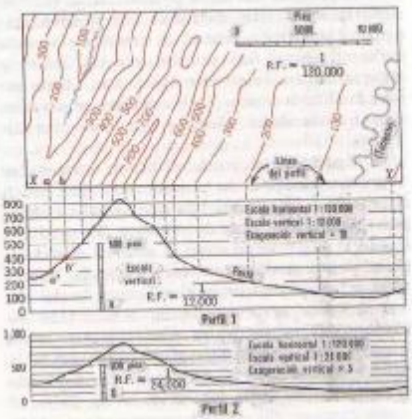


Figura A 1.20. Un perfil topográfico puede construirse a partir de un mapa de curvas de nivel a lo largo de una línea deseada.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

rrespondiente. Se señala un punto a' en la línea horizontal. Luego se repite el procedimiento para la curva de nivel 400 en el punto b, y así sucesivamente, hasta que todos los puntos hayan sido trasladados. Se trazará entonces una línea continua a través de todos los puntos, completando el perfil. Donde las curvas de nivel están muy espaciadas hay que tener en cuenta ciertos criterios para dibujar el perfil.

En la figura AI.20 se representan dos perfiles, trazados ambos a lo largo de la misma línea *XY*. La diferencia consiste en el grado de exageración de la escala vertical. En la ilustración la escala es de 1 pulgada por cada 10 000 pies, o sea, 1:120 000, por lo que la escala vertical del perfil superior es de una pulgada por mil pies, o sea, 1:12 000. La escala vertical es, pues, diez veces mayor que la horizontal, y el perfil se dice que tiene una *exageración vertical* de diez veces. Por supuesto, en el perfil inferior la escala horizontal sigue siendo la misma, pero la vertical es de una pulgada por 2000 pies, o sea, 1:24 000. La exageración vertical es, por consiguiente, de cinco veces. Se necesitan a veces algunos grados de exageración vertical para poner de manifiesto la naturaleza de la topografía. Un perfil a *escala normal*, en el que las escalas verticales y horizontales son iguales, daría un perfil con fluctuaciones tan pequeñas que no sólo sería difícil distinguirlas, sino que, incluso sería difícil de dibujar o reproducir. El ojo humano exagera las alturas de las formas topográficas y la inclinación de las vertientes cuando se observan a ras de tierra. Por esta razón, parece perfectamente natural un pequeño grado de exageración del perfil. Deben evitarse las exageraciones excesivas. En la figura AI.20 el perfil superior es excesivamente exagerado, mientras que el inferior es más adecuado para trabajos generales.

Los perfiles topográficos se utilizan en la planificación de carreteras y vías férreas para calcular el volumen de tierra a excavar o rellenar a fin de establecer una pendiente uniforme. En operaciones militares los perfiles son necesarios para determinar los límites de visibilidad desde los puntos clave de observación.

Cómo se hacen los mapas de curvas de nivel

El conocimiento de los métodos de confección de mapas de curvas de nivel ayudará al lector a juzgar qué es lo que puede y qué es lo que no puede interpretar con seguridad a partir de las curvas de nivel. En un equipo de levantamiento de planos topográficos se lleva al campo un gran tablero para mapas llamado *plancheta*, que se sujeta firmemente sobre un

Figura AI.21. El componente del equipo que lleva el aparato está mirando sobre su plancheta a través del telescopio de la alidada en dirección a la mira que aguanta otro hombre. (Fotografía de la U. S. Geological Survey.)

trípode en un punto que domine el terreno circundante (fig. AI.21). Se coloca sobre la plancheta un telescopio, llamado *alidada*, montado sobre una plancha lisa de latón que lleva dos hilos de retículo en el ocular, de tal forma que puede girar libremente (fig. AI.22). Siendo el borde metálico de la base del telescopio perfectamente paralela al tubo del mismo, las líneas trazadas a lo largo de este borde sobre una hoja de papel grueso clavado al tablero representan exactamente las visuales del telescopio.

Uno de los componentes del equipo lleva una *mira* que es un listón de madera de 2 m de largo dividido en centímetros o pulgadas. Se coloca verticalmente en un punto distante. El que lleva la plancheta lanza una visual hacia la mira a través del telescopio y por medio de un *sistema taquimétrico* de hilos de retículo puede calcular la distancia que le separa de la mira. El sistema consiste, simplemente, en que el segmento de mira que se observa entre los hilos horizontales del ocular es proporcional a la distancia que hay desde el telescopio a la mira. Utilizando el filo de la plancha de latón que hay debajo del telescopio a modo de regla, traza una línea desde el punto que representa su propia posición en dirección al punto donde está situada la mira. Sobre esta línea señala la distancia a escala y así sitúa exactamente en su mapa la posición del punto distante. Al mismo tiempo computa la diferencia de altitu-

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

des entre el punto en que se halla situado y el punto distante. Este cálculo es posible porque se ha determinado la distancia y puede leerse también el ángulo vertical de su visual.

Después de haber situado varios puntos y determinado su altitud, el topógrafo traza las curvas de nivel. Al coincidir muy pocos de los puntos obtenidos exactamente con altitudes de curvas, hay que interpolar la posición de la curva de nivel; y como los puntos quedan muy dispersos, el topógrafo tiene que trazar con discernimiento las curvas de nivel, de manera que queden representados los múltiples detalles menores de la topografía. En muchos casos, un topógrafo que sepa geología y conozca las formas típicas que adquieren las curvas en ciertos tipos de rocas confeccionará mejor un mapa que un topógrafo que no esté familiarizado con ella.

En vista de lo dicho anteriormente, es obvio que la precisión de un mapa depende de varios factores que no pueden apreciarse en el mismo mapa. La rapidez a la que trabaja un equipo topográfico determina la precisión que tendrá dicho mapa. La rapidez está a su vez influida por la asignación de que se disponga para realizar el trabajo. Influye también el objeto del mapa. Un mapa de curvas de nivel de reconocimiento para acompañar a un informe geográfico no será tan exacto como un mapa de planificación de carreteras a gran escala, en el que se calculan los volúmenes de excavación y relleno. El geógrafo tiene que fijarse en los indicios que le informen sobre la precisión del mapa y no debe dar más crédito a los datos de cualquier mapa que la que permita la precisión de éste.

Obtención de curvas de nivel a partir de la fotografía aérea

Poco antes de la Segunda Guerra Mundial, la División Topográfica del Servicio Geológico de los Estados Unidos empezó a utilizar instrumentos ópticos de precisión con los que un operador experto que trabajara en un laboratorio pudiera trazar las curvas de nivel a partir de unas series de fotografías aéreas imbricadas tomadas con cámaras fotográficas montadas en aeroplanos (fig. AI.23). En general, a la ciencia de confección de mapas y planimetría utilizando fotografías tomadas desde el aire o desde la tierra se le llama *fotogrametría*, y es un campo especializado de la cartografía basado en principios matemáticos y geométricos que relacionan con precisión el relieve observado en la fotografía con el verdadero de la superficie de la tierra. La fotogrametría se desarrolló rápidamente durante la Segunda Guerra Mundial y más tarde ha aportado los principales medios de trazado de mapas de curvas de nivel a gran escala. A causa de ello, el porcentaje de mapas de curvas de nivel realizados por los organismos oficiales ha aumentado enormemente. Mientras que antes el Servicio Geológico de los Estados Unidos contaba con unas cuantas hojas topográficas a escala 1:62 500 (cuadrángulos que abarcaban 15 minutos), se dispone en la actualidad de una gran cantidad de hojas a la escala más aumentada de 1:24 000, cada una de las cuales cubre 7,5 minutos de latitud y longitud. Otros organismos oficiales de los Estados Unidos, sobre todo el Servicio Cartográfico del Ejército del Departamento de Defensa, han contribuido mucho a la campaña cartográfica, pero todos los mapas pueden obtenerse tan sólo a través del Servicio Geológico que edita y publica la mayor parte de ellos.

La utilización de métodos cartográficos basados en la fotografía aérea no ha suprimido por otra parte a la cartografía de campo. Todavía es necesario situar puntos clave sobre el terreno y verificar en el campo los mapas obtenidos en el laboratorio por comparación directa con las formas del relieve y las edificaciones. Por otra parte, el terreno puede estar cubierto por un espeso manto vegetal que imposibilite su observación en la fotografía, siendo entonces necesaria la cartografía de campo con plancheta y alidada.

En 1942 en los Estados Unidos se establecieron normas nacionales para fijar la precisión de los mapas de curvas de nivel y se adoptó el acuerdo de que 1) horizontalmente, el 90 % de los accidentes que estén bien definidos en el plano deberán ser trazados en las hojas publicadas en su posición correcta con una tolerancia de 1/50 de pulgada (0,5 mm); y 2) verticalmente el 90 % de los accidentes interpolados a partir de las curvas de nivel deberían tener una precisión con un error menor que la mitad de la equidistancia (en un mapa a escala 1:24 000, 0,5 mm equivalen aproximadamente a 12 m sobre el terreno). Los mapas que cumplen con estos requisitos llevan una indicación anotada en el margen inferior de la hoja.

En los capítulos 24 y 26, y 29 al 34, se han reproducido fragmentos de mapas topográficos para realizar sobre ellos ejercicios de estudio del relieve en el laboratorio. Para simplificar estos mapas se han suprimido la mayor parte de las poblaciones y construcciones. En algunos casos se han cambiado las escalas y equidistancias para dar más realce a los relieves de interés. En todos los casos está indicada la procedencia de los mapas; la mayor parte se han adquirido directamente al Servicio Geológico

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

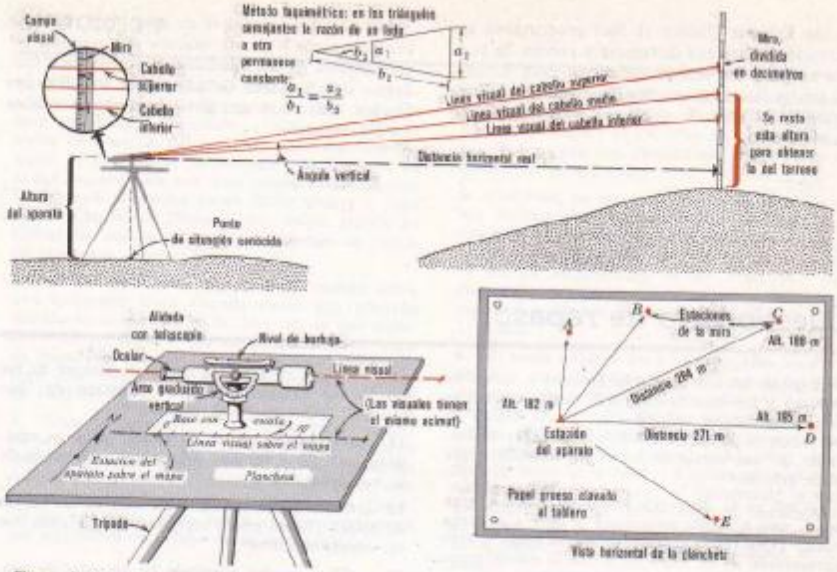


Figura A I.22. Para la cartografía topográfica de campo se requiere una alidada con telescopio, plancheta y mira. Para calcular las distancias se utiliza el método taquimétrico.

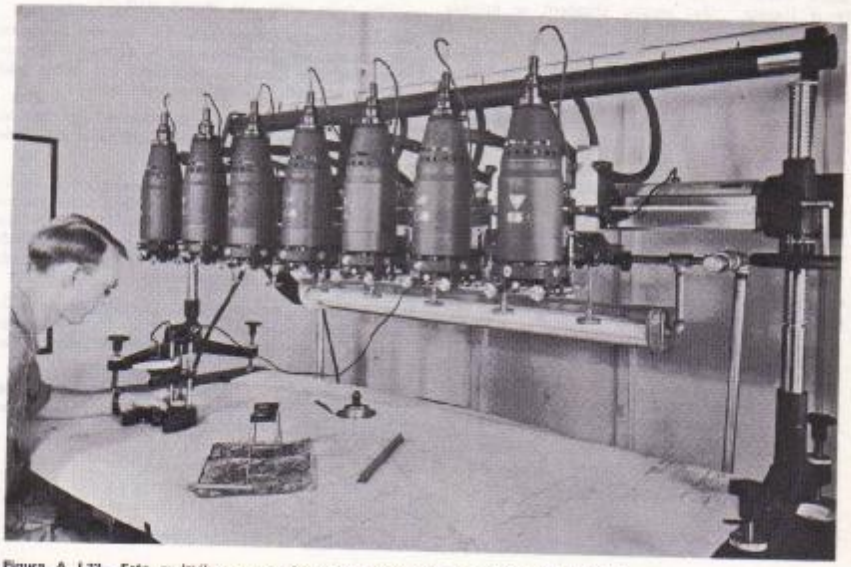


Figura A I.23. Este multiplex es un dispositivo óptico de precisión que permite trazar las curvas de nivel directamente a partir de hojas de fotografías aéreas imbricadas. (U. S. Geological Survey.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

de los Estados Unidos el cual proporciona información sobre sus distancias y precio. Se pueden adquirir los mapas índice de cada Estado, los cuales llevan el nombre, la escala, la delimitación y el año de publicación de todos los cuadrángulos.

Las guardas anteriores de este libro reproducen con color y escala exactos una porción representativa de un cuadrángulo topográfico moderno del Servicio Geológico de los Estados Unidos, junto con una serie de símbolos usados en los mapas.

Cuestionario de repaso

1. Explicar los tres modos de expresar la escala de un mapa y los usos de cada uno de ellos. Explicar los procedimientos utilizados en la conversión de una escala en forma de fracción a unidades de longitud; de una escala en forma de fracción a una escala gráfica.

2. ¿Cuál es la diferencia entre un mapa a gran escala, uno a escala intermedia y otro a pequeña escala? ¿Qué reglas expresan el modo cómo el área representada en un mapa varía con la escala, suponiendo un mapa de dimensiones fijas?

3. Describir detalladamente el sistema de cuadrángulos usados por el Servicio Geológico de los Estados Unidos. ¿Qué escalas standard se utilizan en él?

4. Explicar la relación de la escala de un mapa con las redes militares UTM y UPS. ¿Qué quiere decir factor de escala?

5. ¿Qué es el sistema de referencias de red militar? Decir cómo la situación de un punto particular de la superficie terrestre es expresado.

6. Enumerar los métodos utilizados para representar el relieve en los mapas.

7. ¿Qué dos tipos de sombreado plástico pueden utilizarse? ¿Cuáles son las ventajas de cada método?

8. ¿Para qué clase de mapas tienen mayor aplicación las tintas altimétricas?

9. ¿Qué son las "hachures"? Explicar cómo se aplica el sistema Lehmann de "hachures". ¿Cómo se indican las diferencias de inclinación de las pendientes? ¿Qué desventajas tienen las "hachures" tanto en la realización como en la utilización de mapas?

10. ¿En qué difieren los mapas de Dufour de los mapas que utilizan el método Lehmann de "hachures"? ¿Qué es "rock drawing"?

11. ¿Qué es una curva de nivel? ¿Qué es equidistancia? ¿Qué factores determinan la elección de la equidistancia?

12. ¿Cómo queda reflejado un valle en las curvas de nivel? ¿Cómo queda representada una cima con las curvas de nivel?

13. ¿Cómo pueden calcularse las altitudes de puntos que se hallan entre dos curvas de nivel?

14. ¿Qué son cotas? ¿Qué son "bench marks"? ¿Qué valor tienen las "bench marks"?

15. ¿Cómo se representan las cubetas mediante curvas de nivel? ¿Cómo puede estimarse la profundidad del fondo de la cubeta por debajo del borde por medio de las curvas de nivel?

16. ¿Qué es un perfil topográfico? ¿Cómo se construye? ¿Qué es exageración vertical? ¿Cuándo debe utilizarse?

17. Explicar los principios generales de la cartografía topográfica de campo. ¿Qué instrumentos se necesitan? ¿Cómo pueden determinarse las distancias sin medirlas con cinta métrica? ¿Dónde deben situarse los puntos para facilitar el trazado de las curvas de nivel?

18. ¿Qué es fotogrametría? ¿Cómo han influido los métodos aerofotográficos sobre la producción de mapas topográficos? ¿Por qué son aún imprescindibles las cartografías de campo?

19. Explicar las normas de precisión establecidas para los accidentes verticales y horizontales en un mapa moderno.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Ejercicios

1. Véase la figura AI.1. *a*) Este mapa fue trazado a una escala de 1:24 000, pero ha sido reducido para usarlo como ilustración. ¿Cuál es la escala en forma de fracción, del mapa tal como está impreso aquí? *b*) Determinar la anchura y la longitud en millas representada por este mapa. *c*) Determinar la distancia en yardas desde Davis Quarry a John Harric Church. *d*) Preparar una escala gráfica en kilómetros para este mapa. *e*) Expresar la escala de este mapa en pulgadas por milla.

2. La distancia entre dos puntos, medida sobre una fotografía aérea tomada desde una posición situada en la vertical, es de 18,4 cm, lo que representa 3,8 cm sobre el terreno. *a*) ¿Cuál es la escala en forma de fracción, de la fotografía? *b*) Construir una escala gráfica equivalente en unidades de 1000 m.

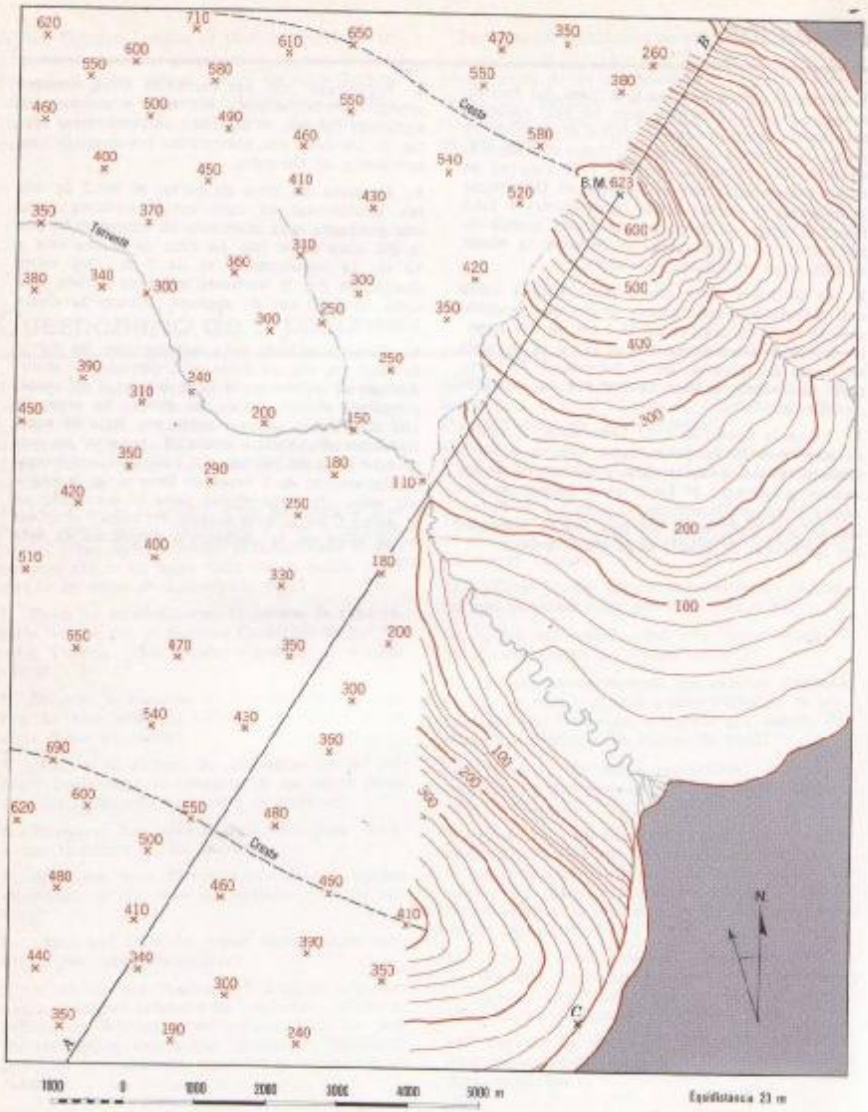
3. Véase la figura AI.1. *a*) Determinar el rumbo de una línea desde John Harrit Church a Davis Quarrit. (Véase el cap. 3 para la explicación de los rumbos y acimuts.) *b*) Enunciar el acimut de esta misma línea. *c*) Determinar el acimut y la distancia de una línea entre los dos puntos marcados por las flechas de debajo de la escala gráfica.

4. Representar sólo con curvas de nivel, construyéndolas cuidadosamente con regla y compás, las siguientes figuras: *a*) Un cono de generatrices rectas. *b*) Un cono con generatrices cóncavas. *c*) Una semiesfera. *d*) Un cubo.

5. Construir un mapa de curvas de nivel de una isla semicircular en cuya costa rectilínea tenga una pendiente muy acentuada en comparación con la del resto de la isla. La cima de la isla está a 52 m. La equidistancia es de 5 m. Dos valles descienden por la vertiente suave de la isla, que tiene unos 10 km de anchura. Utilizar la escala 1:50 000.

6. El mapa adjunto lleva representadas las curvas de nivel tan sólo en parte. *a*) Utilizando las altitudes que se indican en la parte izquierda del mapa, completar el trazado de las curvas de nivel de 100 m. (Puedea trazarse sobre una hoja de papel fino colocado sobre la figura.) *b*) Levantar un perfil a lo largo de la línea *AB* utilizando una exageración vertical de 5 veces. *c*) Determinar la escala del mapa. *d*) ¿Qué altitud tiene el acantilado en el punto *C* en la zona sureste del mapa? *e*) ¿Cuál es el valor de la declinación magnética en esta zona?

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



Ejercicio 6

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Apéndice II
Datos climáticos del mundo

A continuación se dan los datos de temperatura y precipitación mensuales de 183 estaciones representativas. La línea superior de cifras da la temperatura diaria media del aire en grados centígrados, derivada como el promedio de la media mensual de temperaturas máximas diarias y la media mensual de temperaturas mínimas diarias. Las temperaturas están tomadas en cajas stándard a 1,2-1,8 m sobre el nivel del terreno. La línea inferior de cifras (en negrita) da la precipitación mensual media en centímetros. En la última columna se indican la temperatura anual media y la precipitación total anual media.

Los datos de las estaciones están tomados de *Tables of temperature, relative humidity and precipitation for the world* (1958) Parts I through VI (M. O. 617 a-f), Meteorological Office, Air Ministry of Great Britain. Estos volúmenes están publicados por Her Majesty's Stationery Office, Londres. En la descripción de cada estación en los datos que siguen hay un número romano y otro arábigo entre paréntesis. Indican, respectivamente, el volumen y página de la tabla de la M. O. de la que se han tomdo los datos. Esas tablas dan también las temperaturas máximas y mínimas medias y absolutas, la humedad relativa media, la precipitación máxima en 24 horas y el promedio de días con 0,01 pulgadas (0,025 cm) o más de precipitación.

Las estaciones de las que a continuación se dan los datos están ordenadas por grupos climáticos. A la izquierda se da el símbolo de Köppen. La secuencia de estaciones dentro de un grupo climático sigue un esquema geográfico determinado, comenzando con el hemisferio norte a la máxima longitud oeste y avanzando hacia el este a través del globo. A continuación y en el mismo orden se indican las estaciones del hemisferio sur.

Una lista-índice de estaciones sigue a los datos. A continuación de ella se da un diagrama de termohietas en blanco, explicado en el capítulo 13.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Apéndice I Datos de temperatura y precipitación de estaciones seleccionadas

			E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Año
CLIMA ECUATORIAL HÚMEDO															
Af	1. Georgetown, Guayana Británica	°C	26	26	26,5	27	26,5	26,5	26,5	27	27,5	27,5	27	26,5	26,6
	06°50'N, 58°12'W, 2 m (II-29)	cm	20,3	11,4	17,5	13,9	26,9	30,2	25,4	17,5	8,1	7,6	15,5	23,7	225,2
Af	2. Barumbu, República del Congo	°C	25	25,5	26	26	25,5	25	24,5	24,5	25	24,5	24,5	24,5	25
	01°15'N, 23°28'E, 420 m (IV-25)	cm	7,1	8,9	14,2	17,8	15,2	14,5	17,5	16,5	18,5	20,5	18,3	10,4	179,4
Af	3. Colombo, Ceilán	°C	26	26,5	27	28	28	27	27	27	27	26,5	26	26	27
	06°54'N, 79°52'E, 7 m (V-10)	cm	8,9	6,8	14,7	23,1	37,1	22,3	13,4	10,9	16,0	34,8	31,5	14,7	294,1
Af	4. Sancakán, Borneo Septentrional	°C	26,5	26,5	27	28	28	28	28	28	28	27,5	27	26,5	27,5
	05°50'N, 118°07'E, 46 m (V-45)	cm	48,2	27,4	21,6	11,4	15,7	18,8	17,0	20,0	23,6	25,9	36,6	47,0	315,4
Af	5. Jaluit, islas Marshall	°C	27,5	28	28,5	28	28	28	28	28	28	28,5	28	28	28
	05°55'N, 169°38'E, 6 m (VI-41)	cm	25,9	21,6	36,1	40,1	42,1	38,9	39,1	30,5	33,3	31,0	30,2	34,5	403,3
Af	6. Uaupés, Brasil	°C	26,5	27	26,5	26,5	26,5	26	25	26	26,5	26,5	27	26,5	26,5
	00°08'S, 67°05'W, 83 m (II-17)	cm	26,1	19,5	25,4	25,9	30,5	23,3	22,3	16,3	12,9	17,5	18,3	28,4	267,4
Af	7. Padang, Sumatra, Indonesia	°C	27	27	27	27	27,5	27	27	27	26,5	26,5	26,5	26,5	27
	00°56'S, 100°22'E, 6,5 m (V-47)	cm	35	25,9	30,7	36,3	31,5	30,7	27,7	34,8	15,2	49,5	51,8	48,0	423,1
Af	8. Amboina, Molucas, Indonesia	°C	28	28	28	28	26,5	25,5	25	25	26	26,5	27,5	28	26,5
	03°42'S, 128°10'E, 4 m (V-45)	cm	12,7	11,9	13,4	27,9	51,5	63,7	60,2	40,1	24,1	15,5	11,4	13,2	345,6
Af	9. Madang, Nueva Guinea	°C	27	27	27	27	27,5	27	27	27	27	27,5	27,5	27,5	27
	05°14'S, 145°45'E, 6 m (VI-27)	cm	30,7	30,2	37,8	42,9	38,3	27,4	19,3	12,2	13,4	25,4	33,8	36,8	348,2
CLIMAS MONZÓNICOS															
Am	10. Cristóbal, Panamá	°C	26,5	27	27	27,5	27	27	27	27	27	27	26,5	27	27
	09°21'N, 79°54'W, 10 m (II-30)	cm	8,6	3,8	3,8	10,4	31,7	35,3	39,6	38,9	32,2	40,1	56,6	29,7	330,7
Am	11. Cayena, Guayana Francesa	°C	26	26,5	26,5	27	26,5	26,5	27	27,5	28	28	27,5	26,5	27
	04°56'N, 52°27'W, 6 m (II-29)	cm	36,6	31,2	40,1	48	55,1	39,4	17,5	7,1	3,0	3,3	11,7	27,2	320,2
Am	12. Freetown, Sierra Leona	°C	26,5	27	27	27,8	27	26	25	25	25,5	26	26,5	26,5	26,5
	08°37'N, 13°12'W, 28 m (IV-135)	cm	1,0	0,5	3,0	7,8	24,1	36,3	74,1	92,7	56,6	36,1	13,9	3,0	349,1
Am	13. Douala, Camerún	°C	26,5	26,5	26,5	26,5	26,5	25	24	24	24,5	24,5	26	26	25,5
	04°03'N, 09°41'E, 8 m (IV-42)	cm	4,5	9,4	20,3	23,1	29,9	53,8	74,1	69,3	53,1	42,9	15,5	6,3	402,2

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

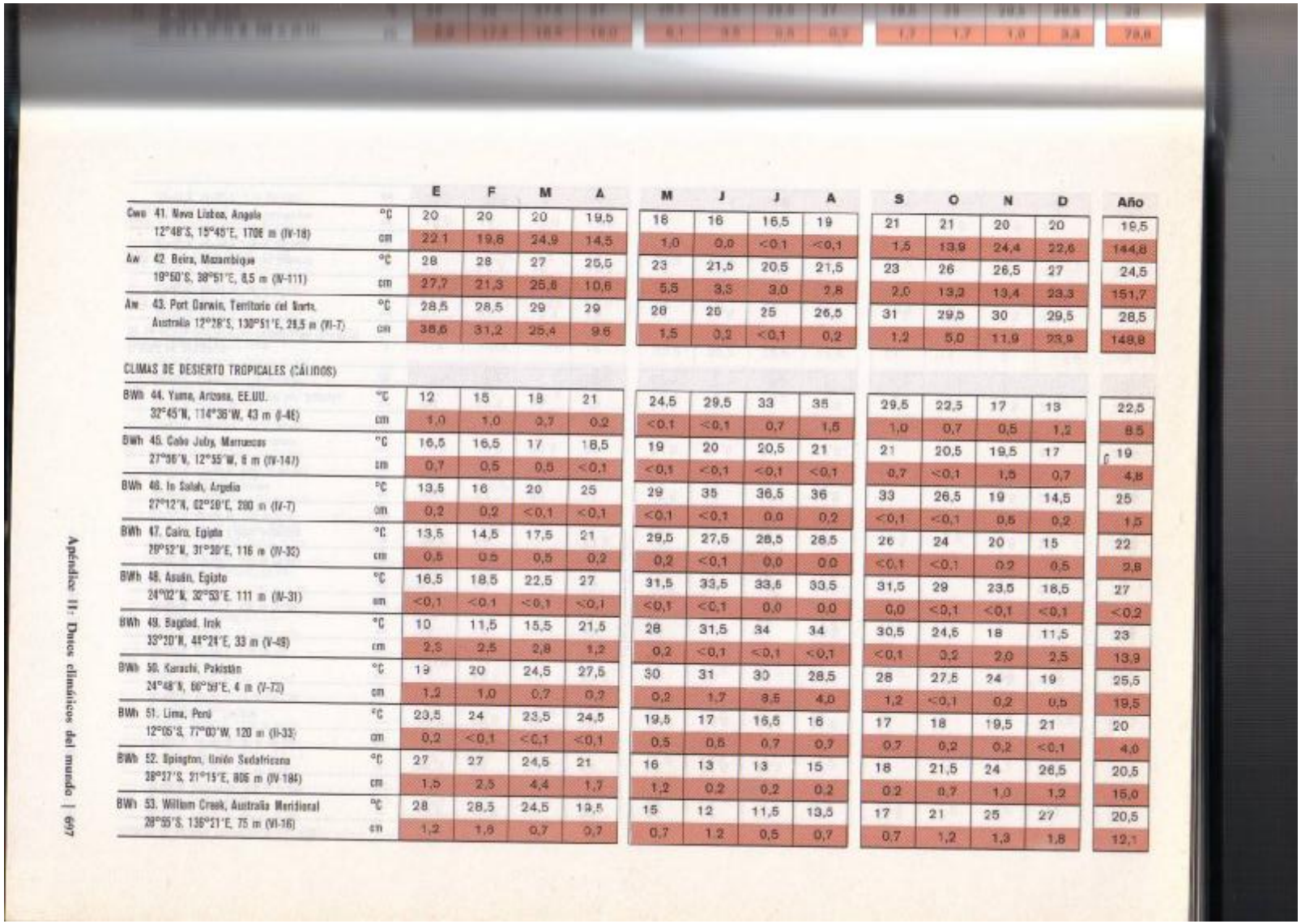
			E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Año
Am	14. Cochin, India	°C	27	28	29	29,5	29	26,5	26	26,5	26,5	26,5	27,5	27	27,5
	09°58'N, 76°14'E, 3 m (I-21)	cm	2,3	2,0	5,0	12,4	28,7	79,0	59,9	35,3	19,5	34,0	17,0	4,0	292,6
Am	15. Akyab, Birmania	°C	21	22,5	25,5	28	28	27,5	27	27	27,5	27,5	25,5	22	26
	20°08'N, 92°55'E, 9 m (I-7)	cm	0,2	0,5	1,0	5,0	36,1	115	138,9	113,3	57,6	28,7	12,9	1,7	521,5
Am	16. Rangún, Birmania	°C	25	26,5	28,5	30	29	27	27	27	27	26	27	25	27
	16°46'N, 96°11'E, 8 m (V-9)	cm	0,2	0,5	0,7	5,0	30,7	48	58,1	52,6	39,4	18,0	4,8	1,0	261,2
Am	17. Quang-Tri, Vietnam	°C	20	20,5	23	26,5	28,5	29,5	29,5	29,5	27,5	25	23	21	25
	16°44'N, 107°11'E, 7 m (V-48)	cm	17,0	5,5	6,9	5,5	9,9	7,6	6,9	9,6	39,6	56,1	56,6	30,5	253,6
Am	18. Manaus, Brasil	°C	27,5	27,5	27,5	27	27,5	27,5	28	28,5	28,5	29	28,5	28	28
	03°08'S, 60°01'W, 44 m (II-12)	cm	24,9	23,1	26,1	22,1	17,0	9,4	5,0	3,0	4,5	10,6	14,2	20,3	180,8
Am	19. Yakarta, Indonesia	°C	26	26	26,5	27	27	27	26,5	26,5	27	27	26,5	26,5	26,5
	06°11'S, 106°50'E, 8 m (V-44)	cm	28,9	28,9	21,0	14,7	11,4	9,6	6,3	4,3	6,6	11,1	14,2	20,3	179,3
Am	20. Papeete, Tahití, islas de la Sociedad	°C	27	27	27	27	26	25	25	25	25	26	26,5	26,5	26
	17°32'S, 149°34'W, 82 m (VI-45)	cm	25,1	24,4	42,9	14,2	10,1	7,6	5,3	4,3	5,3	8,9	15	24,9	188,0
	CLIMAS LITORALES DETERMINADOS POR LOS ALISIOS														
Am	21. Belice, Honduras Británica	°C	23,5	24	25	26,5	27	27	27	27,5	27	28	24	23,5	26
	17°31'N, 88°11'W, 5 m (II-18)	cm	13,7	6,1	3,8	5,5	10,9	13,5	16,2	17,0	24,4	30,5	22,6	18,5	188,7
Am	22. Aparri, islas Filipinas	°C	23,5	24,5	26	27,5	29	29	28,5	28,5	28	26,5	25,5	24	26,5
	18°22'N, 121°38'E, 5 m (V-80)	cm	15,2	8,4	6,1	4,5	12,4	17,6	21,8	24,1	28,7	35,6	32,5	20,8	227,1
Af	23. Salvador, Bahía, Brasil	°C	25,5	26,5	26,5	26,5	25	24	23,5	23,5	24	25	26	26	25
	13°01'S, 38°30'W, 47 m (II-14)	cm	6,6	13,4	15,5	28,4	27,4	23,6	18,3	13,2	8,4	10,1	11,4	14,2	189,8
Af	24. Santos, São Paulo, Brasil	°C	25,5	26	26	25,5	21,5	20	19,5	19	20,5	21,5	23	24,5	22,5
	23°56'S, 46°19'W, 3 m (II-15)	cm	27,9	24,9	31,2	18,5	15,5	14,5	10,9	10,4	14,7	15,9	19,5	19,8	224,0
Af	25. Farafangana, República Malgache	°C	26,5	27	26	24,5	23	21	20	20	21,5	23	24	25,5	23,5
	22°49'S, 47°47'E, 3 m (IV-46)	cm	32,5	40,1	35,8	23,2	22,8	18,5	22,1	15,0	9,8	8,1	17,0	26,4	225,9
Am	26. Cairns, Queensland, Australia	°C	28	27,5	26,5	25	23	22	21	21,5	23	26	26	27,5	24,5
	16°55'S, 145°47'E, 5 m (XI-9)	cm	42,1	38,9	46,0	28,7	11,1	7,3	4,0	4,3	4,3	6,9	9,9	22,1	224,9

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

CLIMAS HÚMEDOS-SECOS TROPICALES		E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Año
Aw 27. Manzanillo, México 19°04'N, 104°20'W, 8 m (I-41)	°C	25	24,5	24,5	25	26,5	26,5	29	29	28,5	28,5	27	26	27
	cm	0,2	0,5	<0,1	0,0	0,2	11,9	14,5	16,2	37	12,9	2,3	4,5	100,3
Aw 28. San José, Costa Rica 09°53'N, 84°08'W, 1146 m (II-24)	°C	19	19,5	20,5	21,5	21,5	21,5	21	21	21	20	20	19	20
	cm	1,5	0,5	2	4,5	22,8	24,0	21,0	24,1	30,5	29,9	14,5	4,0	179,3
Aw 29. Key West, Florida, EE.UU 24°33'N, 81°46'W, 8,5 m (I-51)	°C	21	21,5	23	24,5	26	26	28,5	28,5	28,5	26	23,5	21,5	25
	cm	5,0	3,3	3,5	3,9	8,9	10,6	8,4	11,4	17,0	15,2	5,6	4,3	97,2
Aw 30. Santo Domingo, República Dominicana 18°29'N, 69°54'W, 17 m (II-40)	°C	24	24	24	25	26	26,5	26,5	27	26,5	26,5	25,5	24,5	25,5
	cm	6,1	3,5	4,8	9,9	17,2	15,7	16,2	16,0	18,5	15,2	12,2	6,1	141,4
Aw 31. Calabozo, Venezuela 08°56'N, 67°20'W, 106 m (II-36)	°C	28	28	29	28,5	27,5	26,5	26,5	27	27	27,5	28	28	28
	cm	<0,1	0,2	0,7	7,1	17,0	18,9	23,3	21,9	18,3	12,9	8,4	1,5	130,3
Aw 32. Bathurst, Gambia 13°21'N, 16°40'W, 27 m (IV-74)	°C	23	24	26	26,5	25,5	27	26,5	25,5	26,5	27	25	23,5	25,5
	cm	0,2	0,2	<0,1	<0,1	1,0	5,9	28,2	50,0	31,0	11,0	1,7	0,2	129,5
Aw 33. Ibadán, Nigeria 07°26'N, 03°54'E, 200 m (IV-121)	°C	27	28	28,5	28	27	25,5	24,5	24	25	26	26,5	26,5	26,5
	cm	0,7	2,3	7,6	12,4	14,5	16,2	13,2	7,3	17,0	15,2	4,3	1,0	111,7
Aw 34. Wau, Sudán 07°42'N, 28°03'E, 440 m (IV-155)	°C	26,5	28	29,5	29,5	28,5	27	26	26	26,5	27	27,5	26,5	27,5
	cm	<0,1	0,5	2,3	6,6	13,4	16,5	19	20,8	16,8	12,4	1,5	<0,1	110,0
Aw 35. Bangalore, India 12°57'N, 77°37'E, 921 m (V-25)	°C	20,5	23	25,5	27,5	27	24,5	23,5	23,5	23	23	21,5	20,5	23,5
	cm	0,5	0,7	1,0	4,0	10,6	7,3	9,9	12,7	17,0	15,0	6,8	1,0	86,5
Aw 36. Moudaloy, Birmania 21°58'N, 99°06'E, 77 m (I-8)	°C	20	23	27,5	31,5	31,5	29,5	29,5	29	28,5	27	24	20	27
	cm	0,2	0,2	0,5	3,0	14,7	16,0	5,9	10,4	13,7	10,9	5,0	1,0	82,4
Aw 37. Saigón, Vietnam 10°47'N, 106°42'E, 9 m (V-40)	°C	26,5	27	28,5	29,5	29	28	27,5	27,5	27	27	26,5	26	28
	cm	1,6	0,2	1,2	4,3	22,1	33,0	30,5	26,9	33,5	26,9	11,4	5,5	197,0
Aw 38. Guayaquil, Ecuador 02°10'S, 79°53'W, 6 m (I-25)	°C	26	26	26,5	26,0	25,5	25	24	24	24,5	25	25,5	26	25,5
	cm	23,9	24,9	27,7	11,7	2,8	0,7	0,5	0,9	0,2	0,7	0,2	5,0	98,3
Aw 39. Carolina, Brasil 18°10'S, 47°32'W, 830 m (II-8)	°C	23	23	23	22,5	21	19,5	20	21,5	23	23,5	23	22,5	22
	cm	29,9	25,9	22,3	9,6	2,8	0,7	1,2	0,7	5,8	15,5	21,0	37,8	173,2
Aw 40. Iguatu, Brasil 06°24'S, 39°35'W, 209 m (II-12)	°C	29	28	27,5	27	26,5	26,5	26,5	27	28,5	29	29,5	29,5	28
	cm	8,9	17,2	16,5	16,0	6,1	3,5	0,5	0,2	1,7	1,7	1,0	3,3	78,6

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



			E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Año
Cwa	41. Nova Lisboa, Angola	°C	20	20	20	19,5	18	16	16,5	19	21	21	20	20	19,5
	12°48'S, 15°45'E, 1706 m (IV-18)	cm	22,1	19,6	24,9	14,5	1,0	0,0	<0,1	<0,1	1,5	13,9	24,4	22,6	144,8
Aw	42. Beira, Mozambique	°C	28	28	27	25,5	23	21,5	20,5	21,5	23	26	26,5	27	24,5
	19°50'S, 38°51'E, 8,5 m (IV-111)	cm	27,7	21,3	25,8	10,6	5,5	3,3	3,0	2,8	2,0	13,2	19,4	23,3	151,7
Aw	43. Port Darwin, Territorio del Norte,	°C	28,5	28,5	29	29	28	26	25	26,5	31	29,5	30	29,5	28,5
	Australia 12°28'S, 130°51'E, 29,5 m (VI-7)	cm	38,6	31,2	25,4	9,6	1,5	0,2	<0,1	0,2	1,2	5,0	11,9	23,9	148,8
CLIMAS DE DESIERTO TROPICALES (CÁLIDOS)															
BWh	44. Yuma, Arizona, EE.UU.	°C	12	15	18	21	24,5	29,5	33	35	29,5	22,5	17	13	22,5
	32°45'N, 114°36'W, 43 m (I-46)	cm	1,0	1,0	0,7	0,2	<0,1	<0,1	0,7	1,5	1,0	0,7	0,5	1,2	8,5
BWh	45. Cabo Juby, Marruecos	°C	16,5	16,5	17	18,5	19	20	20,5	21	21	20,5	19,5	17	19
	27°56'N, 12°55'W, 6 m (IV-147)	cm	0,7	0,5	0,5	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,7	<0,1	1,5	0,7	4,8
BWh	46. In Salah, Argelia	°C	13,5	16	20	25	29	35	36,5	36	33	26,5	19	14,5	25
	27°12'N, 02°28'E, 280 m (IV-7)	cm	0,2	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,0	0,2	<0,1	<0,1	0,5	0,2	1,5
BWh	47. Cairo, Egipto	°C	13,5	14,5	17,5	21	29,5	27,5	28,5	28,5	26	24	20	15	22
	29°52'N, 31°20'E, 116 m (IV-32)	cm	0,5	0,5	0,5	0,2	0,2	<0,1	0,0	0,0	<0,1	<0,1	0,2	0,5	2,8
BWh	48. Asuán, Egipto	°C	16,5	18,5	22,5	27	31,5	33,5	33,5	33,5	31,5	29	23,5	18,5	27
	24°02'N, 32°53'E, 111 m (IV-31)	cm	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,0	0,0	0,0	<0,1	<0,1	<0,1	<0,2
BWh	49. Bagdad, Irak	°C	10	11,5	15,5	21,5	28	31,5	34	34	30,5	24,5	18	11,5	23
	33°20'N, 44°24'E, 33 m (V-48)	cm	2,5	2,5	2,8	1,2	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	2,0	2,5	13,9
BWh	50. Karachi, Pakistán	°C	19	20	24,5	27,5	30	31	30	28,5	28	27,5	24	19	25,5
	24°48'N, 66°59'E, 4 m (V-72)	cm	1,2	1,0	0,7	0,2	0,2	1,7	3,5	4,0	1,2	<0,1	0,2	0,5	19,5
BWh	51. Lima, Perú	°C	23,5	24	23,5	24,5	19,5	17	16,5	16	17	18	19,5	21	20
	12°05'S, 77°03'W, 120 m (II-33)	cm	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	0,5	0,5	0,7	0,7	0,7	0,2	0,2	<0,1	4,0
BWh	52. Upington, Unión Sudafricana	°C	27	27	24,5	21	16	13	13	15	18	21,5	24	26,5	20,5
	28°27'S, 21°15'E, 806 m (IV-184)	cm	1,5	2,5	4,4	1,7	1,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,7	1,0	1,2	15,0
BWh	53. William Creek, Australia Meridional	°C	28	28,5	24,5	19,5	15	12	11,5	13,5	17	21	25	27	20,5
	28°55'S, 136°21'E, 75 m (VI-16)	cm	1,2	1,6	0,7	0,7	0,7	1,2	0,5	0,7	0,7	1,2	1,3	1,8	12,1

CLIMAS DE ESTEPA TROPICALES (CÁLIDOS)		E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Año
BSh 54. Monterrey, México	°C	14,5	16,5	19	23	25	27	27	28	25,5	22	17	14	21,5
25°40'N, 100°18'W, 556 m (I-43)	cm	1,5	1,7	2,0	3,0	3,3	7,6	5,8	5,1	13,2	7,6	3,8	2,0	55,9
BSh 55. Kayes, Malí	°C	25,5	28	31,5	34	35	31,5	28,5	27	28	29,5	29	28,5	29,5
14°26'N, 11°26'W, 30 m (IV-60)	cm	0,2	0,0	0,0	<0,1	2,5	9,8	16,0	24,1	18,8	4,3	<0,1	<0,1	75,8
BSh 56. Mogadiscio, Somalia	°C	26,5	26,5	28	29	28,5	26,5	25,5	25,5	26	27	27	27	27
02°02'N, 46°21'E, 12 m (IV-138)	cm	<0,1	<0,1	<0,1	5,8	5,8	9,8	8,3	4,8	2,5	2,3	4,0	1,2	42,6
BSh 57. Bushire, Irán	°C	14	15	19	23,5	28	30	32	32,5	30	26,5	21,5	18,5	24
28°59'N, 50°49'E, 4 m (V-76)	cm	7,3	4,5	2,0	1,0	<0,1	0,0	0,0	<0,1	0,0	0,2	4,0	8,1	27,3
BSh 58. Jaipur, India	°C	16	18	23,5	29	33	33,5	30	28,5	28,5	26,5	21	16,5	25,5
23°55'N, 75°50'E, 436 m (V-30)	cm	1,0	0,7	0,7	0,5	1,5	5,5	19,5	20,5	8,1	1,2	0,2	0,7	60,1
BSh 59. Poona, India	°C	21	23	26,5	29	29,5	27	25	24,5	25	25	23	20,5	25
18°32'N, 73°51'E, 559 m (V-34)	cm	<0,1	<0,1	<0,1	1,5	2,8	11,4	16,7	8,9	13,4	8,9	2,8	0,2	66,9
BSh 60. Santiago del Estero, Argentina	°C	28,5	27	25	21,5	17	13,5	14	16	19,5	23	25,5	27	21,5
27°46'S, 64°18'W, 199 m (II-5)	cm	8,6	7,6	7,6	3,3	1,5	0,7	0,5	0,5	1,2	3,5	6,3	10,4	51,7
BSh 61. Francistown, Botswana	°C	24,5	24	23	21	17,5	14	14,5	16,5	21	24	24,5	24,5	20,5
21°13'S, 27°30'E, 1003 m (IV-22)	cm	10,6	7,8	7,1	1,7	0,5	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	2,3	5,5	8,6	44,6
BSh 62. Broome, Australia Occidental	°C	29,5	29,5	29,5	28	24,5	21,5	21	22,5	25	27,5	29	30	26,5
17°57'S, 122°15'E, 18 m (VI-19)	cm	15,0	14,7	9,9	3,0	1,5	2,3	0,8	0,2	<0,1	<0,1	1,5	8,4	56,2
BSh 63. Bourke, Nueva Gales del Sur, Australia	°C	29	28,5	26	20	15,5	12	11	13,5	17	21,5	25,5	28	20,5
30°05'S, 145°58'E, 110 m (VI-3)	cm	3,5	3,8	2,8	2,8	2,5	2,8	2,3	2,0	2,0	2,3	3,0	3,5	33,3
CLIMAS DE DESIERTO DE LA COSTA OCCIDENTAL TROPICALES (FRESCO)														
BWk 64. Antofagasta, Chile	°C	21	21	19,5	18	16	14,5	14	14	14,5	16	17,5	19	17
23°42'S, 73°24'W, 94 m (II-18)	cm	0,0	0,0	0,0	<0,1	<0,1	0,2	0,5	0,2	<0,1	0,2	<0,1	0,0	1,2
BWk 65. Walvis Bay, África del Sudoeste	°C	19	19,5	19	18,5	17	16	14,5	14	14	15	17	18	17
22°56'S, 14°30'E, 7,5 m (IV-141)	cm	<0,1	0,5	0,7	0,2	0,2	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	2,3
BWk 66. Port Nolloth, Unión Sudafricana	°C	15,5	16	15,5	14,5	14	13	12	12	13	13,5	14,5	15	14
29°14'S, 16°52'E, 7 m (IV-182)	cm	0,2	0,2	0,5	0,5	0,8	0,8	0,8	0,8	0,5	0,2	0,2	0,2	5,7

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

CLIMAS DE DESIERTO DE LAS LATITUDES MEDIAS (FRESCOS)		E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Año
BWk 67. Las Vegas, Nevada, EE.UU. 36°12'N, 115°10'W, 632 m (I-83)	°C	7	10,5	13	17	21,5	26,5	29,5	29	21,5	18,5	12	7,5	18
	cm	1,7	1,2	0,7	0,7	0,5	0,5	1,2	1,2	0,7	0,7	0,5	1,0	10,5
BWk 68. Kazalinsk, Kazak, U.R.S.S. 45°46'N, 62°06'E, 83 m (I-87)	°C	−12	−10,5	−3,5	5,5	18	23	25	23	16,5	8	−1	−7	7
	cm	1,0	1,0	1,2	1,2	1,5	0,5	0,5	0,7	0,7	1,0	1,2	1,5	12,0
BWk 69. Soto (Kashgar), China 39°24'N, 76°01'E, 1308 m (V-16)	°C	−5	−0,5	7,5	15	20,5	24,5	26,5	25,5	21	14	6	−2,5	13
	cm	1,5	0,2	1,2	0,5	0,7	0,5	1,0	0,7	0,4	0,2	0,5	0,7	7,3
BWk 70. Santa Cruz, Argentina 50°01'S, 68°32'W, 12 m (I-5)	°C	13	13	12,5	9	5,5	2	1,5	4	6,8	9	11	13	9
	cm	1,5	0,7	0,7	1,5	1,0	1,2	1,0	1,2	0,7	0,7	1,0	1,7	12,9
CLIMAS DE ESTEPA DE LAS LATITUDES MEDIAS (FRESCOS)														
BSk 71. Reno, Nevada, EE.UU. 39°30'N, 119°47'W, 1340 m (I-83)	°C	0	2,5	5	9	13	17	21,5	21	16	11	5	1	10,5
	cm	3,8	2,8	2,0	1,2	1,2	0,7	0,5	0,5	0,5	0,7	1,5	2,3	17,7
BSk 72. Medicine Hat, Alberta, Canadá 50°01'N, 110°37'W, 653 m (I-10)	°C	−11	−9,5	−2	7	13	17	21	19	13,5	7,5	−2	−7	5,5
	cm	1,5	1,5	1,5	2,0	4,0	5,0	4,3	3,5	2,8	1,5	1,7	1,7	31,0
BSk 73. Cheyenne, Wyoming, EE.UU. 41°09'N, 104°49'W, 1870 m (I-78)	°C	−3,5	−3	0,5	5	10	16	19	18,5	14	7	1,5	−2	7
	cm	1,0	1,5	2,5	4,8	6,1	4,0	5,3	4,0	3,0	2,5	1,2	1,2	37,1
BSk 74. Odessa, Ucrania, U.R.S.S. 46°29'N, 30°44'E, 65 m (III-135)	°C	−4	−2	2	8	16	20	22	24,5	16,5	11	4	−1	9,5
	cm	2,5	1,7	1,7	2,8	2,8	4,8	4,0	3,5	2,8	3,5	2,8	2,8	35,7
BSk 75. Ankara, Turquía 39°57'N, 32°53'E, 890 m (V-69)	°C	−0,5	1	5	11	15	16,5	22,5	23	18,5	13,5	8,5	2	11,5
	cm	3,3	3,0	3,3	3,3	4,8	3,5	1,2	1,0	1,7	2,3	3,0	4,8	34,2
BSk 76. Teherán, Irán 35°41'N, 51°25'E, 1219 m (V-75)	°C	2	5	9,5	15,5	21	26,5	29,5	29	25	19	11,5	5,5	18,5
	cm	4,5	3,8	4,8	3,5	1,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,7	2,0	3,0	24,0
BSk 77. Almalinsk, Kazakhstán, U.R.S.S. 51°12'N, 71°23'E, 306 m (V-80)	°C	−19	−18	−12	0	11,5	16,5	19	14,5	11	1,5	−8,5	−15	0,5
	cm	1,7	1,2	1,2	1,5	2,8	4,3	4,0	3,8	2,5	2,8	1,7	1,5	29,0
BSk 78. Sian (Hsian), China 34°03'N, 108°57'E, 365 m (V-19)	°C	−0,5	3	10,5	17	23	28	29,5	28,5	22,5	16,5	8,5	2	16
	cm	0,7	0,7	1,7	4,8	4,8	4,5	9,9	9,3	5,8	4,0	1,2	0,7	48,4

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

CLIMAS HÚMEDOS-SECOS SUBTROPICALES Y MONZÓNICOS		E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	AÑO
Cwa 79. Allahabad, India	°C	16,5	18,5	24,5	30,5	37	34	30	29	29	26	20	16,5	25,5
25°17'N, 81°44'E, 98 m (V-34)	cm	2,3	1,5	1,5	0,5	1,5	12,7	32,0	25,4	21,3	5,8	0,7	0,7	105,9
Cwa 80. Lashio, Birmania	°C	15,5	17,5	21,5	24	26	25	24,5	24,5	24,5	23	19	16	22
22°58'N, 97°51'E, 634 m (V-8)	cm	0,7	0,7	1,5	5,6	17,5	24,9	30,5	32,2	19,8	14,5	6,0	2,3	156,6
Cwa 81. Hanoi, Vietnam	°C	16,5	17,5	20	24	28	29,5	29	29	28	25	21,5	18,5	24
21°02'N, 105°52'E, 10 m (V-39)	cm	1,7	2,8	3,8	8,1	19,5	23,9	32,2	34,3	25,4	9,9	4,3	2,0	167,9
Cwa 82. Asunción, Paraguay	°C	28,5	28	27	26,5	19,5	17	17,5	19,5	22	23,5	25	28	23,5
25°17'S, 57°30'W, 139 m (II-31)	cm	13,8	12,9	10,9	13,2	11,7	6,8	5,5	3,8	7,8	13,9	16,0	15,7	131,1
Cwa 83. Kasenya, Zambia	°C	21	21	21	19,5	17	14,5	14,5	17	21	22	21,5	21	19
13°27'S, 28°58'E, 1425 m (IV-39)	cm	31,7	21,3	16,2	5,5	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	3,3	14,5	27,2	118,1
Cwa 84. Newcastle, Unión Sudafricana	°C	21,5	21,5	20	17	13,5	11	11	14	17	19,5	20,5	21,5	17
27°45'S, 29°56'E, 1202 m (IV-180)	cm	16,7	13,9	12,9	4,3	2,5	1,2	1,5	1,2	3,3	7,5	12,9	13,4	91,4
Cwa 85. Tananarive, República Malgache	°C	21	21	21	19,5	17,5	15	14,5	15	17	19,5	21	21	18,5
18°55'S, 47°33'E, 1443 m (IV-180)	cm	29,9	27,9	17,8	5,3	1,7	0,7	0,7	1,0	1,7	6,1	13,4	26,7	134,8
Cwa 86. Rockhampton, Queensland, Australia	°C	27	27	26	23,5	20	17,5	16,5	16,5	21,5	24	26,5	27	22,5
23°24'S, 150°30'E, 11 m (VI-11)	cm	19,0	19,3	11,1	6,6	4,0	3,6	4,5	2,0	3,3	4,5	6,1	11,9	98,9
CLIMAS SUBTROPICALES HÚMEDOS														
Cfa 87. Nashville, Tennessee, EE.UU.	°C	4	5	9,5	15	20	24,5	26,5	25,5	22	16	9,5	5	15
36°10'N, 87°47'W, 166 m (I-71)	cm	11,7	10,4	12,9	10,9	9,6	10,4	10,1	9,1	3,6	6,6	8,9	10,1	119,3
Cfa 88. Nueva Orleans, Luisiana, EE.UU.	°C	12,5	14	20	20,5	24	27	28,5	28,5	25,5	22	17	13,5	21
29°57'N, 90°04'W, 2,5 m (I-58)	cm	11,7	10,6	11,9	12,2	11,4	13,9	16,7	14,7	12,2	8,9	9,6	11,7	142,5
Cfa 89. Wilmington, Carolina del Norte, EE.UU.	°C	8,5	9	12,5	16,5	21	25	26,5	26,5	23,5	18,5	13	9	17,5
34°14'N, 77°57'W, 22 m (I-66)	cm	8,4	8,4	8,1	6,8	8,6	12,9	18,0	16,2	11,4	8,4	5,0	7,1	119,3
Cfa 90. Varna, Bulgaria	°C	1	2	6	11	16,5	19,5	23,5	23	19,5	15	9,5	3,5	12,5
43°12'N, 27°55'E, 35 m (III-8)	cm	3,5	2,3	3,0	2,8	4,0	6,6	4,6	2,5	3,8	6,0	5,0	5,0	48,0
Cfa 91. Anqing, China	°C	14	13,5	15,5	19,5	24	27	29	29	28	24,5	20,5	17	22
24°28'N, 116°04'E, 5 m (V-11)	cm	3,3	7,6	8,9	12,4	15,7	17,8	13,2	16,7	10,9	4,8	3,0	3,3	117,6

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

			E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Año
Cfa	92. Nagasaki, Japón	°C	6	6	9,5	14,5	18,5	22	26	27	23,5	18,5	10,5	8	15
	32°44'N, 129°53'E, 133 m (V-08)	cm	7,1	8,4	12,4	16,5	17,0	31,2	25,6	17,9	24,9	11,4	9,4	8,1	191,5
Cfa	93. Buenos Aires, Argentina	°C	23,5	23	21	17	13	9,6	10	11	13	15	19	22	16,5
	34°36'S, 58°28'W, 27 m (II-1)	cm	7,8	7,1	10,9	6,9	7,6	8,1	8,5	6,1	7,8	8,6	8,4	9,9	94,7
Cfa	94. Brisbane, Queensland, Australia	°C	25	24,5	23,5	21	18,5	15,5	14,5	16	18,5	21	23	24,5	20,5
	27°28'S, 153°02'E, 42 m (VI-8)	cm	16,2	18,0	14,3	9,4	7,1	6,5	5,5	4,8	4,8	6,0	8,4	12,7	133,3
CLIMAS MARÍTIMOS DE LA COSTA OCCIDENTAL (VERANO CÁLIDO)															
Cfb	95. Vancouver, Columbia Británica, Canadá	°C	2,5	4	6,5	9,5	13	16	18	17,5	14	10,5	5,5	4	10
	49°17'N, 123°05'W, 14 m (I-13)	cm	21,8	14,7	12,7	8,4	7,1	6,3	3,0	4,3	9,1	14,7	21,0	22,3	145,4
Cfb	96. Shannon (aeropuerto), Irlanda	°C	5	5,5	7,5	9	11,5	14,5	15	16	14	11	8	6	10,5
	52°41'N, 08°55'W, 2,5 m (III-30)	cm	9,6	7,6	5,0	5,5	6,1	5,3	7,8	7,8	7,6	8,6	10,6	10,3	91,6
Cfb	97. Aberdeen, Escocia	°C	4	4	5	6	9	12	14	13,5	12	9	6	4,5	8,5
	57°10'N, 02°16'W, 24 m (III-100)	cm	7,6	5,5	5,0	5,5	6,8	5,3	8,4	7,1	6,6	8,9	8,6	7,8	83,3
Cfb	98. Burdeos, Francia	°C	5	6,5	9,5	12	15	18	20,5	20	18	13,5	9	6	13
	44°50'N, 00°43'W, 48 m (III-20)	cm	6,3	7,1	7,3	6,6	6,3	5,8	6,0	4,8	5,8	7,6	9,0	9,9	82,6
Cfb	99. Bergen, Noruega	°C	1,5	1,5	3	7	11,5	14,5	16,5	15,5	12,5	8,5	6	2,5	8,5
	60°24'N, 05°19'E, 43 m (III-66)	cm	20,0	16,2	13,4	11,1	9,9	10,6	13,2	16,5	23,3	23,3	20,3	20,6	185,9
Cfb	100. Bremen, Alemania Occidental	°C	1	1,5	4	7,5	12,5	15	17	16,5	14	9	4,5	2	9
	53°05'N, 08°47'E, 16 m (III-31)	cm	4,8	4,0	4,5	3,8	5,3	6,6	8,1	7,1	5,3	6,5	5,0	5,6	65,5
Cfb	101. Valdivia, Chile	°C	17	16,5	15	12	10	8,5	8	8,6	10	12	13	15	12
	39°48'S, 73°14'W, 5 m (II-22)	cm	6,6	7,3	13,2	23,3	36,1	44,9	39,4	32,8	20,8	12,7	12,4	10,4	259,9
Cfb	102. Port Elizabeth, Unión Sudafricana	°C	21	21,5	20	18	16	13,5	13,5	14	15	16,5	18	19,5	17
	33°58'S, 25°36'E, 58 m (IV-181)	cm	3,0	3,3	4,8	4,5	6,1	4,5	4,8	5,0	5,8	5,5	5,5	4,3	57,1
Cfb	103. Hobart, Tasmania, Australia	°C	16,5	16,5	15	13	10,5	8,5	8	9	10,5	12,5	14	15,5	12,5
	42°53'S, 147°29'E, 54 m (VI-17)	cm	4,6	3,8	4,5	4,8	4,5	5,5	5,3	4,8	5,3	5,8	6,1	5,3	60,5
Cfb	104. Auckland, Nueva Zelanda	°C	19	19	17	16,5	13,5	11,5	11,5	11	12,5	14	15,5	17,5	15
	36°47'S, 174°39'E, 26 m (VI-29)	cm	7,6	9,4	8,1	9,6	12,7	13,7	14,5	11,7	10,4	10,4	8,9	7,8	125,0

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

			E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Año
Cfb	106. Invercargill, Nueva Zelanda	°C	14	14	13	10,5	8	6	5	7	6,5	10,0	11,5	13	10
	46°25'S, 168°21'E, 3,5 m (VII-30)	cm	10,6	8,4	10,1	10,4	11,1	9,1	8,1	8,1	8,1	10,4	10,6	10,1	115,1
	CLIMAS MARÍTIMOS DE LA COSTA OCCIDENTAL (VERANO FRESCO)														
Cfc	106. Dutch Harbor, Alaska, EE.UU.	°C	0	1	1	2	4,5	8	10,5	11,5	9	5,5	2,5	1	4,5
	53°53'N, 166°32'W, 4 m (I-6)	cm	15,0	14,2	12,4	9,8	10,6	6,8	4,8	6,1	15,4	18,5	14,5	17,6	144
Cfc	107. Kodiak, Alaska, EE.UU.	°C	−0,5	−0,6	0,5	3,5	6	10	12,5	13	10,5	6	2	0	5
	57°48'N, 152°22'W, 16 m (I-4)	cm	11,9	11,0	9,6	9,6	15,0	11,9	8,8	12,0	13,4	19,3	14,7	16,2	153
Cfc	108. Reykjavik, Islandia	°C	0	0	1,5	3,5	7	10	11,5	11	8	4,5	2	1	5
	64°08'N, 21°56'W, 28 m (III-46)	cm	10,1	7,8	7,6	5,3	4,0	4,3	5,0	6,6	7,8	8,6	9,1	9,4	85,6
Cfc	109. Thorshavn, Faeroes	°C	3	3	3	4,5	6,5	9	11	10,5	9	6,5	4,5	3,5	6,5
	62°02'N, 06°45'W, 23 m (III-14)	cm	16,7	13,2	12,2	9,1	8,6	6,3	7,8	8,9	11,9	15,0	16,0	16,7	142,4
Cfc	110. Trondheim, Noruega	°C	−3	−2,5	−0,6	3,5	0	11,5	14,5	13,5	9,5	5	0,5	−2	5
	63°25'N, 10°27'E, 127 m (IX-72)	cm	7,8	6,8	6,6	5,0	4,3	4,3	6,1	7,8	8,8	9,4	7,1	7,1	86,2
Cfc	111. Punta Arenas, Chile	°C	10,5	10,5	8,5	7	4,5	3	2	3	4,5	7	8,5	10	6,5
	53°10'S, 70°56'W, 8 m (II-51)	cm	3,8	2,3	3,3	3,5	3,3	4,0	2,8	3,0	2,3	2,8	1,7	3,5	36,3
	CLIMAS MEDITERRÁNEOS (VERANOS CÁLIDOS)														
Csa	112. Sacramento, California, EE.UU.	°C	7,5	10,5	13	14,5	18	21	23,5	23	21	17	12	8	16
	38°35'N, 121°30'W, 21 m (I-48)	cm	9,6	7,1	7,1	3,8	2,0	0,2	<0,1	<0,1	0,7	2,0	4,8	9,6	47,1
Csa	113. Sevilla, España	°C	10	11,5	14	16,5	20	24,5	27,5	28	24,5	19,5	14,5	11	18,5
	37°25'N, 05°59'W, 30 m (III-48)	cm	5,5	7,3	8,4	5,8	3,3	2,3	0,2	0,2	1,8	6,6	9,4	7,1	58,9
Csa	114. Argel, Argelia	°C	12	13	14	16,6	19	22	24,5	25,5	24	20	16	13	18,5
	36°46'N, 03°03'E, 58 m (IV-1)	cm	11,1	8,4	7,3	4,0	4,5	1,5	<0,1	0,5	4,0	7,8	12,9	15,0	77,1
Csa	115. Marsella, Francia	°C	7,5	7	8	10	13	16,5	20	22	22	19	14,5	10,5	13
	43°18'N, 05°23'E, 75 m (XII-26)	cm	4,8	3,8	4,5	5,0	4,8	2,5	1,3	2,3	6,6	9,4	7,8	8,8	58,5
Csa	116. Nápoles, Italia	°C	9	9,5	11,5	14,5	18	22	24,5	24,5	22	18	13,5	10,5	16,5
	40°50'N, 14°16'E, 67 m (III-55)	cm	12,2	9,9	4,3	4,5	6,5	1,7	1,3	3,3	10,0	11,7	10,4	11,9	86,3

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

		E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Año
Csa	117. Cirenaica, Libia	°C	8,6	9	11	14,5	18	21,5	22	22	20,5	19	14,5	11	16
	32°48'N, 21°52'E, 621 m (IV-48)	cm	16,5	7,6	3,8	1,7	1,5	<0,1	<0,1	<0,1	0,7	4,3	7,3	15,2	59,9
Csa	118. Jerusalén, Israel	°C	9	9,5	13	16,5	20,5	22,5	24	24	23	21	16,5	11	17
	31°47'N, 35°13'E, 757 m (V-52)	cm	13,2	13,2	8,3	2,8	0,2	<0,1	0,0	0,0	<0,1	1,2	7,1	8,8	52,8
Csa	119. Perth, Australia Occidental	°C	23,5	23,5	21,5	16,5	16	14	13	13,5	14,5	16,5	19	21,5	18
	31°57'S, 115°51'E, 60 m (VI-24)	cm	0,7	1,0	2,0	4,3	12,9	18,0	17,0	14,8	8,6	5,8	2,0	1,2	67,1
Csa	120. Adelaida, Australia Meridional	°C	23	23,5	21	18	14,5	12	11	12	14	16,5	19,5	21,5	17
	34°56'S, 138°35'E, 42 m (VI-13)	cm	2,0	1,7	2,5	4,5	6,8	7,6	6,6	6,5	5,3	4,3	2,8	3,5	63,2
CLIMAS MEDITERRÁNEOS (VERANO FRESCO)															
Csb	121. Portland, Oregón, EE.UU.	°C	4	5,5	8	11	13,5	17	19	19	16,5	12,8	8,5	5	11,5
	45°32'N, 122°40'W, 47 m (I-68)	cm	15,5	13,2	11,7	7,1	5,3	4,0	1,2	1,5	4,5	8,4	15,7	17,8	105,9
Csb	122. San Francisco, California, EE.UU.	°C	10	11,5	12,5	13	14	15	15	15	16,5	16	14	11	13,5
	37°47'N, 122°25'W, 16 m (I-48)	cm	11,9	9,6	7,8	3,8	1,7	0,2	<0,1	<0,1	0,7	2,5	5,3	11,1	56,8
Csb	123. Oporto, Portugal	°C	9	10	11,5	13,5	14,5	18	19,5	19,5	18,5	15,5	12	9	14
	41°09'N, 08°36'W, 100 m (III-78)	cm	15,2	11,7	13,7	10,4	8,4	4,3	2,3	1,7	5,3	10,9	15,0	16,5	115,4
Csb	124. Santiago, Chile	°C	20,5	20	18	15	11,5	8,5	9	10,5	12	14,5	17	19,5	14,5
	33°27'S, 70°42'W, 520 m (I-21)	cm	0,2	0,2	0,5	1,2	6,3	8,4	7,6	5,5	3,0	1,5	0,7	0,5	35,6
Csb	125. Ciudad del Cabo, Unión Sudafricana	°C	20,5	21	19,5	17	14,5	13	12	13	14	16	18	19,5	16,5
	33°54'S, 18°32'E, 17 m (II-176)	cm	1,5	0,7	1,2	4,8	7,8	8,4	8,9	6,6	4,3	3,0	1,7	1,4	50,8
Csb	126. Cabo Leeuwin, Australia Occidental	°C	19,5	20	19,5	18,5	16	14,5	13,5	13,5	14	16	17	18,5	16,5
	34°22'S, 115°08'E, 49 m (VI-19)	cm	1,5	1,7	3,0	5,8	15,0	18,0	18,5	13,7	8,6	7,1	3,0	2,0	98,4
CLIMAS CONTINENTALES HÚMEDOS (VERANO CÁLIDO)															
Dfa	127. Lincoln, Nebraska, EE.UU.	°C	−4,5	−3	3,5	11	16,5	22	25	24	19,5	13	4,5	−2	11
	40°49'N, 96°42'W, 360 m (I-83)	cm	1,5	2,3	3,0	6,3	10,1	10,6	9,3	8,9	7,3	5,0	3,0	2,0	59,9
Dfa	128. Chicago, Illinois, EE.UU.	°C	−4	−3	2	8,5	14	19,5	23	22	18,5	12	4,5	−1,5	10
	41°53'N, 87°38'W, 251 m (I-54)	cm	5,0	5,0	6,6	7,1	8,6	8,9	8,4	8,1	7,8	6,6	6,1	5,0	83,2

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

			E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Año
Cfa	129. St. Louis, Misuri, EE.UU.	°C	0	1,5	7	13,5	19	24	26,5	25,5	21,5	15	8	2	13,5
	38°39'N, 90°12'W, 173 m (I-60)	cm	5,8	6,3	8,9	9,6	11,4	11,4	8,9	8,6	8,1	7,3	7,1	6,5	99,9
Cfa	130. New Haven, Connecticut, EE.UU.	°C	−2	−2	3	8,5	14,5	19,5	22,5	21,5	18	12	6	0	10
	41°18'N, 72°56'W, 32 m (I-50)	cm	10,1	9,6	11,1	9,6	9,1	8,6	10,6	11,7	9,4	9,1	9,4	9,6	117,9
Dfa	131. Rostov-Na-Donu, U.R.S.S.	°C	−7	−4	0	8,5	16,5	20	23	22	16	9,5	1,5	−3,5	9
	47°13'N, 39°43'E, 48 m (III-127)	cm	3,3	4,0	3,0	3,5	4,0	6,1	5,8	2,5	2,5	3,3	3,4	3,8	45,2
Dwa	132. Mukden, Manchuria	°C	−11,5	−8,5	0	9,5	16,5	22,5	25,5	24,5	20	10	5	−9,5	8
	41°48'N, 123°23'E, 43 m (V-68)	cm	0,7	0,7	1,7	2,8	5,6	8,4	13,3	17,0	6,3	3,5	2,8	1,5	70,5
Dwa	133. Inchon, Corea	°C	−3,5	−1,5	3,5	10	15	20	24	25	20	14,5	6,5	−1	11
	37°29'N, 126°38'E, 70 m (V-62)	cm	2,0	1,7	3,0	6,6	8,4	9,9	27,7	33,3	10,9	4,0	4,0	2,8	103,3
CLIMAS CONTINENTALES HÚMEDOS (VERANO FRESCO)															
Dfb	134. Calgary, Alberta, Canadá	°C	−10,5	−8	−3,5	4,5	10	13,5	16,5	15	10,5	5	−2,5	−7	3,5
	51°06'N, 114°01'W, 1079 m (I-9)	cm	1,2	1,2	2,0	2,5	5,8	7,8	6,3	5,8	3,8	1,7	1,7	1,5	41,3
Dfb	135. Winnipeg, Manitoba, Canadá	°C	−19,5	−17,5	−9	3	11	16,5	19,5	17,5	12	5	−6	−14,5	2
	49°54'N, 97°14'W, 239 m (I-16)	cm	2,3	2,3	3,0	3,5	5,8	7,8	7,3	6,3	5,8	3,8	2,8	2,3	53,5
Dfb	136. Escanaba, Michigan, EE.UU.	°C	−9,5	−9,5	−4	3,5	10,5	16	19,5	18	14	8	1	−5,5	5
	45°48'N, 87°05'W, 187 m (I-58)	cm	3,5	3,5	4,6	5,5	7,6	8,4	8,4	6,4	6,4	6,6	5,3	4,0	74,6
Dfb	137. Toronto, Ontario, Canadá	°C	−5	−5	−4	5,5	12	17,5	20,5	19,5	15,5	9	3	−3	7
	43°40'N, 79°24'W, 115 m (I-30)	cm	6,8	6,1	6,6	6,3	7,3	6,8	7,3	6,8	7,3	6,1	7,1	6,6	81,1
Dfb	138. St. Johns, Terranova, Canadá	°C	−4,5	−5,5	−2,5	2	8,5	11,5	15	16	12,5	8	3	−1,5	4,5
	47°34'N, 52°42'W, 74 m (I-20)	cm	15,4	12,4	11,7	10,6	9,1	8,9	8,9	9,4	9,6	13,4	15,0	13,9	136,3
Dfb	139. Praga, Checoslovaquia	°C	−1,5	0,5	4	8,5	14	17,5	19	18,5	14,5	9,5	3,5	−0,5	9
	50°05'N, 14°25'E, 202 m (III-10)	cm	2,3	2,0	2,8	3,8	6,1	7,1	6,6	5,5	4,3	3,0	3,0	2,3	48,8
Dfb	140. Leningrado, U.R.S.S.	°C	−8	−8	−3,5	3,5	10	14,5	18	15	10,5	5	−1	−5,5	4
	59°56'N, 30°16'E, 5 m (III-122)	cm	2,5	2,3	2,3	2,5	4,0	5,0	6,3	7,1	5,3	4,5	3,5	3,0	48,3
Dfb	141. Kiev, Ucrania, U.R.S.S.	°C	−6	−4,5	0	7	15	19	20	19	14	8	3,5	−3,5	7,5
	50°27'N, 30°30'E, 183 m (III-134)	cm	3,3	2,5	4,0	4,3	4,8	6,6	7,8	5,8	4,6	4,5	3,8	3,8	55,7

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

		E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Año
Dfb 142. Kanda, U.R.S.S. 55°47'N, 49°08'E, 80 m (III-121)	°C	−15	−13	−7	3	12	16,5	19,5	17	10,5	3	−5,5	−12	2
	cm	2,0	1,5	1,7	2,0	3,3	6,1	5,8	5,0	4,3	4,0	3,0	2,3	41,0
Dfb 141. Orsk, U.R.S.S. 54°58'N, 73°20'E, 85 m (I-106)	°C	−22	−18,5	−12,5	−1	10	15,5	18,5	16	10,5	1	−10,5	−18,5	−1
	cm	1,0	0,7	0,7	1,2	3,0	5,0	5,0	5,0	2,8	2,5	1,7	2,0	31,1
Dwb 144. Vladivostok, U.R.S.S. 43°07'N, 131°53'E, 28 m (V-112)	°C	−14	−10	−3,5	4,5	9,5	14	18,5	21	19	9	−1	−10	4,5
	cm	0,7	1,0	1,7	3,0	5,3	7,3	8,4	11,9	10,9	4,8	3,0	1,5	59,5
Dwb 145. Khabarovsk, U.R.S.S. 48°28'N, 135°03'E, 59 m (V-102)	°C	−21,5	−18,5	−10	1,5	10	16,5	20,5	20,5	13,5	5	−8,5	−19,5	1
	cm	0,7	0,5	0,7	1,7	5,0	8,9	10,4	8,4	7,6	1,7	1,5	1,2	49,3
Dfb 146. Nemuro, Japón 43°20'N, 145°35'E, 25 m (V-57)	°C	−5	−6	−2,5	3	6,5	10,5	14,5	18	16	11	4,5	−1,5	8
	cm	3,8	3,0	6,1	7,6	9,4	9,4	9,9	10,4	14,7	10,4	8,9	5,8	99,4
CLIMAS SUBÁRTICOS CONTINENTALES														
Dfc 147. Dawson, Territorio del Yukon, Canadá 64°04'N, 139°29'W, 324 m (I-34)	°C	−29,5	−24,5	−15,5	−2	8	13,5	15	12,5	5,5	−3,5	−17	−25,5	−5
	cm	2,3	1,7	1,2	1,2	2,5	3,0	3,8	3,8	3,5	3,0	2,8	2,5	31,3
Dfc 148. Churchill, Manitoba, Canadá 58°47'N, 94°11'W, 13 m (I-14)	°C	−28,5	−27	−21	−10	−1	8	12	11,5	5	−3	−14,5	−24	−27,5
	cm	1,2	1,5	2,3	2,3	2,3	4,8	5,5	6,8	5,8	3,5	2,8	1,7	40,2
Dfc 149. Chibougamau, Québec, Canadá 49°54'N, 74°18'W, 376 m (I-31)	°C	−18,5	−16,5	−12	−2	6,5	13	16,5	15	10	3	−5,5	−14,5	−0,5
	cm	5,8	5,0	6,6	6,6	7,3	10,9	11,4	12,9	13,7	10,1	6,6	8,6	105,9
Dfc 150. Arkhangelsk, U.R.S.S. 64°33'N, 40°32'E, 8,5 m (III-118)	°C	−14,5	−14,5	−9	−1,5	4,5	10,5	14	12,5	7	0,5	−6,5	−12,5	−0,5
	cm	3,0	2,8	2,8	1,7	3,3	4,8	6,6	6,8	5,5	4,8	4,0	3,3	49,4
Dfc 151. Turukhansk, U.R.S.S. 65°65'N, 87°58'E, 40 m (V-110)	°C	−31,5	−24,5	−18,5	−11,5	−1,5	8	14,5	12	4,5	−7	−23	−30	−8,5
	cm	0,7	0,7	0,7	1,0	1,7	3,8	4,3	5,5	6,0	2,5	1,2	1,0	29,8
Dwc 152. Irkutsk, U.R.S.S. 52°16'N, 104°19'E, 467 m (V-107)	°C	−21	−18,5	−10	−0,5	7	13,5	15,5	14,5	8	−0,5	−11,5	−20	−33,5
	cm	1,2	1,0	0,7	1,5	3,3	5,5	7,9	7,1	4,3	1,7	1,5	1,5	37,1
Dwd 153. Yakutsk, U.R.S.S. 62°01'N, 129°43'E, 103 m (V-112)	°C	−45	−38,5	−23,5	−8,5	4,5	14	17,5	14	5,5	−8,5	−28,5	−41,5	−11
	cm	0,7	0,5	0,2	0,7	1,0	2,8	4,0	3,3	2,5	1,2	1,0	0,7	18,6
Dwd 154. Verkhoyansk, U.R.S.S. 67°34'N, 133°91'E, 100 m (V-111)	°C	−50	−44,5	−32	−15	0	12,5	13,5	9,5	1,5	−15	−37,5	−48	−17
	cm	0,5	0,5	0,2	0,5	0,7	2,3	2,8	2,5	1,2	0,7	0,7	0,5	13,1

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

			E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Año
Dwc	155. Okhotsk, U.R.S.S.	°C	−24	22	−12	−7	0	5,5	11,5	12	8	−3	−14,5	−15	−6
	59°21'N, 143°17'E, 5,5 m (V-106)	cm	0,2	0,2	0,2	1,0	2,3	4,0	5,5	6,6	6,1	2,5	0,5	0,2	29,3
Dlc	156. Petropavlovsk, U.R.S.S.	°C	−8,5	−8,5	−6	−1	3	7,5	11	13	10	4,5	−2	−6	1,5
	52°53'N, 158°42'E, 87 m (V-107)	cm	7,6	5,5	8,6	6,3	5,5	5,0	7,8	8,1	9,6	9,9	9,1	7,6	90,6
Dfd	157. Nizhne-Kolymsk, U.R.S.S.	°C	−40,5	−34,5	−28	−18	−4,5	8	11	7,5	1	−13,5	−10,5	−35	−14,5
	68°32'N, 160°59'E, 5 m (V-105)	cm	1,2	0,7	0,5	0,5	0,5	1,7	3,8	3,0	2,3	1,2	1,0	0,7	17,1
CLIMAS SUBÁRTICOS MARÍTIMOS															
EM	158. St. Paul (isla), Alaska, EE.UU.	°C	−4	−4,5	−4	−1,5	1,5	5	7,5	8,5	7,5	4	1	−2	1,5
	57°09'N, 170°13'W, 6,5 m (I-6)	cm	4,3	3,0	3,0	2,5	3,0	3,0	6,1	6,1	8,6	7,5	6,3	5,0	60,2
EM	159. Ivigtut, Groenlandia	°C	−8	−7	−4,5	−0,5	4,5	8	10	9	5	1,5	−3	−6	1
	61°12'N, 48°10'W, 25 m (I-38)	cm	6,4	6,6	9,6	6,3	8,9	8,1	7,8	9,4	15,0	14,5	11,7	7,8	113,1
EM	160. Vardø, Noruega	°C	−5	−5,5	−4	−1	2	6	9	9	6,5	1,5	−1,5	−3,5	1
	70°22'N, 31°06'E, 13 m (III-72)	cm	6,3	6,3	5,8	3,8	3,3	3,3	3,8	4,3	4,6	6,3	5,3	6,1	59,4
EM	161. Stanley, islas Falkland	°C	9,5	9	8	6	4	2	2	2	4	5	7	8	5,5
	51°42'S, 57°51'W, 2 m (II-27)	cm	7,1	5,8	6,3	6,6	5,6	5,3	5,0	5,0	3,8	4,0	5,0	7,1	67,3
EM	102. Cumberland Bay, isla Georgia del Sur	°C	5	5,5	4,5	2	0	−2	−2	0	0	1,5	3,5	4	1,5
	54°16'S, 36°30'W, 2,5 m (II-26)	cm	8,4	10,9	13,4	13,7	13,2	12,4	13,9	13,4	8,9	6,6	8,6	7,6	131,0
CLIMAS DE TUNDRA															
ET	163. Wrangel (isla), U.R.S.S.	°C	−23,5	−25,5	−23,5	−17	−8,5	0	3	2	−2	−8,5	−17	−21	−11,5
	70°58'N, 178°33'W, 3 m (V-112)	cm	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	1,0	1,5	2,3	1,2	1,0	0,2	0,5	10,2
ET	164. Barrow Point, Alaska, EE.UU.	°C	−26,5	−28	−26	−18	−7,5	1	4	3,5	−1	−8,5	−17	−12	−12
	71°18'N, 156°47'W, 6,5 m (I-1)	cm	0,5	0,2	0,2	0,2	0,2	0,7	2,3	2,0	1,2	1,2	0,7	0,5	9,3
ET	165. Uperrivik, Groenlandia	°C	−21,5	−23	−21	−14	−3,5	2	5	5	1	−4	−9,5	−16,5	−8,5
	72°47'N, 56°07'W, 18 m (I-39)	cm	1,0	1,2	1,7	1,5	1,5	1,5	2,3	2,8	2,8	2,8	2,8	1,5	23,4
ET	166. Grandjarden, Spitzberg	°C	−16	−17,5	−19,5	−14,5	−5	2	5,5	4,5	0	−6	−11	−13,5	−8
	76°02'N, 14°15'E, 7 m (III-73)	cm	3,5	3,3	2,8	2,3	1,2	1,0	1,5	2,3	2,5	3,0	2,3	3,8	29,5

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

		E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Año
ET 167. Laurie (Isla), Orcadas del Sur 60°44'S, 44°44'W, 4 m (I-27)	°C	0	0	−0,5	−3,5	−7	−10,5	−11	−10,5	−7	−4	−2	0,5	−4,5
	cm	3,5	3,8	4,6	4,0	3,0	2,5	3,3	3,3	2,8	2,8	3,3	3,5	33,6
CLIMAS DE CASQUETE DE HIELO														
EF 166. Eismitte, Groenlandia 70°53'N, 40°42'W, 3000 m (I-35)	°C	−41,5	−47	−40	−32	−21	−16,5	−12	−18,5	−22	−43	−42,5	−36,5	−30,5
	cm	1,5	0,5	0,7	0,5	0,2	0,2	0,2	1,0	0,7	1,2	1,2	2,5	10,4
EF 168. Little America, Antártida 78°34'S, 163°58'W, 9 m (VI-1)	°C	−6,5	−16	−21,5	−28,5	−31,5	−27	−38	−36	−40	−26	−17	−7,5	−24,5
	cm													
EF 173. McMurdo Sound, Antártida 77°40'S, 166°36'E, 0 m (VI-2)	°C	−5	−9,5	−16	−22,5	−25	−25	−28	−26,5	−25,5	−20,5	−10,5	−5	−18
	cm													
CLIMAS DE LAS GRANDES ALTURAS														
171. Mt. Wilson, California, EE.UU. 34°14'N, 118°04'W, 1783 m (I-48)	°C	6	6,5	7	10	13,5	19,5	23	22	20	14	10,5	7	13
	cm	16,0	17,0	15,5	6,6	3,0	0,5	<0,1	0,2	1,2	2,8	4,8	11,1	78,8
172. Flagstaff, Arizona, EE.UU. 35°12'N, 111°40'W, 1800 m (I-45)	°C	−2,5	−0,5	2	6,5	10	13,5	18,5	17,5	13,5	9	3	−1,5	7,5
	cm	6,3	5,3	6,1	3,3	2,5	1,0	7,8	6,8	4,0	3,5	3,5	6,0	55,1
173. Méjico (Ciudad del), Méjico 19°24'N, 99°12'W, 2313 m (I-42)	°C	12	13,5	16	16	19	18,5	17	17,5	17,5	15,5	14	12,5	16
	cm	1,2	0,5	1,0	2,0	5,3	11,9	17,0	15,2	12,9	8,0	1,7	0,7	74,4
174. Bogotá, Colombia 04°36'N, 74°05'W, 2645 m (II-33)	°C	14	14,5	14,5	15	14,5	14,5	14	14	14	14,5	14,5	14	14,5
	cm	5,8	6,6	10,1	14,7	11,4	6,1	5,0	5,8	8,1	16,0	11,9	5,5	105,8
175. Fanaråken, Noruega 61°31'N, 07°54'E, 2326 m (III-47)	°C	−13	−12	−11	−8,5	−3,5	−0,5	2,5	2,5	−1,5	−5	−8,5	−10,5	−6
	cm	9,6	11,7	6,9	10,6	4,8	8,1	11,1	12,7	11,9	8,6	8,6	9,6	116,2
176. Sonnblick, Austria 47°03'N, 12°57'E, 3106 m (III-5)	°C	−13	−13	−11,5	−8,5	−4	−1	1	1	−1	−4,5	−8,5	−11,5	−6
	cm	10,9	11,1	13,2	15,2	10,0	12,4	13,7	12,2	10,4	11,7	10,6	11,9	148,3
177. Adós Abeba, Etiopía 09°10'N, 38°45'E, 2450 m (IV-37)	°C	15	16,5	17	17,5	17,5	16	15	15	16	15,5	14,5	14	16
	cm	1,2	2,8	6,6	8,6	8,6	13,7	27,9	29,9	13,0	2,0	1,5	0,5	123,3
178. Lhasa, Tibet 29°40'N, 91°07'E, 3685 m (V-60)	°C	−1,5	1,5	4,5	8	12	16,5	16,5	15,5	14	9	4	0	8,5
	cm	<0,1	1,2	0,7	0,5	2,5	8,3	12,2	8,9	5,6	1,2	0,2	0,8	40,4

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

		E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Año
179. Quito, Ecuador (0°13'S, 78°32'W, 2879 m (II-25)	°C	15	15	15	14,5	14,5	14,5	14,5	15	15	15	14,5	15	15
	cm	9,9	11,1	14,2	17,5	13,7	4,3	2,0	3,0	6,8	11,1	9,8	7,8	111,0
180. La Paz, Bolivia (16°30'S, 68°03'W, 3658 m (II-7)	°C	11,5	11,5	11,5	11,5	10,5	9	8,5	9,5	10,5	11,5	12,5	12	11
	cm	11,4	10,6	6,8	3,3	1,2	0,7	1,0	1,2	2,8	4	4,8	8,4	57,0
181. La Quiaca, Argentina (22°06'S, 65°36'W, 3363 m (II-3)	°C	13	13	12,5	10,5	6	3,5	3,5	5,5	8,5	11	13	13,5	9
	cm	8,9	6,6	4,5	0,7	<0,1	0,0	<0,1	<0,1	0,2	0,7	2,5	6,8	31,2
182. Tshibinda, República del Congo (02°19'S, 28°45'E, 2117 m (IV-28)	°C	16,5	16	16,5	16	16	14	14,5	15,5	16	16	16	16	16
	cm	17,0	17,8	19,0	23,3	17,0	5,8	3,3	5,8	13,2	22,1	21,6	20,5	186,4
183. Equator, Kenya (0°00', 35°33'E, 2762 m (IV-16)	°C	14	14,5	14,5	14	13,5	13	12	12	13	13,5	13,5	13	13,5
	cm	1,7	4,0	8,9	14,7	14,6	12,7	15,0	19,3	8,9	3,3	8,6	3,8	116,4

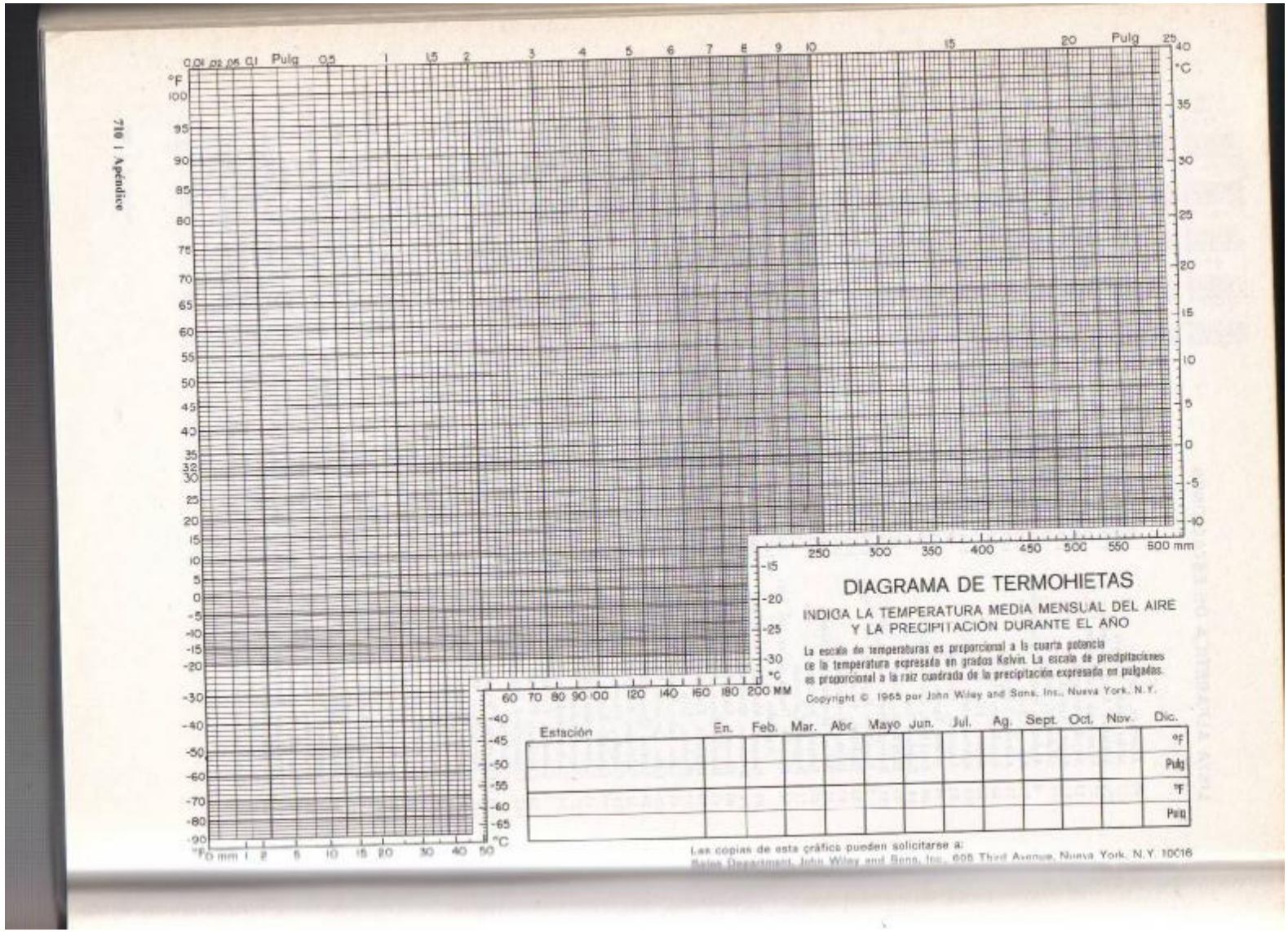
PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

LISTA ALFABÉTICA DE ESTACIONES

97 Aberdeen, Escocia
177 Addis Abeba, Etiopía
120 Adelaida, Australia del Sur
77 Akmolinsk Kazakhstán, U.R.S.S.
15 Akyab, Birmania
114 Alger, Argelia
79 Allahabad, India
8 Amboina, Molucas, Indonesia
91 Amoy, China
75 Ankara, Turquía
64 Antofagasta, Chile
22 Aparri, Filipinas
156 Arkhangelsk, U.R.S.S.
82 Asunción, Paraguay
48 Asuán, Egipto
104 Auckland, Nueva Zelanda
49 Bagdad, Irak
35 Bangalore, India
164 Barrow Point, Alaska, EE.UU.
2 Barumbu, República del Congo
32 Bathurst, Gambia
42 Beira, Mozambique
21 Belize, Honduras Británica
99 Bergen, Noruega
174 Bogotá, Colombia
63 Bourke, Nueva Gales del Sur, Australia
100 Bremen, Alemania Occidental
94 Brisbane, Queensland, Australia
62 Broome, Australia Occidental
93 Buenos Aires, Argentina
98 Burdeos, Francia
57 Bushire, Irán
45 Cabo Juby, Marruecos
126 Cabo Leeuwin, Australia Occid.
26 Cairns, Queensland, Australia
31 Calabozo, Venezuela
134 Calgary, Alberta, Canadá
30 Catalão, Brasil
11 Cayena, Guayana Francesa
117 Cirene, Libia
14 Cochin, India
3 Colombo, Ceilán
10 Cristóbal, Panamá
162 Cumberland Bay, isla Georgia del Sur
73 Cheyenne, Wyoming, EE.UU.
149 Chibougamau, Quebec, Canadá
128 Chicago, Illinois, EE.UU.
148 Churchill, Manitoba, Canadá
147 Dawson, Territorio del Yukon, Canadá
13 Douala, Camerún
106 Dutch Harbor, Alaska, EE.UU.
168 Eismitte, Groenlandia
47 El Cairo, Egipto
183 Equator, Kenya
136 Escanaba, Michigán, EE.UU.
175 Fanarliken, Noruega
25 Farafangana, Rep. Malgache
172 Flagstaff, Arizona, EE.UU.
61 Francistown Botswana
12 Freetown, Sierra Leona
1 Georgetown, Guyana
166 Grønfjorden, Spitzberg
38 Guayaquil, Ecuador
81 Hanoi, Vietnam
103 Hobart, Tasmania, Australia
33 Ibadan, Nigeria
40 Iguatu, Brasil
133 Inchon, Corea
46 In Salah, Argelia
105 Invercargill, Nueva Zelanda
152 Irkutsk, Siberia, U.R.S.S.
159 Ivigtut, Groenlandia
58 Jaipur, India
5 Jaluit, islas Marshall
118 Jerusalén, Israel
50 Karachi, Pakistán
83 Kasempa, Zambia
55 Kayes, Malí
68 Kazalinsk, Kazakhstán, U.R.S.S.
142 Kazán, U.R.S.S.
29 Key West, Florida, EE.UU.
145 Khabarovsk, U.R.S.S.
141 Kiev, Ucrania, U.R.S.S.
107 Kodiak, Alaska, EE.UU.
180 La Paz, Bolivia
181 La Quiaca, Argentina
67 Las Vegas, Nevada, EE.UU.
80 Lashio, Birmania
167 Laurie (isla), Orcadas del Sur
140 Leningrado, U.R.S.S.
178 Lhasa, Tibet
51 Lima, Perú
127 Lincoln, Nebraska, EE.UU.
169 Little America, Antártida
170 McMurdo Sound, Antártida
9 Madang, Nueva Guinea
18 Manaus, Brasil
36 Mandalay, Birmania
27 Manzanilla, Méjico
115 Marsella, Francia
72 Medicine Hat, Alberta, Canadá
173 Méjico (Ciudad de)
56 Mogadiscio, Somalia
171 Monte Wilson, Calif., EE.UU.
54 Monterrey, Méjico
132 Mukden, Manchuria
92 Nagasaki, Japón
116 Nápoles, Italia
87 Nashville, Tennessee, EE.UU.
146 Nemuro, Japón
130 New Haven, Connectic., EE.UU.
88 New Orleans, Luisiana, EE.UU.
84 Newcastle, Unión Sudafricana
157 Nizhne-Kolymsk, U.R.S.S.
41 Nova Lisboa, Angola
74 Odessa, Ucrania, U.R.S.S.
155 Okhotsk, U.R.S.S.
143 Omsk, U.R.S.S.
123 Oporto, Portugal
7 Padang, Sumatra, Indonesia
20 Papeete, Tahití, islas de la Sociedad
119 Perth, Australia Occidental
156 Petropavlosk, U.R.S.S.
59 Poona, India
43 Port Darwin, Territorio del Norte, Australia
102 Port Elizabeth, Unión Sudafric.
121 Portland, Oregón, EE.UU.
66 Port Nolloth, Unión Sudafric.
139 Praga, Checoslovaquia
111 Punta Arenas, Chile
17 Quang-Tri, Vietnam
179 Quito, Ecuador
16 Rangún, Birmania
71 Reno, Nevada, EE.UU.
108 Reykjavik, Islandia
86 Rockhampton, Queensland, Australia
131 Rostov-Na-Donu, U.R.S.S.
112 Sacramento, California, EE.UU.
37 Saigón, Vietnam
158 Saint Johns, Terranova, Canadá
129 Saint Louis, Misuri, EE.UU.
158 Saint Paul (isla), Alaska, EE.UU.
23 Salvador, Bahia, Brasil
122 San Francisco, California, EE.UU.
28 San José, Costa Rica
4 Sandakán, Borneo Septentrional
70 Santa Cruz, Argentina
124 Santiago, Chile
60 Santiago del Estero, Argentina
30 Santo Domingo, República Dominicana
24 Santos, São Paulo, Brasil
113 Sevilla, España
96 Shannon (aeropuerto), Irlanda
78 Sian (Hsian), China
176 Sonnblick, Austria
161 Stanley, islas Malvinas
69 Sufu (Kashgar), China
85 Tananarive, Rep. Malgache
76 Teherán, Irán
109 Thorshavn, Feroes
137 Toronto, Ontario, Canadá
110 Trondheim, Noruega
182 Tshibinda, República del Congo
151 Turukhansk, U.R.S.S.
6 Umuarama, Brasil
165 Upernivik, Groenlandia
52 Upington, Unión Sudafricana
101 Valdivia, Chile
95 Vancouver, Columbia Británica, Canadá
160 Vardø, Noruega
90 Varna, Bulgaria
154 Verkhoyansk, U.R.S.S.
144 Vladivostok, U.R.S.S.
65 Walvis Bay, Africa del Sudoeste
34 Wau, Sudán
53 William Creek, Australia Meridional
89 Wilmington, Carolina del Norte, EE.UU.
135 Winnipeg, Manitoba, Canadá
163 Wrangel (isla), U.R.S.S.
19 Yakarta, Indonesia
153 Yakutsk, U.R.S.S.
44 Yuma, Arizona, EE.UU.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

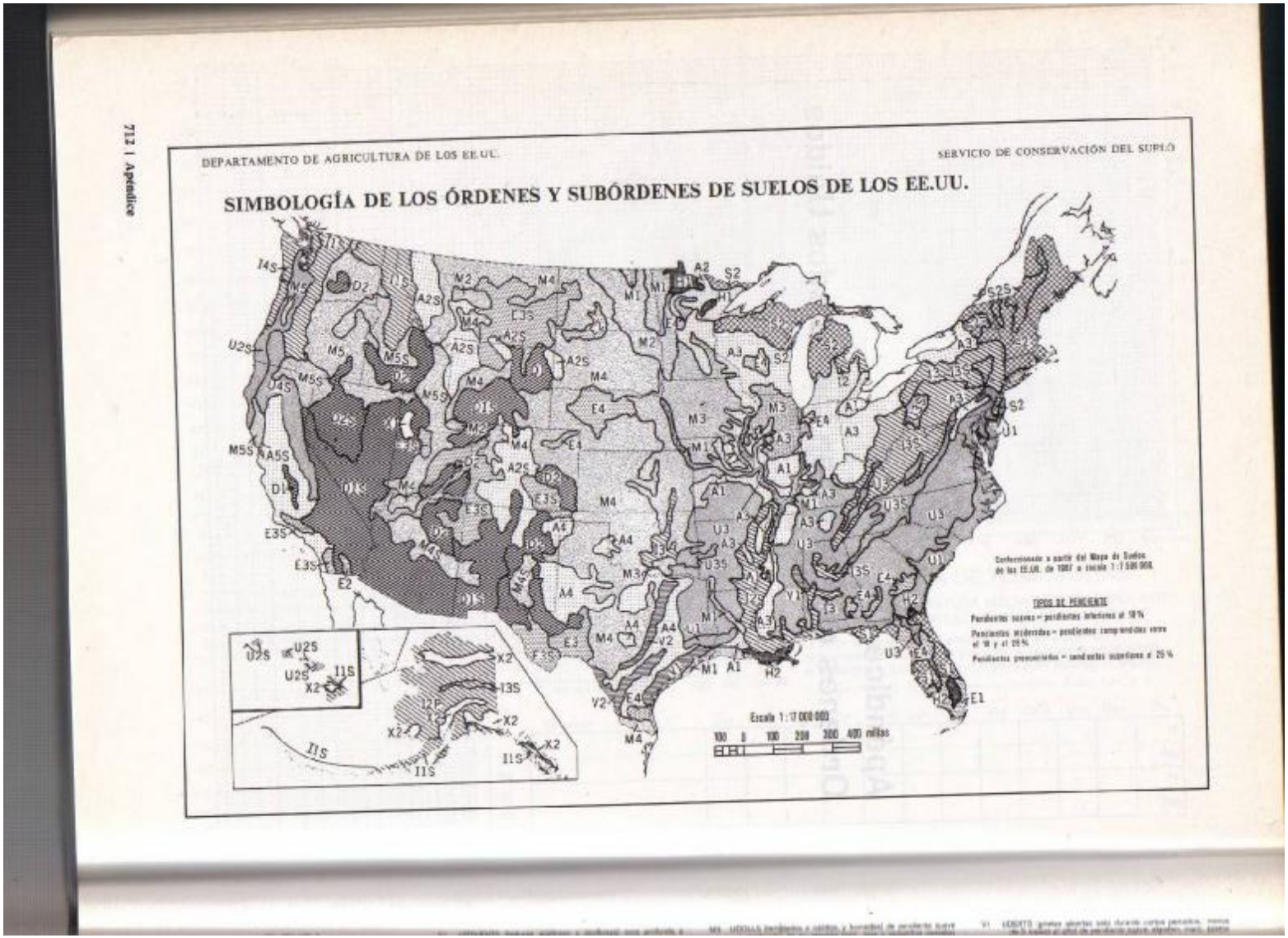
PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

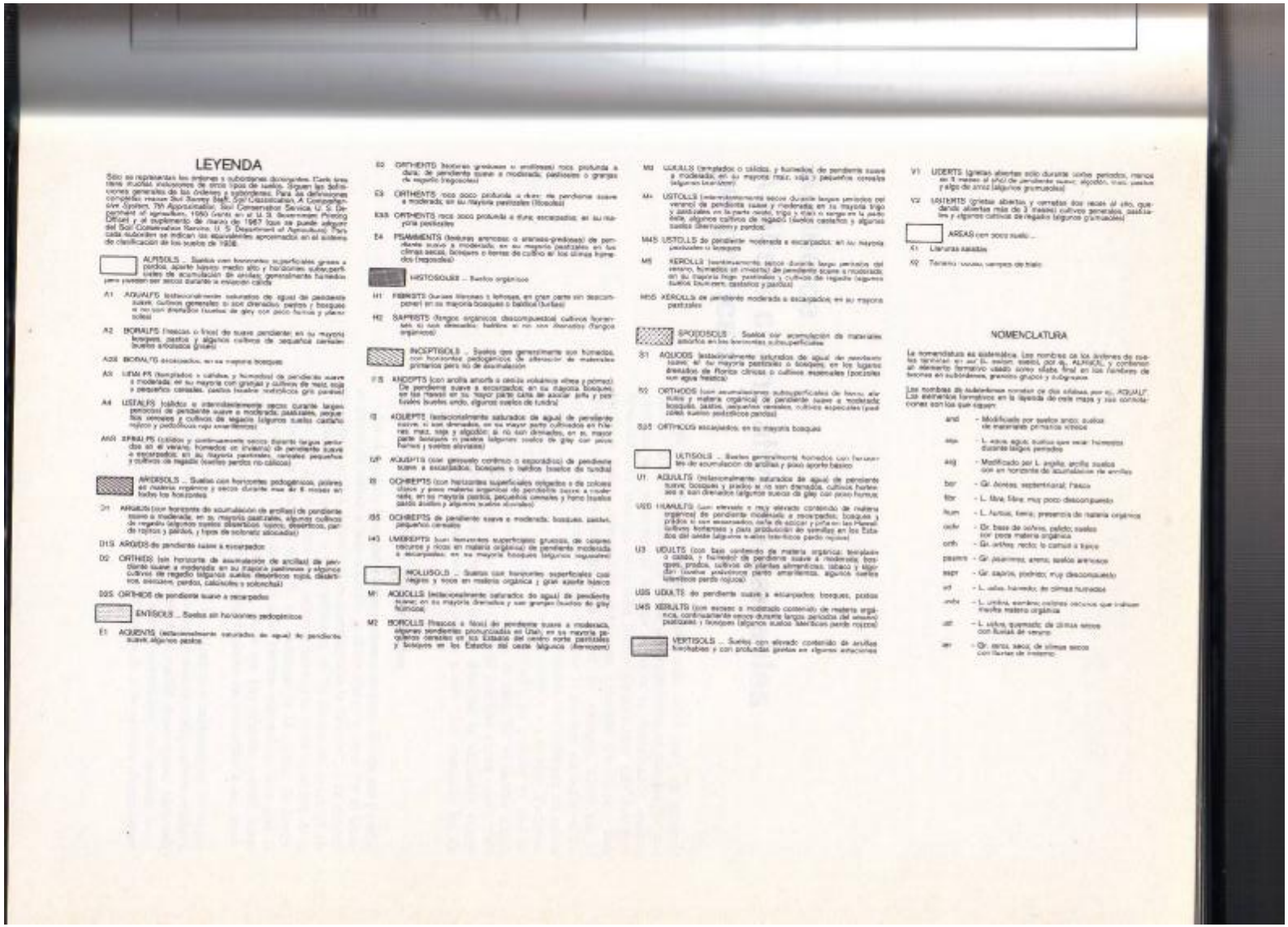


Apéndice III
Ordenes de suelos en los Estados Unidos

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com





LEYENDA

Sólo se representan los órdenes y subórdenes dominantes. Cada una tiene muchas inclusiones de otros tipos de suelos. Siguen las definiciones generales de los órdenes y subórdenes. Para las definiciones completas: véase Soil Survey Staff, Soil Classification, A Comprehensive System, 7th Approximation, Soil Conservation Service, U. S. Department of Agriculture, 1960 (venta en el U. S. Government Printing Office) y el suplemento de marzo de 1967 (que se puede adquirir del Soil Conservation Service, U. S. Department of Agriculture). Para cada suborden se indican los equivalentes aproximados en el sistema de clasificación de los suelos de 1938.

ALFISOLS ... Suelos con horizontes superficiales grises o pardos, aparte húmico medio alto y horizontes subsuperficiales de acumulación de arcillas; generalmente húmedos pero pueden ser secos durante la estación cálida

A1 AQUALFS (estacionalmente saturados de agua) de pendiente suave. Cultivos generales o con dranados; pastos y bosques si no son dranados (suelos de gley con poco humus y planosoles)

A2 BORALFS (fríos o frías) de suave pendiente en su mayoría bosques, pastos y algunos cultivos de sequía (arcillas suelos podsólicos grises)

A2S BORALFS erosionados, en su mayoría bosques

A3 UDALFS (templados o cálidos, y húmedos) de pendiente suave a moderada, en su mayoría con gramíneas y cultivos de maíz, trigo y pequeños cereales, pastos (suelos podsólicos gris pardos)

A4 USTALFS (cálidos o intermitentemente secos durante largos períodos) de pendiente suave a moderada, pastizales, pequeños cereales y cultivos de regadío (algunos suelos castaño rojizos y pedocálicos rojo amarillentos)

A4S XERALFS (cálidos y continuamente secos durante largos períodos en el verano, húmedos en invierno) de pendiente suave a escarpados; en su mayoría pastizales, cereales pequeños y cultivos de regadío (suelos pardos no cálicos)

ARIDISOLS ... Suelos con horizontes pedogénicos, pobres en materia orgánica y secos durante más de 6 meses en todos los horizontes

D1 ARGIDS (con horizonte de acumulación de arcillas) de pendiente suave a moderada; en su mayoría pastizales, algunos cultivos de regadío (algunos suelos desérticos rojos, desérticos, pardos rojizos y pardos, y tipos de sodosols asociados)

D1S ARGIDS de pendiente suave a escarpados

D2 ORTHIDS (sin horizonte de acumulación de arcillas) de pendiente suave a moderada en su mayoría pastizales y algunos cultivos de regadío (algunos suelos desérticos rojos, desérticos, pardos, calcisoles y solonchak)

D2S ORTHIDS de pendiente suave a escarpados

ENTISOLS ... Suelos sin horizontes pedogénicos

E1 AQUENTS (estacionalmente saturados de agua) de pendiente suave, algunos pastos

E2 ORTHENTS (texturas gruesas o arenosas) poco profunda a dura; de pendiente suave a moderada; pastizales o granjas de regadío (regosoles)

E3 ORTHENTS poco profunda a dura; de pendiente suave a moderada; en su mayoría pastizales (litosoles)

E3S ORTHENTS poco profunda a dura; escarpados; en su mayoría pastizales

E4 PSAMMENTS (texturas arenosas o arenoso-gredosas) de pendiente suave a moderada, en su mayoría pastizales en las climas secos, bosques o tierras de cultivo en los climas húmedos (regosoles)

HISTOSOLS ... Suelos orgánicos

H1 FIBRISTS (turbas fibrosas o leñosas, en gran parte sin descomponer) en su mayoría bosques o baldíos (turbas)

H2 SAPRISTS (fangos orgánicos descompuestos) cultivos forestales si son drenados; baldíos si no son drenados (fangos orgánicos)

INCEPTISOLS ... Suelos que generalmente son húmedos, con horizontes pedogénicos de alteración de materiales primarios pero sin de acumulación

I1 ANDEPTS (con arcilla amorfa o vidrio volcánico vítreo y pómez) De pendiente suave a escarpados; en su mayoría bosques, en las mesas en su mayor parte cara de azúcar, pita y pastizales (suelos ando, algunos suelos de tundra)

I2 AQUEPTS (estacionalmente saturados de agua) de pendiente suave, si son drenados, en su mayor parte cultivados en hileras; maíz, soja y algodón; si no son drenados, en su mayor parte bosques o pastos (algunos suelos de gley con poco humus y suelos alcalinos)

I2P AQUEPTS (con gravoso continuo o esporádico) de pendiente suave a escarpados; bosques o baldíos (suelos de tundra)

I3 OCHREPTS (con horizontes superficiales ocráceos o de colores claros y poco materia orgánica) de pendiente suave a moderada, en su mayoría pastos, pequeños cereales y horticultura (suelos ándicos y algunos suelos alcalinos)

I3S OCHREPTS de pendiente suave a moderada, bosques, pastos, pequeños cereales

I4S UMBREPTS (con horizontes superficiales gruesos, de colores oscuros y ricos en materia orgánica) de pendiente moderada a escarpados; en su mayoría bosques (algunos regosoles)

MOLLISOLS ... Suelos con horizontes superficiales con mullidos y ricos en materia orgánica y gran aporte básico

M1 AQUOLLS (estacionalmente saturados de agua) de pendiente suave; en su mayoría dranados y con granjas (suelos de gley húmicos)

M2 BOROLLS (fríos o fríos) de pendiente suave a moderada, algunas pendientes pronunciadas en Utah, en su mayoría pastizales cerrados en los Estados del centro norte; pastizales y bosques en los Estados del oeste (algunos chernozems)

M3 UDOLLS (templados o cálidos, y húmedos) de pendiente suave a moderada; en su mayoría maíz, soja y pequeños cereales (algunos low-humic gleys)

M4 USTOLLS (estacionalmente secos durante largos períodos del verano) de pendiente suave y moderada; en su mayoría trigo y pastizales en la parte oeste, trigo y maíz o sorgo en la parte este, algunos cultivos de regadío (suelos castaños y algunos suelos chernozem y pardos)

M4S USTOLLS de pendiente moderada a escarpados; en su mayoría pastizales o bosques

M5 XEROLLS (ininterumpidamente secos durante largo período del verano, húmedos en invierno) de pendiente suave a moderada; en su mayoría trigo, pastizales y cultivos de regadío (algunos suelos pardos, castaños y pardos)

M5S XEROLLS de pendiente moderada a escarpados; en su mayoría pastizales

SPODOSOLS ... Suelos con acumulación de materiales adsórbicos en los horizontes subsuperficiales

S1 AQUODS (estacionalmente saturados de agua) de pendiente suave; en su mayoría pastizales o bosques; en los lugares arenados de Florida cítricos o cultivos especiales (podzoles con agua freática)

S1S ORTHODS (con acumulaciones subsuperficiales de hierro, aluminio y materia orgánica) de pendiente suave a moderada; bosques, pastos, pequeños cereales, cultivos especiales (podzoles suelos podsólicos pardos)

S1S ORTHODS escarpados, en su mayoría bosques

ULTISOLS ... Suelos generalmente húmedos con horizontes de acumulación de arcillas y poco aporte básico

U1 AQUULTS (estacionalmente saturados de agua) de pendiente suave; bosques y prados si no son drenados, cultivos herbáceos si son drenados (algunos suelos de gley con poco humus)

U1S HUMULTS (con elevado o muy elevado contenido de materia orgánica) de pendiente moderada a escarpados; bosques y prados si son accesibles, caña de azúcar y piña en las Hawaii; cultivos forrajeros y para producción de semillas en los Estados del oeste (algunos suelos latosólicos pardo rojizos)

U3 UDULTS (con bajo contenido de materia orgánica) templados o cálidos, y húmedos) de pendiente suave a moderada; bosques, prados, cultivos de plantas alimenticias, tabaco y algodón (suelos podsólicos pardo amarillentos, algunos suelos latosólicos pardo rojizos)

U3S UDULTS de pendiente suave a escarpados; bosques, pastos

U4S XERULTS (con escaso o moderado contenido de materia orgánica, continuamente secos durante largos períodos del verano) pastizales y bosques (algunos suelos lateríticos pardo rojizos)

VERTISOLS ... Suelos con elevado contenido de arcillas hinchables y con profundas grietas en algunas estaciones

V1 UDERTS (grietas abiertas sólo durante cortos períodos, menos de 3 meses) al final de pendientes suave; algodón, maíz, pastos y algo de arroz (algunos grumusoles)

V2 USTERTS (grietas abiertas y cerradas dos veces al año, quedando abiertas más de 3 meses) cultivos generales, pastizales y algunos cultivos de regadío (algunos grumusoles)

AREAS con poco suelo ...

X1 Llanuras salobres

X2 Terrenos rocosos, campos de lava

NOMENCLATURA

La nomenclatura es sistemática. Los nombres de los órdenes de suelos terminan en -sol (L. *solum*, suelo), por ej., ALFISOL, y contienen el elemento formativo usado sobre sílaba final en los nombres de formas en subórdenes, grandes grupos y subgrupos.

Los nombres de subórdenes constan de dos sílabas, por ej., AQUALF. Las exóticas formativas en la leyenda de este mapa y sus connotaciones son las que siguen:

- and - Modificado por suelos ándicos; suelos de materiales primarios vítreos
- aqu - L. *aqua*, agua; suelos que están húmedos durante algún período
- aq - Modificado por L. *argilla*, arcilla; suelos con un horizonte de acumulación de arcillas
- bor - Gr. *boreas*, septentrional; frío
- fibr - L. *fibra*, fibra; muy poco descompuesto
- hum - L. *humus*, tierra; presencia de materia orgánica
- ochr - Gr. *base de ochros*, pálido; suelos con poca materia orgánica
- orth - Gr. *orthos*, recto; lo común o típico
- psamm - Gr. *psammos*, arena; suelos arenosos
- sapr - Gr. *saprós*, podrido; muy descompuesto
- ud - L. *udus*, húmedo; de climas húmedos
- umbr - L. *umbra*, sombra; colores oscuros que indican mucha materia orgánica
- ust - L. *ustus*, quemado; de climas secos con lluvias de verano
- xer - Gr. *xeros*, seco; de climas secos con lluvias de invierno

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Apéndice IV
Análisis cuantitativo de variables geográficas

Uno de los instrumentos de trabajo más útiles para un geógrafo cuando intenta deducir las leyes que relacionan el cambio de una cantidad con respecto al cambio de otra es denominado *análisis bivariado*. El término bivariado indica simplemente que dos propiedades físicas mensurables entran en variación simultánea. Volviendo a la meteorología para poner un ejemplo, obsérvese la figura 7.8, un gráfico que muestra cómo la presión atmosférica decrece con la altitud. La presión en milibares está indicada en escala en un eje del gráfico; la altitud en kilómetros, en el otro. Podemos decir: "La presión depende de la altitud". La presión es una de las cantidades variables; la altitud es la otra. Su variación simultánea es sistemática y está representada por una curva suave. Una ecuación matemática bastante simple describe la variación simultánea de presión y altitud; se ajusta a una bien conocida ley de la física.

Variables dependientes e independientes

En el análisis bivariado es importante asignar, donde sea posible, el papel de *causa* a una variable y el de *efecto* a otra. En el ejemplo citado arriba, la altitud es considerada la "causa", y la presión el "efecto". Pasando a otro ejemplo, en la curva de descarga de un río (fig. 25.10) existe una relación bivariada entre la altura de la medida y la descarga del río. La descarga es la causa: la altura, el efecto. Esta conclusión no sólo parece razonable, sino que la relación inversa sería absurda, pues no hay ningún medio físico por el que la altura puede subir excepto en respuesta a un incremento en la descarga del río.

En el lenguaje riguroso de la estadística matemática, la causa es denominada *variable independiente* (varía independientemente), mientras que el efecto constituye la *variable dependiente* (depende de la otra variable). En enunciados matemáticos, la variable independiente es designada con el símbolo X, y la variable dependiente

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

con el símbolo *Y*. El matemático enuncia: "*Y* es una función de *X*". El procedimiento de establecer la ecuación que mejor describa la relación observada entre *Y* y *X* se denomina *análisis regresivo* o *análisis de regresión*. La ecuación seleccionada se convierte en un *modelo matemático*.

Papel del tiempo en el análisis regresivo

En una gran proporción de las relaciones bivariadas estudiadas en geografía física, el papel de variable independiente es desempeñado por el *tiempo*. Esto es, alguna propiedad física varía en magnitud a medida que el tiempo pasa. El tiempo se indica en escala en el eje horizontal del gráfico. Por ejemplo, en una hidrógrafa (fig. 25.12), la escorrentía, que es la variable dependiente, cambia con el tiempo. Obviamente, sería absurdo decir que el tiempo depende de la escorrentía. En este ejemplo, el tiempo comienza con un valor cero en un arbitrario punto de comienzo. Cuando *X* representa el tiempo e *Y* representa la escorrentía, ambos tienen valor cero en el *origen* de las coordenadas, situado en el ángulo izquierdo inferior del gráfico.

Movimiento armónico simple

Cuando se trata de tiempo del calendario, la escala horizontal del gráfico está marcada en meses y años. En los gráficos climáticos de los capítulos 15 a 17 y en los gráficos de balance hídrico del capítulo 14, el tiempo abarca un año solamente y representa un ciclo repetible indefinidamente. Las cantidades dependientes de temperatura, precipitación y evapotranspiración representan los promedios de muchos ciclos anuales superpuestos. Una relación cíclica de este tipo requiere, además, otra forma de análisis matemático que incluya las relaciones angulares de un círculo completo. Las curvas de marea, indicadas en el capítulo 6, se incluyen en esta categoría.

En el modelo matemático ideal para las más simples de las curvas de marea, el período de medio día lunar de $12^h\ 24^m$ es considerado como equivalente al recorrido de un radio a través de 360°, un círculo completo. El tiempo en horas y minutos es reemplazado por un *ángulo de fase* en grados (fig. AIV.1). La altura del agua, indicada a escala en el eje vertical, es determinada por el *seno* (o el *coseno*) del ángulo de fase y constituye la *amplitud*. En un día lunar completo habrá dos puntos altos y dos puntos bajos regularmente espaciados a lo largo del día lunar. Este tipo de modelo regresivo de amplitud en el tiempo es denominado *movimiento armónico simple* y se encuentra a menudo en los campos de la física que tratan de los movimientos ondulatorios.

Las curvas reales de marea representan la superposición de dos o más curvas sinusoidales que difieren tanto en fase como en amplitud. Así, la característica curva de las mareas tropicales (fig. 6.10) es resultado de la superposición de la curva de un día lunar completo a la curva de un medio día lunar. Las curvas de marea ideales para un lugar determinado son pronosticadas por máquinas que generan la curva combinada para una serie de ciclos astronómicos constituyentes.

Ejemplos de curva de movimiento armónico simple se hallan en el ciclo anual de radiación solar entrante (figs. 8.3 y 8.14).

Los ciclos anuales de variación de temperatura del aire indicados en los gráficos climáticos de los capítulos 15 al 17 están muy próximos, en algunos casos, a la curva de movimiento armónico simple.

Correlación de dos variables dependientes

Debe advertirse, además, que dos cantidades físicas pueden variar simultáneamente de una manera significativa y sistemática sin que ninguna de las dos cantidades tenga el papel de causa. Tómense, por ejemplo, los datos de la tabla 1.1, en la que la divergencia de un rayo de luz en relación con la superficie terrestre está relacionada con la distancia a lo largo de dicha superficie. Divergencia y distancia son, obviamente, dos variables relacionadas y su relación matemática estricta es evidente. Sin embargo, ambas variables son meramente propiedades geométricas y no hay influencia física de una sobre otra.

En general, cuando dos propiedades geométricas simples intervienen en una relación, no pueden ser asignados papeles de causa o efecto. Se puede decir sólo que existe una *correlación*. Además, es probable que ambas propiedades estén controladas por otra propiedad variable. Por ejemplo, en la geometría hidráulica de un cauce (cap. 26), tanto la profundidad, *p*, como la anchura, *a*, normalmente aumentan al crecer la descarga y disminuyen al decrecer ésta (véase fig. 26.3). No obstante, un gráfico de la profundidad representado en relación con la anchura (o viceversa) mostraría una relación bivariada simple y significativa. De hecho, la profundidad y la anchura son variables dependientes de una tercera variable independiente (la descarga), que controla las dos.

Los métodos de estadística matemática usados en el análisis de correlación son diferentes en una serie de aspectos del análisis de regresión y no son discutidos aquí.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

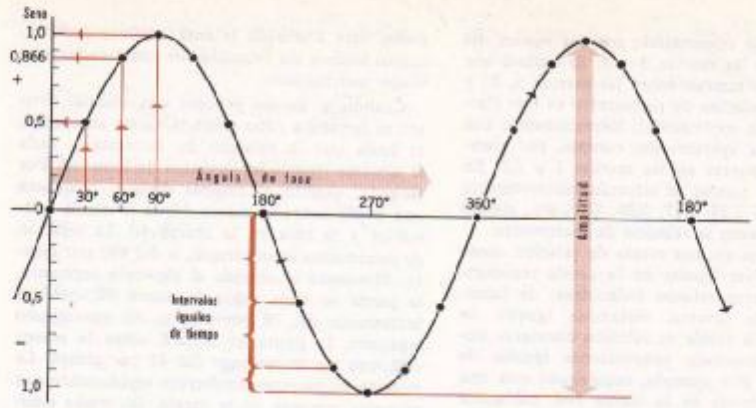


Figura A IV.1. Curva sinusoidal del movimiento armónico simple. Compárese con la figura 6.8.

Escalas de relación constante

Solamente se necesita considerar tres de las más simples y más importantes relaciones matemáticas entre una variable independiente, *X*, y una variable dependiente, *Y*, para poder comprender un número sorprendentemente grande de relaciones bivariadas que se encuentran en geografía física. La mayoría de los casos restantes se incluyen en funciones cíclicas especiales de tiempo, discutidas en los párrafos anteriores.

Tratamos el tema mediante aritmética de números y no se presupone una formación matemática más allá de las más simples expresiones algebraicas.

Se ha de considerar en primer lugar que existen dos formas de escalas gráficas completamente diferentes entre sí en significado. La primera clase es muy conocida por todos; se encuentra en las varillas graduadas ordinarias, divididas en centímetros o pulgadas. Durante toda nuestra vida nos hemos acostumbrado a medir las cosas con esta escala, que tiene medidas exactamente iguales a lo largo de toda su longitud. Esta *escala aritmética* es la forma más simple de escala con que las cantidades pueden ser representadas en un gráfico.

La segunda escala gráfica es la *escala de relación constante*. En ella las marcas que designan números enteros sucesivos (1, 2, 3, 4, 5, etc.) no están regularmente espaciadas, como lo están en la escala aritmética. Por el contrario, el espaciado sucesivo entre números enteros disminuye bastante rápidamente al aumentar de valor los números. La figura AIV.2 muestra la escala aritmética y la escala de relación constante desde 1 a 100. La distancia total de 1 a 100 en esta página es exactamente la misma para ambas.

Para comprender el significado de la escala de relación constante, realícese la siguiente operación. Obténgase un compás divisor, o un compás de dibujo. Colóquese una punta del compás divisor en la marca *1* de la escala de relación constante y la otra punta sobre la marca *2*. Nótese que la *relación de incremento* de *1* a *2* es un incremento doble (factor de dos, o duplicación). A continuación muévase el compás hasta un número mayor de la escala, dejando una punta en la marca *2*. Obsérvese que la otra punta del compás cae en la marca *4*. De nuevo, la relación de incremento es dos (duplicación). Sucesivamente, las puntas del compás caerán sobre las marcas 8, 16, 32 y 64. Repítase

Figura A IV.2. Comparación entre una escala aritmética y otra de razón constante (logarítmica).

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

el experimento comenzando con las puntas del compás sobre las marcas *1* y *3*. Se hallará que sucesivamente estarán sobre las marcas 9, 27 y 81. Aquí la relación de incremento es *tres* (factor de tres, o triplicación). Experiméntese con cualquier otra apertura del compás, por ejemplo con las puntas en las marcas *1* y *1,5*. En este caso las puntas se situarán sucesivamente en las marcas *2,25, 3,37, 5,06, 7,50*, etc., siendo del 50 por ciento la relación de incremento.

Por lo tanto en una escala de relación constante, distancias iguales en la escala representan iguales proporciones (relaciones) de incremento. A la inversa, distancias iguales de descenso en la escala de relación constante tienen como resultado proporciones iguales de disminución. Por ejemplo, comenzado con una punta del compás en la marca *100*, colóquese la otra punta en la marca *50*, un decrecimiento del 50 por ciento. La punta del compás caerá seguidamente en la marca *25*; luego sobre *12,5, 6,25, 3,125, 1,5625*, etc.

Los estudiantes de matemáticas reconocerán a la escala de relación constante como una *escala logarítmica*. Aunque el conocimiento de los logaritmos y los exponentes es esencial para un estudio profundo del análisis regresivo bivariado, esta discusión intenta explicar los conceptos básicos sin necesidad de comprender esos útiles matemáticos.

Cuando el mismo proceso con compás divisor es llevado a cabo sobre la escala aritmética, se halla que la relación de incremento varía al tomarse iguales incrementos de longitud. Por ejemplo, usando el compás divisor, colóquese una punta sobre la marca *10* de la escala aritmética y la otra en la marca *40*. La relación de incremento es cuádruple, o del 400 por ciento. Moviendo el compás al siguiente segmento, la punta se sitúa sobre la marca *70*, con un incremento del 70 por ciento. Al movimiento siguiente, la punta se hallará sobre la marca *100*, con un incremento del 43 por ciento. La relación de incremento decrece rápidamente con números mayores de la escala. De modo similar, cuando se desciende en la escala aritmética en intervalos iguales, la relación de incremento se hace rápidamente mayor.

Dados dos tipos de escala y dos coordenadas para usar en un gráfico rectangular, son posibles cuatro combinaciones gráficas. Cada una de ellas constituye un modelo de funcionamiento de una variable con respecto a la otra.

	Eje *X* (variable independiente)	Eje *Y* (variable dependiente)	Modelo de regresión
1.	Escala aritmética	Escala aritmética	Aritmético simple
2.	Escala aritmética	Escala de relación constante	Exponencial
3.	Escala de relación constante	Escala aritmética	Logarítmico
4.	Escala de relación constante	Escala de relación constante	Potencial

Cada uno de los cuatro modelos es descrito matemáticamente por una ecuación simple, que representa una relación ideal entre las dos variables.

En término de *Y*, la variable dependiente, y de *X*, la variable independiente, las ecuaciones de regresión 1, 2 y 4 son como siguen. (La ecuación 3 se necesita raramente en el análisis de los datos de la geografía física.)

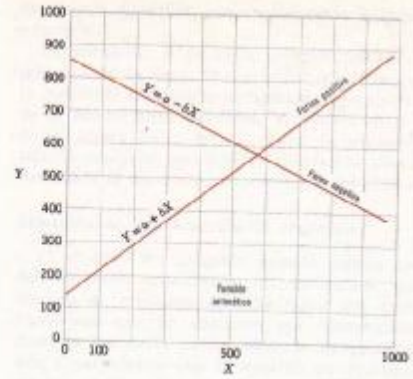
1. Aritmética simple
   $Y = a + bX$ (forma positiva)
   e $Y = a - bX$ (forma negativa)
2. Exponencial
   $Y = ae^{bX}$
   o $\log Y = \log a + bX$ (forma positiva)
   e $Y = ae^{-bX}$
   o $\log Y = \log a - bX$ (forma negativa)
4. Potencial
   $Y = aX^b$
   o $\log Y = \log a + b \log X$ (forma positiva)
   o $Y = aX^{-b}$
   o $\log Y = \log a - b \log X$ (forma negativa)

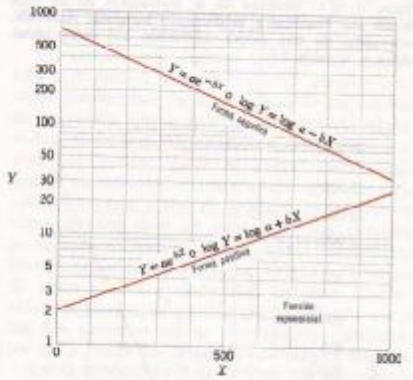
El símbolo *a* representa una constante numérica. El símbolo *b* es también una constante para una serie dada de datos y es denominado *coeficiente de regresión*. El símbolo *e* de la ecuación exponencial es una constante (base de logaritmos naturales) con un valor de 2,71828. Las expresiones *log Y* y *log X* designan el *logaritmo de Y* y el *logaritmo de X*[1]. Para los que no estén familiarizados con los logaritmos, la expresión "log Y" puede ser tomada como una instrucción para utilizar una escala de relación constante (o logarítmica) para representar en un gráfico los valores de *Y*.

La figura AIV.3 muestra gráficos que representan ecuaciones 1, 2 y 4. Las líneas rectas oblicuas de cada gráfico representan las formas gráficas de las ecuaciones. En los casos en que la línea asciende hacia la derecha, está representada la forma positiva; cuando desciende en

[1] En la ecuación 2, el logaritmo natural en base *e* es correcto para la forma logarítmica equivalente. En la práctica, en el análisis de regresión se suelen usar de modo general los logaritmos en base 10.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com





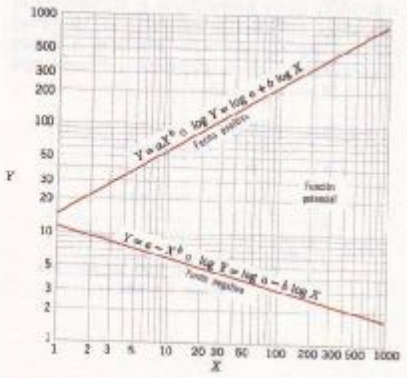


Figura A IV.3. Gráficas de funciones aritméticas, exponenciales y potenciales.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

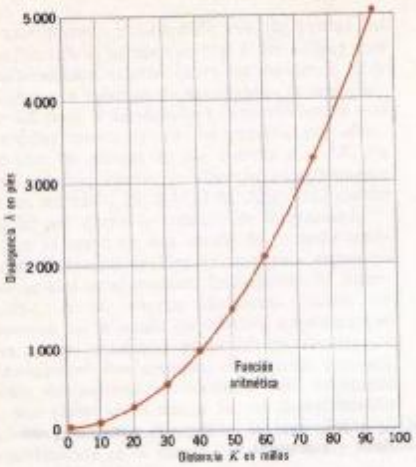
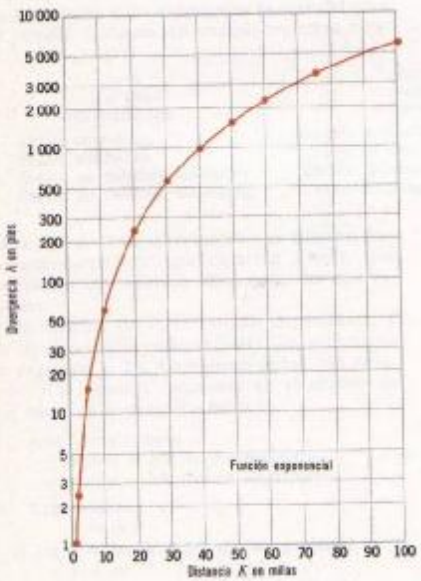
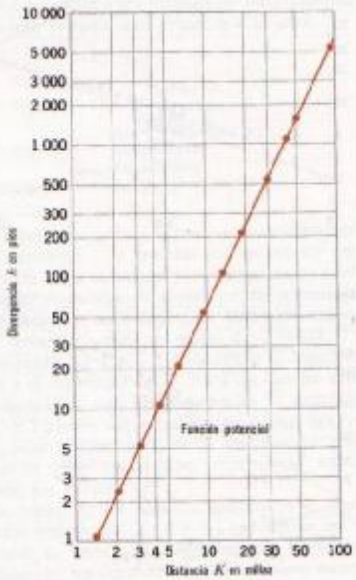


Figura A IV.4. Gráficas de la divergencia de un rayo de luz con respecto a la distancia horizontal recorrida, expresadas de tres modos diferentes. Los datos pertenecen a la tabla 1.1.





PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

esa misma dirección, está representada la forma negativa.

La constante *a* de cada ecuación regula la posición de la línea de regresión, mientras que la constante *b* regula la inclinación, o *pendiente*, de la misma línea. Mediante el control de *a* y *b*, se puede hacer que la línea de regresión adopte cualquier posición u orientación deseadas sobre el campo de coordenadas del gráfico.

Selección de una ecuación de regresión

El objetivo del geógrafo, cuando trabaja con dos variables relacionadas, es determinar qué modelo de regresión describe mejor los datos numéricos que ha obtenido por observación. Aunque los datos suelen mostrar irregularidades y variaciones que se apartan de cualquier modelo matemático simple, la representación gráfica muestra a menudo que uno de los modelos es claramente superior a los otros en relación con las observaciones.

Sin utilizar complicadas técnicas de estadística matemática, pueden seguirse algunos procesos elementales en la selección de un modelo de regresión que convenga a los datos observados. Si no hay información o experiencia previas que puedan guiar, el procedimiento más simple es representar los mismos datos en cada una de las tres clases de gráficos. Si los puntos representados caen en una línea muy curvada, se rechaza el modelo. Si los puntos forman una línea esencialmente recta, se acepta el modelo. Si aparece una irregularidad extrema (dispersión) de puntos, es posible que la relación entre las dos variables sea de significación cuestionable y no puede ser seleccionado ningún modelo.

En la figura AIV.4 se aplican los procesos a los datos de la tabla 1.1. Como las cifras para la divergencia y la distancia están calculadas a partir de la ecuación matemática dada en la página 8, podemos estar seguros que los puntos representados formarán o una curva simple o una verdadera línea recta. Por el hecho de que para los modelos 1 y 2 resulten líneas fuertemente curvadas pero que para el modelo 4 resulte una línea recta, se elige el modelo 4, el último, o modelo de regresión potencial. (Una línea fuertemente curvada resulta también con el modelo 4, no representado.)

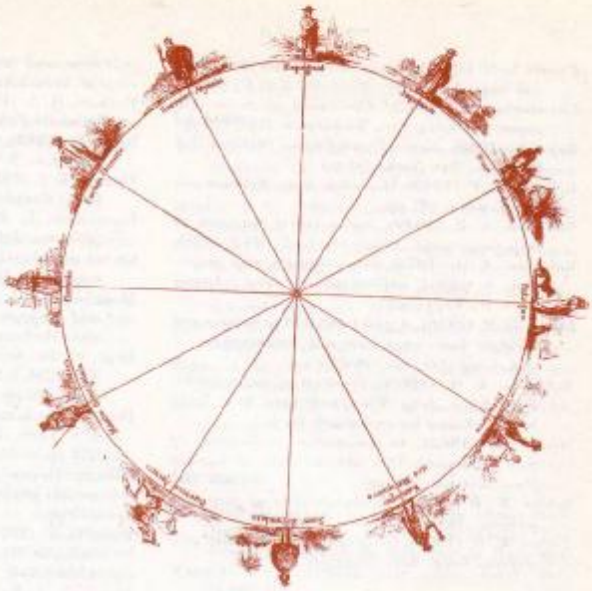
Aunque esta discusión del análisis de regresión está supersimplificada y se halla desprovista de una expresión matemática rigurosa, debe bastar como base para un estudio cuantitativo introductorio de los sistemas de erosión fluvial tal como están presentados en el capítulo 28.

Aplicaciones en geografía

Los mismos principios generales del análisis cuantitativo de datos se aplican no sólo en las diversas ramas de la geografía física, sino también en muchos aspectos de la geografía económica y urbana. Y los mismos métodos básicos de análisis de regresión y selección de modelos no sólo pueden transferirse desde un campo a otro, sino que también proporcionan un medio de relacionar una cantidad variable de un campo de estudio con otra cantidad variable de un campo muy diferente. Por ejemplo, alguna medida de desarrollo económico podría aparecer relacionada mediante un mecanismo causativo con alguna cantidad variable del ambiente físico, como la humedad del suelo o la pendiente del terreno.

En geografía, la mayoría de los problemas incluyen más de dos variables. Típicamente, varias variables independientes contribuyen al valor observado de una variable dependiente. Aunque para poder realizar tales investigaciones se requieren formas muchísimo más complejas de análisis de regresión y otras técnicas de análisis múltiple-variable, todas están construidas sobre conceptos elementales, algunos de los cuales se han indicado aquí.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



Bibliografía

CAPÍTULO 1

Forma de la Tierra; red geográfica

Bowie, W. (1916), The contributions of geodesy to geography, *Geog. Rev.*, 2:342–353.

Gannett, S. S. (1916), Geographic tables and formulas, *U.S. Geol. Survey Bull.* 650, 388 pp.

National Research Council (1931), The figure of the earth, *Bull.* 78, Nat. Acad. Sci., Washington, D.C.

Pratt, J. H. (1942), American prime meridians, *Geog. Rev.*, 32:233–244.

Depts. of the Army and the Air Force (1951), *The Universal Grid Systems*, TM 5-241, TO 16-1-233; U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C. 324 pp.

Heiskanen, W. A. (1955), The earth's gravity, *Scientific American*, 193: 164–174.

Knox, R. W. (1957), Precise determination of longitude in the United States, *Geog. Rev.*, 47:555–563.

Jacobs, J. A., R. D. Russell, and J. T. Wilson (1959), *Physics and geology*, McGraw-Hill Book Co., New York, 424 pp. Véase el capítulo 4.

King-Hele, D. (1967), The shape of the earth, *Scientific American*, 217: 67–76.

CAPÍTULO 2

Principios básicos de los sistemas de proyección

Stewart, John Q. (1943), The use and abuse of map projections, *Geog. Rev.*, 33:589–604.

Marschner, F. J. (1944), Structural properties of medium- and small-scale maps, *Annals A. A. G.*, 34:1–46.

Deetz, C. H., and O. S. Adams (1945), Elements of map projection, *Special Publ.* 68, U.S. Dept. Commerce, U.S. Govt. Printing Office, Washington D.C., 226 pp.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Powell, L. H. (1945). New uses for globes and spherical maps. *Geog. Rev.*, 35:49–58.
Chamberlin, W. (1947). *The round earth on flat paper*. Nat. Geog. Soc., Washington, D.C., 126 pp.
Raisz, E. (1948). *General cartography*. McGraw-Hill Book Co., New York. 354 pp.
Kellaway, G. P. (1949). *Map projections*. Methuen and Co., London. 127 pp.
Robinson, A. H. (1949). An analytical approach to map projections. *Annals A. A. G.*, 39:283–290.
Robinson, A. H. (1953). Interrupting a map projection: A partial analysis of its value. *Annals A. A. G.*, 43:216–225.
Bailey, H. P. (1956). A grid formed of meridians and parallels for comparison and measurement of area. *Geog. Rev.*, 46:239–245.
Robinson, A. H. (1960). *Elements of cartography*, 2nd edition. John Wiley and Sons, New York, 343 pp. **Véanse los capítulos 4, 5 y 6.**
Steers, J. A. (1962). *An introduction to the study of map projections*. 13th edition. Univ. of London Press, London. 288 pp.
Tobler, W. R. (1962). A classification of map projections. *Annals A. A. G.*, 52:167–175.
Tobler, W. R. (1963). Geographic area and map projections. *Geog. Rev.*, 53:59–78.

Descripción de las proyecciones especiales

Goode, J. P. (1925). The homolosine projection: A new device for portraying the earth's surface entire. *Annals A. A. G.*, 15:119–125.
Goode, J. P. (1929). The polar equal area: A new projection for the world map. *Annals A. A. G.*, 19:157–161.
Jefferson, M. (1930). The six-six world map, giving larger, better continents. *Annals A. A. G.*, 20:1–6.
Miller, O. M. (1941). A conformal map projection for the Americas. *Geog. Rev.*, 31:100–104.
Miller, O. M. (1942). Notes on cylindrical world map projections. *Geog. Rev.*, 32:424–430.
Spilhaus, A. F. (1942). Maps of the whole world ocean. *Geog. Rev.*, 32:431–435.
Fisher, I. (1943). A world map on a regular icosahedron by gnomonic projection. *Geog. Rev.*, 33:605–619.
Philbrick, A. K. (1953). An oblique equal area map for world distributions. *Annals A. A. G.*, 43:202–215.
Leighly, J. (1956). Extended uses of polyconic projection tables. *Annals A. A. G.*, 46:150–173.
Lee, L. P. (1965). Some conformal projections based on elliptic functions. *Geog. Rev.*, 55:563–580.

CAPÍTULO 3

Construcción y lectura de mapas

Deetz, C. H. (1943). *Cartography*. U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 85 pp.
Lobeck, A. K., and W. J. Tellington (1944). *Military maps and air photographs*. McGraw-Hill Book Co., New York. 256 pp.
Musham, H. A. (1944). *The technique of the terrain*. Reinhold Publ. Corp., New York. 228 pp.
Raisz, E. (1948). *General cartography*. McGraw-Hill Book Co., New York. 354 pp.
Thomas, R. I. (1950). Photographic operations of the Royal Canadian Air Force. *Arctic*, 3:150–165.
Espenshade, E. B., Jr. (1951). Mathematical scale problems. *J. Geog.*, 50:107–113.
Greenhouse, D. (1951). *Down to earth: mapping for everybody*. Holiday House, New York. 262 pp.
Monkhouse, F. J., and H. R. Wilkinson (1952). *Maps and diagrams: Their compilation and construction*. Methuen and Co., London. 330 pp.
Dept. of the Army (1953). *Topographic surveying*. TM 5-234, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 230 pp.
Dept. of the Army (1956). *Map reading*. FM 21-26. U.S. Govt. Printing Office. Washington, D.C., 253 pp.
Military Service Publishing Co. (1957). *Map and aerial photograph reading*. Harrisbury, Pa., 177 pp.
Rude, G. T. (1957). Our last frontier: the Coast and Geodetic Survey's work in Alaska. *Geog. Rev.*, 47:349–364.
Dornbach, J. E. (1959). Design problems in aeronautical charting. *Professional Geographer*, 11, No. 2:7–10.
Robinson, A. H. (1960). *Elements of cartography*, 2nd edition. John Wiley and Sons, New York, 343 pp.
Raisz, E. (1962). *Principles of cartography*. McGraw-Hill Book Co., New York, 315 pp.

Geomagnetismo

Runcorn, S. K. (1955). The earth's magnetism. *Scientific American*, 193:152–162.
Jacobs, J. A., R. D. Russell, and J. T. Wilson (1959). *Physics and geology*. McGraw-Hill Book Co., New York, 424 pp. See Chapter 6: Geomagnetism.
Whitham, K., E. I. Loomer, and E. Dawson (1959). Recent studies of the north magnetic dip pole. *Arctic*, 12:28–39.
Nelson, J. H., L. Hurwitz, and D. G. Knapp (1962). *Magnetism of the earth*, Coast and Geodetic Survey, Publ. 40-1, U.S. Govt. Printing Office, Washington, 79 pp.
Jacobs, J. A. (1963). *The earth's core and geomagnetism*, The Macmillan Company, New York, 137 pp.
Cox, A., G. B. Dalrymple, and R. R. Doell (1967). Reversals of the earth's magnetic field. *Scientific American*, 216:44–54.

Coordenadas militares

Depts. of the Army and the Air Force (1951). *The universal grid systems*, TM 5-241, TO 16-1-233, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C. 324 pp.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

O'Keefe, J. A. (1952). The universal transverse Mercator grid and projection, *Professional Geographer*, 4:19–24.
Dept. of the Army (1958). *Grids and grid references*, TM 5-241-1, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 185 pp.

U.S. Land Office Survey

U.S. Govt. Printing Office (1934). *Manual of instructions for the survey of the public lands of the United States*, Washington, D.C., 530 pp.
Johnson, H. B. (1957). Rational and ecological aspects of the quarter section, *Geog. Rev.*, 47:330–348.

CAPITULO 4

Iluminación del globo

Boggs, S. W. (1931). Seasonal variations in daylight, twilight, and darkness, *Geog. Rev.*, 21:656–659.
Beckinsale, R. P. (1945). The altitude of the zenithal sun: A geographic approach to determination and climatic significance, *Geog. Rev.*, 35:595–600.
Hosmer, G. L., and J. M. Robbins (1948). *Practical astronomy*, 4th edition, John Wiley and Sons, New York, 355 pp.
Duncan, J. C. (1953). *Astronomy*, 5th edition, Harper and Row, New York, 500 pp.
Mehlin, T. G. (1959). *Astronomy*, John Wiley and Sons, New York, 391 pp.

Datos astronómicos actuales

Old Farmer's Almanac, issued annually, Yankee, Incorporated, Dublin, N. H.
Royal Astronomical Society of Canada, *The observer's handbook*, issued annually, Univ. of Toronto Press.
U.S. Naval Observatory, *The American ephemeris and nautical almanac*, issued annually, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C.
U.S. Naval Observatory, *The Air Almanac*, issued annually, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C.
World Journal Tribune, *The world almanac and book of facts*, issued annually, Newspaper Enterprise Association, New York.

CAPITULO 5

El tiempo

Strong, H. M. (1935). Universal world time, *Geog. Rev.*, 25:479–484.
Pyne, T. E. (1958). *Standard time*, Interstate Commerce Commission, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 8 pp.
U.S. Naval Observatory, *The air almanac*, issued annually, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C. Tables give standard times of most countries.

CAPITULO 6

La Luna

Whipple, F. L. (1941). *Earth, moon and planets*, The Blakiston Co., Philadelphia, Pa., 293 Véanse los capítulos 7, 8 y 9.
Mehlin, T. G. (1959). *Astronomy*, John Wiley and Sons, New York, 391 pp.
LeRoy, L. W. (1961). Lunar features and lunar problems, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72:591–604.
Shoemaker, E. M. (1964). The geology of the moon, *Scientific American*, 211:38–47.
Baldwin, R. B. (1965). *A fundamental survey of the moon*, McGraw-Hill Book Co., New York, 149 pp.
Hibbs, A. R. (1967). The surface of the moon, *Scientific American*, 216:61–74.
Scott, R. F. (1967). The feel of the moon, *Scientific American*, 217:34–43.

Las mareas

Macgowan, D. J. (1855). On the eagre of the Tsien-Tang, *Am. J. Sci.*, 2nd ser., 20:305–314. Eye-witness account of the tidal bore at Hangchow.
Marmer, H. A. (1921). Tide tables, *Geog. Rev.*, 11:406–413.
Marmer, H. A. (1922). Tides in the Bay of Fundy, *Geog. Rev.*, 12:195–205.
Marmer, H. A. (1923). Flood and ebb in New York Harbor, *Geog. Rev.*, 12:413–444.
Marmer, H. A. (1925). Tides and currents in New York Harbor, U.S. Dept. Commerce, Coast and Geodetic Survey, *Special Publ.* 111, Washington, D.C., 174 pp.
Marmer, H. A. (1926). *The tide*, Appleton and Co., New York, 282 pp.
Marmer, H. A. (1928). On cotidal maps, *Geog. Rev.*, 18:129–143.
Marmer, H. A. (1932). Tides and tidal currents, capítulo 7 de Physics of the earth, Vol. 5: *Bull. Nat. Research Council* 85, pp. 229–309.
Bauer, H. A. (1933). A world map of tides, *Geog. Rev.*, 23:259–270.
Marmer, H. A. (1948). Is the Atlantic Coast sinking? The evidence from the tide, *Geog. Rev.*, 38:652–657.
Manning, T. H., and R. W. Rae (1950). Tidal observations in Arctic waters, *Arctic*, 3:95–104.
Russell, R. C. H., and D. H. Macmillan (1954). *Waves and tides*, Hutchinson's Sci. and Tech. Publ., London, 348 pp.
Defant, A. (1958). *Ebb and flow*, Univ. of Mich. Press, Ann Arbor, 121 pp.
Darwin, G. H. (1962). *The tides, and kindred phenomena of the solar system*, W. H. Freeman and Co., San Francisco, 378 (Reimpresión. Publicado originalmente en 1898.)
Coast and Geodetic Survey, published annually, *Tide tables*, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C. (De los tiempos y alturas de pleamar y bajamar de los puertos principales.)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

CAPITULO 7

Meteorología general

U.S. Dept. Commerce (1955). Pilot's Weather handbook, Civil Aeronautics Administration, *Tech. Manual* 104, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 143 pp.

Kneppe, C. E., and G. C. DeLong (1958). *Weather and Climate*, McGraw-Hill Book Co., New York, 341 pp.

Petterssen, S. (1958). *Introduction to meteorology*, 2nd edition, McGraw-Hill Book Co., New York, 327 pp.

Byers, H. R. (1959). *General meteorology*, 3rd edition, McGraw-Hill Book Co., New York, 540 pp.

Donn, W. L. (1965). *Meteorology*, 3rd edition, McGraw-Hill Book Co., New York, 484 pp.

Riehl, H. (1965). *Introduction to the atmosphere*, McGraw-Hill Book Co., New York, 365 pp.

Sutcliffe, R. C. (1966). *Weather and climate*, Weidenfeld and Nicolson, London, 206 pp.

Atmósfera superior

Massey, H. S. W., and R. L. F. Boyd (1959). *The upper atmosphere*, Philosophical Library, New York, 333 pp.

Korff, S. A. (1960). Geographical aspects of cosmic-ray studies, *Geog. Rev.*, 50:504–522.

Hare, F. K. (1962). The stratosphere, *Geog. Rev.*, 52:525–547.

Bates, D. R. (1964). *The planet earth*, 2nd edition, Pergamon Press, Oxford, 370 pp.

Parker, E. N. (1964). The solar wind, *Scientific American*, 210:66–76.

Cahill, L. J., Jr. (1965). The magnetosphere, *Scientific American*, 212:58–67.

Craig, R. A. (1968). *The edge of space: exploring the upper atmosphere*, Doubleday and Co., New York, 150 pp.

CAPITULO 8

Radiación, balance de calor

Plass, G. N. (1959). Carbon dioxide and climate, *Scientific American*, 204.

Hanson, K. J. (1961). The albedo of sea-ice and ice islands in the Arctic Ocean basin, *Arctic*, 14:188–196.

Gates, D. M. (1962). *Energy exchange in the biosphere*, Harper and Row, New York, 151 pp.

Rubin, M. J. (1962). The Antarctic and the weather, *Scientific American*, 207:84–94.

Larsson, P. (1963). The distribution of albedo over arctic surfaces, *Geog. Rev.*, 53:572–579.

Geiger, R. (1965). *The climate near the ground*, 4th edition, Harvard Univ. Press, Cambridge, Mass., 611 pp.

Miller, D. H. (1965). The heat and water budget of the earth's surface, *Advances in Geophysics*, Vol. II, p. 176–277., Academic Press, New York.

Wendland, W. M. (1967). Analysis of measured net radiation values in Canada, *Geog. Bull.*, 9:1–10.

Temperaturas del aire y del suelo

Jefferson, M. (1918). The real temperatures throughout North and South America, *Geog. Rev.*, 6:240–267.

Visher, S. S. (1922). Laws of temperature, *Annals A. A. G.*, 13:15–40.

Jefferson, M. (1926). Actual temperatures of South America, *Geog. Rev.*, 16:443–466.

Parkins, A. E. (1926). The temperature region map, *Annals, A. A. G.*, 16:151–165.

Kincer, J. B. (1928). Temperature, sunshine and wind, *Atlas of American Agriculture*, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 40 pp.

Hartshorne, R. (1938). Six standard seasons of the year, *Annals A. A. G.*, 28:165–178.

Jefferson, M. (1938). Standard seasons, *Annals A. A. G.*, 28:1–12.

Jones, S. B. (1942). Lags and ranges of temperature in Hawaii, *Annals A. A. G.*, 32:68–97.

Leighly, J. B. (1947). Profiles of air temperature-normal to coast lines, *Annals A. A. G.*, 37:75–80.

Court, A. (1949). How hot is Death Valley? *Geog. Rev.*, 39:214–220.

Court, A. (1953). Temperature extremes in the United States, *Geog. Rev.*, 43:39–49.

Sumner, A. R. (1953). Standard deviation of mean monthly temperatures in Anglo-America, *Geog. Rev.*, 43:50–59.

Miller, D. H. (1956). The influence of open pine forest on daytime temperature in the Sierra Nevada, *Geog. Rev.*, 46:209–218.

Chang, Jen-Hu (1957). World patterns of monthly soil temperature distribution, *Annals A. A. G.*, 47:241–249.

Fluker, B. J. (1958). Soil temperatures, *Soil Sci.*, 86:35–46.

Leighton, P. A. (1966). Geographical aspects of air pollution, *Geog. Rev.*, 56:151–174.

Ludlum, D. M. (1963). Extremes of heat in the United States, *Weatherwise*, 16:108–129.

Ludlum, D. M. (1963). Extremes of cold in the United States, *Weatherwise*, 16:275–291.

Dunbar, G. S. (1966). Thermal belts in North Carolina, *Geog. Rev.*, 56:516–526.

VanLoon, H. (1966). On the annual temperature range over the Southern oceans, *Geog. Rev.*, 56:497–515.

Williams, L. (1967). Occurrence of high temperatures at Yuma Proving Ground, Arizona, *Annals A. A. G.*, 57:579–592.

CAPITULO 9

Vientos, circulación global

Borchert, J. R. (1953). Regional differences in world

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

atmospheric circulation. *Annals, A. A. G.*, 43:14–26.
Wexler, H. (1955). The circulation of the atmosphere, *Scientific American*, 193:114–124.
Lahey, J. F., and others (1958). *Atlas of 500 mb wind characteristics for the northern hemisphere*, Univ. of Wisconsin Press, Madison, 97 pp.
Lamb, H. H. (1957). On the frequency of gales in the arctic and antarctic, *Geog. Jour.*, 123:287–297.
Hare, F. K., (1960). The westerlies, *Geog. Rev.*, 50:345–367.
Warntz, W. (1961). Transatlantic flights and pressure patterns, *Geog. Rev.*, 51:187–212.
Tyson, P. J. (1962). Pressure as the weight of the atmosphere—a fallacy, *Professional Geographer*, 14:28–31.
Newell, R. E. (1964). The circulation of the upper atmosphere, *Scientific American*, 210:62–74.
Sutton, G. (1964). Micrometeorology, *Scientific American*, 211:62–76.
Slusser, W. (1965). Wind rose maps of the United States, *Weatherwise*, 18:260–263.
Reiter, E. R. (1967). *Jet streams*, Doubleday and Co., New York, 189 pp.
Miller, W. H. (1968). Santa Ana winds and crime, *Professional Geographer*, 20:23–27.

CAPITULO 10

Oceanografía física general

Sverdrup, H. V., and M. W. Johnson (1942). *The oceans*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N. J., 1087 pp.
Walford, L. A. (1958). *Living resources of the sea: opportunities for research and expansion*, The Ronald Press Co., New York, 321 pp.
Kort, V. G. (1962). The Antarctic Ocean, *Scientific American*, 207:113–128.
King, C. A. M. (1963). *An introduction to oceanography*, McGraw-Hill Book Co., New York, 337 pp.
Pickard, G. L. (1963). *Descriptive physical oceanography*, Pergamon Press, Oxford, 200 pp.
Cotter, C. H. (1965). *The physical geography of the oceans*, American Elsevier Publ. Co., New York, 317 pp.
McLellan, H. J. (1965). *Elements of physical oceanography*, Pergamon Press, Oxford, 150 pp.

Olas

Johnson, D. W. (1919). *Shore processes and shoreline development*, John Wiley and Sons, New York, 584. Reimpresión, 1965, Hafner Publ. Co., New York.
Cornish, V. (1934). *Ocean waves and kindred geophysical phenomena*, Cambridge Univ. Press, New York, 164 pp.
Bigelow, H. B., and W. T. Edmondson (1947). Wind waves at sea; Breakers and surf, *U.S. Navy Oceanographic Office Publ. 602*, Washington, D.C., 177 pp.
Macdonald, G. A., F. P. Shepard, and D. Cox (1947). The tsunami of April 1, 1946, in the Hawaiian Islands, *Pacific Science*, 1:21–37.
Steers, J. A. (1953). The east coast floods; January 31–February 1, 1953, *Geog. Jour.*, 119:280–298.
Russell, R. C. H., and D. H. Macmillan (1954). *Waves and tides*, Hutchinson's Sci. and Tech. Publ., London, 348 pp.
Bascomb, W. (1964). *Waves and beaches*, Doubleday and Co., New York, 260 pp.

Corrientes marinas

Murphy, R. C. (1923). The oceanography of the Peruvian littoral with reference to the abundance and distribution of marine life, *Geog. Rev.*, 13:64–85.
Marmer, H. A. (1929). The Gulf Stream and its problems, *Geog. Rev.*, 19:457–478.
Pettersson, O. (1929). Changes in oceanic circulation and their climatic consequences, *Geog. Rev.*, 19:121–131.
Church, P. E. (1932). Surface temperatures of the Gulf Stream and its bordering waters, *Geog. Rev.*, 22:286–293.
Isaac, W. E. (1937). South African coastal waters in relation to ocean currents, *Geog. Rev.*, 27:651–664.
Munk, W. (1955). The circulation of the oceans, *Scientific American*, 193:96–104.

Hielo marino, islas de hielo

Weaver, J. C. (1946). Ice atlas of the northern hemisphere, *U.S. Navy Oceanographic Office Publ. 550*, Washington, D. C., 105 pp.
Crary, A. P., R. D. Cotell, and T. F. Sexton (1952). Preliminary report on scientific work on "Fletcher's Ice Island, T 3," *Arctic*, 5:211–223.
Koenig, L. S., K. R. Greenaway, M. Dunbar, and G. Hattersley-Smith (1952). Arctic ice islands, *Arctic*, 5:67–103.
Helk, J. V., and M. Dunbar (1953). Ice islands: Evidence from North Greenland, *Arctic*, 6:263–271.
Jenness, J. L. (1953). The physical geography of the waters of the western Canadian arctic, *Geog. Bull.*, 4:33–64.
Forward, C. N. (1956). Sea ice conditions along the Hudson Bay route, *Geog. Bull.*, 8:22–50.
U.S. Navy (1957). Oceanographic Atlas of the Polar Seas, Parte I: Antarctic, *Oceanographic Office Publication 705, U.S. Navy*, Washington, D.C., 70 pp.
Crary, A. P. (1958). Arctic ice island and ice shelf studies, *Arctic*, 11:3–42; 13:32–50.
Bilello, M. A. (1961). Formation, growth, and decay of sea-ice, *Arctic*, 14:3–24.
Robin, G. deQ. (1962). The ice of the Antarctic, *Scientific American*, 207:132–146.
Nutt, D. C. (1966). The drift of ice island WH-5, *Arctic*, 19:244–262.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

CAPÍTULO 11

Humedad, nubes, niebla, rocío

McAdie, A. (1931), The commercial importance of fog control, *Annals A. A. G.*, 21:91–100.

Stone, R. G. (1935), Fog in the United States and adjacent regions, *Geog. Rev.*, 25:111–134.

Ives, R. L. (1941), Colorado Front Range crest clouds and related phenomena, *Geog. Rev.*, 31:23–45.

Rossby, C. G. (1941), Amateur forecasting from cloud formations, *Yearbook of Agriculture, 1941*, U.S. Dept. Agriculture, pp. 656–661.

Grant, H. D. (1944), *Cloud and weather atlas*, Coward, McCann, New York, 294 pp.

Ashbel, D. (1949), Frequency and distribution of dew in Palestine, *Geog. Rev.*, 39:291–297.

Went, F. W. (1955), Fog, mist, dew, and other sources of water, *Yearbook of Agriculture, 1955*, U.S. Dept. Agriculture, pp. 103–109.

Patton, C. P. (1956), Climatology of summer fogs in the San Francisco Bay area, *Univ. of California Publ. in Geography*, 10, No. 3:113–200.

World Meteorological Organization (1956), *International cloud atlas*, Ginebra, Suiza, 2 vols.

Battan, L. J. (1962), *Cloud physics and cloud seeding*, Doubleday and Co., New York, 144 pp.

Schloss, M. (1962), Cloud cover of the Soviet Union, *Geog. Rev.*, 52:389–399.

Duvdevani, S. (1964), Dew in Israel and its effects on plants, *Soil Sci.*, 98:14–21.

Court, A., and R. D. Gerston (1966), Fog frequency in the United States, *Geog. Rev.*, 56:543–550.

Chandler, T. J. (1967), Absolute and relative humidities in towns, *Bull. Amer. Met. Soc.*, 48:394–399.

Rados, R. M. (1967), The evolution of the TIROS meteorological satellite operational system, *Bull. Amer. Met. Soc.*, 48:326–337.

Precipitaciones

Kincer, J. B. (1922), Precipitation and humidity, *Atlas of American agriculture*, U.S. Govt. Printing Office, Washington D.C., 48 pp.

McAdie, A. (1922), Monsoon and trade winds as rain makers and desert makers, *Geog. Rev.*, 12:412–419.

Visher, S. S. (1923), The laws of winds and moisture, *Annals A. A. G.*, 13:169–207.

Sykes, G. (1931), Rainfall investigations in Arizona and Sonora by means of long-period rain gauges, *Geog. Rev.*, 21:229–233.

Church, J. E. (1933), Snow surveying, *Geog. Rev.*, 23:529–563.

Leighly, J. (1935), Continental precipitation on a rotating earth, *Geog. Rev.*, 25:657–666.

Visher, S. S. (1938), Rainfall-intensity contrasts in Indiana, *Geog. Rev.*, 28:627–637.

Tannehill, I. R. (1947), *Drought, its causes and effects*, Princeton Univ. Press, Princeton, N.J., 264 pp.

Thornthwaite, C. W. (1947), Climate and moisture conservation, *Annals A. A. G.*, 37:87–100.

Visher, S. S. (1947), Precipitation seasons in the United States, *Geog. Rev.*, 37:106–111.

Foster, E. E. (1949), *Rainfall and runoff*, The Macmillan Co., New York, 487 pp. Véanse los capítulos 2-7.

Gardner, C., Jr. (1955), Hauling down more water from the sky, *Yearbook of Agriculture, 1955*, U.S. Dept. Agriculture, pp. 91–95.

Hiatt, W. E., and R. W. Schloemer (1955), How we measure the variations in precipitation, *Yearbook of Agriculture, 1955*, U.S. Dept. Agriculture, pp. 78–84.

Tannehill, I. R. (1955), Is weather subject to cycles? *Yearbook of Agriculture, 1955*, U.S. Dept. Agriculture, pp. 84–90.

Work, R. A. (1955), Measuring snow to forecast water supplies, *Yearbook of Agriculture, 1955*, U.S. Dept. Agriculture, pp. 94–102.

Schaefer, V. J. (1956), Artificially induced precipitation and its potentialities, pp. 607–618 of *Man's role in changing the face of the earth*, Univ. of Chicago Press, Chicago, 1193 pp.

Chow, V. T., ed. (1964), *Handbook of applied hydrology*, McGraw-Hill Book Co., New York. Véanse las secciones 9 y 10.

Small, R. T. (1966), Terrain effects on precipitation in Washington State, *Weatherwise*, 19:204–207.

Tormentas, granizo

Lemons, H. (1942), Hail as a factor in the regional climatology of the United States, *Geog. Rev.*, 32:471–475.

Byers, H. R. (1949), *The thunderstorm*, U.S. Dept. Commerce, Weather Bureau, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 287 pp.

Langmuir, I. (1950), Control of precipitation from cumulus clouds by various seeding techniques, *Science*, 112:35–41.

Flora, S. D. (1956), *Hailstorms of the United States*, Univ. of Oklahoma Press, Norman, 201 pp.

Frisby, E. M. (1964), A study of hailstorms of the upper Great Plains of the North American continent, *Weatherwise*, 17:68–74.

Fankhauser, J. C., and C. W. Newton (1965), The migration of thunderstorms as related to wind and to moisture supply, *Weatherwise*, 18:68–73.

Brown, R. M. (1967), Hail, hail—A case history, *Weatherwise*, 20:254–258.

CAPÍTULO 12

Análisis del tiempo

Thornthwaite, C. W. (1937), The life history of rainstorms, *Geog. Rev.*, 27:92–111.

Rossby, C. G. (1941), The scientific basis of modern meteorology, *Yearbook of Agriculture, 1941*, U.S. Dept. Agriculture, pp. 599–655.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Visher, S. S. (1944), Storms of the world, *Economic Geog.*, 20:286–295.
Lamb, H. H., and G. P. Britton (1955), General atmospheric circulation and weather variations in the Antarctic, *Geog. Jour.*, 121:334–349.
Battan, L. J. (1962), *Radar observes the weather*, Doubleday and Co., New York, 158 pp.
Hovey, W., K. Sirinek, and F. Storer (1967), A synoptic analysis of New England's "backdoor" cold fronts, *Weatherwise*, 20:264–267.

Tiempo y ciclones tropicales

Visher, S. S. (1925), Effects of tropical cyclones upon the weather of middle latitudes, *Geog. Rev.*, 15:109–114.
Cline, I. M. (1926), *Tropical cyclones*, The Macmillan Co., New York, 301 pp.
Brooks, C. F. (1939), Hurricanes into New England, *Geog. Rev.*, 29:119–127.
James, P. E. (1939), Air masses and fronts of South America, *Geog. Rev.*, 29:132–134.
Brooks, C. F., and C. Chapman (1945), The New England hurricane of September, 1944, *Geog. Rev.*, 35:132–136.
Riehl, H. (1954), *Tropical meteorology*, McGraw-Hill Book Co., New York, 392 pp.
Tannehill, I. R. (1956), *Hurricanes*, Princeton Univ. Press, Princeton, N.J., 308 pp.
Rosendal, H. E. (1963), Mexican west coast tropical cyclones, 1947–1961, *Weatherwise*, 16:226–229.
Dunn, G. E., and B. I. Miller (1964), *Atlantic hurricanes*, Louisiana State Univ. Press, Baton Rouge, 377 pp.
Gentry, R. C. (1964), Current hurricane research, *Weatherwise*, 17:180–185, 189.
Cullen, W. C., and L. W. Crow (1967), A case history of residential property damage as a hurricane moves inland, *Bull. Amer. Met. Soc.*, 48:10–12.
Helm, T. (1967), *Hurricanes: Weather at its worst*, Dodd, Mead and Co., New York, 234 pp.

Tornados

Carey, J. P. (1917), The central Illinois tornado of May 26, 1917, *Geog. Rev.*, 4:122–130.
Flora, S. D. (1954), *Tornadoes of the United States*, Univ. of Oklahoma Press, Norman, 221 pp.
Changnon, S. A. Jr., and R. G. Semonin (1966), A great tornado disaster in retrospect, *Weatherwise*, 19:56–65.

CAPITULO 13

Climatología general, clasificación de los climas

Russell, R. J. (1934), Climatic years, *Geog. Rev.*, 24:92–103.
Blumenstock, D. I., and C. W. Thornthwaite (1941), Climate and the world pattern, *Yearbook of Agriculture, 1941*, pp. 98–127.
Haurwitz, B., and J. M. Austin (1944), *Climatology*, McGraw-Hill Book Co., New York, 410 pp.
Brooks, C. F. (1948), The climatic record: its content, limitations and geographic value, *Annals A. A. G.*, 38:153–168.
Brooks, C. E. P. (1949), *Climate through the ages*, McGraw-Hill Book Co., New York, 395 pp.
Conrad, V., and L. W. Pollak (1950), *Methods in climatology*, Harvard Univ. Press, Cambridge, Mass., 459 pp.
Kendrew, W. G. (1953), *The climates of the continents*, Oxford Univ. Press, London, 607 pp.
Miller, A. A. (1953), *Climatology*, 1953 ed., Methuen and Co., London, 318 pp.
Hare, F. K. (1955), Dynamic and synoptic climatology, *Annals A. A. G.*, 45:152–162.
Court, A. (1957), Climatology: Complex, dynamic, and synoptic, *Annals A. A. G.*, 47:125–136.
Landsberg, H. (1958), *Physical climatology*, Gray Printing Co., DuBois, Pa., 446 pp.
Landsberg, H. E. (1958), Trends in climatology, *Science*, 128:749–758.
Lydolph, P. E. (1959), Fedorov's complex method in climatology, *Annals A. A. G.*, 49:120–144.
Trewartha, G. T. (1961), *The earth's problem climates*, Univ. of Wisconsin Press, Madison, 334 pp.
Bailey, H. P. (1964), Toward a unified concept of the temperate climate, *Geog. Rev.*, 54:516–545.
Critchfield, H. J. (1966), *General climatology*, 2nd edition, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J., 420 pp.
Hare, F. K. (1966), The concept of climate, *Geography*, 51:99–110.
Trewartha, G. T. (1968), *An introduction to climate*, McGraw-Hill Book Co., New York, 408 pp.

Datos climatológicos

Clayton, H. H. (1927, 1934), World weather records, *Smithsonian Miscellaneous Collections*, 79, 1927, and 90, 1934. Datos de muchas estaciones de todo el mundo.
U.S. Dept. Agriculture (1928), *Atlas of American agriculture*, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C.
Brooks, C. F., A. J. Connor, and others (1936), *Climatic maps of North America*, Harvard Univ. Press, Cambridge, Mass.
Thomas, M. K. (1953), *Climatological atlas of Canada*, Nat. Research Council, Ottawa, Canada, 253 pp.
Visher, S. S. (1954), *Climatic atlas of the United States*, Harvard Univ. Press, Cambridge, Mass., 403 pp.
U.S. Navy (1955 y post.), *Marine climatic atlas of the world*, 4 vols., U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C.
Meteorological Office of Great Britain (1958), *Tables of temperature, relative humidity and precipitation for the world*, Her Majesty's Stationery Office, London.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Climatología aplicada

Visher, S. S. (1941), Climate and geomorphology: some comparisons between regions, *J. Geomorphology*, 4:54–64.

U.S. Dept. Agriculture (1941), Climate and man, *Yearbook of Agriculture, 1941*, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C. Muchos artículos sobre el clima. Datos climáticos de los Estados Unidos.

Peltier, L. (1950), The geographic cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology, *Annals A. A. G.*, 40:214–236.

Curry, L. (1952), Climate and economic life: a new approach with examples from the United States, *Geog. Rev.*, 42:367–383.

Lee, D. H. K. (1953), Physiological climatology as a field of study, *Annals A. A. G.*, 43:127–137.

Griffiths, J. F. (1966), *Applied climatology, an introduction*, Oxford University Press, London, 118 pp.

Terjung, W. H. (1966), Physiological climates of the conterminous United States: A bioclimatic classification based on man, *Annals A. A. G.*, 56:141–179.

Terjung, W. H. (1967), Annual physioclimatic stresses and regimes in the United States, *Geog. Rev.*, 57:225–240.

Sistema de Köppen

Köppen, W. (1923), *Die Klimate der Erde; Grundriss der Klimakunde*, Walter de Gruyter Co., Berlin.

Köppen, W., and R. Geiger (1930 and later), *Handbuch der Klimatologie*, 5 vols., Gebrüder Borntraeger, Berlin. Véase vol. I, parte C (1936) para un análisis general del sistema de climatología de Köppen.

Ackerman, E. A. (1941), The Köppen classification of climates in North America, *Geog. Rev.*, 31:105–111.

Kesseli, J. E. (1942), The climates of California according to the Köppen classification, *Geog. Rev.*, 32:476–480.

Köppen-Geiger (1954), Klima der Erde (map), Justus Perthe, Darmstadt, Germany. Véase vol. I, parte C (1936) para un análisis general del sistema de climatología de Köppen.

Lewis, P. F. (1961), Dichotomous keys to the Köppen system, *Professional Geographer*, 13:25–31.

Shear, J. A. (1966), A set-theoretic view of the Köppen dry climates, *Annals A. A. G.*, 56:508–515.

Wilcock, A. A. (1968), Köppen after fifty years, *Annals, A. A. G.*, 58:12–28.

Sistema de Thornthwaite

Thornthwaite, C. W. (1931), The climates of North America, according to a new classification, *Geog. Rev.*, 21:633–655.

Thornthwaite, C. W. (1933), The climates of the earth, *Geog. Rev.*, 23:433–440, con mapamundo.

Thornthwaite, C. W. (1943), Problems in the classification of climates, *Geog. Rev.*, 33:233–255.

Thornthwaite, C. W. (1948), An approach toward a rational classification of climate, *Geog. Rev.*, 38:55–94.

Chang, Jen-Hu (1959), An evaluation of the 1948 Thornthwaite classification, *Annals A. A. G.*, 49:24–30.

CAPITULO 14

Hidrología general, ciclo hidrológico

Holzman, B. (1937), Sources of moisture for precipitation for the United States, *U.S. Dept. Agriculture Tech. Bull* 589, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 41 pp.

Meinzer, O. E., ed. (1942), *Hydrology*, Vol. IX of *Physics of the earth*, McGraw-Hill Book Co., New York, 712 pp.

Foster, E. E. (1949), *Rainfall and runoff*, The Macmillan Co., New York, 487 pp.

Johnstone, D., and W. P. Cross (1949), *Elements of applied hydrology*, The Ronald Press Co., New York, 276 pp.

Wisler, C. O., and E. F. Brater (1949), *Hydrology*, John Wiley and Sons, New York, 419 pp.

Colman, E. A. (1953), *Vegetation and watershed management*, The Ronald Press Co., New York, 412 pp.

Ackerman, W. C., E. A. Colman, and H. O. Ogrosky (1955), From ocean to sky to land to ocean, *Yearbook of Agriculture, 1955*, U.S. Dept. Agriculture, pp. 41–51.

Thornthwaite, C. W., and J. R. Mather (1955), The water balance, *Publications in climatology*, 8, No. 1, Laboratory of Climatology, Centerton, N.J., 104 pp.

Subrahmanyam, V. P. (1956), The water balance of India according to Thornthwaite's concept of evapotranspiration, *Annals A. A. G.*, 46:300–311.

Chow, V. T., ed. (1964), *Handbook of applied hydrology*, McGraw-Hill Book Co., New York. Véanse las secciones 1, 11, 12 y 20-24.

Bruce, J. P., and R. H. Clark (1966), *Introduction to hydrometeorology*, Pergamon Press, Oxford, 319 pp.

Agua del suelo

Bernstein, L. (1955), The needs and uses of water by plants, *Yearbook of Agriculture, 1955*, U.S. Dept. Agriculture, pp. 18–25.

Fletcher, H. C., and H. B. Elmendorf (1955), Phreatophytes—a serious problem in the West, *Yearbook of Agriculture, 1955*, U.S. Dept. Agriculture, pp. 423–429.

Haise, H. R. (1955), How to measure the moisture in the soil, *Yearbook of Agriculture, 1955*, U.S. Dept. Agriculture, pp. 362–371.

Musgrave, G. W. (1955), How much rain enters the soil? *Yearbook of Agriculture, 1955*, U.S. Dept. Agriculture, pp. 151–159.

Richards, L. A. (1955), Retention and transmission of

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

water in soil. *Yearbook of Agriculture, 1955*, U.S. Dept. of Agriculture, pp. 144–151.
Thornthwaite, C. W., and J. R. Mather (**1955**). The water budget and its use in irrigation. *Yearbook of Agriculture, 1955*, U.S. Dept. Agriculture, pp. 346–358.
Wadleigh, C. H. (**1955**). Soil moisture in relation to plant growth. *Yearbook of Agriculture, 1955*, U.S. Dept. Agriculture, pp. 358–361.
Horton, J. H., and R. H. Hawkins (**1965**). Flow path of rain from the soil surface to the water table. *Soil Sci.*, 100:377–383.

CAPITULO 15

Clima ecuatorial húmedo

Ross, E. (**1919**). The climate of Liberia and its effect on man. *Geog. Rev.*, 7:387–402.
Scrivenor, J. B. (**1921**). The physical geography of the southern part of the Malay Peninsula. *Geog. Rev.*, 11:351–371.
van Valkenburg, S. (**1925**). Java: the economic geography of a tropical island. *Geog. Rev.*, 15:563–583.
Stamp, L. D. (**1930**). Burma: an undeveloped monsoon country. *Geog. Rev.*, 20:86–109.
Harley, G. W. (**1939**). Roads and trails in Liberia. *Geog. Rev.*, 29:447–460.
Bruce, L. J. (**1941**). Stone age agriculture in New Guinea. *Geog. Rev.*, 31:555–569.
Stone, R. G. (**1941**). Health in tropical climates. *Yearbook of Agriculture, 1941*, U.S. Dept. Agriculture, pp. 246–261.
Pendleton, R. L. (**1942**). Land utilization and agriculture of Mindanao, Philippine Islands. *Geog. Rev.*, 32:180–210.
Schneeberger, W. F. (**1945**). The Kerayan-Kalabit highland of central northeast Borneo. *Geog. Rev.*, 35:544–562.
Pendleton, R. L. (**1950**). Agricultural and forestry potentialities of the tropics. *Agronomy J.*, 42: 115–123.
Lee, D. H. K. (**1951**). Thoughts on housing for the humid tropics. *Geog. Rev.*, 41:124–147.
Lee, D. H. K. (**1957**). *Climate and economic development in the tropics*. Harper and Bros., New York, 182 pp.
Spencer, J. E. (**1959**). Seasonality in the tropics: the supply of fruit to Singapore. *Geog. Rev.*, 49: 475–484.
Fosberg, F. R., B. J. Garnier, and A. W. Küchler (**1961**). Delimitation of the humid tropics. *Geog. Rev.*, 51:333–347.
Ignatieff, V., and Lemos, P. (**1963**). Some management aspects of more important tropical soils. *Soil Sci.*, 95:243–249.

Clima de vientos litorales variables

Durland, W. D. (**1922**). The forests of the Dominican Republic. *Geog. Rev.*, 12:206–222.
James, P. E. (**1932**). The coffee lands of southeastern Brazil. *Geog. Rev.*, 22:225–244.
van Royen, W. (**1933**). A geographical reconnaissance of the Cibao of Santo Domingo. *Geog. Rev.*, 28:556–572.
von Hagen, V. W. (**1940**). The Mosquito Coast of Honduras and its inhabitants. *Geog. Rev.*, 30: 238–259.
Portig, W. H. (**1965**). Central American rainfall. *Geog. Rev.*, 55:68–90.

Climas de desiertos y estepas tropicales

Hobbs, W. H. (**1917**). A pilgrimage in northeastern Africa, with studies of desert conditions. *Geog. Rev.*, 3:337–355.
MacDougal, D. T. (**1917**). A decade of the Salton Sea. *Geog. Rev.*, 3:457–473.
Gautier, E. F. (**1925**). The trans-Saharan railway. *Geog. Rev.*, 15:51–69.
Clapp, F. F. (**1926**). In the northwest of the Australian desert. *Geog. Rev.*, 16:206–231.
Taylor, G. (**1926**). The frontiers of settlement in Australia. *Geog. Rev.*, 16:1–25.
de Martonne, E. (**1927**). Regions of interior-basin drainage. *Geog. Rev.*, 17:397–414.
Sykes, G. (**1927**). The Camino del Diablo: with notes on a journey in 1925. *Geog. Rev.*, 17:62–74.
Hoover, J. W. (**1929**). The Indian country of southern Arizona. *Geog. Rev.*, 19:33–60.
Wilson, E. D. (**1931**). New mountains in the Yuma Desert. *Geog. Rev.*, 21:221–228.
Shreve, F. (**1934**). Rainfall, runoff and soil moisture under desert conditions. *Annals A. A. G.*, 24: 131–156.
Gautier, E. F., trad. por D. F. Mayhen (**1935**). *Sahara, the great desert*, Columbia Univ. Press, New York, 264 pp.
Forbes, R. H. (**1942**). Egyptian-Libyan borderlands. *Geog. Rev.*, 32:294–302.
Twitchell, K. S. (**1944**). Water resources of Saudi Arabia. *Geog. Rev.*, 34:365–380.
Capot-Rey, R. (**1945**). Dry and humid morphology in the western Erg. *Geog. Rev.*, 35:391–407.
Moolman, J. H. (**1946**). The Orange River, South Africa. *Geog. Rev.*, 36:653–676.
Gerrie, R. M. (**1948**). Countering desiccation in the Punjab. *Geog. Rev.*, 38:30–40.
Ives, R. L. (**1949**). Climate of the Sonoran Desert. *Annals A. A. G.*, 39:143–187.
Bunker, D. G. (**1953**). The southwest borderlands of the Rub Al Khali. *Geog. Jour.*, 119:418–430.
Awad, H. (**1963**). Some aspects of the geomorphology of Morocco as related to the Quaternary climate. *Geog. Jour.*, 129:129–139.
Gulick, L. H., Jr. (**1963**). Irrigation systems of the former Sind Province, West Pakistan. *Geog. Rev.*, 53:79–99.
Ehert, C. H. V. (**1965**). Water resources and land use in the Qatif Oasis of Saudi Arabia. *Geog. Rev.*, 55:496–509.
Hills, E. S., ed. (**1966**). *Arid lands; a geographical*

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

appraisal, Methuen and Co., London, 461 pp.
Bryson, R. A., and D. A. Baerreis (1967), Possibilities of major climatic modification and their implications: Northwest India, a case for study, *Bull. Amer. Met. Soc.*, 48:136–142.

Clima desértico de las costas occidentales

Rich, J. L. (1941), The nitrate district of Tarapacá, Chile: An aerial traverse, *Geog. Rev.*, 31:1–22.
Light, M., and R. Light (1946), Atacama revisited: "Desert trails" seen from the air, *Geog. Rev.*, 36:525–545.
Rudolph, W. E. (1951), Chuquicamata revisited twenty years later, *Geog. Rev.*, 41:88–113.
Hamnon, E. H. (1954), A geomorphic study of the Cape region of Baja California, *Univ. of California Publ. in Geography*, 10, No. 2:45–111.
Lydolph, P. E. (1957), A comparative analysis of the dry western littorals, *Annals A. A. G.*, 47:211–230.
Meigs, P. (1966), *Geography of coastal deserts*, UNESCO Publications Center, New York, 140 pp.

Clima tropical húmedo-seco

Heller, E. (1918), The geographical barriers to the distribution of big game animals in Africa, *Geog. Rev.*, 6:297–319.
Taylor, G. (1919), The settlement of tropical Australia, *Geog. Rev.*, 8:84–115.
Shantz, H. L. (1922), Urundi, territory and people, *Geog. Rev.*, 12:329–357.
Bennett, H. H. (1925), Some geographic aspects of western Ecuador, *Annals A. A. G.*, 15:126–147.
Sheppard, G. (1930), Notes on the climate and physiography of southwestern Ecuador, *Geog. Rev.*, 20:445–453.
Darby, H. C. (1931), Settlement in northern Rhodesia, *Geog. Rev.*, 21:559–573.
Crist, R. (1932), Along the Llanos-Andes border in Zamora, Venezuela, *Geog. Rev.*, 22:411–422.
Forbes, R. H. (1932), The desiccation problem in West Africa: the capture of the Sourou by the Black Volta, *Geog. Rev.*, 22:97–106.
Gautier, E. F. (1933), Climatic and physiographic notes on French Guinea, *Geog. Rev.*, 23:248–258.
Price, A. G. (1933), Pioneer reactions to a poor tropical environment, *Geog. Rev.*, 23:353–371.
Pendleton, R. L. (1943), Land use in northeastern Thailand, *Geog. Rev.*, 33:15–41.
Rudolph, W. E. (1944), Agricultural possibilities in northwestern Venezuela, *Geog. Rev.*, 34:36–56.
Dobby, E. H. G. (1945), Winds and fronts over Southeast Asia, *Geog. Rev.*, 35:204–218.
Waibel, L. (1948), Vegetation and land use in the Planalto Central of Brazil, *Geog. Rev.*, 38: 529–554.
James, P. E. (1952), Observations on the physical geography of northeast Brazil, *Annals A. A. G.*, 42:153–176.
Whittlesey, D. (1956), Southern Rhodesia—an African compage, *Annals A. A. G.*, 46:1–97.
Church, R. J. H. (1961), *West Africa, a study of environment and man's use of it*, John Wiley and Sons, New York, 547 pp.
Mahew, W. A., Jr. (1965) The climate pattern of North and South Vietnam, *Weatherwise*, 18: 162–165.
Chang, J.-H. (1967), The Indian summer monsoon, *Geog. Rev.*, 57:373–396.

CAPITULO 16

Clima subtropical húmedo

Tower, W. S. (1918), The Pampa of Argentina, *Geog. Rev.*, 5:293–315.
Emerson, F. V. (1919), The southern long-leaf pine belt, *Geog. Rev.*, 7:81–90.
Durland, W. D. (1924), The quebracho region of Argentina, *Geog. Rev.*, 14:227–241.
Trewartha, G. T. (1928), A geographic study in Shizuoko Prefecture, Japan, *Annals A. A. G.*, 18:127–259.
Frothingham, E. H. (1931), Timber growing and logging practice in the southern Appalachian region, *U.S. Dept. Agriculture Tech. Bull.* 250, 93 pp.
Visher, S. S. (1941), Torrential rains as a serious handicap in the South, *Geog. Rev.*, 31:644–652.

Clima marítimo de la costa occidental

Hoover, J. W. (1933), The littoral of northern California as a geographic province, *Geog. Rev.*, 23:217–229.
Bilham, E. G. (1938), *The Climate of the British Isles*, Macmillan and Co., London, 347 pp.
Cumberland, K. B. (1941), A century's change: natural to cultural vegetation in New Zealand, *Geog. Rev.*, 31:529–554.
Küchler, A. W. (1946), The broadleaf deciduous forests of the Pacific Northwest, *Annals A. A. G.*, 36:122–147.
Taylor, J. A., and R. A. Yates (1958), *British weather in maps*, St. Martin's Press, New York, 256 pp.

Clima mediterráneo

Smith, J. R. (1916), The oak tree and man's environment, *Geog. Rev.*, 1:3–19.
Semple, E. C. (1919), Climatic and geographic influences on ancient Mediterranean forests and the lumber trade, *Annals A. A. G.*, 9:13–37.
Coulter, J. W. (1930), Land utilization in the Santa Lucia region, *Geog. Rev.*, 20:469–479.
Raup, H. F. (1935), Land use and water-supply problems in southern California: market gardens of the Palos Verdes Hills, *Geog. Rev.*, 25:264–269.
Torbet, E. N. (1935), The specialized commercial agriculture of the northern Santa Clara Valley, *Geog. Rev.*, 25:247–263.
Stotz, C. L. (1939), The Bursa region of Turkey, *Geog. Rev.*, 29:81–100.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Leighly, J. (1941), Settlement and cultivation in the summer-dry climates, *Yearbook of Agriculture, 1941*, U.S. Dept. Agriculture, pp. 197–204.
Fish, W. B. (1944), The Lebanon, *Geog. Rev.*, 34: 235–258.
Nuttonson, M. Y. (1947), Agroclimatology and crop ecology of Palestine and Trans-Jordan and climatic analogues in the United States, *Geog. Rev.*, 37:436–456.
Whyte, R. O. (1950), The phytogeographical zones of Palestine, *Geog. Rev.*, 40:600–614.

Climas de desierto y estepa de las latitudes medias

Gregory, H. E. (1915), The oases of Tuba City, Arizona, *Annals A. A. G.*, 5:107–119.
Jefferson, M. (1916), The oasis at the foot of the Wasatch, *Geog. Rev.*, 1:346–358.
Smith, J. W. (1920), Rainfall of the Great Plains in relation to cultivation, *Annals A. A. G.*, 10:69–74.
Stein, A. (1920), Explorations in the Lop Desert, *Geog. Rev.*, 9:1–34.
Bryan, K. (1929), Flood-water farming, *Geog. Rev.*, 19:444–456.
Hoover, J. W. (1930), Tusayan: The Hopi Indian country of Arizona, *Geog. Rev.*, 20:425–444.
Bowman, I. (1931), Jordan country, *Geog. Rev.*, 21:22–55.
Bowman, R. H. (1933), Belle Fourche valleys and uplands, *Annals A. A. G.*, 23:127–164.
Brown, R. H. (1934), Irrigation in a dry-farming region, *Geog. Rev.*, 24:596–604.
Bowman, I. (1935), Our expanding and contracting desert, *Geog. Rev.*, 25:43–61.
Crowe, P. R. (1936), The rainfall regime of the Western Plains, *Geog. Rev.*, 26:463–484.
Lackey, E. E. (1937), Annual-variability rainfall maps of the Great Plains, *Geog. Rev.*, 27:665–670.
Thornthwaite, C. W. (1941), Climate and settlement in the Great Plains, *Yearbook of Agriculture, 1941*, U.S. Dept. Agriculture, pp. 177–196.
Bryan, K., and C. C. Albritton (1943), Soil phenomena as evidence of climate change, *Am. J. Sci.*, 241:469–490.
Nuttonson, M. Y. (1947), Agroclimatology and crop ecology of the Ukraine and climatic analogues in North America, *Geog. Rev.*, 37:216–232.
Bretz, J. H., and L. Horberg (1949), Caliche in southeastern New Mexico, *J. Geol.*, 57:491–511.
Borchert, J. R. (1950), The climate of the central North American grassland, *Annals A. A. G.*, 40 pp. 1–39.
Villmow, J. R. (1956), The nature and origin of the Canadian dry belt, *Annals A. A. G.*, 46:211–232.
White, G. F., ed. (1956), The future of arid lands, *Am. Assoc. Advancement of Sci. Publ.* 43, Washington, D.C., 453 pp.
Zierer, C. M., ed. (1956), *California and the southwest*, John Wiley and Sons, New York, 376 pp.
Jaeger, E. C. (1957), *The North American deserts*, Standford Univ. Press, Stanford, Cal., 308 pp.
Fonaroff, L. S. (1963), Conservation and stock reduction on the Navajo tribal range, *Geog. Rev.*, 53:200–223.

Clima continental húmedo

Kincer, J. B. (1923), The climate of the Great Plains as a factor in their utilization, *Annals A. A. G.*, 13:67–80.
Durand, L., Jr., and K. Bertrand (1935), The forest and woodland regions of Wisconsin, *Geog. Rev.*, 25:264–271.
Church, P. E. (1936), A geographical study of New England temperatures, *Geog. Rev.*, 26:283–292.
Rose, J. K. (1936), Corn yield and climate in the corn belt, *Geog. Rev.*, 26:88–102.
McCune, S. (1941), Climatic regions of Korea and their economy, *Geog. Rev.*, 31:95–99.
Sauer, C. O. (1941), The settlement of the humid East, *Yearbook of Agriculture, 1941*, U.S. Dept. Agriculture, pp. 157–176.
Forbes, C. B. (1942), Snowfall in Maine, *Geog. Rev.*, 32:245–251.
Manley, G. (1945), The effective rate of altitudinal change in temperature Atlantic climates, *Geog. Rev.*, 35:408–417.
Calef, W. (1950), The winter of 1948–49 in the Great Plains, *Annals A. A. G.*, 40:267–292.
Hare, F. K. (1952), The climate of the island of Newfoundland: A geographical analysis, *Geog. Bull.*, 2:36–88.
Brumback, J. J. (1965), *The Climate of Connecticut*, Conn. Geol. and Nat. Hist. Survey, Bull. 99, 215 pp.
Kopec, R. J. (1965), Continentality around the Great Lakes, *Bull. Amer. Met. Soc.*, 46:54–57.
Muller, R. A. (1966), Snowbelts of the Great Lakes, *Weatherwise*, 19:248–255.
Stommel, H. G. (1966), The great blizzard of '66 on the northern Great Plains, *Weatherwise*, 19: 189–193.
Kopec, R. J. (1967), Areal patterns of seasonal temperature anomalies in the vicinity of the Great Lakes, *Bull. Amer. Met. Soc.*, 48:884–889.
Landsberg, H. E. (1967), Two centuries of New England climate, *Weatherwise*, 20:52–57.

CAPITULO 17

Climas polares y árticos; Norteamérica, Asia

Alcock, F. J. (1916), The Churchill River, *Geog. Rev.*, 2:433–448.
Flaherty, R. J. (1918), Two traverses across Ungava Peninsula, Labrador, *Geog. Rev.*, 6:116–132.
Hall, H. U. (1918), A Siberian wilderness: native life on the Lower Yenisei, *Geog. Rev.*, 5:1–21.
Kindle, E. M. (1920), Arrival and departure of winter conditions in the Mackenzie River basin, *Geog. Rev.*, 10:388–399.
Holtedahl, O. (1922), Novaya Zemlya, a Russian arctic land, *Geog. Rev.*, 12:521–531.
Novakovsky, S. (1922), Climatic provinces of the

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Russian far East in relation to human activities. *Geog. Rev.*, 12:100–115.
Kindle, E. M. **(1925)**. The James Bay coastal plain. *Geog. Rev.*, 15:226–236.
Transehe, N. A. **(1925)**. The Siberian Sea road. *Geog. Rev.*, 15:367–398.
Ekblaw, W. E. **(1927, 1928)**. The material response of the polar Eskimo to their far arctic environment, *Annals A. A. G.*, 17:147–198; 18:1–24.
Bell, J. M. **(1929)**. Great Slave Lake. *Geog. Rev.*, 19:556–580.
Soper, J. D. **(1930)**. Explorations in Foxe Peninsula and along the west coast of Baffin Island. *Geog. Rev.*, 20:397–424.
Albright, W. D. **(1933)**. Crop growth at high latitudes. *Geog. Rev.*, 23:608–620.
Albright, W. D. **(1933)**. Gardens of the Mackenzie. *Geog. Rev.*, 23:1–22.
Zubov, N. N. **(1933)**. The circumnavigation of Franz Josef Land. *Geog. Rev.*, 23:394–401.
Wheeler, E. P. **(1935)**. The Nain-Okak section of Labrador. *Geog. Rev.*, 25:240–254.
Soper, J. D. **(1939)**. Wood Buffalo Park. *Geog. Rev.*, 29:383–399.
Adams, J. Q. **(1941)**. Settlements of the northeastern Canadian arctic. *Geog. Rev.*, 31:112–126.
Rockie, W. A. **(1942)**. A picture of Matanuska. *Geog. Rev.*, 32:353–371.
Department of Transport, Air Services Branch, Meteorological Division **(1944)**, *Meteorology of the Canadian arctic*, Ottawa, Canada, 85 pp.
Cabot, E. C. **(1947)**. The northern Alaska coastal plain interpreted from aerial photographs. *Geog. Rev.*, 37:639–648.
Sanderson, M. **(1948)**. Drought in the Canadian Northwest. *Geog. Rev.*, 38:289–299.
Hare, F. K. **(1952)**. The Labrador frontier. *Geog. Rev.*, 42:405–424.
Arctic Institute of North America **(1955)**. Arctic research, edited by D. Rowley. *Arctic*, 7:117–375; also reprinted as *Special Publ.* 2. Estado de la investigación en las regiones árticas y subárticas de América del Norte abarcando las ciencias físicas, biológicas y sociales.
Kimble, G. H. T., and D. Good, eds. **(1955)**. Geography of the Northlands. *Amer. Geog. Soc., Special Publ.* No. 32, John Wiley and Sons, New York, 534 pp.
Jenness, J. L. **(1957)**. *Dawn in arctic Alaska*, University of Minnesota Press, Minneapolis, 222 pp.
Sim, V. W. **(1957)**. Geographical aspects of weather and climate at Eureka, Northwest Territories. *Geog. Bull.*, 10:34–53.
Sonnenfeld, J. **(1959)**. An arctic reindeer industry: Growth and decline. *Geog. Rev.*, 49:76–94.
Malmström, V. H. **(1960)**. Influence of the arctic front on the climate and crops of Iceland. *Annals A. A. G.*, 50:117–122.
Ives, J. D., and J. T. Andrews **(1963)**. Studies in physical geography of north-central Baffin Island, N. W. T. *Geog. Bull.*, 19:5–48.
Shear, J. A. **(1964)**. The polar marine climate. *Annals A. A. G.*, 54:310–317.
Bird, J. B. **(1967)**. *The physiography of arctic Canada*, The Johns Hopkins Press, Baltimore, Md., 336 pp.

Geomorfología ártica; Permafrost

Porsild, A. E. **(1938)**. Earth mounds in unglaciated arctic northwestern America. *Geog. Rev.*, 28:46–58.
Sharp, R. P. **(1942)**. Ground-ice mounds in tundra. *Geog. Rev.*, 32:417–423.
Sharp, R. P. **(1942)**. Soil structures in the St. Elias Range, Yukon Territory. *J. Geomorphology*, 5: 274–301.
Taber, S. **(1943)**. Perennially frozen ground in Alaska: its origin and history. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 54:1433–1548.
Washburn, A. L. **(1947)**. Reconnaissance geology of portions of Victoria Island and adjacent regions, arctic Canada. *Geol. Soc. Am. Memoir*, 22, 142 pp.
Jenness, J. L. **(1949)**. Permafrost in Canada. *Arctic*, 2:13–27.
Black, R. F. **(1950)**. Permafrost, Chapter 14 of *Applied sedimentation*, edited by P. D. Trask, John Wiley and Sons, New York, pp. 247–275.
Ray, L. L. **(1951)**. Permafrost. *Arctic*, 4:196–203.
Flint, R. F. **(1952)**. The Ice Age in the North American arctic. *Arctic*, 3:135–152.
Jenness, J. L. **(1952)**. Erosive forces in the physiography of western arctic Canada. *Geog. Rev.*, 42:238–252.
Black, R. F. **(1954)**. Permafrost—a review. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 65:839–856.
Hopkins, D. M., and T. N. V. Karlstrom **(1954)**. Permafrost and ground water in Alaska. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 264-F, 34 pp.
Bird, J. B. **(1955)**. Terrain conditions in the central Canadian arctic. *Geog. Bull.*, 7:1–16.
Mercer, J. H. **(1956)**. Geomorphology and glacial history of southernmost Baffin Island. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 67:553–570.
Washburn, A. L. **(1956)**. Classification of patterned ground and review of suggested origins. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 67:823–866.
Cook, F. A. **(1958)**. Sorted circles at Resolute, N. W. T. *Geog. Bull.*, 11:78–81.
Cook, F. A. **(1958)**. Temperatures in permafrost at Resolute, N. W. T. *Geog. Bull.*, 12:5–18.
Cook, F. A. **(1959)**. A review of the study of periglacial phenomena in Canada. *Geog. Bull.*, 13:22–38.
Cook, F. A. **(1959)**. Some types of patterned ground in Canada. *Geog. Bull.*, 13:73–79.
Fraser, J. K. **(1959)**. Freeze-thaw frequencies and mechanical weathering in Canada. *Arctic*, 12:40–53.
Brown, R. J. E. **(1960)**. The distribution of permafrost and its relation to air temperature in Canada and the U.S.S.R. *Arctic*, 13:163–177.
Carson, C. E., and K. M. Hussey **(1960)**. Hydrodynamics in three arctic lakes. *J. Geol.*, 68:585–600.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Henoch, W. E. S. (1960), Fluvio-morphological features of the Peel and lower Mackenzie Rivers, *Geog. Bull.*, 15:31–45.
Carson, C. E., and K. M. Hussey (1962), The oriented lakes of arctic Alaska, *J. Geol.*, 70:417–439.
Cook, F. A., and V. G. Raiche (1962), Freeze-thaw cycles at Resolute, N. W. T., *Geog. Bull.*, 18:64–78.
Drew, J. V., and J. C. F. Tedrow (1962), Arctic soil classification and patterned ground, *Arctic*, 15:109–116.
Mackay, J. R. (1962), Pingos of the Pleistocene Mackenzie delta area, *Geog. Bull.*, 18:21–63.
Hussey, K. M., and R. W. Michelson (1966), Tundra relief features near Point Barrow, Alaska, *Arctic*, 19:162–184.

Climas antárticos

Mawson, D. (1930), The antarctic cruise of the "Discovery," *Geog. Rev.*, 20:535–554.
Gould, L. M. (1931), Some geographical results of the Byrd antarctic expedition, *Geog. Rev.*, 21:177–200.
Rouse, F. (1949), *Antarctic conquest*, G. P. Putnam's Sons, New York, 299 pp.
American Geophysical Union (1956), Antarctica in the International Geophysical Year, Nat. Acad. Sci., Nat. Research Council, Washington, D.C., *Publ.* 462, 133 pp.
Dufek, G. J. (1957), *Operation Deepfreeze*, Harcourt, Brace and Co., New York, 243 pp.
Gould, L. M. (1957), Antarctic prospect, *Geog. Rev.*, 47:1–28.
Nichols, R. L. (1963), Geologic features demonstrating aridity of McMurdo Sound area, Antarctica, *Am. J. Sci.*, 261:20–31.
Stepanove, N. A. (1963), The world's lowest temperature record, *Weatherwise*, 16:268–269.
Haurwitz, B. (1966), Antarctic exploration, *Bull. Amer. Met. Soc.*, 47:253–274.

Climas de las regiones elevadas; efectos de la altitud

Bowman, I. (1916), *The Andes of Peru*, Henry Holt and Co., New York, 336 pp.
Bowman, I. (1916), The country of the shepherds, *Geog. Rev.*, 1:419–442.
Harshberger, J. W. (1919), Alpine fell-fields of eastern North America, *Geog. Rev.*, 7:233–255.
Atwood, W. W. (1927), Utilization of the rugged San Juans, *Econ. Geog.*, 3:193–209.
Peattie, R. (1929), Andorra: A study in mountain geography, *Geog. Rev.*, 19:218–233.
Pearson, G. A. (1931), Forest types in the southwest as determined by climate and soil, *U.S. Dept. Agriculture Tech. Bull.* 247, 144 pp.
Antevs, E. (1932), *Alpine zone of Mt. Washington Range*, Merrill and Webber Co., Auburn, Me., 118 pp.
Platt, R. S. (1932), Six farms in the Central Andes, *Geog. Rev.*, 22:245–259.
Monahan, R. S. (1933), *Mt. Washington reoccupied*, Stephen Daye Press, Brattleboro, Vt., 270 pp.
Garnett, A. (1935), Insolation, topography, and settlement in the Alps, *Geog. Rev.*, 25:601–617.
Peattie, R. (1936), *Mountain geography. A critique and field study*, Harvard Univ. Press, Cambridge, Mass., 257 pp.
Seifriz, W. (1936), Vegetation zones in the Caucasus, *Geog. Rev.*, 26:59–66.
Deffontaines, P. (1937), Mountain settlement in the central Brazilian Plateau, *Geog. Rev.*, 27:394–413.
Hanson-Lowe, J. (1941), Notes on the climate of the South Chinese-Tibetan borderland, *Geog. Rev.*, 31:444–453.
Ives, R. L. (1942), The beaver-meadow complex, *J. Geomorphology*, 5:191–203.
Spencer, J. E., and W. L. Thomas (1948), The hill stations and summer resorts of the Orient, *Geog. Rev.*, 38:637–651.
Miller, D. H. (1955), Snow cover and climate in the Sierra Nevada, California, *Univ. of California Publ. in Geography*, Vol. 11, Berkeley, 218 pp.
Drewes, W. U., and A. T. Drewes (1957), *Climate and related phenomena of the eastern Andean slopes of central Peru*, Syracuse Univ. Research Institute, Syracuse, N.Y., 85 pp.
Logan, R. F. (1961), Winter temperatures of a mid-latitude desert mountain range, *Geog. Rev.*, 51:236–252.
Miller, M. M. (1964), Glacio-meteorology on Mt. Everest in 1963, *Weatherwise*, 17:167–179.

CAPÍTULO 18

Procesos y factores pedogenéticos

U.S. Dept. Agriculture (1938), Soils and men, *Department of Agriculture Yearbook, 1938*, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 1232 pp.
Nikiforoff, C. C. (1939), Weathering and soil evolution, *Soil Science*, 67:219–230.
Jenny, H. (1941), *Factors of soil formation*, McGraw-Hill Book Co., New York, 281 pp.
Kellogg, C. E. (1941), *The soils that support us*, The Macmillan Co., New York, 370 pp.
Bryan, K., and C. Albritton, Jr. (1943), Soil phenomena as evidence of climatic changes, *Am. J. Sci.*, 241:469–490.
Nikiforoff, C. C. (1943), Introduction to palesopedology, *Am. J. Sci.*, 241:194–200.
Kelley, W. P. (1946), Modern concepts of soil science, *Soil Science*, 62:469–476.
Nikiforoff, C. C. (1948), Stony soils and their classification, *Soil Science*, 66:347–363.
Muckenhirn, R. J., E. P. Whiteside, E. H. Templin, R. F. Chandler, Jr., and L. T. Alexander (1949), Soil classification and the genetic factors of soil formation, *Soil Science*, 67:93–106.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Kellogg, C. E. (1950). Soil. *Scientific American*, 185:30–39.
Pendleton, R. L., and D. Nickerson (1951). Soil colors and special Munsell soil color charts. *Soil Sci.*, 71:35–43.
Baver, L. D. (1956). *Soil physics*, 3rd edition, John Wiley and Sons, New York, 489 pp.
Carter, G. F., and R. L. Pendleton (1956). The humid soil: process and time. *Geog. Rev.*, 46:488–507.
Albrecht, W. A. (1957). Soil fertility and biotic geography. *Geog. Rev.*, 47:86–105.
Millar, C. E., L. M. Turk, and H. D. Foth (1958). *Fundamentals of soil science*. John Wiley and Sons, New York, 526 pp.
Symposium (1959). Modern concepts of soil genesis—A symposium. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 23:152–170.
Cooper, A. W. (1960). An example of the role of microclimate in soil genesis. *Soil Sci.*, 90:109–120.
Stuart, D. M., M. A. Fosberg, and G. C. Lewis (1961). Caliche in southwestern Idaho. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 25:132–135.
Eyre, S. R. (1963). *Vegetation and soils*. Aldine Publ. Co., Chicago, 324 pp. Véase parte I.
Bidwell, O. W., and F. D. Hole (1965). Man as a factor in soil formation. *Soil Sci.*, 99:65–72.
Bunting, B. T. (1965). *The geography of soil*. Aldine Publ. Co., Chicago, 213 pp.
Buol, S. W. (1965). Present soil-forming factors and processes in arid and semiarid regions. *Soil Sci.*, 99:45–49.
de Villiers, J. M. (1965). Present soil-forming factors and processes in tropical and subtropical regions. *Soil Sci.*, 99:50–57.
Langford-Smith, T., and G. H. Dury (1965). Distribution, character, and attitude of the duricrust in the northwest of New South Wales and the adjacent areas of Queensland. *Am. J. Sci.*, 263:170–190.
Money, D. C. (1965). *Climate, soils and vegetation*. University Tutorial Press, Ltd., London, 272 pp.
Retzer, J. L. (1965). Present soil-forming factors and processes in arctic and alpine regions. *Soil Sci.*, 99:38–44.
Riecken, F. F. (1965). Present soil-forming factors and processes in temperate regions. *Soil Sci.*, 99:58–64.
Stephens, C. G. (1965). Climate as a factor of soil formation through the Quaternary. *Soil Sci.*, 99:9–14.
Thorp, J. (1965). The nature of the pedological record in the Quaternary. *Soil Sci.*, 99:1–8.
Gile, L. H., F. F. Peterson, and R. B. Grossman (1966). Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils. *Soil Sci.*, 101:347–360.
Yaalon, D. H., and B. Yaron (1966). Framework for man-made soil changes—an outline of metapedogenesis. *Soil Sci.*, 102:272–277.
Legget, R. F. (1967). Soil: Its geology and use. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 78:1433–1460.

CAPITULO 19

Principios de la clasificación de los suelos

Marbut, C. F. (1925). The rise, decline and revival of Malthusianism in relation to geography and character of soils. *Annals A. A. G.*, 15:1–29.
Glinka, K. D. (1927). *The great soil groups of the world and their development* (tr. by C. F. Marbut). Edwards Brothers, Ann Arbor, Mich., 235 pp.
Wolfanger, L. A. (1929). Major soil groups and some of their geographic implications. *Geog. Rev.*, 19:94–113.
Baldwin, M., C. E. Kellogg, and J. Thorp (1938). Soil classification. *U.S. Dept. Agriculture Yearbook of Agriculture, 1938*, pp. 979–1001.
Kellogg, C. E. (1941). Climate and soil. *Yearbook of Agriculture, 1941*, U.S. Dept. Agriculture, pp. 265–291.
Thorp, J., and G. D. Smith (1949). Higher categories of soil classification: order, suborder and great soil groups. *Soil Science*, 67:117–126.
Edelman, C. H. (1952). Soils. *Soil Sci.*, 74:15–20.
Pierre, W. H. (1958). Relationship of soil classification to other branches of soil science. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 22:167–170.
Eyre, S. R. (1963). *Vegetation and soils, a world picture*, Aldine Publ. Co., Chicago, 324 pp.
Bunting, B. T. (1965). *The geography of soil*. Aldine Publ. Co., Chicago, 213 pp. Véase el capítulo 9.
Knox, E. G. (1965). Soil genesis, morphology, and classification. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 29:79–84.

La séptima aproximación

Soil Survey Staff (1960). *Soil classification, A comprehensive System—7th approximation*. U.S. Dept. Agriculture, Soil Conservation Service, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C.
Simonson, R. (1962). Soil classification in the United States. *Science*, 137:1027–1034.
Cline, M. G. (1963). Logic of the new system of soil classification. *Soil Sci.*, 96:17–22.
Johnson, W. N. (1963). Relation of the new comprehensive soil classification system to soil mapping. *Soil Sci.*, 96:31–34.
Kellogg, C. E. (1963). Why a new system of soil classification? *Soil Sci.*, 96:1–5.
Simonson, R. W. (1963). Soil correlation and the new classification system. *Soil Sci.*, 96:23–30.
Smith, Guy D. (1963). Objectives and basic assumptions of the new soil classification system. *Soil Sci.*, 96:6–16.
Stephens, C. G. (1963). The 7th approximation: Its application in Australia. *Soil Sci.*, 96:40–48.
Symposium (1963). The seventh approximation—A symposium. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 27:212–228. (Siete autores discuten diversos aspectos de la 7.ª aproximación.)
Tavernier, R. (1963). The 7th approximation: Its application in western Europe. *Soil Sci.*, 96:35–39.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Suelos de las latitudes medias

Marbut, C. F. (1923), Soils of the Great Plains, *Annals A. A. G.*, 13:41–66.

Strahorn, A. T. (1929), Agriculture and soils of Palestine, *Geog. Rev.*, 19:581–602.

Wolfanger, L. A. (1930), *The major soil divisions of the United States*, John Wiley and Sons, New York, 150 pp. Agotado.

Marbut, C. F. (1931), Russia and the United States in the world's wheat market, *Geog. Rev.*, 21:1–21.

Thorp, J. (1931), The effects of vegetation and climate upon soil profiles in northern and northeastern Wyoming, *Soil Science*, 32:283–302.

Wolfanger, L. A. (1931), Economic geography of the gray-brownerths of the eastern United States, *Geog. Rev.*, 21:276–296.

Taylor, G. (1933), The soils of Australia in relation to topography and climate, *Geog. Rev.*, 23:108–113.

Duchnowski-Stokes, A. P. (1934), Peat-land utilization, *Geog. Rev.*, 24:238–250.

Marbut, C. F. (1935), Soils of the United States, Part III of *Atlas of American Agriculture*, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 29 pp.

Kellogg, C. E. (1936), Development and significance of the great soil groups of the United States, *U.S. Dept. Agriculture Misc. Publ.* 229, 40 pp.

Moyer, R. T. (1936), Agricultural soils in a loess region of North China, *Geog. Rev.*, 26:414–425.

Nikiforoff, C. C. (1937), The inversion of great soil zones in western Washington, *Geog. Rev.*, 27:200–213.

Foscue, E. J. (1938), Influence of contrasted soil types upon changing land values near Grapevine, Texas, *Annals A. A. G.*, 28:137–144.

Strong, H. M. (1938), A land use record in blackland prairies of Texas, *Annals A. A. G.*, 28:128–236.

U.S. Dept. Agriculture (1938), Soils and man, *Department of Agriculture Yearbook, 1938*, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 1232 pp. Véase la parte V.

Thorp, J. (1948), How soils develop under grass, *Yearbook of American Agriculture, 1948*, U.S. Dept. Agriculture, pp 55–66.

Smith, R. (1949), A comparison of the reddish chestnut soils of the United States with the redbrown earth of Australia, *Soil Science*, 67:209–218.

Hurst, F. B. (1951), Climates prevailing in the yellow-gray earth and yellow-brown earth zones in New Zealand, *Soil Sci.*, 72:1–19.

Putnam, D. F. (1951), Pedogeography of Canada, *Geog. Bull.*, 1:57–85.

Krusekopf, H. H. (1958), Soils of Missouri—Genesis of great soil groups, *Soil Sci.*, 85:19–27.

Storie, R. E., and F. Harradine (1958), Soils of California, *Soil Sci.*, 85:207–227.

Matelski, R. P. (1959), Great soil groups of Nebraska, *Soil Sci.*, 88:228–239.

Giddens, J., H. F. Perkins, and R. L. Carter (1960), Soils of Georgia, *Soil Sci.*, 89:229–238.

Harradine, F. (1963), Morphology and genesis of noncalcic brown soils in California, *Soil Sci.*, 96:277–287.

Papadakis, J. (1963), Soils of Argentine, *Soil Sci.*, 95:356–366.

Retzer, J. L. (1963), Soil formation and classification of forested mountain lands in the United States, *Soil Sci.*, 96:68–74.

Harradine, F. (1966), Comparative morphology of lateritic and podzolic soils in California, *Soil Sci.*, 101:142–151.

Suelos árticos

Tedrow, J. C. F., and D. E. Hill (1955), Arctic brown soil, *Soil Sci.*, 80:265–275.

Tedrow, J. C. F., and J. E. Cantlon (1958), Concepts of soil formation and classification in arctic regions, *Arctic*, 11:166–179.

Hill, D. E., and J. C. F. Tedrow (1961), Weathering and soil formation in the Arctic environment, *Am. J. Sci.*, 259:84–101.

Tedrow, J. C. F., and L. A. Douglas (1964), Soil investigations on Banks Island, *Soil Sci.*, 98:53–65.

Bliss, L. C., and G. M. Woodwell (1965), An alpine podzöl on Mount Katahdin, Maine, *Soil Sci.*, 100:274–297.

Tedrow, J. C. F. (1966), Polar desert soils, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 30:381–387.

Brown, J. (1967), Tundra soils formed over ice wedges, northern Alaska, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 31: 686–691.

Suelos de las regiones ecuatorial y tropical

Marbut, C. F., and C. E. Manifold (1926), The soils of the Amazon Basin in relation to agricultural possibilities, *Geog. Rev.*, 16:414–442.

Bennett, H. H. (1928), Some geographic aspects of Cuban soils, *Geog. Rev.*, 18:62–82.

Thorp, J., and M. Baldwin (1940), Laterite in relation to soils of the tropics, *Annals A. A. G.*, 30:163–194.

Pendleton, R. L. (1941), Laterite and its structural uses in Thailand and Cambodia, *Geog. Rev.*, 31:177–202.

Powers, W. L. (1945), Soil development and land use in northern Venezuela, *Geog. Rev.*, 35:273–285.

Goldich, S. S., and H. R. Bergquist (1948), Aluminous lateritic soil of the Republic of Haiti, W. I., *U.S. Geol. Survey Bull.* 954-C, pp. 99–109.

Vermaat, J. G., and C. F. Bentley (1955), The age and channeling of Ceylon laterite, *Soil. Sci.*, 79:239–247.

Bennema, J. (1963), The red and yellow soils of the tropical and subtropical uplands, *Soil Sci.*, 95:250–257.

Dudal, R. (1963), Dark clay soils of tropical and subtropical regions, *Soil Sci.*, 95:264–270.

Edelman, C. H., and P. K. J. Van der Voorde (1963), Important characteristics of alluvial soils in the tropics, *Soil Sci.*, 95:258–263.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Harris, S. A. (1963). On the classification of latosols and tropical brown earths of high-rainfall areas, *Soil Sci.*, 96:210–216.
Mukerjee, H. N. (1963), Determination of nutrient needs of tropical soils, *Soil Sci.*, 95:276–280.
Vann, J. H. (1963), Developmental processes in laterite terrain in Amapá, *Geog. Rev.*, 53:406–417.
McNeil, M. (1964), Laterite soils, *Scientific American*, 211:96–102.
Tan, K. H. (1965), The andosols in Indonesia, *Soil Sci.*, 99:375–378.

CAPITULO 20

Biogeografía; ecología vegetal

Campbell, D. H. (1926), *An outline of plant geography*, The Macmillan Co., New York, 392 pp.
Carter, G. F. (1946), The role of plants in geography, *Geog. Rev.*, 36:121–131.
Newbigin, Marion I. (1948), *Plant and animal geography*, 2nd edition, E. P. Dutton and Co., New York, 298 pp.
Oosting, H. J. (1956), *The study of plant communities; an introduction to plant ecology*, 2nd edition, W. H. Freeman, San Francisco, 440 pp.
Dansereau, Pierre (1957), *Biogeography; An ecological perspective*, The Ronald Press, New York, 394 pp.
Daubenmire, R. F. (1959), *Plants and environment: A textbook of plant autecology*, 2nd edition, John Wiley and Sons, New York, 422 pp.
Polunin, Nicholas (1960), *Introduction to plant geography and some related sciences*, McGraw-Hill Book Co., New York, 640 pp.
Wagner, P. L. (1962), Natural and artificial zonation in a vegetation cover: Chiapas, Mexico, *Geog. Rev.*, 52:253–274.
Gleason, H. A., and A. Cronquist (1964), *The natural geography of plants*, Columbia University Press, New York, 420 pp.
Robbins, W. W., T. E. Weier, and C. R. Stocking (1964), *Botany: An introduction to plant science*, 3rd edition, John Wiley and Sons.
Mather, J. R., and G. A. Yoshioka (1968), The role of climate in the distribution of vegetation, *Annals A. A. G.*, 58:29–41.

Sistemas de clasificación de la vegetación

Küchler, A. W. (1947), A geographic system of vegetation, *Geog. Rev.*, 37:233–240.
Küchler, A. W. (1949), A physiognomic classification of vegetation, *Annals A. A. G.*, 39:201–210.
Küchler, A. W. (1955), A comprehensive method of mapping vegetation, *Annals A. A. G.*, 45:404–415.
Küchler, A. W. (1956), Classification and purpose in vegetation maps, *Geog. Rev.*, 46:155–167.
deLaubenfels, D. J. (1957), The status of "conifers" in vegetation classifications, *Annals A. A. G.*, 47:145–149.
Wagner, P. L. (1957), A contribution to structural vegetation mapping, *Annals A. A. G.*, 47:363–369.
Küchler, A. W. (1964), Potential natural vegetation of the coterminus United States, Map and Manual, Amer. Geog. Soc., *Special Publ.* No. 36, 116 pp.
Küchler, A. W. (1966), Analyzing the physiognomy and structure of vegetation, *Annals A. A. G.*, 56:112–127.

CAPITULO 21

Distribución de la vegetación en el mundo

Shantz, H. L., and R. Zon (1924), *Natural vegetation*, Atlas of American Agriculture, Section E, U.S. Department of Agriculture, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 29 pp.
Brockmann-Jerosch, H. (1951), *Vegetation of the earth* (Maps mural), Justus Perthes, Gotha.
Dansereau, P. (1957), *Biogeography; An ecological perspective*, The Ronald Press Co., New York, 394 pp.
Polunin, N. (1960), *Introduction to plant geography*, McGraw-Hill Book Co., New York, 640 pp.
Eyre, S. R. (1963), *Vegetation and soils*, Aldine Publishing Co., Chicago, 324 pp.
Gleason, H. A., and A. Cronquist (1964), *The natural geography of plants*, Columbia University Press, New York, 420 pp.

La biocora de bosque

Bowman, I. (1913), The dwarf forests of southern California, *Am. Geog. Soc. Bull.*, 45:13–16.
Matoon, W. R. (1936), Forest trees and forest regions of the United States, *U.S. Dept. Agriculture Misc. Publ.* 217, 54 pp.
Hodge, W. B. (1943), The vegetation of Dominica, *Geog. Rev.*, 33:349–375.
Raup, H. M. (1945), Forests and gardens along the Alaska Highway, *Geog. Rev.*, 35:22–48.
U.S. Department of Agriculture (1949), *Trees*, Yearbook of Agriculture, 1949, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 944 pp.
Hare, F. K. (1950), Climate and zonal divisions of the boreal forest formation in eastern Canada, *Geog. Rev.*, 40:615–635.
Hustich, I. (1953), The boreal limits of the conifers, *Arctic*, 6:149–162.
Amer. Geog. Society (1956), *A world geography of forest resources*, Edited by Haden-Guest, Wright, and Teclaff, The Ronald Press Co., New York, 736 pp.
Hare, F. K., and R. G. Taylor (1956), The position of certain forest boundaries in southern Labrador-Ungava, *Geog. Bull.*, 8:51–73.
Ritchie, J. C. (1958), Vegetation map from the southern spruce forest zone of Manitoba, *Geog. Bull.*, 12:39–46.
Hopkins, D. M. (1959), Some characteristics of the climate in forest and tundra regions in Alaska, *Arctic*, 12:215–220.
Sjörs, H. (1959), Bogs and fens in the Hudson Bay lowlands, *Arctic*, 12:3–19.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Vann, J. H. (1959). Landform-vegetation relationships in the Atrato delta, *Annals A. A. G.*, 49:345–360.
Thompson, K. (1961). Riparian forests of the Sacramento Valley, California, *Annals A. A. G.*, 51:294–315.
Parsons, J. J. (1962). The acorn-hog economy of the oak woodlands of southwestern Spain, *Geog. Rev.*, 52:211–235.
Cole, M. M. (1963). Vegetation and geomorphology in northern Rhodesia: An aspect of the distribution of the savanna of central Africa, *Geog. Jour.*, 129:290–310.
Kellogg, C. E. (1963). Shifting cultivation, *Soil Sci.*, 95:221–230.

La biocora de sabana

Williams, L. (1941). The Caura Valley and its forests, *Geog. Rev.*, 31:414–429.
Bates, M. (1948). Climate and vegetation in the Villavicencio region of eastern Colombia, *Geog. Rev.*, 38:555–574.
Gillman, C. (1949). A vegetation-types map of Tanganyika Territory, *Geog. Rev.*, 39:7–31.
Parsons, J. J. (1955). The Miskito pine savanna of Nicaragua and Honduras, *Annals A. A. G.*, 45:36–63.
Shantz, H. L., and R. L. Turner (1958). *Photographic documentation of vegetational changes in Africa over a third of a century*, Univ. of Arizona College of Agriculture, Tucson, 158 pp.
Davis, C. M. (1959). Fire as a land-use tool in northeastern Australia, *Geog. Rev.*, 49:552–560.

La biocora de pradera

Visher, S. S. (1916). The biogeography of the northern Great Plains, *Geog. Rev.*, 2:89–115.
Shantz, H. L. (1923). The natural vegetation of the Great Plains, *Annals A. A. G.*, 13:81–107.
U.S. Department of Agriculture (1948). *Grass*, Yearbook of Agriculture, 1948, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 892 pp.
Leopold, L. B. (1951). Vegetation of southwestern watersheds in the nineteenth century, *Geog. Rev.*, 41:295–316.
Weaver, J. E., and F. W. Albertson (1957). *Grasslands of the Great Plains*, Johnsen Publ. Co., Lincoln, Nebr., 395 pp.
Watts, F. B. (1960). The natural vegetation of the southern Great Plains of Canada, *Geog. Bull.*, 14:25–43.

La biocora de desierto

Benninghoff, W. S. (1952). Interaction of vegetation and soil frost phenomena, *Arctic*, 5:34–44.
Aleksandrova, V. D. (1960). Some regularities in the distribution of the vegetation in the arctic tundra, *Arctic*, 13:147–162.
Henoch, W. E. S. (1960). String-bogs in the arctic 400 miles north of the tree-line, *Geog. Jour.*, 126:335–339.
Bliss, L. C. (1962). Adaptations of arctic and alpine plants to environmental conditions, *Arctic*, 15:117–144.
Thomson, D. F. (1962). The Bibindu expedition: Exploration among the desert aborigines of Western Australia, *Geog. Jour.*, 128:1–14, 143–157, 262–278.
Maycock, P. F. (1966). An *Arctic forest* in the tundra of northern Ungava, Quebec, *Arctic*, 19:114–144.

CAPÍTULO 22

Principios de geomorfología

Davis, W. M. (1909). *Geographical essays*, Ginn and Co., Boston, 777 pp. Reimpreso en 1954, Dover Publications, New York.
Davis, W. M. (1915). The principles of geographical description, *Annals A. A. G.*, 5:61–105.
Lobeck, A. K. (1939). *Geomorphology*, McGraw-Hill Book Co., New York, 731 pp.
Cotton, C. A. (1941). *Landscape as developed by processes of normal erosion*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, England, 301 pp.
Cotton, C. A. (1942). *Climatic accidents in landscape-making*, Whitcombe and Tombs, Christchurch, New Zealand, 354 pp.
Cotton, C. A. (1949). *Geomorphology*, John Wiley and Sons, New York, 505 pp. Agotado.
Bryan, K. (1950). The place of geomorphology in the geographic sciences, *Annals A. A. G.*, 40:196–208.
Strahler, A. N. (1952). Dynamic basis of geomorphology, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 63:923–938.
Thornbury, W. D. (1954). *Principles of geomorphology*, John Wiley and Sons, New York, 618 pp.
Shimer, J. A. (1959). *The sculptured earth: the landscape of America*, Columbia Univ. Press, New York, 255 pp.
Scheidegger, A. E. (1961). *Theoretical geomorphology*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J., 333 pp.
Chorley, R. J., A. J. Dunn, and R. P. Beckinsale (1964). *The history of the study of landforms, or the development of geomorphology*: Vol. One *Geomorphology before Davis*, Methuen and Co., London, 678 pp.
Birot, P. (1966). *General physical geography*, John Wiley and Sons, New York, 360 p. Véase libro II. The landscapes of the continents, pp. 111–343.
Wyckoff, J. (1966). *Rock, time, and landforms*, Harper and Row, New York, 372 pp.
Zakrzewska, B. (1967). Trends and methods in landform geography, *Annals A. A. G.*, 57:128–165.

Rocas

Davison, E. H. (1938). *Field determination of rocks*, Chapman and Hall, London, 87 pp.
Fenton, C. L., and M. A. Fenton (1940). *The rock book*, Doubleday, Doran and Co., New York, 357 pp.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Loomis, F. B. (1948), *Field book of common rocks and minerals*, G. P. Putnam's Sons, New York, 352 pp.
Fritzen, D. K. (1959), *The rock-hunter's field manual*, Harper and Bros., New York, 200 pp.
Compton, R. P. (1962), *Manual of field geology*, John Wiley and Sons, New York, 378 pp.
Spock, L. E. (1962), *Guide to the study of rocks*, 2nd edition, Harper and Row., New York, 298 pp.
Krumbein, W. C., and L. L. Sloss (1963), *Stratigraphy and sedimentation*, 2nd edition, W. H. Freeman, San Francisco, 660 pp.

Geología física

Longwell, C. R., and R. F. Flint (1962), *Introduction to physical geology*, 2nd edition, John Wiley and Sons, New York, 504 pp.
Zumberge, J. H. (1963), *Elements of geology*, 2nd edition, John Wiley and Sons, New York, 342 pp.
Eardley, A. J. (1965), *General college geology*, Harper and Row, N.Y., 499 pp.
Holmes, A. (1965), *Principles of physical geology*, revised, The Ronald Press Co., New York, 1288 pp.
Leet, L. D., and S. Judson (1965), *Physical geology*, 3rd edition, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J., 496 pp.
Spencer, E. W. (1965), *Geology—A survey of earth science*, Thomas Y. Crowell Co., New York, 653 pp.
Rogers, J. J., and J. A. S. Adams (1966), *Fundamentals of geology*, Harper and Row, New York, 425 pp.
Shelton, J. S. (1966), *Geology illustrated*, W. H. Freeman, San Francisco, 434 pp.
Gilluly J., A. C. Waters, and A. O. Woodford (1968), *Principles of geology*, 3rd edition, W. H. Freeman, San Francisco, 687 pp.

CAPITULO 23

Interior y corteza de la Tierra

Bullen, K. E. (1953), The interior of the earth, *Scientific American*, 193:56–61.
Kay, M. (1955), The origin of continents, *Scientific American*, 193:62–66.
Jacobs, J. A., R. D. Russell, and J. T. Wilson (1959), *Physics and geology*, McGraw-Hill Book Co., New York, 424 pp.
Billings, M. P. (1960), Diastrophism and mountain building, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 71:363–398.
Strand, T. (1961), The Scandinavian Caledonides; A review, *Amer. J. Sci.*, 259:161–172.
Dietz, R. S. (1963), Collapsing continental rises: an actualistic concept of geosynclines and mountain building, *J. Geol.*, 71:314–333.
Ambrose, J. W. (1964), Exhumed paleoplains of the Precambrian shield of North America, *Am. J. Sci.*, 262:817–857.
Williams, H. (1964), The appalachians in northeastern Newfoundland—A two-sided symmetrical system, *Am. J. Sci.*, 262:1137–1158.
Dietz, R. S. (1966), Passive continents, spreading sea floors, and collapsing continental rises, *Am. J. Sci.*, 264:177–193.
Dietz, R. S., and J. C. Holden (1966), Miogeoclines (Miogeosynclines) in space and time, *J. Geol.*, 74:566–583.
Hurley, P. M. (1968), The confirmation of continental drift, *Scientific American*, 218:53–64.

Geología y topografía submarinas

Johnson, D. (1939), *The origin of submarine canyons*, Columbia Univ. Press, New York, 126 pp.
Hess, H. H. (1946), Drowned ancient islands of the Pacific basin, *Am. J. Sci.*, 244:772–791.
Kuenen, P. H. (1950), *Marine geology*, John Wiley and Sons, New York, 568 pp.
Tolstoy, I., (1951), Submarine topography in the North Atlantic, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 62:441–450.
Shepard, F. P. (1952), Composite origin of submarine canyons, *J. Geol.*, 60:84–96.
Guilcher, A. (1958), *Coastal and submarine morphology*, John Wiley and Sons, New York, 274 pp.
Heezen, B. C., M. Tharp, and M. Ewing (1959), The floors of the oceans, Geol. Soc. Am., *Special Paper* 65, 122 pp.
Gibson, W. M. (1960), Submarine topography in the Gulf of Alaska, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 71:1087–1108.
Dietz, R. S., and G. Shumway (1961), Arctic basin geomorphology, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72:1319–1330.
Shepard, F. P. (1963), *Submarine geology*, 2nd edition, Harper and Row, New York, 557 pp.
Ewing, M., J. I. Ewing, and M. Talwani (1964), Sediment distribution in the oceans: The Mid-Atlantic Ridge, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 75:17–36.
Winslow, J. H. (1966), Raised submarine canyons: An exploratory hypothesis, *Annals A. A. G.*, 56:634–672.
Shepard, F. P. (1967), *The earth beneath the sea*, revised edition, The Johns Hopkins Press, Baltimore, Md., 242 pp.

Geología histórica

Dunbar, C. O. (1960), *Historical geology*, 2nd edition, John Wiley and Sons, New York, 500 pp.
Kummel, B. (1961), *History of the earth*, W. H. Freeman and Co., San Francisco, 610 pp.
Kay, M., and E. H. Colbert (1965), *Stratigraphy and life history*, John Wiley and Sons, New York, 736 pp.
Woodford, A. O. (1965), *Historical geology*, W. H. Freeman and Co., San Francisco, 512 pp.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

CAPÍTULO 24

Procesos de meteorización y formas resultantes

Gilbert, G. K. (1904), Domes and dome structures of the High Sierras, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 15:29–36.

Cvijić, J. (1924), The evolution of lapiés, *Geog. Rev.*, 14:26–49.

Blackwelder, E. (1925), Exfoliation as a phase of rock weathering, *J. Geol.*, 33:793–806.

Blackwelder, E. (1927), Fire as an agent in rock weathering, *J. Geol.*, 35:134–140.

Blackwelder, E. (1929), Cavernous rock surfaces of the desert, *Am. J. Sci.*, 17:393–399.

Taber, S. F. (1929), Frost heaving, *J. Geol.*, 37:428–461.

Matthes, F. E. (1930), Geologic history of Yosemite Valley, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 160, 137 pp. See pp. 114–116.

Taber, S. (1930), The mechanics of frost heaving, *J. Geol.*, 38:303–317.

Blackwelder, E. (1933), The insolation hypothesis of rock weathering, *Am. J. Sci.*, 26:97–113.

Balk, R. (1939), Disintegration of glaciated cliffs, *J. Geomorphology*, 2:305–334.

Chapman, R. W. (1940), Monoliths in the White Mountains of New Hampshire, *J. Geomorphology*, 3:302–310.

Smith, L. L. (1941), Weather pits in granite of the southern Piedmont, *J. Geomorphology*, 4:117–127.

Johns, R. H. (1943), Sheet structure in granites: its origin and uses as a measure of glacial erosion, *J. Geol.*, 51:71–98.

White, W. A. (1945), Origin of granite domes in the southeastern Piedmont, *J. Geol.*, 53:276–282.

Reiche, P. (1950), *A survey of weathering processes and products*, Univ. of New Mexico Press, Albuquerque, 95 pp.

Linton, D. L. (1955), The problem of tors, *Geog. Jour.*, 121:470–487.

Ruhe, R. V. (1959), Stone lines in soils, *Soil Sci.*, 87:223–231.

Ruxton, B. P., and L. Berry (1961), Notes on faceted slopes, rock fans and domes on granite in the east-central Sudan, *Am. J. Sci.*, 259:194–206.

Ollier, C. D. (1963), Insolation weathering: examples from central Australia, *Am. J. Sci.*, 261:376–381.

Williams, L. (1964), Regionalization of freeze-thaw activity, *Annals A. A. G.*, 54:597–611.

Roth, E. S. (1965), Temperature and water content as factors in desert weathering, *J. Geol.*, 73:454–468.

Destrucción de vertientes

Andersson, J. G. (1906), Solifluction, a component of subaerial denudation, *J. Geol.*, 14:91–112.

Howe, E. (1909), Landslides in the San Juan Mountains, *U.S. Geol., Survey Prof. Paper* 67; 58 pp.

Capps, S. R., Jr. (1910), Rock glaciers in Alaska, *J. Geol.*, 18:359–375.

Blackwelder, E. (1912), The Geos Venture slide, an active earth-flow, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 23:487–492.

Daly, R. A., W. G. Miller, and G. S. Rice (1912), Report of the Commission appointed to investigate Turtle Mountain, Frank, Alberta, Canada; Dept. Mines, Geol. Survey Branch, Ottawa, *Memoir* 27, 34 pp.

Blackwelder, E. (1928), Mudflows as a geologic agent in semi-arid mountains, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 39:465–480.

Sharpe, C. F. S. (1938), *Landslides and related phenomena*, Columbia Univ. Press, New York, 137 pp.

Putnam, W. C., and R. P. Sharp (1940), Landslides and earthflows near Ventura, Southern California, *Geog. Rev.*, 30:591–600.

Strahler, A. N. (1940), Landslides of the Vermilion and Echo Cliffs, northern Arizona, *J. Geomorphology*, 3:285–296.

Ives, R. L. (1941), Vegetative indications of solifluction, *J. Geomorphology*, 4:128–132.

Blackwelder, E. (1942), The process of mountain sculpture by rolling debris, *J. Geomorphology*, 5:325–328.

Sharp, R. P. (1942), Mudflow levees, *J. Geomorphology*, 5:223–227.

Sharpe, C. F. S. (1942), Relation of soil-creep to earthflow in the Appalachian Plateaus, *J. Geomorphology*, 5:312–324.

Wentworth, C. K. (1943), Soil avalanches on Oahu, Hawaii, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 54:53–64.

Terzaghi, K. (1950), Mechanism of landslides, *Geol. Soc. Am., Berkey Vol.*, pp. 83–123.

Sharp, R. P., and L. H. Nobles (1953), Mudflow of 1941 at Wrightwood, Southern California, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 64:547–560.

Williams, P. J. (1957), Some investigations into solifluction features in Norway, *Geog. Jour.*, 123:42–58.

Brice, J. C. (1958), Origin of steps on loess-mantled slopes, U.S. Geol. Survey, *Bull.*, 1071-C, 85 pp.

Highway Research Board (1958), *Landslides and engineering practice*, Special Report 29, N. A. S.-N.R.C. Publication 544, Washington, D.C., 232 pp.

Wahrhaftig, C., and A. Cox (1959), Rock glaciers in the Alaska Range, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 70: 383–436.

Williams, P. J. (1959), An investigation into processes occurring in solifluction, *Am. J. Sci.*, 257: 481–490.

Lutz, H. J. (1960), Movement of rocks by uprooting of forest trees, *Am. J. Sci.*, 258:752–756.

Merriam, R. (1960), Portuguese Bend landslide, Palos Verdes Hills, California, *J. Geol.*, 68:140–153.

Kerr, P. F. (1963), Quick clay, *Scientific American*, 209:132–142.

Watson, R. A., and H. E. Wright, Jr. (1963), Landslides on the east flank of the Chuska Mountains, northwestern New Mexico, *Am. J. Sci.*, 261:525–548.

Crisp, D. T., M. Rawes, and D. Welch (1964), A

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Pennine peat slide, *Geog. Jour.*, 130:519–524.
Schumm, S. A., and R. J. Chorley (1964), The fall of a threatening rock, *Am. J. Sci.*, 262:1041–1054.
Shreve, R. L. (1966), Sherman landslide, Alaska, *Science*, 154:1639–1643.
Kirkby, M. J. (1967), Measurement and theory of soil creep, *J. Geol.*, 75:359–378.

CAPITULO 25

Escorrentía

Goldthwait, J. W. (1928), The gathering of floods in the Connecticut River system, *Geog. Rev.*, 18:428–445.
Hoyt, W. G. (1936), Rainfall and runoff in the United States, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 772, Washington, D.C., 301 pp.
Corbett, D. M., and others (1943), Stream-gauging procedure, U.S. Geol. Survey, *Water Supply Paper*, 888, 245 pp.
Hoover, M. D. (1944), Effect of removal of forest vegetation upon water yields, *Trans. Am. Geophysical Union*, 25:969–977.
Foster, E. E. (1948), *Rainfall and runoff*, The Macmillan Co., New York, 487 pp.
Wilm, H. G., and E. G. Dunford (1948), Effect of timber cutting on water available for stream flow from a lodgepole pine forest, *U.S. Dept. Agriculture Tech. Bull.*, 968, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 43 pp.
Langbein, W., and others (1949), Annual runoff in the United States, *U.S. Geol Survey Circular* 52.
Linsley, R. K., M. A. Kohler, and J. L. H. Paulhus (1949), *Applied hydrology*, McGraw-Hill Book Co., New York, 698 pp.
Fowler, F. J. (1950), Some problems of water distribution between East and West Punjab, *Geog. Rev.*, 40:583–599.
Colman, E. A. (1953), Vegetation and watershed management, The Ronald Press Co., New York, 412 pp.
Borchert, J. R. (1954), The surface water supply of American municipalities, *Annals A. A. G.*, 44:15–32.
Langbein, W. B., and J. V. B. Wells (1955), The water in the rivers and creeks, *Yearbook of Agriculture, 1955*, U.S. Dept. Agriculture, pp. 52–62.
Van Burkalow, A. (1959), The geography of New York City's water supply: A study of interactions, *Geog. Rev.*, 49:369–386.
Wisler, C. O., and E. F. Brater (1959), *Hydrology*, 2nd edition, John Wiley and Sons, New York, 408 pp.
Davis, S. N. (1964), Silica in streams and ground water, *Am. J. Sci.*, 262:870–891.
Kazmann, R. G. (1965), *Modern hydrology*, Harper and Row, New York, 301 pp.
Grover, N. C., and A. W. Harrington (1966), *Stream flow measurements, records and their uses*, Dover Publications, New York, 363 pp.
MacKay, D. K. (1967), Discharge of the Liard and Mackenzie rivers, *Geog. Bull.*, 9:11–19.

Erosión y conservación del suelo

Bennett, H. H. (1928), The geographical relation of soil erosion to land productivity, *Geog. Rev.*, 18:579–605.
Shaw, C. F. (1929), Erosion pavement, *Geog. Rev.*, 19:633–641.
Bennett, H. H. (1931), The problem of soil erosion in the United States, *Annals A. A. G.*, 21:147–170.
Bennett, H. H. (1933), The quantitative study of erosion technique and some preliminary results, *Geog. Rev.*, 23:423–432.
Sharpe, C. F. S. (1938), What is soil erosion? *U.S. Dept. Agriculture Misc. Publ.* 286, 85 pp.
Ruckie, W. A. (1939), Man's effects on the Palouse, *Geog. Rev.*, 29:34–45.
Tieh, T. M. (1941), Soil erosion in China, *Geog. Rev.*, 31:570–590.
Bennett, H. H. (1943), Adjustment of agriculture to its environment, *Annals A. A. G.*, 33:163–198.
Bennett, H. H. (1944), Food ounces from soil, *Geog. Rev.*, 34:57–76.
Cumberland, K. B. (1944), Contrasting regional morphology of soil erosion in New Zealand, *Geog. Rev.*, 34:77–95.
Bennett, H. H. (1955), *Elements of soil conservation*, 2nd edition, McGraw-Hill Book Co., New York, 358 pp.
Gottschalk, L. C., and V. H. Jones (1955), Valleys and hills, erosion and sedimentation, *Yearbook of Agriculture, 1955*, U.S. Dept. Agriculture, pp. 135–143.
Osborn, B. (1955), How rainfall and runoff erode soil, *Yearbook of Agriculture, 1955*, U.S. Dept. Agriculture, pp. 127–135.
Leopold, L. B. (1956), Land use and sediment yield, pp. 639–647 of *Man's role in changing the face of the earth*, Univ. of Chicago Press, Chicago, 1193 pp.
Strahler, A. N. (1956), The nature of induced erosion and aggradation, pp. 621–638 of *Man's role in changing the face of the earth*, Univ. of Chicago Press, Chicago, 1193 pp.
Stallings, J. H. (1957), *Soil conservation*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J., 575 pp.
Chorley, R. J. (1959), The geomorphic significance of some Oxford soils, *Am. J. Sci.*, 257:503–515.
Bennett, H. H. (1960), Soil erosion in Spain, *Geog. Rev.*, 50:59–72.
Tuckfield, C. G. (1964), Gully erosion in the New Forest, Hampshire, *Am. J. Sci.*, 262:795–807.
Smith, R. M., and W. L. Stamey (1965), Determining the range of tolerable erosion, *Soil Sci.*, 100:414–424.

Crecidas

Brooks, C. F., and A. H. Thiessen (1937), The meteorology of the great floods in the eastern United States, *Geog. Rev.*, 27:269–290.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Barrows, H. K. (1948). *Floods, their hydrology and control*, McGraw-Hill Book Co., New York, 432 pp.
Leopold, L. B., and T. Maddock, Jr. (1954). *Big dams, little dams, and land management*, The Ronald Press Co., New York, 278 pp.
Leopold, L., and T. Maddock, Jr. (1954). *The flood control controversy*, The Ronald Press Co., New York, 253 pp.
Brown, C. B., and W. T. Murphy (1955). Conservation begins on the watersheds, *Yearbook of Agriculture, 1955*, U.S. Dept. Agriculture, pp. 161–165.
Fort, E. C., and W. L. Cowan, and H. N. Holtan (1955). Floods—And a program to alleviate them, *Yearbook of Agriculture, 1955*, U.S. Dept. Agriculture, pp. 170–176.
Beard, W. L., and V. B. MacNaughton (1955). The Yazoo-Little Tallahatchie flood prevention project, *Yearbook of Agriculture, 1955*, U.S. Dept. Agriculture, pp. 199–205.
Hoyt, W. G., and W. B. Langbein (1955). *Floods*, Princeton Univ. Press, Princeton, N.J., 469 pp.
Kantz, H. M. (1955). The story of Sandstone Creek watershed, *Yearbook of Agriculture, 1955*, U.S. Dept. Agriculture, pp. 210–218.
Matson, H. O., W. L. Heard, G. E. Lamp, and D. M. Reh (1955). The possibilities of land treatment in flood prevention, *Yearbook of Agriculture, 1955*, U.S. Dept. Agriculture, pp. 176–179.
Storey, H. C. (1955). Frozen soil and spring and winter floods, *Yearbook of Agriculture, 1955*, U.S. Dept. Agriculture, pp. 179–184.
Bordne, E. (1957). Some hydrologic aspects of the flood of August, 1955, in a Connecticut valley, *Geog. Rev.*, 47:211–223.
Burton, I., and R. W. Kates (1964). The floodplain and the seashore: A comparative analysis of hazard-zone occupance, *Geog. Rev.*, 54:366–385.
Haley, R. J. (1965). The spring flood of April–May 1965 in the upper Mississippi Valley, *Weatherwise*, 18:115–119.
Henry, W. K. (1965). The ice jam floods of the Yukon River, *Weatherwise*, 18:81–85.

Agua de saturación

Bryan, K. (1919). Classification of springs, *J. Geol.*, 27:522–561.
Meinzer, O. E. (1923). The occurrence of ground water in the United States with a discussion of principles, U.S. Geol. Survey, *Water Supply Paper* 489, 321 pp.
Stearns, H. T. (1936). Origin of large springs and their alcoves along the Snake River in southern Idaho, *J. Geol.*, 44:429–450.
Hubbert, M. K. (1940). Theory of ground water motion, *J. Geol.*, 48:708–728.
Thomas, H. E. (1951). *The conservation of ground water*, McGraw-Hill Book Co., New York, 321 pp.
Gregor, H. F. (1952). The Southern California water problem in the Oxnard area, *Geog. Rev.*, 42:16–36.
Meigs, P. (1952). Water problems in the United States, *Geog. Rev.*, 42:346–366.
Murray, G. W. (1952). The water beneath the Egyptian western desert, *Geog. Jour.*, 118:443–452.
Garver, H. L. (1955). Water supplies for homes in the country, *Yearbook of Agriculture, 1955*, U.S. Dept. Agriculture, pp. 655–663.
Muckel, D. C. (1955). Pumping ground water so as to avoid overdraft, *Yearbook of Agriculture, 1955*, U.S. Dept. Agriculture, pp. 294–301.
Muckel, D. C., and L. Schiff (1955). Replenishing ground water by spreading, *Yearbook of Agriculture, 1955*, U.S. Dept. Agriculture, pp. 302–310.
Parker, G. G. (1955). The encroachment of salt water into fresh, *Yearbook of Agriculture, 1955*, U.S. Dept. Agriculture, pp. 615–635.
Rohwer, C. (1955). Wells and pumps for irrigated lands, *Yearbook of Agriculture, 1955*, U.S. Dept. Agriculture, pp. 285–295.
Thomas, H. E. (1956). Changes in quantities and qualities of ground and surface waters, pp. 542–563 of *Man's role in changing the face of the earth*, Univ. of Chicago Press, Chicago, 1193 pp.
Cressey, G. B. (1957). Water in the desert, *Annals A. A. G.*, 47:105–124.
Todd, D. K. (1959). *Ground water hydrology*, John Wiley and Sons, New York, 336 pp.

CAPÍTULO 26

Cauces de los ríos; perfiles de los ríos

Gilbert, G. K. (1914). The transportation of debris by running water, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 86, 263 pp.
Johnson, D. (1929). Baselevel, *J. Geol.*, 37:575–582.
Johnson, D. (1932). Streams and their significance, *J. Geol.*, 40:481–497.
Mackin, J. H. (1948). Concept of the graded river, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 59:463–512.
Holmes, C. D. (1952). Stream competence and the graded stream profile, *Am. J. Sci.*, 250:899–906.
Leopold, L. B., and T. Maddock, Jr. (1953). The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 252, 57 pp.
Wolman, M. G. (1955). The natural channel of Brandywine Creek, Pa., *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 271, 56 pp.
Leopold, L. B., and J. P. Miller (1956). Ephemeral streams—Hydraulic factors and their relation to the drainage net, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 282-*A*, 37 pp.
Hack, J. T. (1957). Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 294-*B*, 97 pp.
Wolman, M. G. (1959). Factors influencing erosion of a cohesive river bank, *Am. J. Sci.*, 257:204–216.
Brush, L. M., Jr., and M. G. Wolman (1960). Knick-point behavior in noncohesive material: A laboratory study, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 71:59–74.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Schumm, S. A. (1960), The shape of alluvial channels in relation to sediment type, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 352-B, 30 pp.
Wolman, M. G., and J. P. Miller (1960), Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes, *J. Geol.*, 68:54–74.
Schumm, S. A. (1961), Effect of sediment characteristics on erosion and deposition in ephemeral-stream channels, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 352-C, 70 pp.
Carlston, C. W. (1963), Drainage density and streamflow, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 422-C, 8 pp.
Brice, J. C. (1964), Channel patterns and terraces of the Loup Rivers in Nebraska, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 422-D, 41 pp.
Leopold, L. B., M. G. Wolman, and J. P. Miller (1964), *Fluvial processes in geomorphology*, W. H. Freeman, San Francisco, 522 pp.
Schumm, S. A., and R. W. Lichty (1965), Time, space, and causality in geomorphology, *Am. J. Sci.*, 263:110–119.
Leopold, L. B., W. W. Emmett, and R. M. Myrick (1966), Channel and hillslope processes in a semiarid area, New Mexico, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 352-G, 253 pp.
Tuan, Y.-F. (1966), New Mexican gullies: A critical review and some recent observations, *Annals A. A. G.*, 56:573–597.
Wertz, J. B. (1966), The flood cycle of ephemeral mountain streams in the southwestern United States, *Annals A. A. G.*, 56:598–633.
Morisawa, M. (1968), *Streams: Their dynamics and morphology*, McGraw-Hill Book Co., New York, 175 pp.

Gargantas, cañones, cascadas

Powell, J. W. (1875), *Exploration of the Colorado River of the West and its tributaries*, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 291 pp.
Gilbert, G. K. (1895), Niagara Falls and their history, *Nat. Geog. Mag., Monograph* 1, pp. 203–236. Also in *The Physiography of the United States* (1896), American Book Co., New York, pp. 203–236.
Darton, N. H. (1896), Examples of stream robbing in the Catskill Mountains, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 7:505–507.
Dellenbaugh, F. S. (1908), *A canyon voyage*, G. P. Putnam's Sons, New York, 277 pp.
Freeman, O. W. (1938), The Snake River Canyon, *Geog. Rev.*, 28:597–608.

Ríos aluviales; lechos de inundación; meandros

Macar, P. F. (1934), Effects of cut-off meanders on the longitudinal profiles of streams, *J. Geol.*, 42:523–536.
Melton, F. A. (1936), An empirical classification of flood-plain streams, *Geog. Rev.*, 26:593–609.
Happ, S. C., G. Rittenhouse, and G. C. Dobson (1940), Some principles of accelerated stream and valley sedimentation, *U.S. Dept. Agriculture Tech. Bull.* 695, 134 pp.
Fisk, H. N. (1944), *Geological investigation of the alluvial valley of the lower Mississippi*, U.S. Army Corps of Engineers (Mississippi River Commission), 78 pp.
Fisk, H. N. (1947), *Fine-grained alluvial deposits and their effects on Mississippi River activity*, U.S. Army Corps of Engineers, Waterways Experiment Station, Vicksburg, Miss., 82 pp.
Matthes, G. H. (1954), Paradoxes of the Mississippi, *Scientific American*, 184:19–23.
Russell, R. J. (1954), Alluvial morphology of Anatolian rivers, *Annals A. A. G.*, 44:363–391.
Leopold, L. B., and M. G. Wolman (1957), River channel patterns: braided, meandering and straight, *U.S. Geol. Survey, Prof. Paper* 282-B, Washington, D.C., 47 pp.
Wolman, M. G., and L. B. Leopold (1957), River flood plains: some observations on their formation, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 282-C, 109 pp.
Bagnold, R. A. (1960), Some aspects of the shape of river meanders, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 282-E, pp. 135–144.
Crickmay, C. H. (1960), Lateral activity in a river of northwestern Canada, *J. Geol.*, 68:377–391.
Leopold, L., and M. G. Wolman (1960), River meanders, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 71:769–794.
Schmudde, T. H. (1963), Some aspects of land forms of the lower Missouri River floodplain, *Annals A. A. G.*, 53:60–73.
White, G. F. (1963), The Mekong River plan, *Scientific American*, 208:49–60.
Sigafoos, R. S. (1964), Botanical evidence of floods and flood-plain deposition, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 485-A, 35 pp.
Langbein, W. B., and L. B. Leopold (1966), River meanders—Theory of minimum variance, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 422-H, 15 pp.
Leopold, L. B., and W. B. Langbein, (1966), River meanders, *Scientific American*, 214:60–70.
Nelson, J. G. (1966), Man and geomorphic process in the Chemung River valley, New York and Pennsylvania, *Annals A. A. G.*, 56:24–32.

Abanicos fluviales

Eckis, R. (1928), Alluvial fans of the Cucamonga district, southern California, *J. Geol.*, 36:224–247. Describe el área representada en el ejercicio 6 del capítulo 26.
Chawner, W. D. (1955), Alluvial fan flooding. The Montrose, California, flood of 1934, *Geog. Rev.*, 25:255–263.
Beaty, C. B. (1963), Origin of alluvial fans, White Mountains, California and Nevada, *Annals A. A. G.*, 53:516–535.
Bull, W. B. (1964), Geomorphology of segmented alluvial fans in western Fresno County, California, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 352-E, 129 pp.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Ruhe, R. V. (1964), Landscape morphology and alluvial deposits in southern New Mexico, *Annals A. A. G.*, 54:147–159.
Denny, C. S. (1965), Alluvial fans in the Death Valley region, California and Nevada, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 466, 62 pp.
Melton, M. A. (1965), The geomorphic and paleoclimatic significance of alluvial deposits in southern Arizona, *J. Geol.*, 73:1–38.
Denny, C. S. (1967), Fans and pediments, *Am. J. Sci.*, 265:81–105.
Hook, R. LeB. (1967), Processes on arid-region alluvial fans, *J. Geol.*, 75:438–460.

Terrazas

Davis, W. M. (1909), River terraces in New England, *Geographical essays*, Ginn and Co., Boston, pp. 514–586. Reimpreso en 1954, Dover Publications, New York.
Trewartha, G. T. (1932), The Prairie du Chien Terrace: geography of a confluence site, *Annals A. A. G.*, 22:119–158.
Mackin, J. H. (1937), Erosional history of the Big Horn Basin, Wyoming, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 48:813–894.
Cotton, C. A. (1940), Classification and correlation of river terraces, *J. Geomorphology*, 3:27–37.
Frye, J. C., and A. R. Leonard (1954), Some problems of alluvial terrace mapping, *Am. J. Sci.*, 252:242–251.
Leopold, L. B., and J. P. Miller (1954), A postglacial chronology for some alluvial valleys in Wyoming, *U.S. Geol. Survey Water-Supply Paper*, 1261, 90 pp.
Moss, J. H., and W. E. Bonini (1961), Seismic evidence supporting a new interpretation of the Cody Terrace near Cody, Wyoming, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72:547–556.

Deltas

Sykes, G. (1926), The delta and estuary of the Colorado River, *Geog. Rev.*, 16:232–255.
Cressey, G. B. (1935), The Fenghsien landscape: a fragment of the Yangtze delta, *Geog. Rev.*, 25:396–413.
Russell, R. J. (1936), Physiography of the Lower Mississippi delta, Louisiana Conservation Dept., *Bull.* 8: 3–199.
Sykes, G. (1937), The Colorado delta, *Am. Geog. Soc. Special Publ.* 19, 193 pp.
Russell, R. J. (1942), Flotant, *Geog. Rev.*, 32:74–98.
Russell, R. J. (1942), Geomorphology of the Rhone delta, *Annals A. A. G.*, 32:149–254.
Dobby, E. H. G. (1951), The Kelantan delta, *Geog. Rev.*, 41:226–255.
Mackay, J. R. (1963), *The Mackenzie delta area, N. W. T.*, Memoir 8, Geographical Br., Mines and Tech. Surveys, Ottawa, 202 pp.
Houston Geological Society (1966), *Deltas in their geologic framework*, Houston, Texas, 251 pp.

Meandros encajados

Davis, W. M. (1913), Meandering valleys and underfit rivers, *Annals A. A. G.*, 3:3–28.
Rich, J. L. (1914), Certain types of stream valleys and their meaning, *J. Geol.*, 22:469–497.
Miser, H. D., K. W. Trimble, and S. Paige (1923), Rainbow Bridge, Utah, *Geog. Rev.*, 13:518–531.
Moore, R. C. (1926), Origin of enclosed meanders on streams of the Colorado Plateau, *J. Geol.*, 34:29–57, 97–130.
Mahard, R. H. (1942), Origin and significance of intrenched meanders, *J. Geomorphology*, 5:32–44.
Strahler, A. N. (1946), Elongate intrenched meanders of Conodoguinet Creek, Pa., *Am. J. Sci.*, 244:31–40.
Dury, G. H. (1954), Contribution to the general theory of meandering valleys, *Am. J. Sci.*, 252:193–224.
Hack, J. T., and R. S. Young (1959), Intrenched meanders of the North Fork of the Shenandoah River, Virginia, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 354-*A*, 10 pp.
Dury, G. H. (1960), Misfit streams: problems in interpretation, discharge, and distribution, *Geog. Rev.*, 50:219–242.
Dury, G. H. (1963), Underfit streams in relation to capture: A reassessment of the idea of W. M. Davis, *Inst. of British Geographers*, Publ. No. 32, pp. 83–94.

CAPÍTULO 27

Ciclo de denudación

Gilbert, G. K. (1877), *Geology of the Henry Mountains*, U.S. Geog. and Geol. Survey, Rocky Mt. Region (Powell). See Land sculpture, pp. 99–150.
Davis, W. M. (1909), The geographical cycle, *Geographical essays*, Ginn and Co., Boston, pp. 249–278. Reimpreso en 1954, Dover Publications, New York.
Rich, J. L. (1917), Cultural features and the physiographic cycle, *Geog. Rev.*, 4:297–308.
Davis, W. M. (1923), The scheme of the erosion cycle, *J. Geol.*, 31:10–25.
Johnson, D. W. (1929), Baselevel, *J. Geol.*, 37:775–782.
Glock, W. S. (1931), The development of drainage systems: A synoptic view, *Geog. Rev.*, 21:475–482.
Johnson, D. (1933), Development of drainage systems and the dynamic cycle, *Geog. Rev.*, 23:114–121.
Fenneman, N. M. (1936), Cyclic and non-cyclic aspects of erosion, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 47:173–186.
Peltier, L. (1950), The geographic cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology, *Annals A. A. G.*, 40:214–236.
Melton, F. A. (1959), Aerial photographs and structural geomorphology, *J. Geol.*, 67:351–370.
Hack, J. T. (1960), Interpretation of erosional topography in humid temperate regions, *Am. J. Sci.*, 258:80–97.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Menard, H. W. (1961), Some rates of regional erosion, *J. Geol.*, 69:154–161.
Bretz, J. H. (1962), Dynamic equilibrium and the Ozark land forms, *Am. J. Sci.*, 260:427–438.
King, L. C. (1962), *Morphology of the earth*, Oliver and Boyd, Edinburgh, 699 pp.
Leopold, L. B., and W. B. Langbein (1962), The concept of entropy in landscape evolution, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 500-*A*, 20 pp.
Schumm, S. A. (1963), The disparity between present rates of denudation and orogeny, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 454-*H*, 13 pp.
Holmes, C. D. (1964), Equilibrium in humid-climate physiographic processes, *Am. J. Sci.*, 262:436–445.
Judson, S., and D. F. Ritter (1964), Rates of regional denudation in the United States, *Jour. Geophysical Res.*, 69:3395–3401.
Holzner, L., and Weaver, G. D. (1965), Geographic evaluation of climatic and climo-genetic geomorphology, *Annals A. A. G.*, 55:592–602.
Howard, A. D. (1965), Geomorphological systems—equilibrium and dynamics, *Am. J. Sci.*, 263:302–312.

Desarrollo de vertientes

Gilbert, G. K. (1909), The convexity of hilltops, *J. Geol.*, 17:344–350.
Bryan, K. (1940), Gully gravure—A method of slope retreat, *Jour. Geomorphology*, 3:89–107.
Von Engeln, O. D., et al. (1940), Symposium: Walther Penck's contribution to geomorphology, *Annals A. A. G.*, 30:219–284.
White, S. E. (1949), Processes of erosion on steep slopes of Oahu, Hawaii, *Am. J. Sci.*, 247:168–186.
Strahler, A. N. (1950), Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis, *Am. J. Sci.*, 248:673–696, 800–814.
Cotton, C. A. (1952), The erosional grading of convex and concave slopes, *Geog. Jour.*, 143:197–204.
Penck, W. (1953), *Morphological analysis of land forms*, Macmillan and Co., London, 429 pp.
Holmes, C. D. (1955), Geomorphic development in humid and arid regions: A synthesis, *Am. J. Sci.*, 253:377–390.
Commission for the study of slopes (1956), *First report*, International Geographical Union, Amsterdam, 155 pp.
Schumm, S. A. (1956), The role of creep and rainwash on the retreat of badland slopes, *Am. J. Sci.*, 254:693–706.
Strahler, A. N. (1956), Quantitative slope analysis, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 67:571–596.
Melton, M. A. (1960), Intravalley variation in slope angles related to microclimate and erosional environment, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 71:133–144.
Scheidegger, A. E. (1961), Mathematical models of slope development, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72:37–50.
Savigear, R. A. G. (1962), Some observations on slope development in North Devon and North Cornwall, *Inst. British Geographers, Publ.*, 31:23–42.
Culling, W. E. H. (1965), Theory of erosion on soil-covered slopes, *J. Geol.*, 73:230–254.
Melton, M. A. (1965), Debris-covered hillslopes of the southern Arizona desert—Consideration of their stability and sediment contribution, *J. Geol.*, 73:715–729.
Schumm, S. A. (1966), The development and evolution of hillslopes, *Jour. Geol. Education*, 14:98–104.
LaMarche, V. C., Jr. (1968), Rates of slope degradation as determined from botanical evidence, White Mountains, California, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 352-*I*, 377 pp.

Penillanuras

Davis, W. M. (1909), Base-level, grade, and peneplain, *Geographical essays*, Ginn and Co., Boston, pp. 381–412. Reimpreso en 1954, Dover Publications, New York.
Davis, W. M. (1909), Plains of marine and subaerial denudation, *Geographical essays*, Ginn and Co., Boston, pp. 323–349. Reimpreso en 1954, Dover Publications, New York.
Davis, W. M. (1909), The peneplain, *Geographical essays*, Ginn and Co., Boston, pp. 350–380. Reprinted in 1954, Dover Publications, New York.
Davis, W. M. (1911), The Colorado Front Range, *Annals A. A. G.*, 1:21–33.
Johnson, D. (1916), Plains, planes, and peneplanes, *Geog. Rev.*, 1:443–447.
Davis, W. M. (1922), Peneplains and the geographic cycle, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 23:587–598.
Ward, F. (1930), The role of solution in peneplanation, *J. Geol.*, 38:262–270.
Rich, J. L. (1938), Recognition and significance of multiple erosion surfaces, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 49:1695–1722.
Meyerhoff, H. A. (1940), Migration of erosion surfaces, *Annals A. A. G.*, 30:247–254.
Dixey, F. (1944), African landscape, *Geog. Rev.*, 34:457–465.
Geyl, W. F. (1960), Geophysical speculations on the origin of stepped erosion surfaces, *J. Geol.*, 68:154–176.

Ciclo de denudación en clima árido; Pediments

McGee, W J (1897), Sheetflood erosion, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 8:87–112.
Davis, W. M. (1909), The geographical cycle in an arid climate, *Geographical essays*, Ginn and Co., Boston, pp. 296–322. Reimpreso en 1954, Dover Publications, New York.
Paige, S. (1912), Rock-cut surfaces of the desert ranges, *J. Geol.*, 20:442–450.
Davis, W. M. (1930), Rock floors in arid and humid climates, *J. Geol.*, 38:1–27, 136–158.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Blackwelder, E. (1931), Desert plains, *J. Geol.*, 39: 133–140.
Fenneman, N. M. (1931), *Physiography of Western United States*, McGraw-Hill Book Co., New York. See pp. 326–333, 340–348.
Johnson, D. (1931), Planes of lateral corrosion, *Science*, n. ser. 73:174–177.
Johnson, D. (1932), Rock plains of arid regions, *Geog. Rev.*, 22:656–665.
Bagnold, R. A. (1933), A further journey through the Libyan Desert, *Geog. J.*, 82:103–129, 211–235.
Willis, B. (1934), Inselbergs, *Annals A. A. G.*, 24:123–129.
Rich, J. L. (1935), Origin and evolution of rock fans and pediments, *Geol. Soc., Am. Bull.*, 46:999–1024.
Davis, W. M. (1938), Sheetfloods and streamfloods, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 49:1337–1416.
Peel, R. F. (1941), Denudational landforms of the central Libyan Desert, *J. Geomorphology*, 4:3–23.
Howard, A. D. (1942), Pediments and the pediment pass problem, *J. Geomorphology*, 5:3–31, 95–136.
Childs, O. E. (1948), Geomorphology of the Little Colorado River, Arizona, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 59:353–388.
Tator, B. A. (1952), Pediment characteristics and terminology, *Annals A. A. G.*, 42:295–317 and 43:47–53.
Tuan, Y.-F. (1962), Structure, climate, and basin land forms in Arizona and New Mexico, *Annals A. A. G.*, 52:51–68.
Mabbutt, J. A. (1966), Mantle-controlled planation of pediments, *Am. J. Sci.*, 264:78–91.
Denny, C. S. (1967), Fans and pediments, *Am. J. Sci.*, 265:81–105.
Rahn, P. H. (1967), Sheetfloods, streamfloods, and the formation of pediments, *Annals A. A. G.*, 57:593–604.
Twidale, C. R. (1967), Origin of the piedmont angle as evidenced in South Australia, *J. Geol.*, 75: 393–411.

CAPITULO 28

Análisis cuantitativo de paisajes erosionados por ríos

Horton, R. E. (1945), Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 56:275–370.
Langbein, W. B., and others (1947), Topographic characteristics of drainage basins, U.S. Geol. Survey, *Water Supply Paper* 968-C, 157 pp.
Smith, K. G. (1950), Standards of grading texture of erosional topography, *Am. Jour. Sci.*, 248:655–668.
Strahler, A. N. (1952), Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 63:1117–1142.
Strahler, A. N. (1954), Statistical analysis in geomorphic research, *J. Geol.*, 62:1–25.
Schumm, S. A. (1956), Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, N.J., *Geol. Soc. Am. Bull.*, 67:597–646.
Strahler, A. N. (1956), Quantitative slope analysis, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 67:571–596.
Chorley, R. J. (1957), Climate and morphometry, *J. Geol.*, 65:628–638.
Melton, M. A. (1957), Geometric properties of mature drainage basins and their representation in a E_4 phase space, *J. Geol.*, 66:35–54.
Strahler, A. N. (1957), Quantitative analysis of watershed geomorphology, *Trans. Am. Geophysical Union*, 38:913–920.
Melton, M. A. (1958), Correlation structure of morphometric properties of drainage systems and their controlling agents, *J. Geol.*, 66:442–460.
Morisawa, M. (1958), Measurement of drainage-basin outline form, *J. Geol.*, 66:587–591.
Strahler, A. N. (1958), Dimensional analysis applied to fluvially eroded landforms, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 69:279–300.
Geyl, W. F. (1961), Morphometric analysis and the world-wide occurrence of stepped erosion surfaces, *J. Geol.*, 69:388–416.
Chorley, R. J. (1962), Geomorphology and general systems theory, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 500-*B*, 10 pp.
Chorley, R. J., and M. A. Morgan (1962), Comparison of morphometric features, Unaka Mountains, Tennessee and North Carolina, and Dartmoor, England, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 73:17–34.
Peltier, L. C. (1962), Area sampling for terrain analysis, *Professional Geographer*, 14:24–28.
Lubowe, J. K. (1964), Stream junction angles in the dendritic drainage pattern, *Am. J. Sci.*, 262:325–339.
Morisawa, M. (1964), Development of drainage systems on an upraised lake floor, *Am. J. Sci.*, 262:340–354.
Strahler, A. N. (1964), Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks, Section 4-II of *Handbook of Applied Hydrology*, McGraw-Hill Book Co., New York.
Woodruff, J. F. (1964), A comparative analysis of selected drainage basins, *Professional Geographer*, 16:15–19.
Chorley, R. J. (1966), The application of statistical methods to geomorphology, pp. 275–387, of *Essays in Geomorphology*, G. H. Dury, ed., Amer. Elsevier Publ. Co., New York.
Clarke, J. I. (1966), Morphometry from maps, pp. 235–274 of *Essays in Geomorphology*, G. H. Dury, ed., Amer. Elsevier Publ. Co., New York.
Gould, S. J. (1966), Allometry and size in ontogeny and phylogeny, *Biol. Reviews*, 41:587–640.
McConnell, H. (1966), A statistical analysis of spatial variability of mean topographic slope on stream-dissected glacial materials, *Annals A. A. G.*, 56:712–728.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Shreve, R. L. (1966), Statistical law of stream numbers, *J. Geol.*, 74:17–37.
Woldenberg, M. J. (1966), Horton's laws justified in terms of allometric growth and steady state in open systems, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 77:431–434.
Shreve, R. L. (1967), Infinite topologically random channel networks, *J. Geol.*, 75:178–186.
Woldenberg, M. J., and B. J. L. Berry (1967), Rivers and central places: Analogous systems? *Jour. of Regional Sci.*, 7:129–139.

CAPÍTULO 29

Glaciares alpinos

Boyd, L. A. (1932), Fiords of East Greenland, *Geog. Rev.*, 22:529–561.
Cooper, W. S. (1937), The problem of Glacier Bay, Alaska, A study of glacier variations, *Geog. Rev.*, 27:37–62.
Lewis, W. V. (1940), The function of meltwater in cirque formation, *Geog. Rev.*, 30:64–83.
Sharp, R. P. (1947), The Wolf Creek glaciers, St. Elias Range, Yukon Territory, *Geog. Rev.*, 37:26–52.
Dyson, J. L. (1948), Shrinkage of Sperry and Grinnell glaciers, Glacier National Park, Montana, *Geog. Rev.*, 38:95–103.
Sharp, R. P. (1948), The constitution of valley glaciers, *J. Glaciology*, 1:182–189.
Lawrence, D. B. (1950), Glacier fluctuation for six centuries in southeastern Alaska and its relation to solar activity, *Geog. Rev.*, 40:191–223.
Sharp, R. P. (1951), Accumulation and ablation on the Seward-Malaspina glacier system, Canada-Alaska, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 62:725–744.
Field, W. O., Jr., and C. J. Heusser (1952), Glaciers—Historians of climate, *Geog. Rev.*, 42:337–345.
Sharp, R. P. (1954), Glacier flow: a review, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 65:821–838.
Baird, P. D. (1955), Glaciological research in the Canadian arctic, *Arctic*, 8:96–108.
Field, W. O., Jr. (1955), Glaciers, *Scientific American*, 193:84–92.
Sharp, R. P. (1956), Glaciers in the arctic, *Arctic*, 9:78–117.
Heusser, C. J. (1957), Variations of Blue, Hoh, and White Glaciers during recent centuries, *Arctic*, 10:139–150.
Sharp, R. P. (1958), The latest major advance of Malaspina Glacier, Alaska, *Geog. Rev.*, 48:16–26.
Marcus, M. G. (1960), Periodic drainage of glacier-dammed Tulsequah Lake, British Columbia, *Geog. Rev.*, 50:89–106.
Sharp, R. P. (1960), *Glaciers*, Univ. of Oregon Press, Eugene, 78 pp.
Dyson, J. L. (1962), *The World of Ice*, Alfred A. Knopf, New York, 292 pp.
Stone, K. H. (1963), The annual emptying of Lake George, Alaska, *Arctic*, 16:27–40.
Ives, J. D. (1967), Glacier terminal features in northeast Baffin Island, *Geog. Bull.*, 9:62–70.

Formas topográficas debidas a glaciares alpinos

Atwood, W. W. (1907), The glaciation of the Uinta Mountains, *J. Geol.*, 15:790–804.
Davis, W. M. (1909), The sculpture of mountains by glaciers, *Geographical essays*, Ginn and Co., Boston, pp. 617–634. Reimpreso en 1954, Dover Publications, New York.
Atwood, W. W. (1909), Glaciation of the Uinta and Wasatch Mountains, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 61, 96 pp. Describe el área representada en el ejercicio 2.
Davis, W. M. (1920), Features of glacial origin in Montana and Idaho, *Annals A. A. G.*, 10:75–148.
Martin, L., and F. E. Williams (1924), An ice-eroded fiord, *Geog. Rev.*, 14:576–596.
Matthes, F. E. (1930), Geologic history of the Yosemite Valley, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 160, See pp. 45–97.
Hubbard, G. C. (1932), The geography of residence in Norway fiord areas, *Annals A. A. G.*, 22:109–118.
Matthes, F. E. (1950), *The incomparable valley: a geological interpretation of the Yosemite*, edited by F. Fryxell, Univ. of California Press, Berkeley, 168 pp.
Nichols, R. L., and M. M. Miller (1951), Glacial geology of the Ameghino Valley, Lago Argentino, Patagonia, *Geog. Rev.*, 41:274–294.
Dyson, J. L. (1952), Ice-ridged moraines and their relation to glaciers, *Am. J. Sci.*, 250:204–211.

Casquetes de hielo

Gould, L. M. (1935), The Ross Ice Shelf, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 46:1367–1394.
Demorest, M. (1943), Ice sheets, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 54:363–400.
Katz, H. R. (1953), Journey across the Nunataks of central East Greenland, *Arctic*, 6:3–14.
Swithinbank, C. (1955), Ice Shelves, *Geog. Jour.*, 121:64–76.
Neuburg, H. A. C., et al. (1959), The Filchner Ice Shelf, *Annals A. A. G.*, 49:110–119.
Crary, A. P. (1962), The Antarctic, *Scientific American*, 207:60–73.
Robin, G. deQ. (1962), The ice of the Antarctic, *Scientific American*, 207:132–146.
Woolard, G. P. (1962), The land of the Antarctic, *Scientific American*, 207:151–166.
Swithinbank, C. (1964), To the valley glaciers that feed the Ross Ice Shelf, *Geog. Jour.*, 130:32–48.
Hatherton, T., ed. (1965), *Antarctica*, Frederick A. Praeger, New York-Washington, 511 pp.

Glaciaciones pleistocenas

Coleman, A. P. (1926), *Ice ages recent and ancient*, The Macmillan Co., New York, 296 pp.
Wright, W. B. (1937), *The Quaternary Ice Age*, Macmillan and Co., London, 478 pp.
Flint, R. F. (1943), Origin of the former North American ice sheet, *Geog. Rev.*, 33:479–481.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Flint, R. F., and others (1945), Glacial map of North America, Geol. Soc. Am., *Special Paper 60*, 37 pp. Pt. 1, Glacial map; Pt. 2, Explanatory notes.
Colbert, E. H., et al. (1948), Pleistocene of the Great Plains, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 59:541–630.
Upson, J. E. (1949), Late Pleistocene and recent changes of sea level along the coast of Santa Barbara County, California, *Am. J. Sci.*, 247:94–115.
Carter, G. F. (1950), Evidence for Pleistocene man in Southern California, *Geog. Rev.*, 40:84–102.
Flint, R. F. (1952), The ice age in the North American Arctic, *Arctic*, 5:135–152.
Emiliani, C. (1955), Pleistocene temperatures, *J. Geol.*, 63:538–578.
Stokes, W. L. (1955), Another look at the Ice Age, *Science*, 122:815–821.
Ewing, M., and W. L. Donn (1956), A theory of ice ages, *Science*, 123:1061–1066.
Plass, G. N. (1956), Carbon dioxide and the climate, *American Scientist*, 4:302–316.
Carter, G. F. (1957), *Pleistocene man at San Diego*, The Johns Hopkins Press, Baltimore, Md., 400 pp.
Flint, R. F. (1957), *Glacial and Pleistocene geology*, John Wiley and Sons, New York, 553 pp.
Sauer, C. O. (1957), The end of the ice age and its witnesses, *Geog. Rev.*, 47:29–43.
Geol. Assn. of Canada (1958), Glacial map of Canada, Toronto, Ontario, scale 1:3,881,600, 50 × 62 inches.
Hough, J. L. (1958), Geology of the Great Lakes, Univ. of Illinois Press, Urbana, 313 pp.
Flint, R. F. (1959), Pleistocene climates in eastern and southern Africa, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 70:343–373.
Leighton, M. M. (1960), The classification of the Wisconsin glacial stage of north central United States, *J. Geol.*, 68:529–552.
Wright, H. E., Jr. (1961), Late Pleistocene climate of Europe: A review, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72: 933–984.
Donn, W. L., W. R. Farrand, and M. Ewing (1962), Pleistocene ice volumes and sea-level lowering, *J. Geol.*, 70:206–214.
Farrand, W. R. (1962), Postglacial uplift in North America, *Am. J. Sci.*, 260:181–199.
Schultz, G. (1963), *Glaciers and the Ice Age*, Holt, Rinehart and Winston, New York, 128 pp.
Tanner, W. F. (1965), Cause and development of an ice age, *J. Geol.*, 73:413–430.
Wright, H. E., and D. G. Frey, eds. (1965), *The Quaternary of the United States*, Princeton University Press, Princeton, N.J., 922 pp.

Formas topográficas debidas a glaciares continentales

Chamberlin, T. C. (1888), Rock-scorings of the great ice invasion, U.S. Geol. Survey, *7th Ann. Rept.*, pp. 147–248.
Alden, W. C. (1905), The drumlins of southeastern Wisconsin, *U.S. Geol. Survey Bull.*, 273, 46 pp.
Whitbeck, R. H. (1913), Economic aspects of glaciation in Wisconsin, *Annals A. A. G.*, 3:62–87.
Thwaites, F. T. (1926), The origin and significance of pitted outwash, *J. Geol.*, 34:308–319.
Flint, R. F. (1928), Eskers and crevasse fillings, *Am. J. Sci.*, 5th ser., 15:410–416.
Flint, R. F. (1929), The stagnation and dissipation of the last ice sheet, *Geog. Rev.*, 19:256–289.
Flint, R. F. (1930), The classification of glacial deposits, *Am. J. Sci.*, 19:169–176.
Brown, T. C. (1931), Kames and kame terraces of central Massachusetts, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 42:467–479.
Cotton, C. A. (1942), *Climatic accidents in landscape making*, Whitcombe and Tombs, Christchurch, N.Z., 354 pp.
von Engeln, O. D. (1945), Glacial diversion of drainage, *Annals A. A. G.*, 35:79–120.
Gravenor, C. P. (1951), Bedrock source of tills in southwestern Ontario, *Am. J. Sci.*, 249:56–71.
Gravenor, C. P. (1953), The origin of drumlins, *Am. J. Sci.*, 251:674–681.
Horberg, L., and R. C. Anderson (1956), Bedrock topography and Pleistocene glacial lobes in central United States, *J. Geol.*, 64:101–116.
Aronow, S. (1959), Drumlins and related streamlines features in the Warwick-Tokio Area, North Dakota, *Am. J. Sci.*, 257:191–203.
Gravenor, C. P., and W. O. Kupsch (1959), Ice-disintegration features in western Canada, *J. Geol.*, 67:48–64.
von Engeln, O. D. (1961), *The Finger Lakes Region: Its origin and nature*, Cornell University Press, Ithaca, N.Y., 156 pp.
Kupsch, W. O. (1962), Ice-thrust ridges in western Canada, *J. Geol.*, 70:582–594.
Reed, R., C. J. Galvin, Jr., and J. P. Miller (1962), Some aspects of drumlin geometry, *Am. J. Sci.*, 260:200–210.

CAPITULO 30

Procesos costeros; su clasificación

Gilbert, G. K. (1890), Lake Bonneville, *U.S. Geol. Survey Monograph 1*, See pp. 29–65.
Cotton, C. A. (1916), Fault coasts of New Zealand, *Geog. Rev.*, 1:20–33.
Cotton, C. A. (1918), The outline of New Zealand, *Geog. Rev.*, 6:320–340.
Johnson, D. W. (1919), *Shore processes and shoreline development*, John Wiley and Sons, New York, 584 pp. Reimpreso en 1965, Hafner Publ., New York.
Sharp, H. S. (1929), The physical history of the Connecticut shoreline, State of Connecticut, Geol. and Nat. Hist. Survey, *Bull.* 46, 97 pp.
Putnam, W. C. (1937), The marine cycle of erosion for a steeply sloping shoreline of emergence, *J. Geol.*, 45:844–850.
Shepard, F. P. (1937), Revised classification of marine shorelines, *J. Geol.*, 45:602–624.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Lucke, J. (1938), Marine shorelines reviewed, *J. Geol.*, 46:985–995.
Brown, C. W. (1939), Hurricanes and shoreline changes in Rhode Island, *Geog. Rev.*, 29:416–430.
Steers, J. A. (1946), *The coastline of England and Wales*, Cambridge Univ. Press, New York, 644 pp.
Munk, W. H., and M. A. Traylor (1947), Refraction of ocean waves: A process linking underwater topography to beach erosion, *J. Geol.*, 40:1–26.
Kuenen, P. H. (1950), *Marine geology*, John Wiley and Sons, New York, 568 pp.
Cotton, C. A. (1954), Deductive morphology and genetic classification of coasts, *Scientific Monthly*, 78:163–181.
Cotton, C. A. (1955), The theory of secular marine planation, *Am. J. Sci.*, 253:580–589.
Davis, J. H. (1956), Influences of man upon coast lines, pp. 504–521 of *Man's role in changing the face of the earth*, Univ. of Chicago Press, Chicago, 1193 pp.
Guilcher, A. (1958), *Coastal and submarine morphology*, John Wiley and Sons, New York, 274 pp.
McGill, J. T. (1958), Map of coastal landforms of the world (with separate map), *Geog. Rev.*, 48:402–405.
King, C. A. M. (1959), *Beaches and coasts*, Edward Arnold, London, 403 pp.
Dietz, R. S. (1963), Wave-base, marine profile of equilibrium, and wave-built terraces: A critical appraisal, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 74:971–990.
Shepard, F. P. (1963), *Submarine geology*, 2nd edition, Harper and Row, New York, 557 pp.
Bascom, W. (1964), *Waves and beaches*, Doubleday and Co., New York, 260 pp.
Alexander, C. S. (1966), A method of descriptive shore classification and mapping as applied to the northeast coast of Tanganyika, *Annals A. A. G.*, 56:128–140.

Playas, flechas

Davis, W. M. (1909), The outline of Cape Cod, *Geographical essays*, Ginn and Co., Boston, pp. 690–724. Reimpreso en 1954, Dover Publications, New York.
Johnson, D. W., and W. G. Reed (1910), The form of Nantasket Beach, Mass., *J. Geol.*, 18:162–189.
Evans, O. F. (1938), The classification and origin of beach cusps, *J. Geol.*, 46:615–627.
Evans, O. F. (1942), The origin of spits, bars, and related structures, *J. Geol.*, 50:846–865.
Grant, U. S. (1943), Waves as a sand-transporting agent, *Am. J. Sci.*, 241:117–123.
Krumbein, W. C. (1950), Geological aspects of beach engineering, Geol. Soc. Am., *Berkey Vol.*, pp. 195–223.
Zeigler, J. M., C. R. Hayes, and S. D. Tuttle (1959), Beach changes during storms on outer Cape Cod, Massachusetts, *J. Geol.*, 67:318–336.
Bird, E. C. F. (1960), The coastal barriers of East Gippsland, Australia, *Geog. Jour.*, 127:460–468.
Nichols, R. L. (1961), Characteristics of beaches formed in polar climates, *Am. J. Sci.*, 259:694–708.
Zeigler, J. M., and S. D. Tuttle (1961), Beach changes based on daily measurements of four Cape Cod beaches, *J. Geol.*, 69:583–599.
Tanner, W. F. (1962), Reorientation of convex shores, *Am. J. Sci.*, 260:37–43.
Russell, R. J., and W. G. McIntyre (1965), Southern hemisphere beach rock, *Geog. Rev.*, 55:17–45.
Yasso, W. E. (1965), Plan geometry of headland-bay beaches, *J. Geol.*, 73:702–714.
Dolan, R. (1966), Beach changes on the outer banks of North Carolina, *Annals A. A. G.*, 56:699–711.
Strahler, A. N. (1966), Tidal cycle of changes in an equilibrium beach, Sandy Hook, New Jersey, *J. Geol.*, 74:247–268.
Dolan, R., and J. C. Ferm (1968), Crescentic landforms along the Atlantic Coast of the United States, *Science*, 159:627–629.

Playas e islas barrera; bocanas

Patton, R. S. (1931), Moriches Inlet: a problem in beach evolution, *Geog. Rev.*, 21:627–632.
Hitchcock, C. B. (1934), The evolution of tidal inlets, *Geog. Rev.*, 24:653–654.
Russell, R. J., and H. V. Howe (1935), Cheniers of southwestern Louisiana, *Geog. Rev.*, 25:449–461.
Howard, A. D. (1939), Hurricane modification of the offshore bar of Long Island, New York, *Geog. Rev.*, 29:400–415.
Zeigler, J. M. (1959), Origin of the Sea Islands of the southeastern United States, *Geog. Rev.*, 49:222–237.
Hoyt, J. H. (1967), Barrier island formation, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 78:1125–1136.

Acantilados; costas elevadas

Davis, W. M. (1923), The Halligs, vanishing islands of the North Sea, *Geog. Rev.*, 13:99–106.
Stearns, H. T. (1935), Shore benches on the Island of Oahu, Hawaii, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 46:1467–1482.
Jutson, J. T. (1939), Shore platforms near Sydney, N.S.W., *J. Geomorphology*, 2:235–250.
Edwards, A. B. (1941), Storm-wave platforms, *J. Geomorphology*, 4:223–236.
Wengerd, S. (1951), Elevated strandlines of Frobisher Bay, Baffin Island, Canadian Arctic, *Geog. Rev.*, 41:622–637.
Fairbridge, R. W. (1960), The changing level of the sea, *Scientific American*, 202:69–79.
Alexander, C. S. (1961), The marine terraces of Aruba, Bonaire, and Curacao, Netherlands Antilles, *Annals A. A. G.*, 51:102–123.
Butzer, K. W. (1962), Coastal geomorphology of Majorca, *Annals A. A. G.*, 52:191–212.
Russell, R. J. (1963), Recent recession of tropical cliffy coasts, *Science*, 139:9–15.
Byrne, J. V. (1964), An erosional classification for

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

the northern Oregon coast, *Annals A. A. G.*, 54:329–335.
McIntyre, W. G., and H. J. Walker (1964), Tropical cyclones and coastal morphology in Mauritius, *Annals A. A. G.*, 54:582–596.
Sugden, D. E., and B. S. John (1965), The raised marine features of Kjove Land, East Greenland, *Geog. Jour.*, 131:235–247.
Snead, R. E. (1967), Recent morphological changes along the coast of West Pakistan, *Annals A. A. G.*, 57:550–565.

Estuarios; depósitos de marea

Lucke, J. B. (1934), A theory of evolution of lagoon deposits on shorelines of emergence, *J. Geol.*, 42:561–584.
Hellinga, F. (1952), Water control, *Soil Sci.*, 74:21–33.
Zuur, A. J. (1952), Drainage and reclamation of lakes and of the Zuiderzee, *Soil Sci.*, 74:75–89.
West, C. (1956), Mangrove swamps of the Pacific coast of Colombia, *Annals A. A. G.*, 46:98–121.
Thompson, K. (1957), Origin and use of the English peat fens, *Scientific Monthly*, 81:68–76.
Ahnert, F. (1960), Estuarine meanders in the Chesapeake Bay area, *Geog. Rev.*, 50:390–401.
Myrick, R. M., and L. B. Leopold (1963), Hydraulic geometry of a small tidal estuary, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 422-*B*. 18 pp.
El-Ashry, M. T., and H. R. Wanless (1965), Birth and early growth of a tidal delta, *J. Geol.*, 73:404–406.
Pestrong, R. (1965), The development of drainage patterns on tidal marshes, *Stanford Univ. Publ., Geol. Sciences*, 10, No. 2, 87 pp.
Lauff, G. H., ed. (1967), *Estuaries*, Amer. Assn. Advancement of Science, Publication No. 83, Washington, 757 pp.

Arrecifes coralinos, atolones

Dana, J. D. (1874), *Corals and coral islands*, Dodd and Mead, New York, 406 pp.
Darwin, C. (1898), *The structure and distribution of coral reefs*, 3rd edition, Appleton and Co., New York, 344 pp.
Davis, W. M. (1922), The barren reef of Tagula, New Guinea, *Annals A. A. G.*, 12:97–151.
Davis, W. M. (1928), The coral reef problem, *Am. Geog. Soc. Special Publ.* 9, 596 pp.
Steers, J. S. (1929), The Queensland coast and the Great Barrier Reefs, *Geog. Jour.*, 74:232–370.
Steers, J. A. (1937), The coral islands and associated features of the Great Barrier Reefs, *Geog. Jour.*, 89:1–146.
Steers, J. A. (1940), The cays and palisadoes, Port Royal, Jamaica, *Geog. Rev.*, 30:279–296.
Steers, J. A. (1940), The coral cays of Jamaica, *Geog. Jour.*, 95:30–42.
Stearns, H. T. (1946), An integration of coral-reef hypotheses, *Am. J. Sci.*, 244:772–791.
Emery, K. O. (1948), Submarine geology of Bikini atoll, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 59:855–860.
Teichert, C., and R. W. Fairbridge (1948), Some coral reefs of the Sahul Shelf, *Geog. Rev.*, 38:222–249.
Fairbridge, R. W. (1950), Recent and Pleistocene coral reefs of Australia, *J. Geol.*, 58:330–401.
Murphy, R. E. (1950), The economic geography of a Micronesian atoll, *Annals A. A. G.*, 40:58–83.
Cloud, P. E., Jr. (1954), Surficial aspects of modern organic reefs, *Scientific Monthly*, 78:195–208.
McKee, E. D. (1958), Geology of Kapingamarangi Atoll, Caroline Islands, *Geol Soc. Am. Bull.*, 69:241–278.
Wiens, H. J. (1959), Atoll development and morphology, *Annals A. A. G.*, 49:31–54.
Walker, H. J. (1962), Coral and lime industry of Mauritius, *Geog. Rev.*, 52:325–336.

CAPITULO 31

Deflación, abrasión

Stanuz, S. C., and E. E. Free (1911), The movement of soil material by the wind, U.S. Dept. Agriculture, Bureau of Soils, *Bull.* 68, 272 pp.
Hobbs, W. H. (1917), The erosional and degradational processes of desert depressions, *Annals A. A. G.*, 7:25–60.
Bryan, K. (1923), Wind erosion near Lee's Ferry, *Am. J. Sci.*, 5th ser., 6:291–307.
Blackwelder, E. (1931), The lowering of playas by deflation, *Am. J. Sci.*, 5th ser., 21:140–144.
Page, L. R., and R. W. Chapman (1933), The dust fall of Dec. 15–16, 1933, *Am. J. Sci.*, 5th ser., 28:288–297.
Blackwelder, E. (1934), Yardangs, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 45:159–166.
Kellogg, C. E. (1935), Soil blowing and dust storms, *U.S. Dept. Agriculture Misc. Publ.* 221, 11 pp.
King, L. C. (1936), Wind-faceted stones from Marlborough, New Zealand, *J. Geol.*, 44:201–213.
Maxson, J. H. (1940), Fluting and faceting of rock fragments, *J. Geol.*, 48:717–751.
Leverett, F. (1942), Wind work accompanying or following the Iowan glaciation, *J. Geol.*, 50:548–559.
Sharp, R. P. (1949), Pleistocene ventifacts east of the Big Horn Mountains, Wyoming, *J. Geol.*, 57:175–195.
Higgins, C. G. (1956), Formation of small ventifacts, *J. Geol.*, 64:506–516.

Dunas

Bradwell, H. J. L. (1910), The sand dunes of the Libyan Desert, *Geog. J.*, 35:379–395.
Madigan, C. T. (1936), The Australian sand-ridge deserts, *Geog. Rev.*, 26:205–227.
Smith, H. T. U. (1939), Sand dune cycle in western Kansas, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 50:1934–1935.
Melton, F. A. (1940), A tentative classification of dunes, *J. Geol.*, 48:113–173.
Bagnold, R. A. (1941), *The physics of blown sand and desert dunes*, Methuen and Co., London, 265 pp.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Hack, J. T. (1941), Dunes of the Navajo country, *Geog. Rev.*, 31:240–263.
Capot-Rey, R. (1945), Dry and humid morphology in the western Erg., *Geog. Rev.*, 35:391–407.
Bagnold, R. A. (1951), Sand formations in southern Arabia, *Geog. Jour.*, 117:78–86.
Black, R. F. (1951), Eolian deposits of Alaska, *Arctic*, 3:89–111.
Landsberg, S. Y. (1956), The orientation of dunes in Britain and Denmark in relation to wind, *Geog. Jour.*, 122:176–189.
Cooper, W. S. (1958), Coastal sand dunes of Oregon and Washington, *Geol. Soc. Am. Memoir* 72, 169 pp.
Grove, A. T. (1958), The ancient erg of Hausaland, and similar formations on the south side of the Sahara, *Geog. Jour.*, 124:528–535.
Olson, J. S. (1958), Lake Michigan dune development, *J. Geol.*, 66:254–263, 345–351, 473–483.
Finkel, H. J. (1959), The barchans of southern Peru, *J. Geol.*, 67:614–647.
Ives, R. L. (1959), Shell dunes of the Sonoran shore, *Am. J. Sci.*, 257:449–457.
Simonett, D. S. (1960), Development and grading of dunes in western Kansas, *Annals A. A. G.*, 50:216–214.
Norris, R. M., and K. S. Norris (1961), Algodones dunes of southeastern California, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72:605–620.
Sharp, R. P. (1963), Wind ripples, *J. Geol.*, 71:617–636.
Stokes, W. L. (1964), Incised, wind-aligned stream patterns of the Colorado Plateau, *Am. J. Sci.*, 262:808–816.
Smith, H. T. U. (1965), Dune morphology and chronology in central and western Nebraska, *J. Geol.*, 73:557–578.
Norris, R. M. (1966), Barchan dunes of Imperial Valley, California, *J. Geol.*, 74:292–306.
Sharp, R. P. (1966), Kelso dunes, Mojave Desert, California, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 77:1045–1074.
Beheiry, S. A. (1967), Sand forms in the Coachella Valley, southern California, *Anaals A. A. G.*, 57:25–48.

Loess

Fuller, M. L. (1922), Some unusual features of the loess of China, *Geog. Rev.*, 12:570–584.
Fuller, M. L., and F. G. Clapp (1924), Loess and rock dwellings of Shensi, China, *Geog. Rev.*, 14:215–226.
Barbour, G. B. (1935), Recent observations on the loess of North China, *Geog. J.*, 86:54–64.
Moyer, R. T. (1936), Agricultural soils in a loess region of North China, *Geog Rev.*, 26:414–425.
Russell, R. J. (1940), Lower Mississippi Valley loess, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 55:1–40.
Bryan, K. (1945), Glacial versus desert origin of loess, *Am. J. Sci.*, 243:245–248.
Symposium on Loess (1945), *Am. J. Sci.*, 243:225–303. Ten papers on loess.
Leighton, M. M., and H. B. Willman (1950), Loess formations of the Mississippi Valley, *J. Geol.*, 58:599–623.
Fisk, H. N. (1951), Loess and Quaternary geology of the lower Mississippi Valley, *J. Geol.*, 59:333–356.
Frye, J. C., and A. B. Leonard (1951), Stratigraphy of the late Pleistocene loess of Kansas, *J. Geol.*, 59:287–305.
Péwé, T. L. (1951), An observation on wind-blown silt, *J. Geol.*, 59:399–401.
Thorp, J., and others (1952), Map of Pleistocene eolian deposits of the United States, Alaska, and parts of Canada. Scale 1:2,500,000, *Geol. Soc. Am., New York.*
Péwé, T. L. (1955), Origin of the upland silt near Fairbanks, Alaska, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 66:699–724.
Flint, R. F. (1957), *Glacial and Pleistocene geology*, John Wiley and Sons, New York, 533 pp. See Eolian features, pp. 176–194.
Lewis, P. F. (1960), Linear topography in the southwestern Palouse, Washington-Oregon, *Annals A. A. G.*, 50:98–111.
Lugn, A. L. (1962), The origin and sources of loess, *University of Nebraska Studies*, New series No. 26, 105 pp.

CAPITULO 32

Clasificación y descripción de las formas fisiográficas regionales

Powell, J. W., and others (1896), *The physiography of the United States*, American Book Co., New York, 345 pp.
Fenneman, N. M. (1928), Physiographic divisions of the United States, *Annals A. A. G.*, 18:261–353.
Fenneman, N. M. (1931), *Physiography of the Western United States*, McGraw-Hill Book Co., New York, 534 pp.
Zernitz, E. R. (1932), Drainage patterns and their significance, *J. Geol.*, 40:498–521.
Fenneman, N. M. (1938), *Physiography of the Eastern United States*, McGraw-Hill Book Co., New York, 691 pp.
Atwood, W. W. (1940), *The physiographic provinces of North America*, Ginn and Co., Boston, 536 pp.
Strahler, A. N. (1946), Geomorphic terminology and classification of landmasses, *J. Geol.*, 54:32–42.
King, L. C. (1951), *South African scenery*, Oliver and Boyd, Edinburgh, 379 pp.
Thornbury, W. D. (1965), *Regional geomorphology of the United States*, John Wiley and Sons, New York, 609 pp.
Hunt, C. B. (1967), *Physiography of the United States*, W. H. Freeman and Co., San Francisco, 480 pp.

Llanuras costeras

Davis, W. M. (1895), The development of certain English rivers, *Geog. J.*, 5:127–146.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Davis, W. M. (1909), The Seine, the Meuse, and the Moselle, *Geographical essays*, Ginn and Co., Boston, pp. 587–616. Reprinted in 1954, Dover Publ., New York.
Davis, W. M. (1918), *Handbook of northern France*, Harvard Univ. Press, Cambridge, Mass., 174 pp.
Cleland, H. F. (1920), The Black Belt of Alabama, *Geog. Rev.*, 10:375–387.
Graham, A. W. (1920), The Niagara cuesta from a new viewpoint, *Geog. Rev.*, 9:264–276.
Johnson, D. W. (1921), Battlefields of the World War, *Am. Geog. Soc. Research Ser.*, No. 3, 648 pp.
Renner, G. T., Jr. (1927), The physiographic interpretation of the Fall Line, *Geog. Rev.*, 17:278–286.
Johnson, D. W. (1931), A theory of Appalachian geomorphic evolution, *J. Geol.*, 39:497–508.
Lobeck, A. K. (1939), *Geomorphology*, McGraw-Hill Book Co., New York, 731 pp. Chapter 13, Coastal plains, pp. 439–468.
Stokes, C. A. (1957), Lumbering and western Louisiana cultural landscapes, *Annals A. A. G.*, 47:250–266.
Landes, K. K. (1959), *Petroleum geology*, 2nd edition, John Wiley and Sons, New York, 443 pp.
Prince, H. C. (1959), Parkland in the Chilterns, *Geog. Rev.*, 49:18–31.

Cavernas, karst

Eigenmann, C. H. (1917), The homes of blindfishes, *Geog. Rev.*, 4:171–182.
Sanders, E. M. (1921), The cycle of erosion in a karst region (after Cvijić), *Geog. Rev.*, 11:593–604.
Lee, W. T. (1925), Carlsbad cavern, New Mexico, *Scientific Monthly*, 21:186–190.
Lobeck, A. K. (1929), The geology and physiography of the Mammoth Cave National Park, *Ky. Geol. Survey*, 6th ser., 31:327–399.
Davis, W. M. (1930), Origin of limestone caverns, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 41:475–628.
Thorp, J. (1934), The asymmetry of the "Pepino Hills" of Puerto Rico in relation to the trade winds, *J. Geol.*, 42:537–545.
Dicken, S. N. (1935), Kentucky karst landscapes, *J. Geol.*, 43:708–728.
Bretz, J. H. (1938), Caves of the Galena formation, *J. Geol.*, 46:828–841.
Meyerhoff, H. A. (1938), The texture of karst topography in Cuba and Puerto Rico, *J. Geomorphology*, 1:279–295.
Bretz, J. H. (1942), Vadose and phreatic features of limestone caverns, *J. Geol.*, 50:675–811.
Bretz, J. H. (1949), Carlsbad Caverns and other caves of the Guadalupe block, New Mexico, *J. Geol.*, 57:447–463.
Jordan, R. H. (1950), An interpretation of Floridan karst, *J. Geol.*, 58:261–268.
Sweeting, M. M. (1950), Erosion cycles and limestone caverns in the Ingleborough District, *Geog. Jour.*, 15:63–78.
Bretz, J. H. (1952), A solution cave in gypsum, *J. Geol.*, 60:279–283.
Bretz, J. H. (1953), Genetic relations of caves to peneplains and big springs in the Ozarks, *Am. J. Sci.*, 251:1–24.
Doerr, A. H., and D. R. Hoy (1957), Karst landscapes of Cuba, Puerto Rico, and Jamaica, *Scientific Monthly*, 81:178–187.
Sweeting, M. M. (1958), The karstlands of Jamaica, *Geog. Jour.*, 124:184–199.
Sweeting, M. M., et al. (1965), Denudation in limestone regions; A symposium, *Geog. Jour.*, 131:34–56.
LaValle, P. (1967), Some aspects of linear karst depression developments in south central Kentucky, *Annals A. A. G.*, 57:49–71.

Estratos horizontales

Dutton, C. E. (1882), Tertiary history of the Grand Canyon district, *U.S. Geol. Survey Monograph* 2, 264 pp.
Atwood, W. W. (1911), A geographic study of the Mesa Verde, *Annals A. A. G.*, 1:95–100.
Lee, W. T. (1921), The Raton mesas of New Mexico and Colorado, *Geog. Rev.*, 11:384–397.
Birdseye, C., and R. C. Moore (1924), A boat voyage through the Grand Canyon of the Colorado, *Geog. Rev.*, 14:177–196.
Haas, W. H. (1926), The cliff-dweller and his habitat, *Annals A. A. G.*, 16:167–215.
Pike, R. W. (1930), Land and peoples of the Hadhramaut, Aden Protectorate, *Geog. Rev.*, 30:627–648.
Smith, G. H. (1935), The relative relief of Ohio, *Geog. Rev.*, 25:272–284.
Lobeck, A. K. (1939), *Geomorphology*, McGraw-Hill Book Co., New York, 731 pp. Capítulo 14, Plains and plateaus, pp. 469–502.
Ives, R. (1947), Reconnaissance of the Zion hinterland, *Geog. Rev.*, 37:618–638.
Koons, D. (1955), Cliff retreat in the southwestern United States, *Am. J. Sci.*, 253:53–60.
Doerr, A., and L. Guernsey (1956), Man as a geomorphological agent: the example of coal mining, *Annals A. A. G.*, 46:197–210.
Schumm, S. A. (1956), The role of creep and rainwash on the retreat of badland slopes, *Am. J. Sci.*, 254:693–706.
Smith, K. G. (1958), Erosional processes and landforms in Badlands National Monument, South Dakota, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 69:975–1008.
Ahnert, F. (1960), The influence of Pleistocene climates upon the morphology of cuesta scarps on the Colorado Plateau, *Annals A. A. G.*, 50:139–156.
Zakrzewska, B. (1963), An analysis of landforms in a part of the Central Great Plains, *Annals A. A. G.*, 53:536–568.
Butzer, K. W. (1965), Desert landforms at the Kurkur Oasis, Egypt, *Annals A. A. G.*, 55:578–591.

Domos

Gilbert, G. K. (1877), *Report on the geology of the Henry Mountains*, U.S. Geol. and Geol. Survey Rocky Mt. Region (Powell), pp. 18–98.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Newton, H., and W. P. Jenny (1880), *Geology of the Black Hills*, U.S. Geog. and Geol. Survey Rocky Mt. Region (Powell), 566 pp.
Cross, C. W. (1894), The laccolithic mountain groups of Colorado, Utah and Arizona, U.S. Geol. Survey, *14th Ann. Rept.*, Part 2, pp. 157–241.
Darton, N. H., and S. Paige (1925), *Central Black Hills*, U.S. Geol. Survey, Folio 219.
Lobeck, A. K. (1939), *Geomorphology*, McGraw-Hill Book Co., New York, 731 pp. Capítulo 15, Dome mountains, pp. 503–542.

CAPITULO 33

Pliegues

Willis, B. (1895), The northern Appalachians, *Nat. Geog. Soc. Monograph*, 1:169–202.
Davis, W. M. (1906), The mountains of southernmost Africa, *Am. Geog. Soc. Bull.*, 38:593–623.
Davis, W. M. (1909), The rivers and valleys of Pennsylvania, *Geographical essays*, Ginn and Co., Boston, pp. 413–484. Reprinted in 1954, Dover Publ., New York.
Chamberlin, R. T. (1910), The Appalachian folds of central Pennsylvania, *J. Geol.*, 18:228–251.
Johnson, D. (1931), *Stream sculpture on the Atlantic slope*, Columbia Univ. Press, New York, 142 pp. Reimpreso en 1967, Hafner Publ. Co., New York.
Johnson, D. (1934), How rivers cut gateways through mountains, *Scientific Monthly*, 38:129–135.
Meyerhoff, H. A., and E. W. Olmsted (1936), The origins of Appalachian drainage, *Am. J. Sci.*, 232:21–41.
Fenneman, N. M. (1938), *Physiography of the Eastern United States*, McGraw-Hill Book Co., New York, pp. 195–278.
Mackin, J. H. (1938), The origin of Appalachian drainage—A reply, *Am. J. Sci.*, 236:27–53.
Lobeck, A. K. (1939), *Geomorphology*, McGraw-Hill Book Co., New York, 731 pp. Chapter 17, Folded mountains, pp. 581–612.
Rich, J. L. (1939), A bird's-eye cross section of the central Appalachian Mountains and Plateau: Washington to Cincinnati, *Geog. Rev.*, 29:561–586.
Thompson, H. D. (1939), Drainage evolution in the southern Appalachians, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 50:1323–1356.
Strahler, A. N. (1945), Hypotheses of stream development in the folded Appalachians of Pennsylvania, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 56:45–88.
Bethune, P. de (1948), Geomorphic studies in the Appalachians of Pennsylvania, *Am. J. Sci.*, 246: 1–22.

Fallas y terremotos

Davis, W. M. (1934), The Long Beach earthquake, *Geog. Rev.*, 24:1–11.
Heck, N. H. (1935), A new map of earthquake distribution, *Geog. Rev.*, 25:125–130.
Page, B. M. (1935), Basin-range faulting of 1915 in Pleasant Valley, Nevada, *J. Geol.*, 43:690–707.
Lynch, J. (1940), *Our trembling earth*, Dodd, Mead and Co., New York, 202 pp.
Gutenberg, B., and C. F. Richter (1941), Seismicity of the earth, *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper* 34, 131 pp.
Macelwane, J. B. (1947), *When the earth quakes*, The Bruce Publ. Co., Milwaukee, Wisc., 288 pp.
Kingdon-Ward, F. (1953), The Assam earthquake of 1950, *Geog. Jour.*, 119:169–182.
Kingdon-Ward, F. (1955), Aftermath of the great Assam earthquake of 1950, *Geog. Jour.*, 121: 290–303.
Richter, C. F. (1958), *Elementary seismology*, W. H. Freeman and Co., San Francisco, 768 pp.
Whitkind, I. J., et al. (1962), Geologic features of the earthquake at Hebgen Lake, Montana, August 17, 1959, *Bull. Seismological Soc. Am.*, 52:163–180.
Benioff, H. (1964), Earthquake source mechanisms, *Science*, 143:1399–1406.
Heck, N. H. (1965), *Earthquakes*, Hafner Publ. Co., New York and London, 222 pp. (Facsimile of the edition of 1936.)
Plafker, G. (1965), Tectonic deformation associated with the 1964 Alaska earthquake, *Science*, 148:1675–1687.

Formas topográficas debidas a fallas y montañas en bloque

Davis, W. M. (1909), Mountain ranges of the Great Basin, *Geographical essays*, Ginn and Co., Boston, pp. 725–772. Reimpreso en 1954, Dover Publ., New York.
Cushing, S. W. (1913), Coastal plains and block mountains in Japan, *Annals A. A. G.*, 3:43–61.
Johnson, D. W. (1918), Block faulting in the Klamath Lakes region, *J. Geol.*, 26:229–236.
Blackwelder, E. (1928), The recognition of fault scarps, *J. Geol.*, 36:289–311.
Fuller, R. E., and A. A. Waters (1929), The nature and origin of the horst and graben structure of southern Oregon, *J. Geol.*, 37:204–338.
Davis, W. M. (1930), The Peacock Range, Arizona, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 41:293–313.
Longwell, C. R. (1930), Faulted fans west of the Sheep Range, southern Nevada, *Am. J. Sci.*, 220:1–13.
Fenneman, N. M. (1931), *Physiography of the Western United States*, McGraw-Hill Book Co., New York, 691 pp. See pp. 326–395.
Teale, E. O., and H. E. Teale (1933), A physiographical map of Tanganiyka Territory, *Geog. Rev.*, 23:402–413.
Willis, B. (1938), San Andreas Rift, California, *J. Geol.*, 46:793–827.
Johnson, D. (1939), Fault scarps and fault-line scarps, *J. Geomorphology*, 2:174–177.
Lobeck, A. K. (1939), *Geomorphology*, McGraw-Hill Book Co., New York, 731 pp. Chapter 16, Block Mountains, pp. 543–580.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Sharp, R. P. (1939), Basin-range structure of the Ruby-East Humboldt Range, northeastern Nevada, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 50:881–920.
Dixey, F. (1941), Geomorphic development of the Shire Valley, Nyasaland, *J. Geomorphology*, 4: 97–116.
Gardner, L. S. (1941), The Hurricane fault in southwestern Utah and northwestern Arizona, *Am. J. Sci.*, 239:241–260.
Strahler, A. N. (1948), Geomorphology and structure of the West Kaibab fault zone and Kaibab Plateau, Arizona, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 61:717–757.
Cotton, C. A. (1950), Tectonic scarps and fault valleys, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 61:717–757.
Cotton, C. A. (1953), Tectonic relief: with illustrations from New Zealand, *Geog. Jour.*, 119: 213–222.
Beaty, C. B. (1961), Topographic effects of faulting: Death Valley, California, *Annals A. A. G.*, 51:234–240.
Higgins, C. G. (1961), San Andreas fault north of San Francisco, California, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72:51–68.
Donath, F. A. (1962), Analysis of Basin-Range structure, south-central Oregon, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 73:1–16.
Whittow, J. B. (1966), The landforms of the central Ruwenzori, east Africa, *Geog. Jour.*, 132:32–42.

CAPITULO 34

Macizos cristalinos y complejos

Davis, W. M. (1896), Physical geography of southern New England, *Nat. Geog. Soc. Monograph*, 1:269–304.
Davis, W. M. (1911), Colorado Front Range, *Annals A. A. G.*, 1:21–83.
Martin, L. (1911), Physical geography of the Lake Superior region, *U.S. Geol. Survey Monograph*, 52:85–117.
Lobeck, A. K. (1917), Position of the New England peneplain in the White Mountains region, *Geog. Rev.*, 3:53–60.
Fenneman, N. M. (1931), *Physiography of Western United States*, McGraw-Hill Book Co., New York, 534 pp. Chapters 2, 4, 5, and 9.
Fenneman, N. M. (1938), *Physiography of the Eastern United States*, McGraw-Hill Book Co., New York, 691 pp. Chapters 3, 6, 7, and 13.
Taylor, G. (1942), British Columbia, A study in topographic control, *Geog. Rev.*, 32:372–402.
Woodruff, J. F., and E. J. Parizek (1956), Influence of underlying rock structures on stream courses and valley profiles in the Georgia Piedmont, *Annals A. A. G.*, 46:129–139.
Hack, J. T. (1966), Circular patterns and exfoliation in crystalline terrane, Grandfather Mountain area, North Carolina, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 77:975–986.

Volcanes

Atwood, W. W. (1906), Red mountain: a dissected volcanic cone, *J. Geol.*, 14:138–146.
Hobbs, W. H. (1906), The grand eruption of Vesuvius in 1906, *J. Geol.*, 14:636–655.
Johnson, D. W. (1907), Volcanic necks of the Mount Taylor region, New Mexico, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 18:303–324.
Martin, G. C. (1913), The recent eruption of Katmai Volcano in Alaska, *Nat. Geog. Mag.*, 24:131–181.
Stearns, H. T. (1924), Craters of the Moon National Monument, Idaho, *Geog. Rev.*, 14:362–372.
Peacock, M. A. (1931), The Modoc Lava field, northern California, *Geog. Rev.*, 21:68–82.
Tyrrell, G. W. (1931), *Volcanoes*, T. Butterworth, London, 252 pp.
Colton, H. S. (1932), Sunset Crater: the effects of a volcanic eruption on an ancient Pueblo people, *Geog. Rev.*, 22:582–590.
Shippee, R. (1932), Lost valleys of Peru, *Geog. Rev.*, 22:562–581.
Atwood, W. W., Jr., (1935), The glacial history of an extinct volcano, Crater Lake National Park, *J. Geol.*, 43:142–168.
Putnam, W. C., (1938), The Mono Crater, California, *Geog. Rev.*, 28:68–82.
Lobeck, A. K. (1939), *Geomorphology*, McGraw-Hill Book Co., New York, 731 pp. Chapter 19, Volcanoes, pp. 647–704.
Williams, H. (1941), *Crater Lake, the story of its origin*, Univ. of California Press, Berkeley and Los Angeles, 97 pp.
Stearns, H. T., and G. A. Macdonald (1942), Geology and ground water resources of the island of Maui, Hawaii, *Bull. 7*, Div. of Hydrography, Terr. of Hawaii, Honolulu, 344 pp.
Cotton, C. A. (1944), *Volcanoes as landscape forms*, Whitcombe and Tombs, 416 pp.
Jaggar, T. A. (1945), *Volcanoes declare war*, Paradise of the Pacific, Honolulu, 166 pp.
Nichols, R. L. (1946), McCartys basalt flow, Valencia County, New Mexico, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 57:1049–1086.
Williams, H. (1961), The floor of Crater Lake, *Am. J. Sci.*, 259:81–83.
Bullard, F. M. (1962), *Volcanoes: In history, in theory, in eruption*, Univ. of Texas Press, Austin, 441 pp.
Hopson, C. A., et al. (1962), The latest eruptions from Mt. Rainier volcano, *J. Geol.*, 70:635–647.

APÉNDICE I

Mapas topográficos

Salisbury, R. D., and W. W. Atwood (1908), The interpretation of topographic maps, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper 60*, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C.
Birdseye, C. H. (1928), *Topographic instructions of*

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

the U.S. Geological Survey, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 432 pp.
Raisz, E., and J. Henry (**1937**), An average slope map of southern New England, *Geog. Rev.*, 27:467–472.
Cozzens, A. B. (**1940**), An angle of slope scale, *J. Geomorphology*, 3:52–56.
Brown, C. B. (**1941**), Mapping Lake Mead, *Geog. Rev.*, 31:585–605.
Wright, J. K. (**1942**), Map makers are human, *Geog. Rev.*, 32:527–544.
Lobeck, A. K., and W. J. Tellington (**1944**), *Military maps and air photographs*, McGraw-Hill Book Co., New York, 256 pp.
Platt, R. R. (**1945**), Official topographic maps: a world index, *Geog. Rev.*, 35:175–181.
Am. Geog. Soc. (**1946**), The Map of Hispanic America on the scale of 1:1,000,000, *Geog. Rev.*, 36:1–28.
Tanaka (**1950**), The relief contour method of representing topography on maps, *Geog. Rev.*, 40:444–456.
Low, J. W. (**1952**), *Plane table mapping*, Harper and Bros., New York, 365 pp.
Calef, W., and R. Newcomb (**1953**), An average slope map of Illinois, *Annals A. A. G.*, 43:305–316.
Lobeck, A. K. (**1956**), *Things maps don't tell us*, The Macmillan Co., New York, 159 pp.
Robinson, A. H. (**1956**), Mapping the land, *Scientific Monthly*, 82:294–303.
Jenks, G. F., and D. S. Knos (**1961**), The use of shading patterns in graded series, *Annals A. A. G.*, 51:316–334.
Washburn, B. (**1961**), A new map of Mt. McKinley, Alaska, the life story of a cartographic project, *Geog. Rev.*, 51:159–186.
Greenhood, D. (**1964**), *Mapping*, Univ. of Chicago Press, Chicago, 289 pp.
Dept. of Earth, Space and Graphic Sciences, U.S. Military Academy (**1965**), *Atlas of Landforms*, John Wiley and Sons, New York, 164 pp.

Bloques-diagrama, modelos en relieve

Lobeck, A. K. (**1924**), *Block diagrams*, John Wiley and Sons, New York, 206 pp. Reeditado 1958, con revisiones, por Emerson Trussell Book Co., Amherst, Mass.
Raisz, E. (**1931**), The physiographic method of representing scenery on maps, *Geog. Rev.*, 21:297–304.
Reed, H. P. (**1946**), The development of the terrain model in the war, *Geog. Rev.*, 36:632–652.
King, P. B., and E. M. McKee (**1949**), Terrain diagrams of the Philippine Islands, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 60:1829–1836.
Hammond, E. H. (**1954**), Small-scale continental landform maps, *Annals A. A. G.*, 44:33–42.
Robinson, A. H., and N. J. W. Thrower (**1957**), A new method of terrain representation, *Geog. Rev.*, 47:507–520.
Stacy, J. R. (**1958**), Terrain diagrams in isometric projection—simplified, *Annals A. A. G.*, 48:232–236.
Ridd, M. K. (**1963**), The proportional relief landform map, *Annals A. A. G.*, 53:569–576.

Fotografía aérea, cartografía aérea

Matthes, G. H. (**1926**), Oblique aerial surveying in Canada, *Geog. Rev.*, 16:568–582.
Birdseye, C. H. (**1940**), Stereoscopic phototopographic mapping, *Annals A. A. G.*, 30:1–24.
Smith, H. T. U. (**1941**), Aerial photographs in geomorphic studies, *J. Geomorphology*, 4:172–205.
Smith, H. T. U. (**1943**), *Aerial photographs and their applications*, Appleton-Century Co., New York, 372 pp.
Raisz, E. (**1951**), The use of air photos for landform maps, *Annals A. A. G.*, 41:324–330.
MacFadden, C. H. (**1952**), The uses of aerial photographs in geographic research, *Outside readings in geography*, Crowell Co., New York, 1955, pp. 49–57.
Walker, F. (**1953**), *Geography from the air*, Methuen and Co., London, 111 pp.
Institut Géographique National (**1956**), *Relief form atlas*, Paris, France, 179 pp. Mapas y fotografías de tipos geomórficos distintivos en Francia y Africa del Norte.
Monkhouse, F. J. (**1959**), *Landscape from the air*, Cambridge Univ. Press, New York, 53 pp.
Stone, K. H. (**1959**), World air photo coverage, *Professional Geographer*, 11; No.3:2–6.
Miller, V. C. (**1961**), *Photogeology*, McGraw-Hill Book Co., New York, 248 pp.
Bird, J. B., and A. Morrison (**1964**), Space photography and its geographical applications, *Geog. Rev.*, 54:463–486.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Indice alfabético

Abanico aluvial, 488, 490
abedul, 378
abeto, 354, 379
  de Douglas, 380
    Englemann, 380
    Noruega, 369
  rojo, 379
Abies, 379
  excelsa, 369
ablación, 543
abrasión, 545
  eólica, 593
Acacia, 384
acantilado, 618
  marino, formación, 573
acción hidráulica, 478
Acer, 378
  saccharophorum, 360
ácidos orgánicos, 327
acimut, 62
  magnético, 59
  verdadero, 59
acuicludo, 468
acuífero, 468
acuñamiento de estratos, 615
achatamiento, 11
Adansonia digitata, 383
advección, 177
afelio, 72
Agassiz, L., 552
Agathis australis, 377
agradación, 489
agua de arroyada en manto, 450, 513
    surcos, 450
  formación, 451
  medida, 452
  escorrentía, 449 sigs.
  infiltración, 255
    ciclo, 261
  maz, composición, 181
    densidad, 182
      determinación, 182
      medida, 182
    y salinidad, 182
      temperatura, 182
  evaporación, 181
  saturación, 256, 266, 449 sigs.
    descarga natural, 471
  déficit, 263
  del suelo, 255 sigs.
  dulce, 2
  y agua salada, 472
  encauzada, 450
  estados físicos, 195
  excedente, 263
  freática, teoría, 621
  mansa, 116
  subterránea, 2, 255
    aspectos geológicos, 466
agua superficial, 255
  turbulencia, 455
aguanieve, 204
aguja volcánica, 662
aire convergente, 170
  divergente, 170
  estable, 207
  tropical marítimo (MT), 289
albedo, 141
alcornoque, 381
alerce, 379
alfisols, 347
alga, 585
alineación homoclinal, 637
  montañosa en zigzag, 637
alisios, 210
  del Nordeste, 171
    Sureste, 171
Almanaque Aeronáutico, 84, 101
  Náutico, 101
alta, véase anticiclón
altocúmulos, 202, 203
altostratos, 202, 203
altura, 78
aluvión, 396
análema, 90, 99
  utilización, 100
andesita, 400
Andropogon, 343
  gerardi, 386
  scoparius, 386
anemómetro, 170
  de cazoletas, 170
ángulo de reposo, 444
  magnético de red (GM), 63
anhídrido carbónico, 122, 182
anhidrita, 405
anillos de piedras, 309
Antártida, 174
antecedente, 637
anticiclón, 169
  de las Azores, 167
    Hawaii, 167, 173
  del Canadá, 167
  estacionario, 169
  móvil, 216
  semipermanente, 169
  siberiano, 167
anticlinal, 635
antracita, 638
año sidéreo, 71
  tropical, 71
aquents, 348
árbol caducifolio, 359
  del algodón, 373
  perennifolio, 359
árboles, 354
arbusto caducifolio, 359
  de *creosota*, 388
  perennifolio, 359
arbustos, 354
arce, 354, 378
  del azúcar, 360
arcilla, 321
arco insular, 417
  marino, 573
Arctostaphylos, 331
área de las cuencas, ley de, 528
arena, 321
arenisca, 402
argón, 122, 182
aridisols, 347
arista, 548
Aristóteles, 7
arrecife barrera, 585
  costero, 585
Artemisia tridentata, 385
asociaciones vegetales, 369
astronomía, 1
atmósfera, 119 sigs.
  composición, 122
  estructura en capas, 124
  exterior, fenómenos, 127
  pérdidas de insolación, 139
  terrestre, 121 sigs.
atolón, 586
aurora, 130
Avicennia, 374

Backwash, 569
Bacterias, factor biótico, 364
badland, 618
Bailey, S. I., 84
baja, véase ciclón
bajamar, 110
balance calorífico de la tierra, 256
    desequilibrios estacionales, 144
  global de calor, 134
  hídrico, 135, 255, 262-267
    y regímenes climáticos, 263, 264
Ballot, ley, 168
baobab, 383
barján, 596
barógrafo de registro automático, 161
barómetro de mercurio, 126
    tipos, 126
  metálico, 126
barra curvada, 575
  de arena, 599
barranco, 454
basalto, 400
batolito, 397, 651
  aspectos geográficos, 653
bauxita, 273, 274, 339
Beaufort, sir F., 171
bejuco, 273, 373

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Bertholletia excelsa, 373
Betula, 378
adorata, 385
Biel, E., 278
mapa, 277
biociclo terrestre, 352, 353
bioclimatología, 352
biócora, 352, 353, 369, 370
biosfera, 352
Bjerknes, J., 216
Blair, T. A., 236, 238
bloque fallado, 610, 633 sigs., 639
basculado, 643
levantado, 643
montañas formadas por, 643
bocana, 583, 586
bolsada de petróleo, 615
bomba volcánica, 400, 657
Bombacopsis fendleri, 372
Bombax, 373
bora, 178
bórax, 344
boro, 182
borrasca, 215 sigs.
ciclónica, 215
trayectoria, 219
bosque, 352, 369, 371, 372
aciculifolio, 299, 336, 371, 378
boreal, 306
caducifolio, 292
claro, 381
frío, 371, 385
de hoja caduca, 292
laurel canario, 377
montaña, 313
musgos, 313
enano, 313
esclerofilo, 293, 381
estivifolio, 292, 299, 371, 378
lluvioso templado, 292
monzónico, 371, 376
perennifolio, 380
brecha, 402
brezo, 385
briófitos, 355
brisa marina, 177, 178
terrestre, 177, 178
bromo, 182
brújula magnética, 53
rumbos de cuadrante, 58
variación, 57
Buchloe dactyloides, 386
burbuja de nivel, 407
buzamiento, 407

Caatinga, 383
cabalgamiento, 422, 641
cabo de arena, 575
cacao, 275
cacto, 359
saguaro, 388
cadena de agrimensor, 66
calcificación, 328, 345, 363
calcita, 404
caldera, 659
calefacción solar, 142
calentamiento atmosférico, 142
caliche, 296, 326, 343
caliza, 404
lumaquélica, 404
margosa, 404
calor específico, 145
calor, estados físicos, 195
latente, 143
de fusión, 196
vaporización, 196
sensible, 134, 196
calving, 551
Calluna vulgaris, 384, 385
campo cerrado, 384
magnético, 53
externo, 129
canal de distribución, 492
de marea, 576
submarino, 582
caoba, 275
de montaña, 381
caolín, 434
capa de helio, 123
hidrógeno atómico, 123
Kennelly-Heaviside, 128
nitrógeno molecular, 123
oxígeno atómico, 123
ozono, 128
dirección, 407
carbón, 404
bituminoso, 620
carbono, 182
dióxido, 122
carbonatación, 327
carbonato cálcico, 344
Carex bigelowii, 387
carga de fondo, 478
en suspensión, 478
de los grandes ríos, 480
Carnegiea gigantea, 388
carpe, 378
Carpinus, 378
carrentómetro, 456
carrizo, 387
carta de navegación de círculos máximos, 31
cartografía, 1, 47
Carya, 378
cascada, 481
casquete antártico, 550
glaciar, 544
actual, 549
del Pleistoceno, 551
groenlandés, 550
Castanea, 378
castaño, 378
cataclismo, 419
cauce, 457
área transversal, 454
longitud, 526
modificaciones, 480
orden de, 523
pendiente, 455
profundidad, 454
relación de forma, 454
segmentos, 523
caucho, 275
caudal del río y área de la cuenca, 531
caverna caliza, 620
Ceanothus, 381
cedro, 377
célula de convección, 206, 207, 208
oclusiva, 358
tormentosa, 209, 210
fase de cúmulo, 209
disipación, 209
madura, 209
cenit, 78
ceniza, 657
Cerastium alpinum, 389
Cercocarpus, 381
cero absoluto, 146
cerro testigo, 618
Cetraria nivalis, 387
ciclo árido, aspectos geográficos, 513
de denudación continental, 503 sigs.
en los climas áridos, 510
húmedos, 503
erosivo, aspectos geográficos, 508
hidrológico, 256
monzónico, 175, 176
ciclón, 169
estacionario, 169
extratropical, 217
móvil, 216
ondulatorio, 219
semipermanente, 169
teoría ondulatoria, 216
tropical, 215, 290
censo, 227
distribución, 227
ciénaga, 267
cierre anticlinal, 638
cilindro, 22
cinturón circumpacífico, 658
de presión, 166
radiación de Van Allen, 129, 130
vientos alisios, 171
del Oeste, 173
ecuatorial de vientos variables y calmas, 171
metamórfico, 610, 652
aspectos geográficos, 653
orogénico, 418
subtropical de alta presión, 166
vientos variables y calmas, 172
ciprés pelado, 377
circo, 544, 548
circulación atmosférica, 173
círculo de iluminación, 75
del horizonte, 25
eclíptico, 73
máximo, 12
cartas de navegación, 13
mínimo, 12
polar antártico, 75, 78
ártico, 75, 78
cirrocúmulos, 202, 203
cirros, 202, 203
Cladonia rangiferina, 385
Clark, general, 17
Clarke, A. R., 17
clasificación climática y manantiales de masas, 243
y zonas frontales, 243
Claudium effusum, 384
clima, 133, 233 sigs.
ártico, 303 sigs.
clasificación, 235-243
continental húmedo, 296
de bosque, 241
desierto de las latitudes medias, 294
tropical, 276
estepa, 241, 275
de latitudes las medias, 294

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

clima de estepa tropical, 280
hielo, 241
perpetuo, 241
las grandes alturas, 303 sigs.
latitudes medias, 289 sigs.
tierras altas, 310
nieve, 241
tundra, 241, 307, 308
desértico, 241
costero, 280
ecuatorial, 271 sigs.
húmedo, 271, 272
húmedo-seco tropical, 278, 281
litoral determinado por los ciclones, 275
lluvioso templado, 241
mapa, 244
marítimo de la costa occidental, 291
subártico, 305
mediterráneo, 292, 293
montañoso, 312
polar, 303 sigs.
seco, 240
sin invierno, 236
verano, 236
subártico continental, 303
variación anual de temperatura, 304
subtropical húmedo, 289
templado cálido, 240
tropical, 240, 271 sigs.
uniforme, 245
y suelo, 326
climas, Köppen, 240
Af, 246, 272, 275, 276
Am, 246, 275, 276
Aw, 246, 281
BSh, 246, 276, 280
BSk, 247, 294
BWh, 246, 276, 280, 281
BWk, 246, 247, 280, 281, 294
BWn, 281
Cfa, 246, 289
Cfb, 246, 291
Cfc, 246, 291
Cw, 246, 292
Csb, 246, 292
Cwa, 246, 281
Dfa, 247, 296
Dfb, 247, 296
Dfc, 247, 303
Dfd, 247, 303
Dwa, 247, 296
Dwb, 247, 296
Dwc, 247, 303
Dwd, 247, 303
EF, 247, 309
EM, 306
ET, 247, 304, 307
límite *Am-Aw*, 282
C-D, 297
D-E, 308
climatología, 2
climas, 364
clorn, 182
cobertera sedimentaria, 623
cocaína, 375
Cocos nucifera, 375
col, 348
colada de barro, 440, 441
lava, 399
colatitud, 81
coloides húmedos, 322
orgánicos, 322
columna, 621
de convección, 207
vertical de municipios, 64
comunidad, 369
vegetal, 354
concreciones, 335
condensación, 195
mecanismo, 200
núcleos, 200
congelación, 195
conglomerado, 402
conjunción, 107
cono, 22
compuesto, 636
de ceniza, 656
depresión, 471
derrubios, 432, 443
secante, 34
constante solar, 135
constituyente diaria, 112
semidiaria, 112
continentes, distribución, 413
relieves de segundo orden, 417
contracorriente ecuatorial, 187
control vertical, 51
determinación mediante nivelación, 51
coordenación de los municipios y rangos, 65
coordenadas de red militar, 60
esféricas, 59
geográficas, 59
planas, 59
coral, 585
cordón circular, 580
en cúspide, 580
litoral, 580
Coriolis, fuerza, 168, 185
correntómetro, 185
corriente anastomosada, 439
antártica circumpolar, 188
capacidad de carga, 440
consecuente, 612
de extensión, 612
de Benguela, 188
California, 188
convección, 182
Groenlandia, 188
Humboldt, 188
Kamchatka, 188
Labrador, 188
las Canarias, 188
turbidez, 415
del Atlántico Norte, 188
Brasil, 187
Golfo, 187
Japón (Kuro-siro), 187
viento del oeste, 187
ecuatorial, 187
en chorro, 177
hidráulica, 116
medición, 455
marina, 185
obsecuente, 612
oceánica, 186, 187
resecuente, 613
subsecuente, 612
superficial, 186
cauce, 454
caudal, 455
corriente trenzada, 490
yazoo, 488
corrosión, 478
corte geológico, 408
corteza terrestre, 412
formas topográficas, 411 sigs.
cortina, 621
costa compuesta, 578
abanicos aluviales, 578
arrecifes coralinos, 578, 585
emersión, 578
falla, 578
fiordos, 578
inmersión, 576
aspectos geográficos, 580
desarrollo, 578
isla barrera, aspectos geográficos, 582
desarrollo, 581
en delta, 578
rías, 578
neutra, 578
volcánica, 578
costas, clasificación, 574
configuración, 186
cráter, 654
de hoyo, 663
crecimiento alométrico, ley, 528
negativo, 538
positivo, 538
creta, 404
crevasses, 544
criptón, 123
cuadrángulo, 59
cuadratura, 107, 108
cuarcita, 406
cuarto creciente, 109
cuarzo, 398
cuencas, 610, 623
localización, 528
marinas, distribución, 413
oceánicas, configuración, 186
formas de relieve de, 415
cueva marina, 573
culantrillo de pozo, 357
cumulonimbos, 203, 204
cúmulos, 203, 204
cuña de hielo, 308, 309
curso de agua y precipitación, 458
curvas de descarga, 457
nivel, 634
de depresión, 635
simsoidales, 41, 42
curvatura de la superficie terrestre y visibilidad, 8
del horizonte de la Tierra, 6
valor, 9
cutícula, 358

Chaparral, 381
chernozem, 341
chinook, 178, 268
chopo balsamífero, 379
blanco, 379
chumbera, 388

Dalea spinosa, 388
Dansereau, P., 354
Darwin, Ch., 586
teoría de la subsidencia, 586
Davis, W. M., 394, 521

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

declinación de la brújula, 57
lunar, 106
variación, 112
occidental, 57
Decreto del Tiempo Uniforme, 93
deflación, 593
deformación, 24
degradación, 489
delta, 492
arqueado, 492
de marea, 582
digitado, 492
estuario, 492
glaciar, 561
triangular, 492
densidad de drenaje alta, 532
baja, 532
media, 532
y textura topográfica, 531
depósito aluvial, 471
fluvioglaciar, 549
glaciar en aguas estancadas, 561
glaciofluvial, 560
depresión de deflación, 594
Islandia, 167
las Aleutianas, 167
extratropical, 215
térmica, 175
deriva de playa, 570
litoral, 570
descompresión, 433
desierto, 352, 370, 371, 388
seco, 371, 388
desilicificación, 326, 328
día, duración, 96
intermedio, 81
sidéreo, 70, 97
solar medio, 97
diaclasa, 396
diaclasamiento columnar, 400
diagrama de termohietas, 245
diorita, 398
dique, 576
dirección con respecto al Norte, fijación, 58
geográfica, 52
sobre el globo, 47 sigs.
la superficie de la tierra, 52
dispersión de Rayleigh, 140
descendente, 140
divergencia, 8
dolina o torca, 623
dolomía, 404
dolomita, 404
domo, 610, 623
aspecto geográfico, 626
de exfoliación, 433, 435
lava o escudo volcánico, 663
depresión central, 663
sal o diapiro salino, 615
montañoso, 625
dornveld, 383
drenaje dentrítico, 619
sistemas, 508
drift glaciar, 557
estratificado, 557
drumlin, 560
Dryas integrifolia, 389
duna costera, 599
de arena, 597
en espada, 600
horquilla, 599
media luna o barján, 597
duna fija, 597
longitudinal, 599
parabólica, 599
piramidal, 600
transversal, 597
dunita, 412

Eckert, M., 42
eclipse lunar, 107
solar, 107
total, trayectoria, 69
ecología, 352
vegetal, 352
factores ambientales, 357
bióticos, 364
climáticos, 359
edafológicos, 363
geomorfológicos, 361
ecosistema, 352
ecuador, 78
magnético, 55
efecto de invernadero, 143
eje mayor, 72
menor, 72
elementos meteorológicos, 133
elipse, 72
foco, 72
elipsoide, 11
achatado, 10
astrogeodésico, 17
de Bessel, 17
Clarke, 15, 17
Everest, 17
revolución, 10
internacional, 17
de Referencia, 10
semieje mayor, 17
menor, 17
terrestre, 17
eluviación, 326
encina, 381
enebro, 352, 382
energía cinética, 134
déficit, 149
excedente, 149
solar, pérdidas, 140
entisols, 347
Eoceno, 420
epidermis, 358
epífito, 373
estrangulador, 373
época, 419
equilibrio hídrico, 135
térmico, 134
equinoccio, 74, 107
de otoño, 74, 79
primavera, 74, 79
era, 419
Cenozoica, 419, 420
Mesozoica, 419, 420
Paleozoica, 419, 420
Eratóstenes, medición de la tierra, 7
erg, 599
Ericaceae, 385
Eriophorum, 387
erosión, 477
acelerada, 452
formas, 453
análisis cuantitativo de las formas de, 521
debida a casquetes glaciares, 556
erosión en surcos, 453
eólica, 593
fluvial, 477, 522
glaciar, 545
laminar, 453
por las olas, 569
salpicadura, 453
escala, 22
de Beaufort, 171
los mapas, 671
temperaturas centígrada o de Celsius, 146
Fahrenheit, 145
Kelvin, 146
gráfica, 671
transformaciones, 672
escarcha dura, 205
escorrentía, 257, 258
de almacenaje, 459
y geografía, 450
escudo, 418
Canadiense, 418
Ruso-báltico, 418
esferoide de Clarke de 1880, 17
referencia, 17
esker, 560
espina, 357
espectro de ondas, 135
esquisto, 405, 651
estaciones, 74
estado, cambio, 122
gaseoso, 122
líquido, 122
sólido, 122
Estados Unidos, división territorial, 63
estalactita, 621
estalagmita, 621
estaurolita, 405
estepa, 371, 386
estoma, 358
estrangulación, 485
estratocúmulos, 203, 204
estratopausa, 124
estratos, 203, 204, 401
horizontales, 609, 616
aspectos geográficos, 619
plegados, desarrollo erosivo, 636
estratosfera, 123
Estrella Polar, 6
estrías glaciares, 556
estroncio, 182
estructura de lajamiento, 433
estuario, 114
estudio planimétrico, 523
evaporación, 195, 256, 259
evaporita, 405, 434
evapotranspiración, 260
potencial, 260, 262
real, 260
excavación lateral, 513
eyección volcánica, 399

Fagus, 378
sylvatica, 378
factores bióticos y vegetación, 364
geomorfológicos y vegetación, 361
falla, 407, 635 sigs., 639
activa, 645
aspectos geográficos, 644
astilla de, 641

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

falla de desgarre, 441
desarrollo erosivo de un escarpe, 642
escalonada, 641
escarpe de, 640
inversa, 641
joven, escarpe de, 642
origen, 640
plano de, 640
fallamiento en bloques, 422
farallones, 573
feldespato plagioclasa, 398
potásico, 398
fenocristales, 400
Ferrel, ley, 168
Ficus, 373
filita, 405
fiordo, 292, 549
fisura, 400, 656
flatirons, 626
flecha compleja, 580
compuesta, 580
literal, 574, 579
floculación, 375
flora, 352
flujo, 116
basal, 459, 460
de agua superficial, 460
glaciar, 544
fluor, 182
foehn, 178, 208
formaciones, véase vegetación, formaciones
formas glaciares, aspectos geográficos, 562
geométricas no desarrollables, 22
topográficas, 393 sigs.
volcánicas, 651 sigs.
fosa abisal, 416
tectónica, 642
fotogrametría, 688
fotosíntesis, 122, 358
Foucault, M. L., 70
experimento, 70, 71
Fouquiera splendens, 386
franja capilar, 266
horaria, 92
Fraxinus, 378
frente, 215 sigs.
cálido, 217, 219
ocluida, 219
frío, 217, 218
ocluido, 218
polar, 216
fresno, 378
friagems, 226
función exponencial negativa, 525
fuente o manantial, 469
fusión, 195

Gabro, 398
galería horizontal, 620
garganta, 481
garriga, véase maquis
geodesia, 1
geodesta, 11
geoficica, 411
geografía botánica, 2, 366
vegetal, aspectos bioclimáticos, 352
geoide, 11
geoide, posición relativa, 11
geología, 2, 449
geomorfología, 2, 394
cuantitativa, 538
geosinclinal, 422
girasol, 386
glaciarismos continentales, causas, 553
glaciar, 543
alpino, aspectos geográficos, 549
continental, 544
de valle, 544
frente, 544
rocoso, 438
velocidad de desplazamiento, 545
gleificación, 329, 364
gley húmico, 340
globo terráqueo, 5, 21
gneis, 406, 651
granítico, 406
Goode, P., 42
gradiente adiabático saturado, 200
seco, 200
del cauce de los ríos, ley, 535
geométrico vertical de punto de rocío, 200
vertical de temperatura, 123
grados, 57
Fahrenheit, conversión en centígrados, 146
Kelvin, 146
granate, 405
granito, 398, 436
granizo, 204
gravitación, 109
fuerza, 110
guano, 621

Hábitat, 353
características edafológicas, 353
del biociclo terrestre, 359
extensión, 353
higromorfo, 359
mesomorfo, 359
xeromorfo, 359
hachures, 429, 683
halita, 405
hammocks, 375
Hassler, F., 37
haya, 354, 377, 378
Hayford, J. F., 17
Helianthus rigidus, 386
helio, 123
hepáticas, 355
heterosfera, 122, 123
hidrógeno, 123, 182
hidrograma, 458
hidrólisis, 434
hidrología, 2, 255, 449
hielo continuo o pack ice, 188
marino, 188
grosor, 188
masas, 188
plataformas, 550, 551
hierba del búfalo, 386
elefante, 384
hierbas, 355
hierro, óxido hidratado, 320
sesquióxido, 320
higrógrafo, 199
higrómetro, 199
higuera estranguladora, 373, 374
histosols, 347
hogback, 625
hoja acicular, 356, 358
ancha, 356
compuesta, 357
textura, 357
esclerofila, 357
estructura celular, 358
forma, 356
graminoide, 357
membranosa, 357
palmada, 357
pelicular, 357
suculenta, 357
tamaño, 356
Holoceno, 420
hombre, factor biótico, 364
hemosfera, 122
subdivisiones, 123
hora, 89
de aprovechamiento de la luz diurna, 93
ecuación, 99
local, 91
negativa, 99
oficial, 91
central, 92
de Alaska, 92
guerra, 93
Hawaii, 92
la Montaña, 92
verano, 93
del Pacífico, 92
oriental, 92
positiva, 99
sidérea, 97
solar, 97
aparente, 97
media, 97
y longitud geográfica, 89
horizonte gley, 330, 340
horn, 548
hornblenda, 398
horst, 642
Horton, R. E., 525
ley de la longitud de los cauces, 527
y Playfair, leyes de, 535
HR, 200
humedad, 125, 133, 195 sigs.
absoluta, 197
atmosférica, 133
déficit, 262
del suelo, 260
específica, 198
relativa, 196
y latitud, 198
y temperatura, 196-197
humificación, 327
humus, 274, 320, 327
huracán, 172, 215
Véase también ciclón tropical
Hutchins, T., 63

Iceberg, 188, 189, 551
densidad, 189
grosor, 189
tabular antártico, 191
trayectoria, 190
ignimbrita, 404
iluminación del globo, 69 sigs.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

iluviación, 326
illita, 434
inceptisols, 347
índice de humedad-temperatura (THI), 199-200
infiltración, 257
capacidad, 258
insectos, factor biótico, 364
insolación, 136, 311
calentamiento, 186
intercambio de bases, 322
interceptación, 451
interpolación, 134
ion hidrógeno, 322
ionización, 127
ionosfera, 127
irrupciones de aire polar, 224
isla barrera, 581
formación, 582
de hielo, 188, 189, 192
base de investigación científica, 192
isobaras, 166, 219
isopletas, 134
isotermas, 146, 148, 186, 236
isoyetas, 210

Johnson, W. E., 96
Juglans, 378
jungla, 374
Juniperus utahensis, 352

Kame de terraza, 561
deltaico, 561
karst, 623
kauri, 377
Kepler, 99
kimberlita, 664
Köppen, W., 240
sistema de clasificación climática, 240

Lacolito, 625
lago, 481
de valle, 568
glaciar marginal, 561
lagoon, 581
lagunas de intersección de la superficie piezométrica, 267
Lagunclaria, 374
Lambert, J. H., 32, 35
landa o brezal, 371, 385
langley, 136
lapiaz, 623
lapilli, 657
Larix, 329, 385
dahurica, 379
laricina, 385
Larrea tridentata, 388
laterita, 273, 328, 339
lateritización, 328, 363
latitud, 15
efecto, 143
latosol, *véase* suelo laterítico
lava, 399, 656
utilización industrial, 664
lecho de inundación, 463
desarrollo, 483
rocoso, 255, 320
lianas, 355
lila silvestre, 381
limo, 321
limonita, 335, 339, 434
línea agónica, 57
base, 48, 63
corrange, 149
de falla, 640
Fecha Internacional, 95, 96
nivel, 52
rumbo, 53
turbonada, 217, 218
isogónica, 57
lineaciones, 406
links, 66
liquen de la nieve, 387
lirio de agua, 359
Liriodendron, 378
litosol, 333
localización sobre el globo, 47 sigs.
loess, 341, 601
distribución, 601
espesor, 603
glaciar, 603
importancia en agricultura, 603
lombrices de tierra, factor biótico, 364
longitud, 14
lexodromo, 38, 53
luna, 105 sigs.
apogeo, 106
fases, 108
gibosa, 109
llena, 109
nueva, 108
creciente, 109
perigeo, 106
período de traslación, 106
rotación, 106, 109
traslación, 106
lutita, 403
luz crepuscular, 75, 82, 83
astronómica, 84
civil, 84
diagrama, 84
duración, 83
náutica, 84
factor climático, 359

Llanura abisal, 415
costera, 578, 585, 609, 611
alineada, 613
aspectos geográficos, 614
de ablación, 560
estratificación, 618
fango, 575
tillita, 560
llovizna, 204
lluvia, 204
distribución mundial, 210

Macizo cristalino, 610
macroflora, 327
magma, 397
magnetopausa, 129
magnetosfera, 128, 129
Magnolia grandiflora, 377
mal de las montañas, 310
malpaís, 664
manantial, 223
manglar, 374, 587
blanco, 374
rojo, 374
manto, 412
aluvial, 453
coluvial, 453
detrítico, 255, 319
residual, 395
material primario del suelo, 320
transportado, 396
manzanita, 381
mapa, 21
a escala intermedia, 673
gran escala, 673
pequeña escala, 673
climático, 236
de las presiones atmosféricas, 162-163
vegetación, 371
escala, 22, 671
geológico, 408
impreso, 59
isogónico, 54, 57
de los Estados Unidos, 56
del área polar septentrional, 55
meteorológico, 134
planimétrico, 47
plano, 23
topográfico, 47, 680
mapamundi, 23
maquí o garriga, 381
mar de arena, 599
mareas, 105 sigs.
corrientes, 116
curva, 113
característica, 110
curvas en la costa de los Estados Unidos, 112
de apogeo, 113
perigeo, 113
del trópico, 111
desigualdad diurna, 111
diaria, 111
ecuatorial, 111
en alta mar, 115
fluvial, 113
lunar, 110
período, 110
magnitud, 107
mixta, 111
muerta, 112 sigs.
nivel medio, 110
nula, 112
oscilación, 111
semidiaria, 111
teoría de onda progresiva, 115
oscilatoria, 116
terrestre, 110
viva, 114
y gravitación, 109
marisma, 576
Marmer, H. A., 111
marmitas de gigante, 478
mármol, 406
masa cristalina, 651 sigs.
homogénea, 651
de aire, 215 sigs., 223
antártica, 224
ártica, 224
ecuatorial, 224
polar, 216, 219

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

masa de aire polar continental, 223, 307
marítima, 223, 306 sig.
tropical, 216
continental, 224
marítima, 224
trayectoria, 223
materia, estados, 122
materiales terrestres, 393 sigs.
matorral, 381
tropical, 371 382
máximos polares, 166
meandro, 478 484
diámetro, 485
encajado, 494
lóbulo, 485
menas residuales, 339
mendips, 612
Merrestor, C., 37
meridiano, 13, 59
de Greenwich, 14
Hierro, 59
longitud, 14
mediamoche, 90
mediodía, 90
referencia, 91
geográfico, 52
principal, 14, 63
mes sidéreo, 106
sinódico, 106
tropical, 107, 111
mesa, 618
mesopausa, 124
mesosfera, 124
metano, 123
metasedimento, 405
meteorización, 430
esferoidal, 435
física, 430
química, 430, 433
meteorología, 2, 122
sinóptica, 134
metro, 60
internacional, 17
mica biotita, 398
microclima, 362, 366
microflora, 327
milésima, 57
milibar, 126
milla marina, 16
internacional, 16
terrestre, 16
mineral, 397
ferromagnesiano, 398
mineralogía, 398
Mioceno, 420
mistral, 178
modelo geológico, 452
Moho, 412
Mohorovicic, 412
mollic epipedon, 348
mollisols, 347
Mollweide, K. B., 40
monadnocks, 507
montañas submarinas, 415
en bloques, aspectos geográficos, 644
monte bajo, 380
montmorillonita, 434
monzón, 290, 298
de invierno, 175
verano, 175
Mora excelsa, 373
morfología debida a olas y corrientes marinas, 509
eólica, 593 sigs.
fluvial, 477 sigs.
glacial, 543
kárstica, 623
morfometría fluvial, 522
morrena costral, 548
de fondo, 560
retroceso, 549, 559
interlobular, 559
lateral, 548
terminal, 548, 559
movimiento de derrubios, 430, 437
epirogénico, 418
municipios del Congreso, 63
muro de contención, 466
natural, 486
Murphy, R. E., 423
musgo lanudo, 389
musgos, 355
muskeg, 379

Neón, 123
nevisa, 544
Newton, I., 109
niebla, 133, 204
de advección, 204
radiación, 204
frecuente, 281
nieve, 204
nimbostratos, 204
nitrógeno, 122, 182
fijación, 327
nivación, 545
nivel, 51
crítico de adversidad climática, 361
de base, 485, 506
freático, 266, 468
piezométrico colgado, 468
nivelación, 52
precisa, 51
nodo, 106
nogal, 378
americano, 378
Norte geográfico, 52, 57
magnético, 57
verdadero, 57, 62
nortes, 226
Nothofagus, 377
nubes, 133, 195 sigs.
clasificación, 203
cumuliformes, 203
estratiformes, 203
tipos, 201 sig.
núcleo terrestre, 411
temperatura, 412
nudo marino, 16
nuez del Brasil, 373

Observación astronómica, 52
obsidiana, 399
océano, 119 sigs.
Glacial Ártico, 189
superficie, 181 sigs.
oceanografía física, 2
ocotillo, 388
olas, altura, 183
cresta, 183
olas de crecida, 463
marea, 115, 185
viento, altura máxima, 184
formación, 184
forma, 184
gigantes, 228
longitud, 183
marinas, 182
movimiento orbital, 183 sig.
oscilatorias progresivas, 183
refracción, 571
seno, 183
sísmicas, 184 sig.
rezamiento del aire, 184
tamaño, 184
terminología, 183
velocidad, 183
oldland, 612
Olea europaea, 381
Oligoceno, 420
olivino, 398
olivo, 381
olmo, 378
onda corta, 135
de aire superior, 177
del Este, 224 sig.
ecuatorial, 225 sig.
onda marina, véase olas marinas
sísmica, 412
oozes, 417
oposición, 107
Opuntia imbricata, 388
órbita lunar, 105, 106
inclinación, 106
orientación de las vertientes, 361
orthic, 349
ortstein o hardpan, 328, 335
ostiolo, 358
ox-bow, 486
oxidación, 122
óxido nítrico, 123
oxígeno, 122, 182
oxisols, 347
Oxytropis lambertii, 386
ozono, 128

Paleoceno, 420
palo de rosa, 275
pampa, 386
pamperos, 226
Pandanus, 374
pantano, 267
paralelos, 13
de referencia, 33
páramo, 385
pared, 621
partícula higroscópica, 200
paso meridiano del sol, 78
pavimento desértico, 595
pedalfer, 326
pediment, 513
pedocal, 326
pedología, 2, 319
pedon, 346-347
pendiente del terreno, 361
penillanura, 422, 506
Pennisetum purpureum, 384
perfil de equilibrio, 483
peridotita, 398
perihelio, 72
periodo, 419
glacial, 552

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

permafrost, 304, 340
distribución, 305
permeabilidad, 467
perturbación palisádica, 422
petrología, 398
Picea, 379
mariana, 385
piedra pómez, 400
pino, 379
amarillo, 361, 382
anillado, 374
blando, 380
carrasco, 381
de América Central, 291, 339
incienso, 291, 339
del Colorado, 352, 382
palustre, 291, 339
piñonero, 381
rígido, 339
Pinus, 379
caribaea, 291, 339
edulis, 352
halepensis, 381
palustris, 291, 339
pinea, 381
ponderosa, 361
rigida, 339
taeda, 291, 339
piroxeno, 398
Pitágoras, 7
pizarra, 405
plano de cabalgamiento, 422
la eclíptica, 73
planosol, 340
plantas, acción de la luz, 359
temperatura, 360
del viento, 361 sig.
aéreas, 355
cactiformes, 356
caducifolias, 356
clasificación por sus necesidades hídricas, 359
estratificación, 355
forma biológica, 354
freatófitas, 359
función, 355
halofíticas, 345
higrófitas, 359
megatermas, 361
mesófitas, 359
mesotermas, 361
microtermas, 361
necesidades hídricas, 357
perennifolias, 356
semicaducifolias, 356
suculentas, 359
de hoja perenne, 356
tamaño, 356
tropófitas, 359
xerófitas, 359
plataforma continental, 413, 415
de abrasión, 573
playa, 267, 512
frontal, 579
levantada, 583
Playfair, ley, 509
pleamar, 110
plegamiento, 422
Pleistoceno, 420
pliegue, 407, 422, 610, 635 sigs.
de cabeceo, 637
monoclinal, 641
Plioceno, 420
pluviisilva, 273
ecuatorial, 371 sig.
templada, 371, 376
tropical, 371, 375
pluviómetro, 205, 206
Poa arctica, 387
Podocarpus, 377
podzol, *véase* suelo podzólico
podzolización, 328
polipedon, 347
polje, 623
polo magnético, 54
sur, 78
polvo volcánico, 400, 657
Populus, 379
porción infrarroja, 135
porosidad, 467
posición secante, 40
pozo artesiano, 468
formación, 614
bombeo, 469
depresión, 469
recarga, 469
pradera, 352, 370, 371, 386
prado alpino, 314, 387
Precámbrico, 419
precipitación, 125, 133, 195 sig., 260, 262, 312
ciclónica, 206, 209
formas, 204
influencia de las montañas, 312
medida, 205
orográfica, 206, 312
por convección, 206
variabilidad, 277 sig.
y clasificación climática, 236
presión, 310
alta, 166
atmosférica, 125, 133
medición, 126
baja, 166
barométrica y vientos, 167
células, 166
centros, 166
de vapor, 198
del aire, 127
distribución horizontal, 161, 166
descenso, 310
gradiente, 167 sig.
pendiente, 167
y ebullición del agua, 311
progradación, 571
proporción de mezcla, 199
proyección acimutal, 26, 30 sigs.
de Lambert, 32
que conserva las áreas, 32
cenital, 24
cónica, 25
equidistante, 21
central polar, 26
cilíndrica, 26, 37
conforme, 24
de Gauss, 40
cónica, 26, 32
conforme de Lambert, 35
múltiple, 35 sig.
simple, 32 sig.
conservación de las áreas, 23
del entorno, 24
de Mercator, 32, 37
transversal, 39
Samson-Flamsteed, 41
proyección Eckert IV, 42 sig.
ecuatorial, 26
de Mercator, 38
estereográfica, 23
gnómica, 29, 31
homolográfica de Mollweide, 40, 41
homolosena, 42
oblicua o inclinada, 26
ortográfica, 26, 27
ortomórfica, 24
sinusoidal, 41
transversal de Mercator, 40
Pseudotsuga taxifolia, 379
psicrómetro, 199
puente natural, 494
punto de marchitación, 261
rocío, 197
saturación, 196
puszta, 386

Quercus, 378
agrifolia, 381
ilex, 381
lobata, 381
robur, 289
suber, 381
virginiana, 377
quinina, 275

Radiación de onda larga, 142
déficit, 144
del suelo, 142
electromagnética, 135
enfriamiento, 186
infrarroja, 311
roja, 311
solar, 135
ultravioleta, 311
violeta, 311
radio terrestre, método de medida de Eratóstenes, 7
vector, 99
radiosonda, 176
radioteodolito, 176
rápido, 481
rayas de piedras, 309
rayo solar, ángulo de incidencia, 136
red, declinación, 62
geográfica, 5 sigs., 13
militar, 59
municipal, 59
Norte, 62
Universal Estereográfica Polar, 62 sig.
zona septentrional, 63
Transversal de Mercator, 62
UPS, 63
UTM, 63
próxima al ecuador, zona, 61
zonas, 62
reflexión difusa, 140
reflujo, 116
refracción, 8
atmosférica, 100
régimen climático continental, 250
desértico, 251
ecuatorial, 248
mediterráneo, 249
polar, 251

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

régimen climático tropical
húmedo-seco, 248
uniforme de latitudes medias, 245
regímenes climáticos, 243-252
combinaciones, 251
y balance hídrico, 263
pedogénicos, 329 sigs., 363
y vegetación, 363
regiones de estructura compleja, 653
deposicionales, 424
erosionales, 424
estructurales, 423
plegadas, aspectos geográficos, 638
subhúmedas, 291
topográficas, 424
regosol, 333
relación de bifurcación, 524
longitud, 526
relámpago, 209
relieve anticlinal, 637
clasificación, 422
deposicional, 395
descripción genética, 394
erosional, 395
factor geomorfológico, 362
formas combinadas, 424
influencia de las rocas, 396
inicial, 394
secuencial, 394
retención superficial, 452
retinge, 575
retrogradación, 571
Rhacomitrium lanuginosum, 389
Rhizophora, 374
Rhus diversiloba, 381
Richer, J., 10
rill, 513
río aluvial, 485
control de crecidas, 466
crecidas, 462
de marea, 114
efluente, 267
equilibrio, 483
evolución, 481
excavación de las márgenes, 478
fase de crecida, 463
encauzamiento, 463
influente, 267
pendiente, 534
predicción de crecidas, 465
rejuvenecimiento, 494
trabajo geológico, 477
riolita, 400
roble, 378
evangélico, 377
venenoso, 381
roca aborregada, 557
basáltica, 398
cristalina, 651
desramación, 430
desintegración granular, 430
deslizamiento, 442
disyunción, 432
estratificada, 401
fractura irregular, 431
fragmentación en bloques, 431
fungiforme, 595
granítica, 398
ígnea, 396, 399
extrusiva, 397, 399
roca ígnea intrusiva, 397
madre, 395
metamórfica, 396, 405
piroclástica, 404
rotura, 430
sedimentaria, 396, 401
detrítica, 402
orgánica, 404
y formación del relieve, 405
textura afanítica, 400
escoriácea, 399
porfídica, 400
y temperatura, 433
rosa de los vientos, 171
rotación, 69
demostración, 70
disminución de la velocidad, 70
velocidad, 70
Rübel, E., 371
Rudbeckia nitida, 386
rumbo, 57, 59
de círculo completo, 59
rutas de círculo máximo y líneas de rumbo, relación, 38

Sabana, 352, 369, 371, 382
africana, 384
de palmeras, 383
espinosa, 371, 382
húmeda, 371, 382
tropical, 382
seca, 371, 382
tropical, 282
salinidad, medida, 182
variación, 182
salinización, 363
Salix herbacea, 387
polaris, 389
saltación, 597
salvia, 385
Santa Ana, 178
saprolita, 435
satélites meteorológicos, 6
sauce, 379
polar, 389
Saxifraga oppositifolia, 389
saxífraga purpúrea, 389
Schimper, A.F.W., 371
secciones de una milla cuadrada, 65
sedimentación, 453, 477
sedimentos detríticos, 492
glaciolacustres, 561
semidesierto, 384
Séptima Aproximación, 346
clasificación de los suelos, 347
fines, 346
historia, 346
objetivo, 346
Sequoia, 377
gigante, 379
giganteam, 379
roja, 379
sempervirens, 379
séracs, 544
sial, 398, 412
silicio, 182
silt, 402
sima, 399, 412
Simonson, R. W., 346
sinclinal, 635
colgado, 637
sismógrafo, 185
sistema climático explicativo-descriptivo, 242
de Köppen, 240
Köppen-Geiger, 242
coordenadas utilizadas en los mapas, 59
cuadriláteros, 49
desagüe, 449
proyección, 21
cenital (acimutal), 25
cilíndrico, 25
clasificación, 25
cónico, 25
especial, 25
fluvial, propiedades del relieve, 523
lineales, 522
situación absoluta, 48
relativa, 48
sizigia, 107
slump, bloques, 442
smog, 125
sodio, 182
sol adelantado, 99
altura a mediodía, 81
atrasado, 99
declinación, 78
medio, 97
puesta, 100
determinación, 83
recorrido aparente en el cielo, 82
relación entre latitud y altura en el cielo, 78
salida, 100
determinación, 83
trayectoria en el cielo, 81
solifluxión, 308, 309, 440
terrazas, 309
solonchak, véase suelo salino
solonetz véase suelo alcalino
soloth, 345
solsticio, 74 sigs., 107
condiciones en los polos, 79
de invierno, 74, 82
altura del sol a mediodía, 78
trayectoria del sol en el cielo, 78
verano, 74, 79 sigs.
orientación de la salida y de la puesta del sol, 79
solum, 324
sombra de lluvia, 208
sosa, 344
Sphagnum, 366
spodic horizon, 348
spodosols, 347
Sporobolus, 343
Stipa, 343, 388
stock, 651
sublimación, 195
substrato rocoso, material primario del suelo, 320
subsuelo, 324
sucesión, véase vegetación, sucesión
suelo, 233, 319 sigs., 395
ácido, 322
actividad biológica, 324, 327
agua, 324
aire, 324
alcalino o solonetz, 322, 344

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

suelo, alteración por las plantas, 364
arcilloso, 258
arenoso, 258
azonal, 333
calciformo, 345
capacidad de retención, 261
características, 319
castaño, 280, 342
rojizo, 343
ciencia del, 2
clasificación, 334
clima, 324 sig.
color, 320
composición física, 320
química, 320
cuerpo dinámico, 319
chernozem o tierras negras, 341
degradado, 341
de pradera o brunizem, 299, 341
rojizo, 342
prado, 340
alpino, 340
tundra, 340
desértico, 280
disolución, 320
estructura, 323
en bloques, 323
granular, 323
laminar, 323
prismática, 323
factor geográfico, 319
forestal pardo, 338
ártico, 340
gley húmico, 340
gradación, 344
grandes grupos, 333 sigs.
gris desértico o sierozem, 343
oscuro, 340
pardo forestal, 378
halomorfo, 344
hidromorfo o intrazonal, 340
horizontes, 320
interzonal, 333
joven, 326
laterítico o latosol, 273, 283, 339
pardo amarillento, 340
rojizo, 340
litosol, 333
maduro, 325
mapa, 336
material madre, 324
pantanoso, 340
pardo, 280, 342
de bosque, 299
rojizo, 343
pedalfer, 326
pedocal, 326
perfil, 324, 329
permafrost, 304
continuo, 304
discontinuo, 304
grosor, 308
planosol, 340
podzólico o podzol, 299, 306, 335
amarillo rojizo, 338
gris, 338
gris-pardo, 292, 299
pardo, 338
poligonal, 309
procesos formadores, 324
activos, 324
pasivos, 324
suelo regosol, 333
relieve, 324 sig.
rendzinas, 345
reptación, 437
rojoamarillo, 290
rojo desértico, 343
salino o solonchak, 344
soloth, 345
terra rossa, 294
textura, 320
equilibrada arcillosa, 321
arenosa, 321
tiempo, 324 sig.
tropical negro, 340
y altura, 344
animales, 328
zonal, 333
sumidero, 620
superficie esférica, 59
geométrica desarrollable, 22
terrestre, calentamiento, 133 sigs.
enfriamiento, 133 sigs.
surco submarino, 415
suspensión, 478
swash, 569

Tabaco de los locos, 386
taiga, 306, 383
talófitos, 355
talud continental, 415
de derrubios, 432
vertiente de, 443
tallo suculento, 357
tamarack, 385
tamarisco, 388
Tamarix, 388
tarns, 548
teca, 275
Tectona grandis, 376
telémetros, líneas de visión, 7
temperatura, 310
absoluta, 146
ciclo anual, 146 sig.
diario, 156
del aire, 133
ciclo diario, 149
curva diaria, 156
mapa de distribución anual, 154-155
medida, 145
descenso, 200
factor climático, 360
inversión, 157
mapas, 146
media diaria, 146
mundial, distribución, 147
registro continuo, 145
y clasificación climática, 236 sig.
latitud, 295
suelo, 326
tempestad de arena, 597
polvo, 595
temporal del Noreste, 224
tensión capilar, 260
teodolito, 48
teoría solar-topográfica, 556
termómetro de máxima, 145
mínima, 145
termosfera, 124
terra firme, 372
rossa, 294, 339, 382
terraza, 463, 491
aluvial, 491
defendida por rocas, 492
marina, 574
travertínica, 621
terremoto, 640
textura grosera, 532
fina, 532
ultrafina, 532
Thornthwaite, C. W., 263, 266
tiempo geológico, escala, 418
meteorológico, 133
tierra, campo magnético, 53
como elipsoide achatado, 10
geoide, 11
densidad, 412
estructura interna, 411
forma, 5 sigs.
inclinación del eje, 73
modelo a escala verdadera, 23
órbita, 72
pruebas de la esfericidad, 5-7
rotación, 69, 106
traslación, 106
velocidad media, 73
y agua, diferencia de comportamiento, 144
tierras bajas, 612
deslizamiento, 442
desprendimiento, 439
erosión acelerada, 452
negras, 341
tifón, 172, 215
Tilia, 378
tilo, 378
till, 557
Tillandsia usneoides, 377
tintes altimétricos, 682
Tiros, 6
toba, 404
tómbolo, 575
topografía, 673
aborregada, 559
torca, véase dolina
tormenta, 209
de hielo, 205
frontal, 210
magnética, 130
orográfica, 209
térmica, 209
tornado, 215, 229
torre de aforo, 456
Torricelli, 126
tracción, fuerza, 110
trampa estratigráfica, 615
transpiración, 259, 358
transporte, 477
fluvial, 478
traslación, 71
Trewartha, G. T., 297
triangulación, 48, 52
de cuarto orden, 50
primer orden, 49
red, 51
segundo orden, 49
tercer orden, 50
estación, 47
líneas, 48
red de cuadriláteros, 50
torre, 50
tromba de agua, 230
marina, 185
trópico, 138

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

trópico de Cáncer, 224
Capricornio, 78, 224
tropopausa, 123
troposfera, 123, 175
importancia para el hombre, 124
trueno, 209
tsuga, 377
tsunamis, 659
tulipero, 378
tumboa, 388 sig.
tundra ártica, 371, 389
herbácea, 371, 387
suelo, 308
vegetación, 308
turba, 366
leñosa, 366
turbera, 267

Udents, 348
Ulmus, 378
ultisols, 347
ustents, 348

Vaguada ecuatorial, 166
valle colgado, 574
de dislocación, 415
glaciar, 548 sig.
desarrollo, 550
homoclinal, 637
sinclinal, 637
suspendido, 548
vapor de agua, 125
varva, 561
vegetación, 233 sigs., 313
descripción estructural, 354
dinámica de, 364
estratificación, 354
estructura, 351 sigs.
factores ambientales, 357
bióticos, 357
climáticos, 357
vegetación, factores edafológicos, 357
geomorfológicos, 357
formaciones, 352, 371
mapa, 337
medio ambiente, 351 sigs.
natural, 331
distribución, 369 sigs.
sucesión, 364
alógena, 366
autógena, 364
de zona pantanosa, 366
y altitud, 313
clasificación climática, 240
velocidad de transporte de masa, 183
vértice circumpolar, 176
vertientes, destrucción, 429 sigs.
vertisols, 347
viento, 133
circulación, 161 sigs.
de drenaje o catabático, 178
montaña, 178
valle, 178
del Oeste, 176
dirección, 170
duración, 184
ecuatorial del Este, 177
factor climático, 361
fuerza, 171
geostrófico, 168
local, 177
medida, 170
monzónico, 175, 210
polar del Este, 174
solar, 129
superficial, 169
sistemas, 171
tropical del Este, 224
velocidad, 170
Viking-12, 6
visibilidad, área, 9
desde un satélite, 9
volcán, 611, 654
volcán, aspectos geográficos, 664
ciclo erosivo, 659
compuesto o estratovolcán, 658

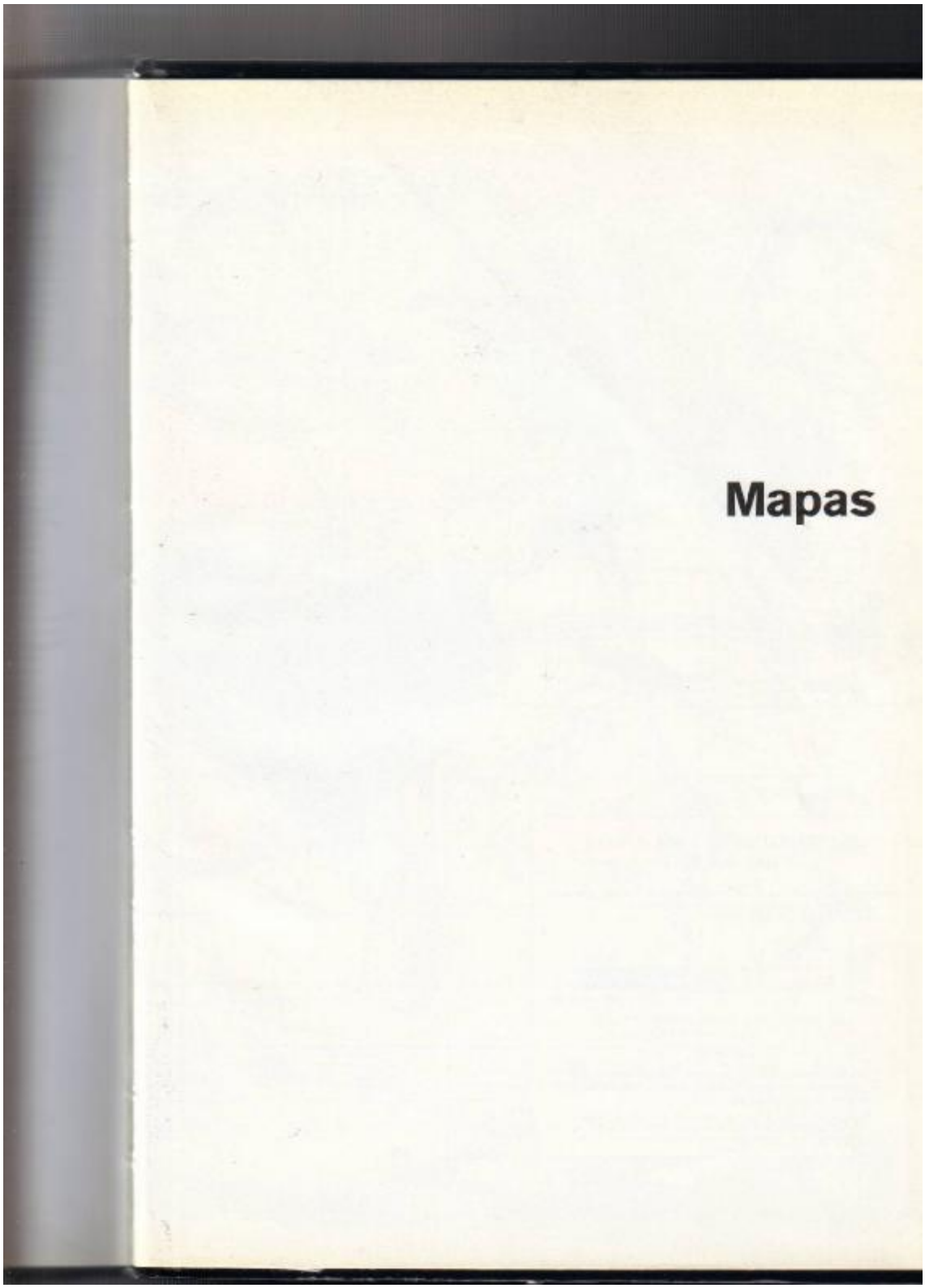
Washes, 514
watergaps, 637
Welwitschia mirabilis, 388 sig.

Xenón, 123

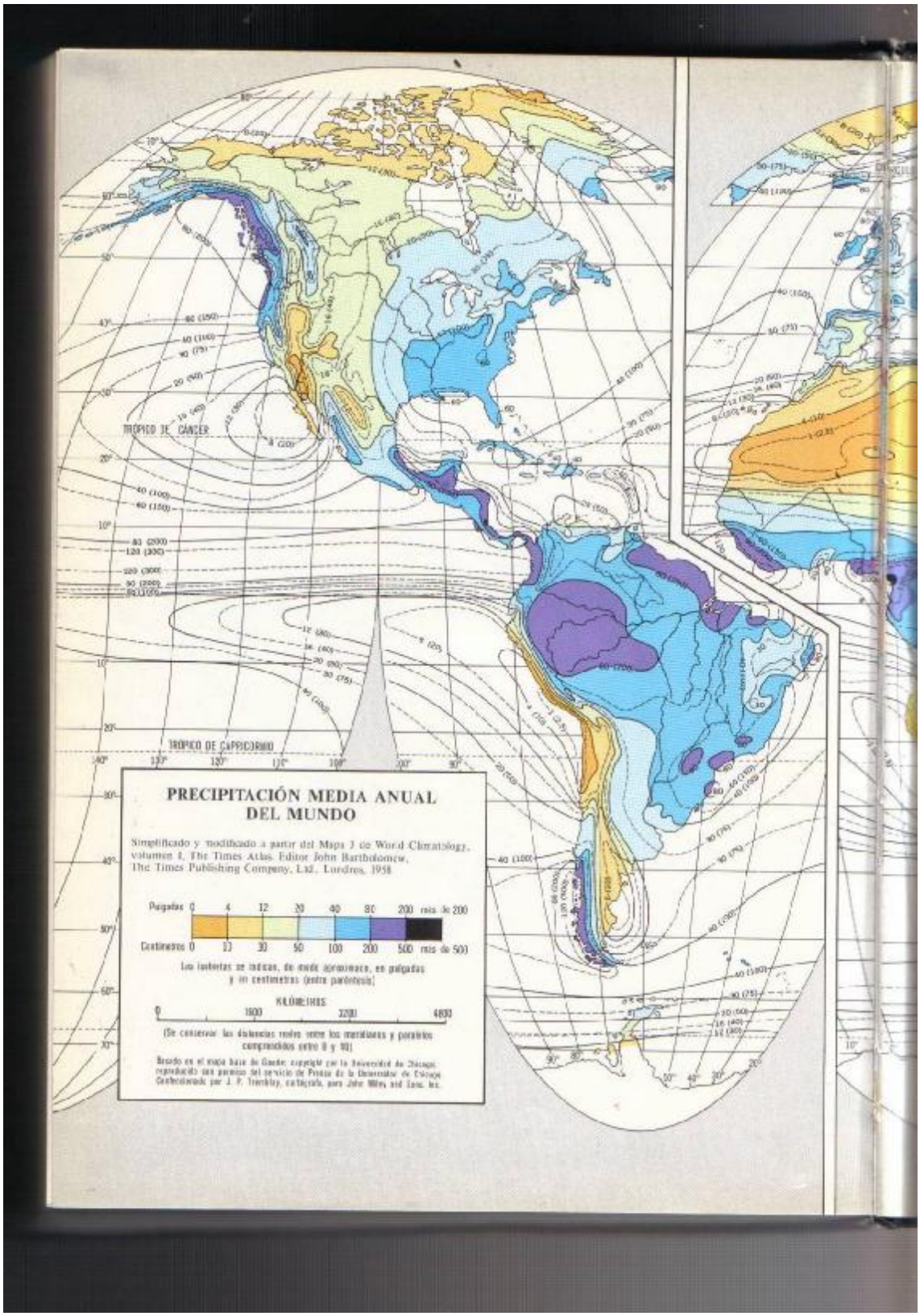
Yeso, 405

Zona activa, 304
antártica, 139
ártica, 139
biológica, 313
climática, distribución, 314
de ablación, 544
acumulación, 544
aireación, 266
convergencia intertropical, 224
estancación, 467
interescencia, 528
latitud media, 138
nieve perpetua, 314
saturación, 266
ecuatorial, 137
frontal ártica, 243
polar, 243
horaria mundial, 93, 94
hudsónica, 313
intermedia, 266
latitudinal, 137
polar, 139
subantártica de bajas presiones, 166
subártica, 139
subtropical, 138
tropical norte, 137
sur, 137

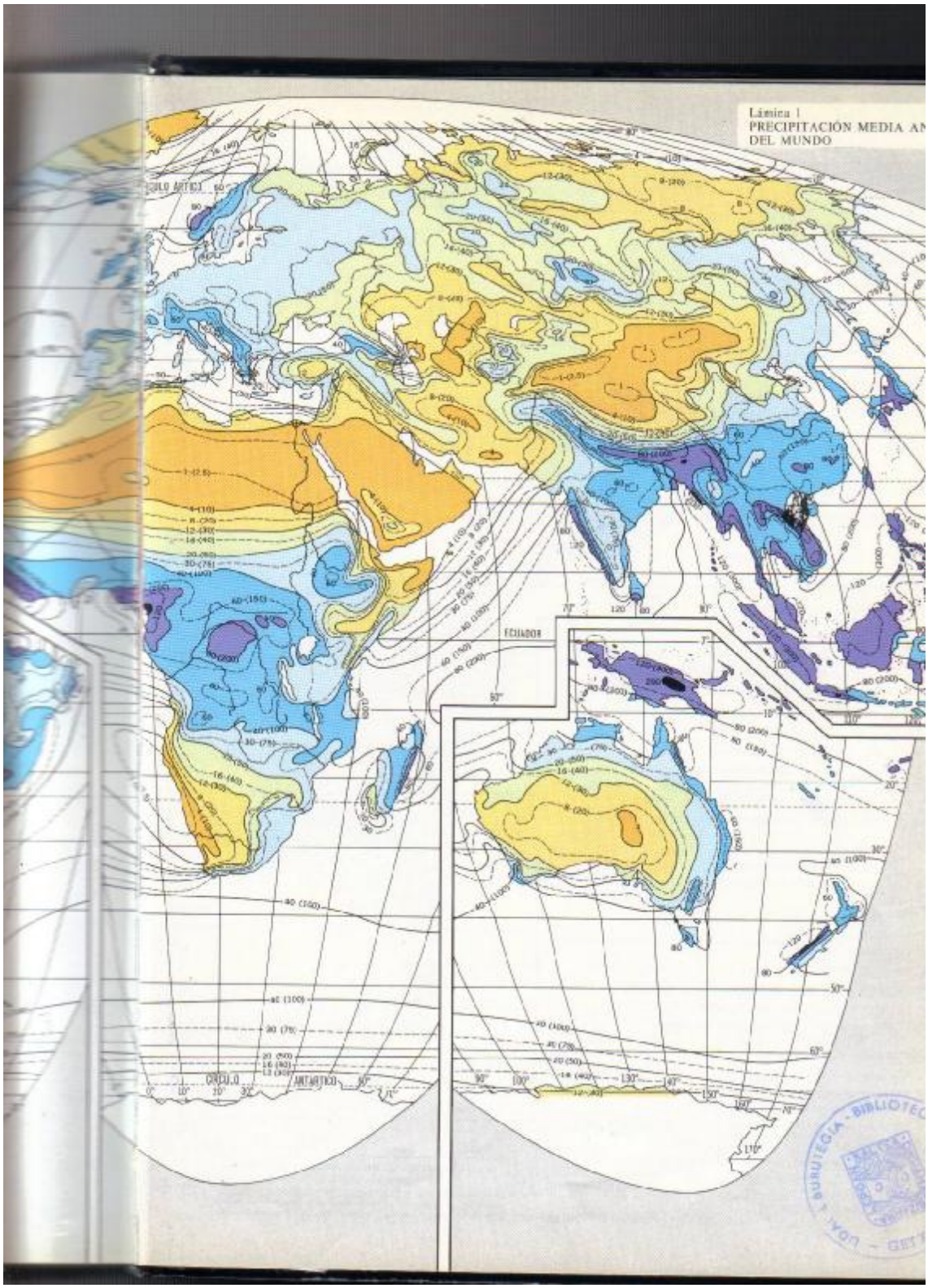
PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



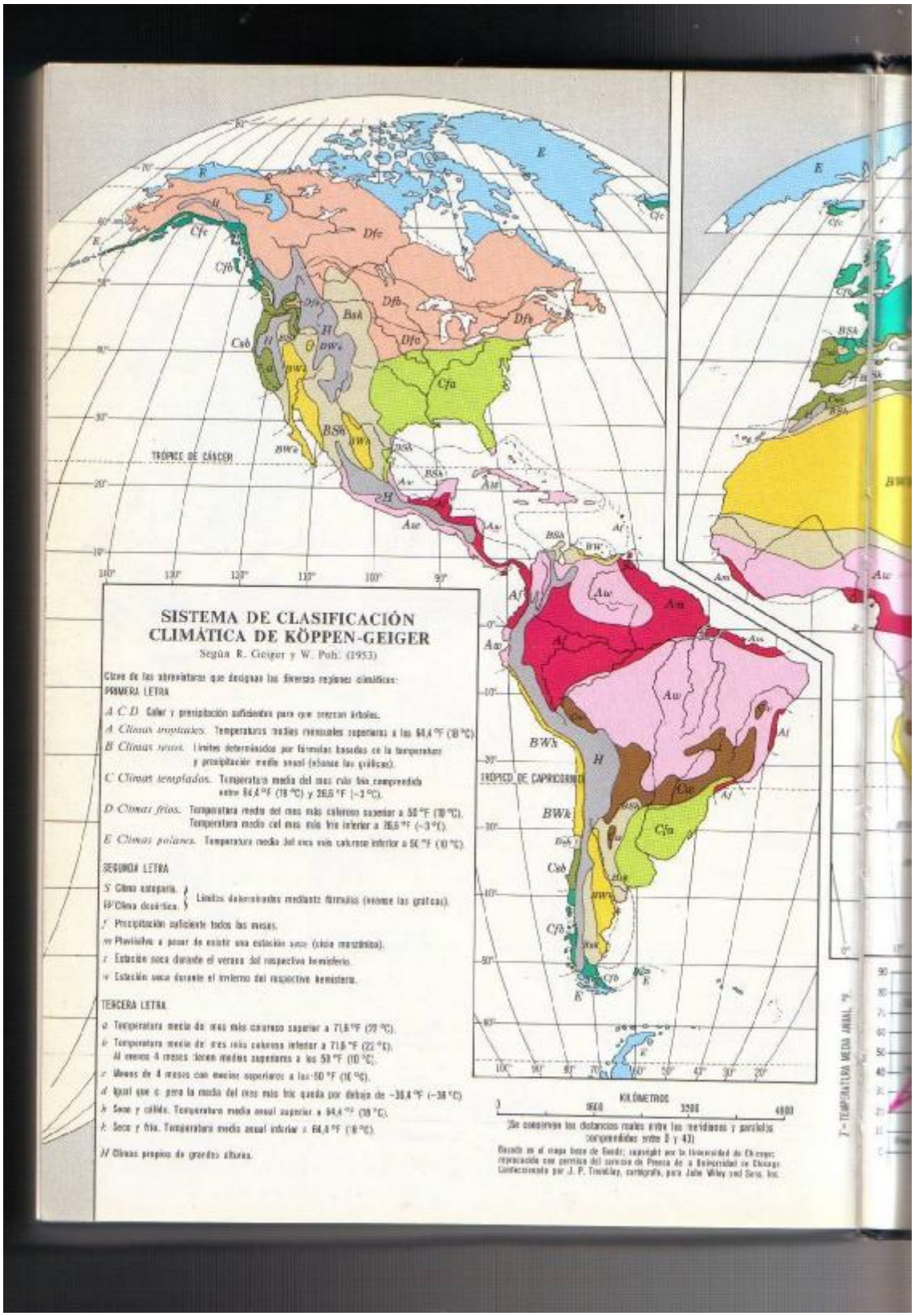
PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



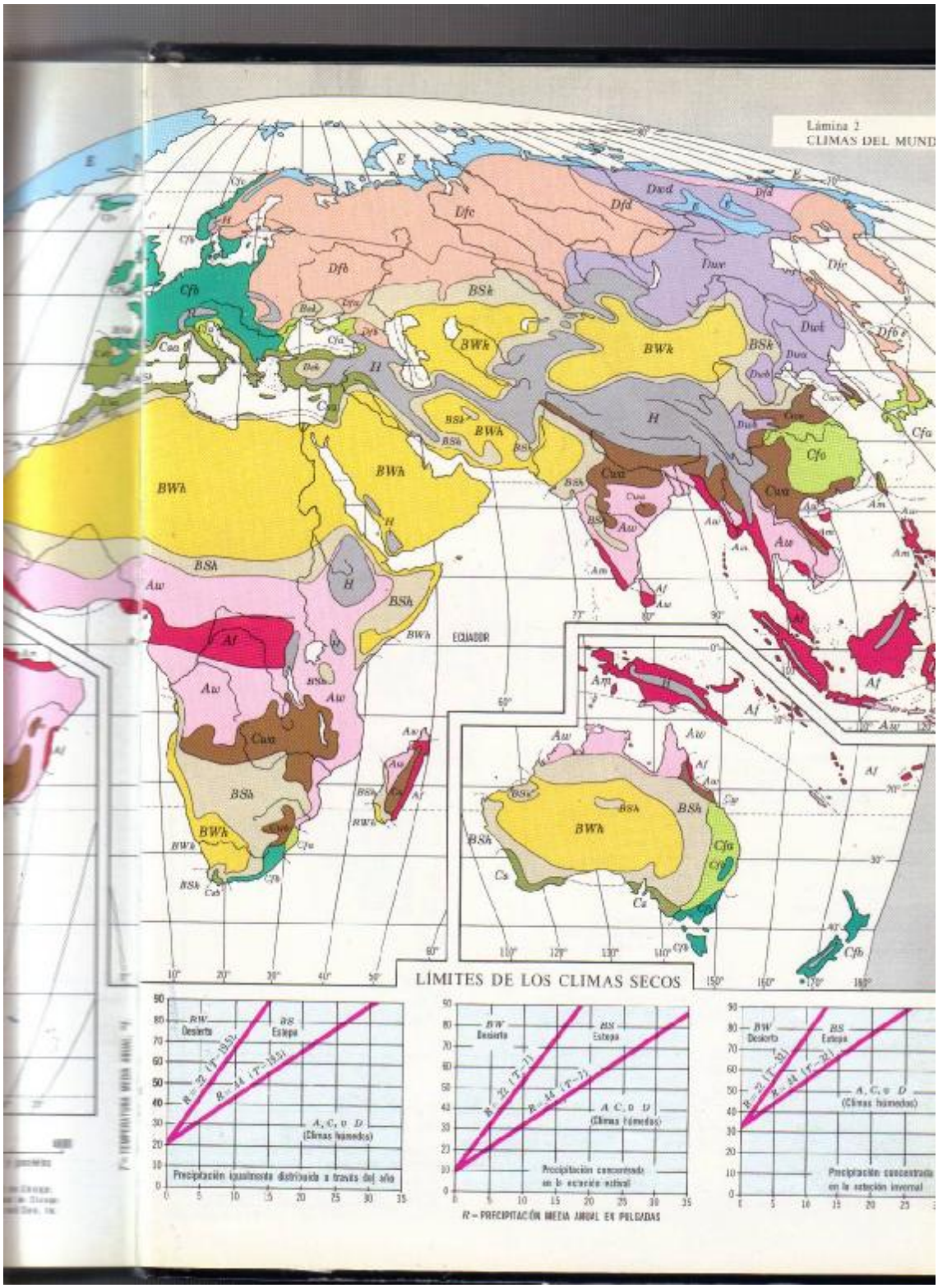
PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



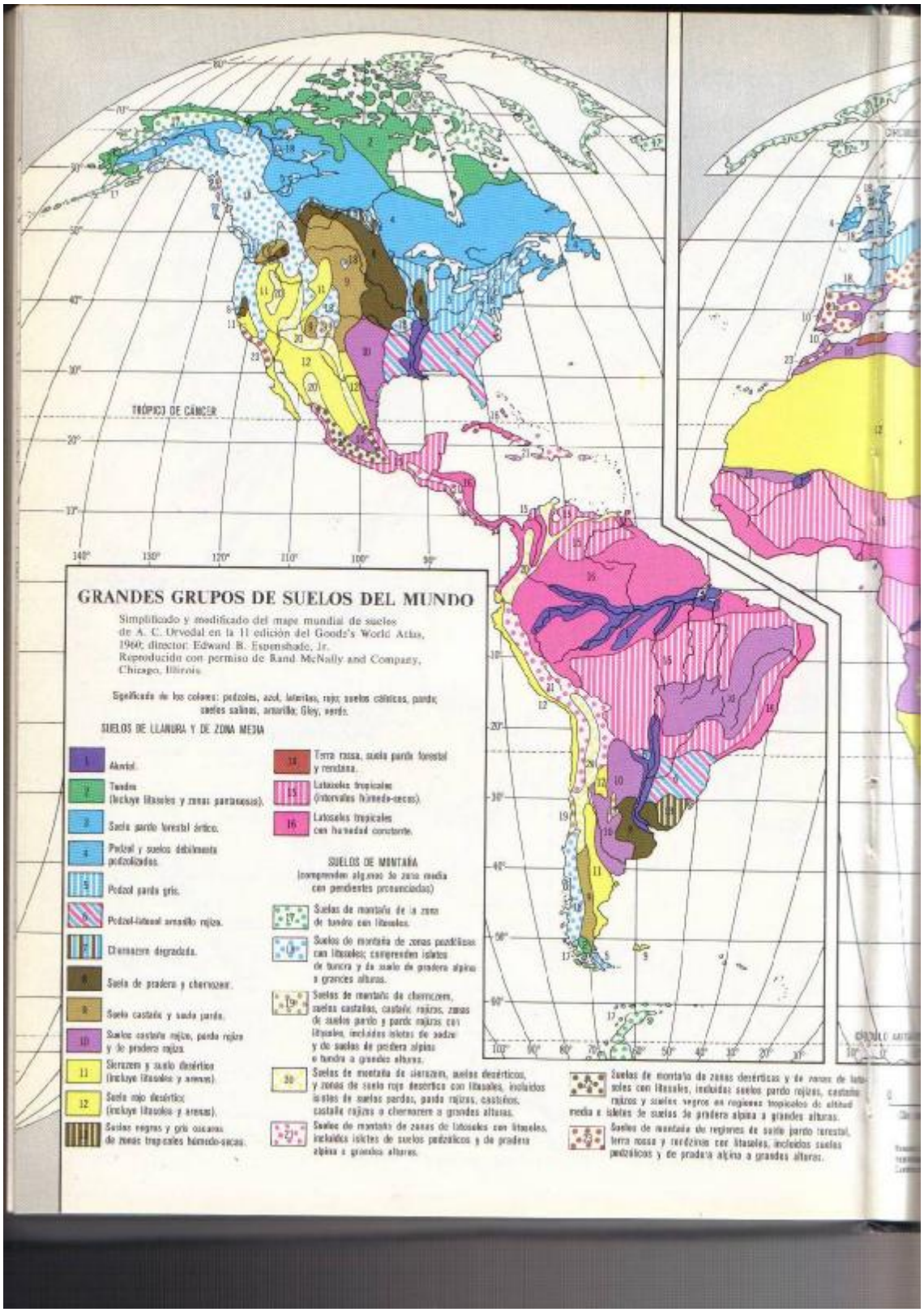
PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



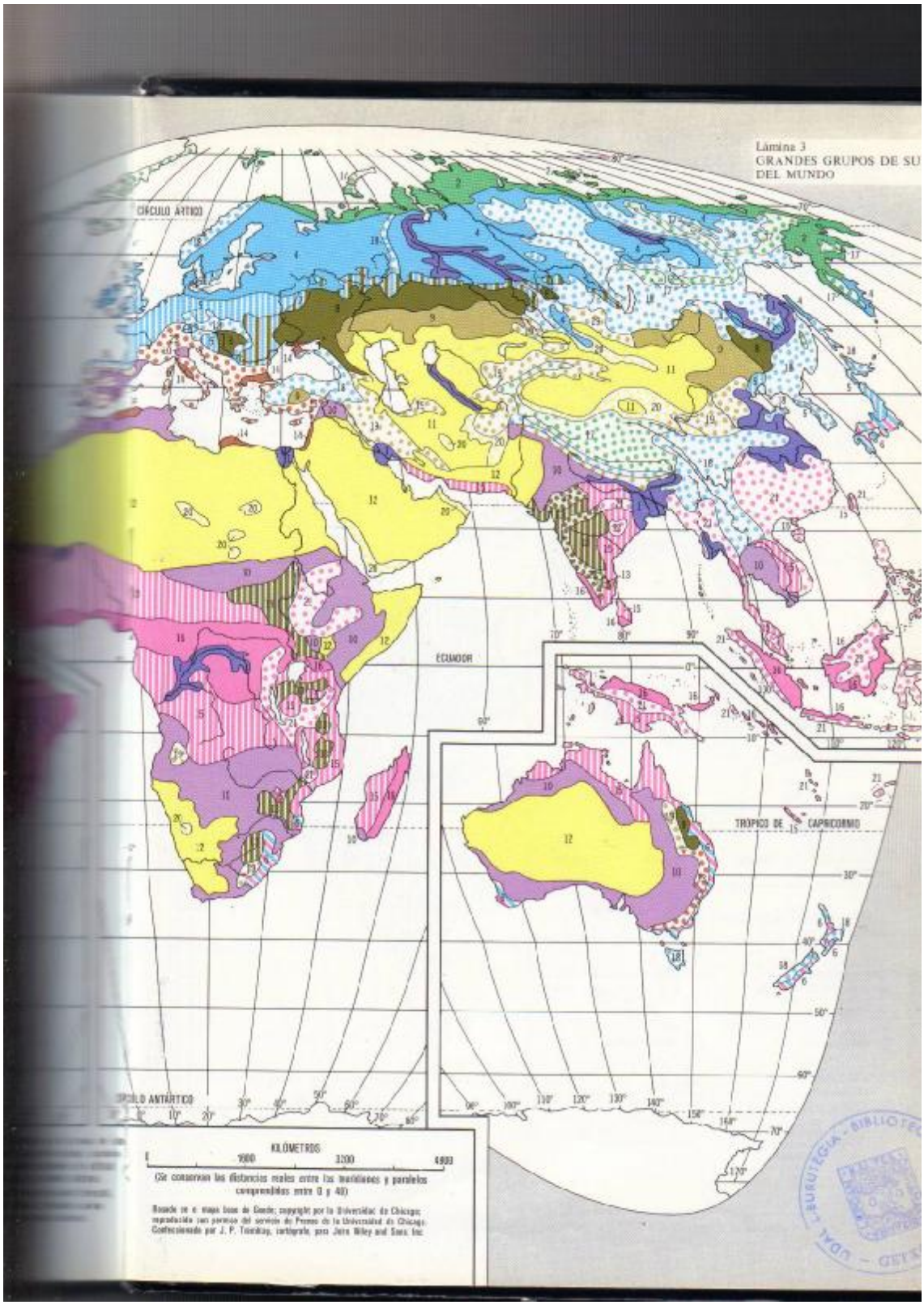
PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



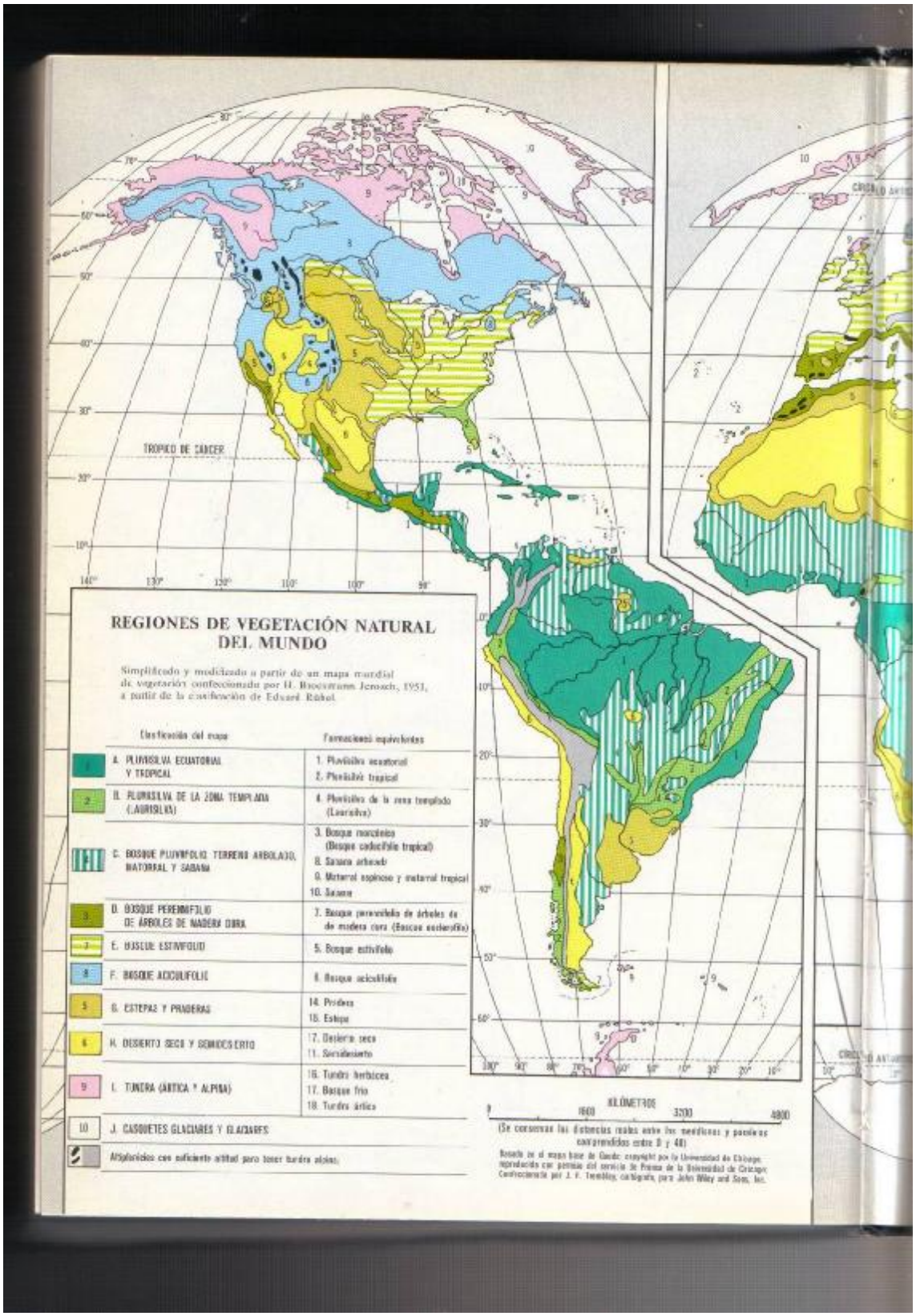
PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



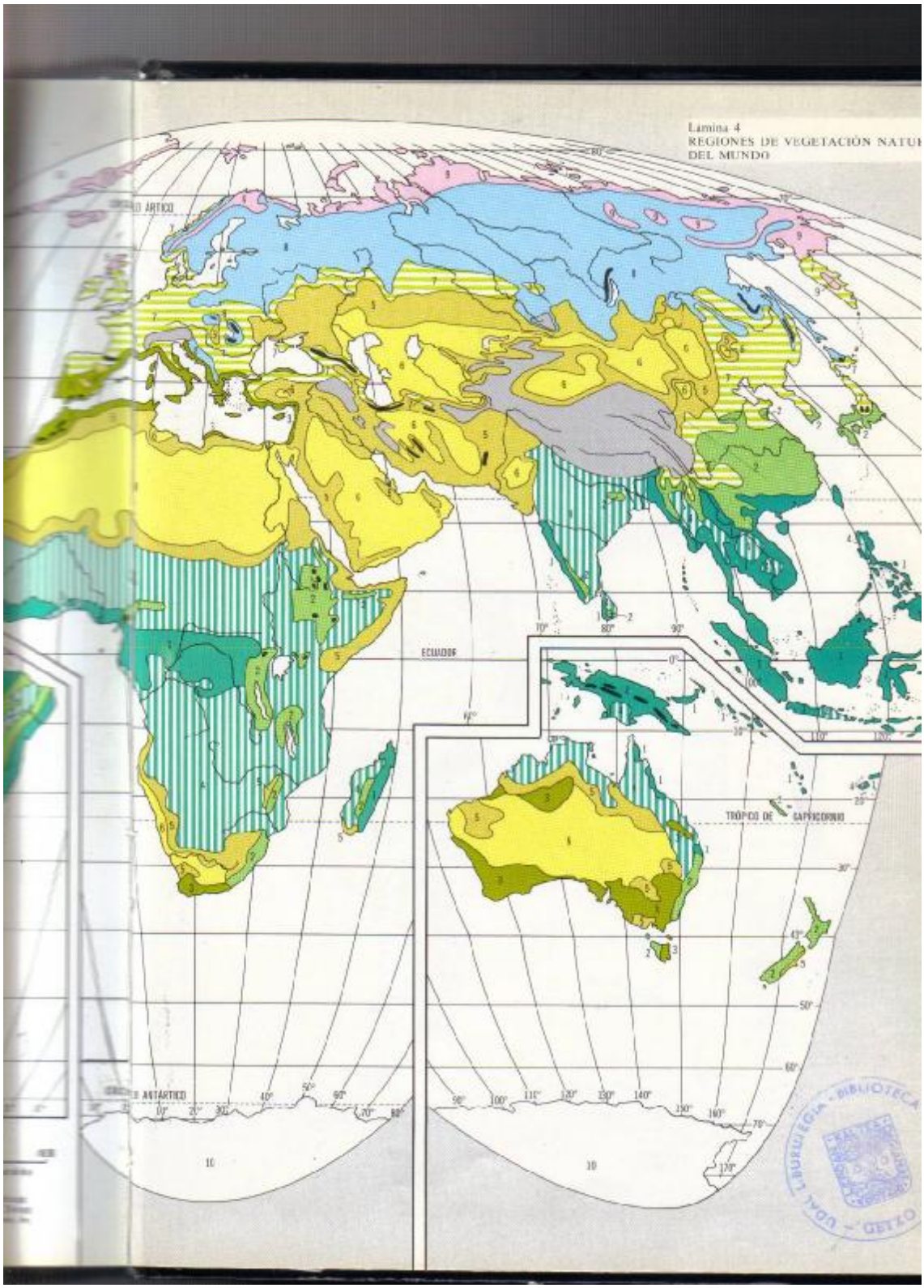
PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



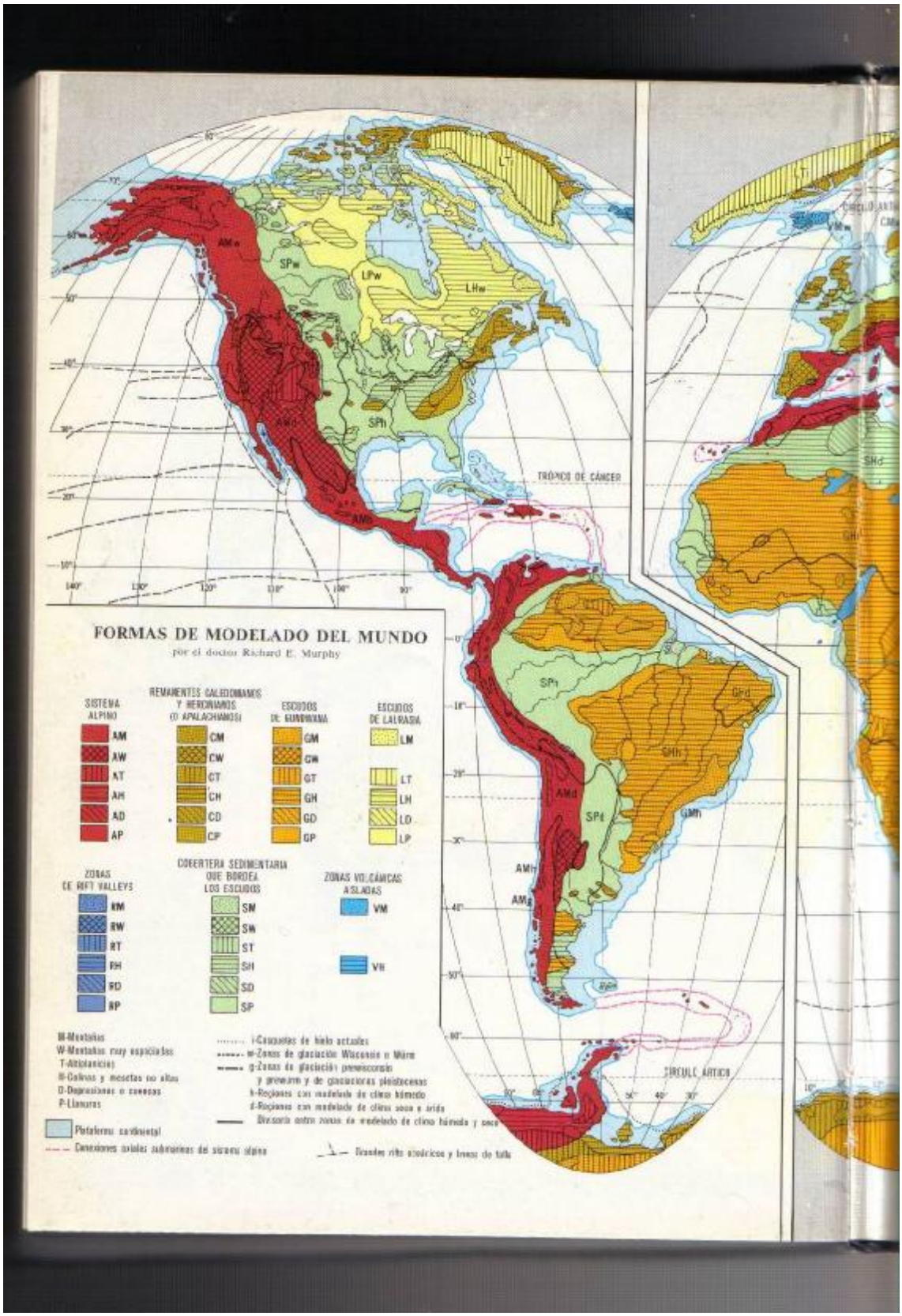
PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



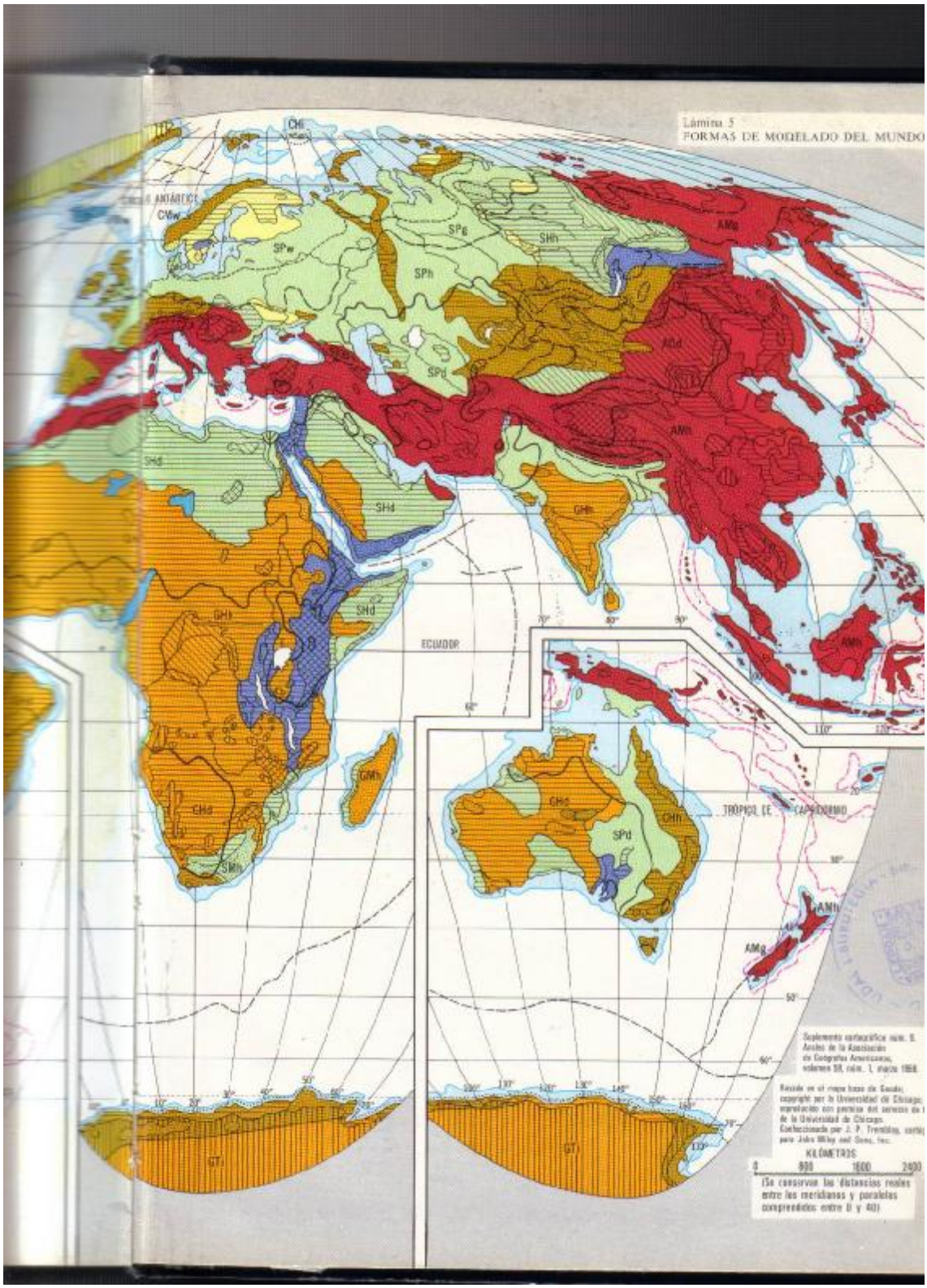
PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



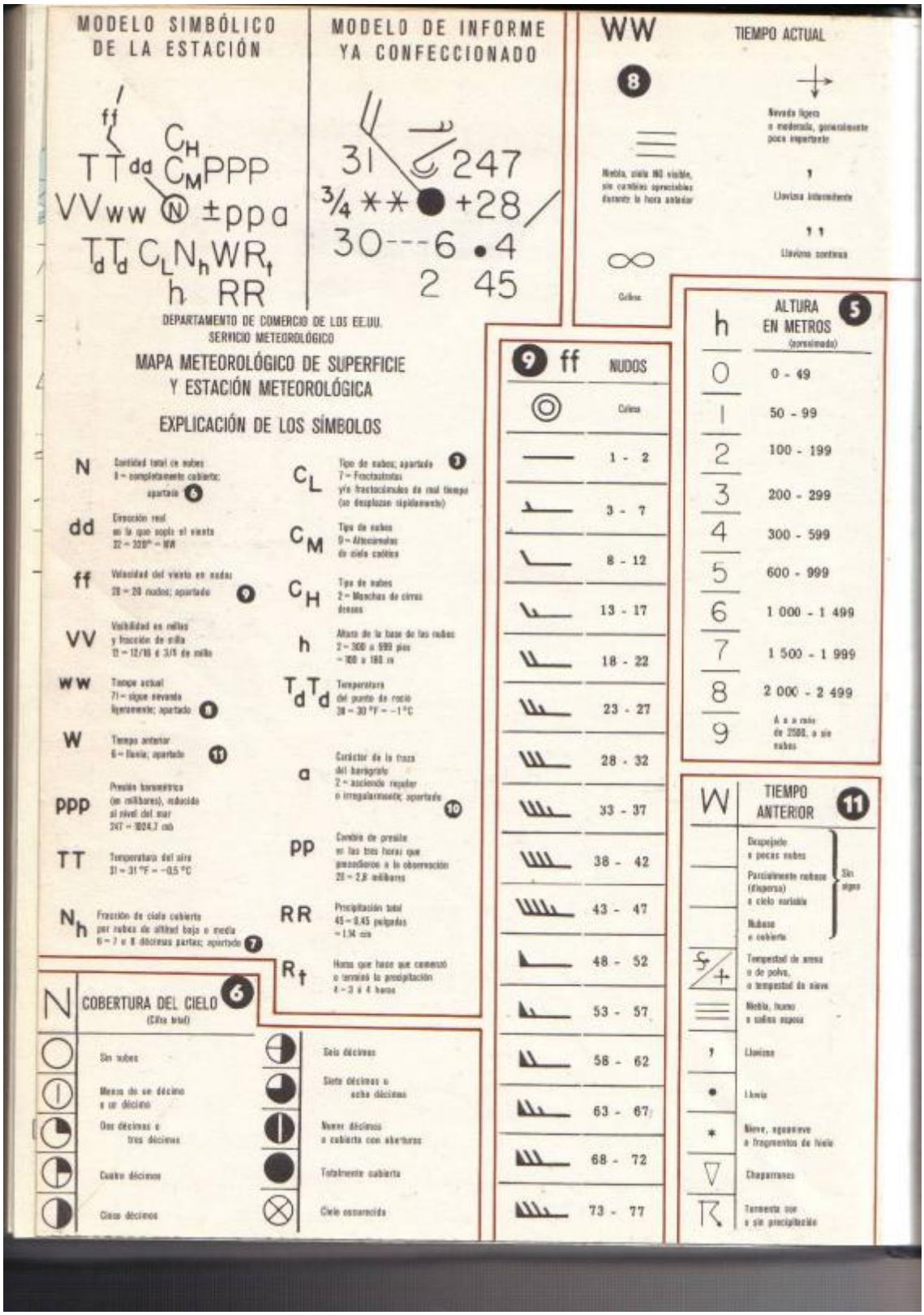
PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



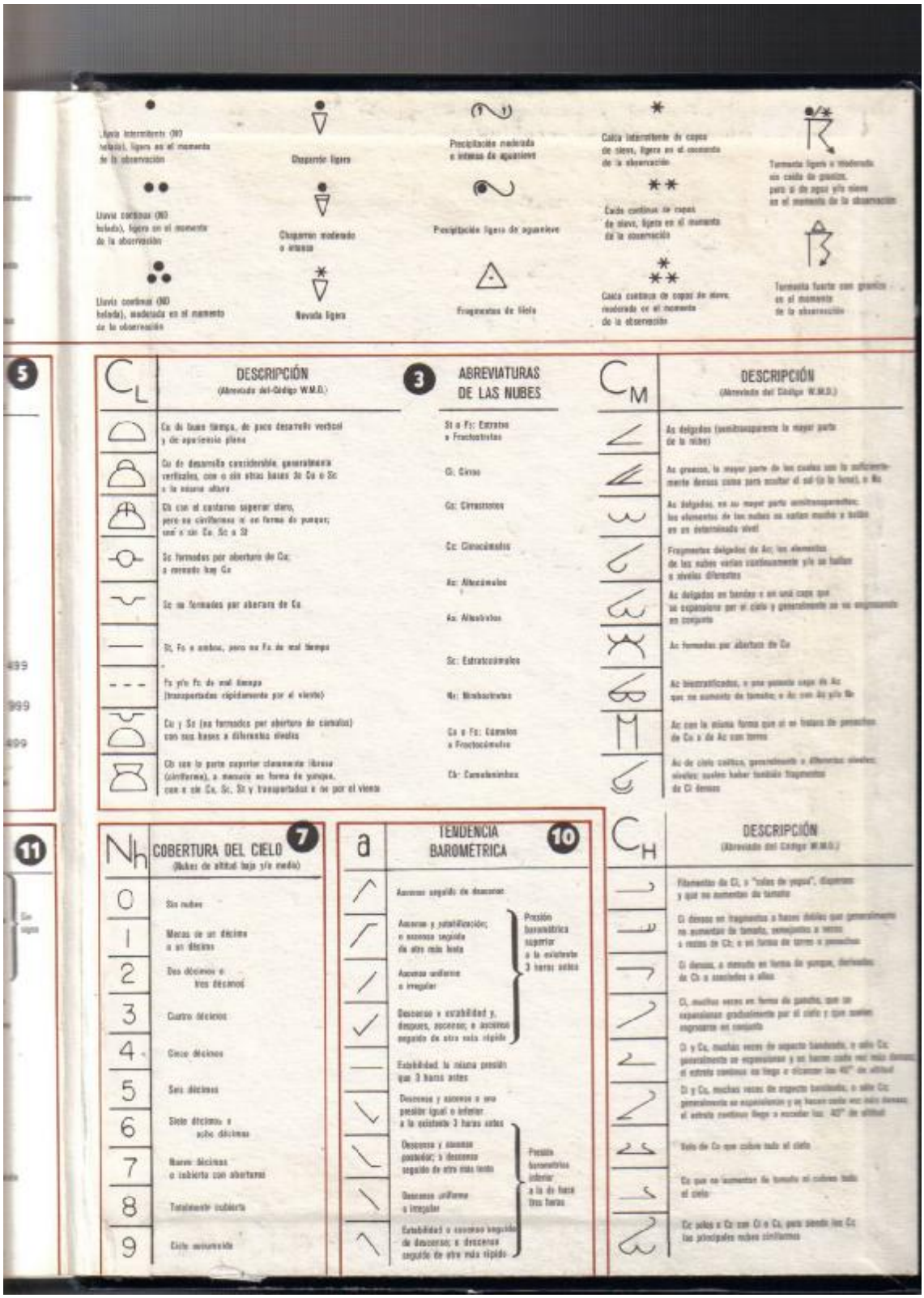
PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com