



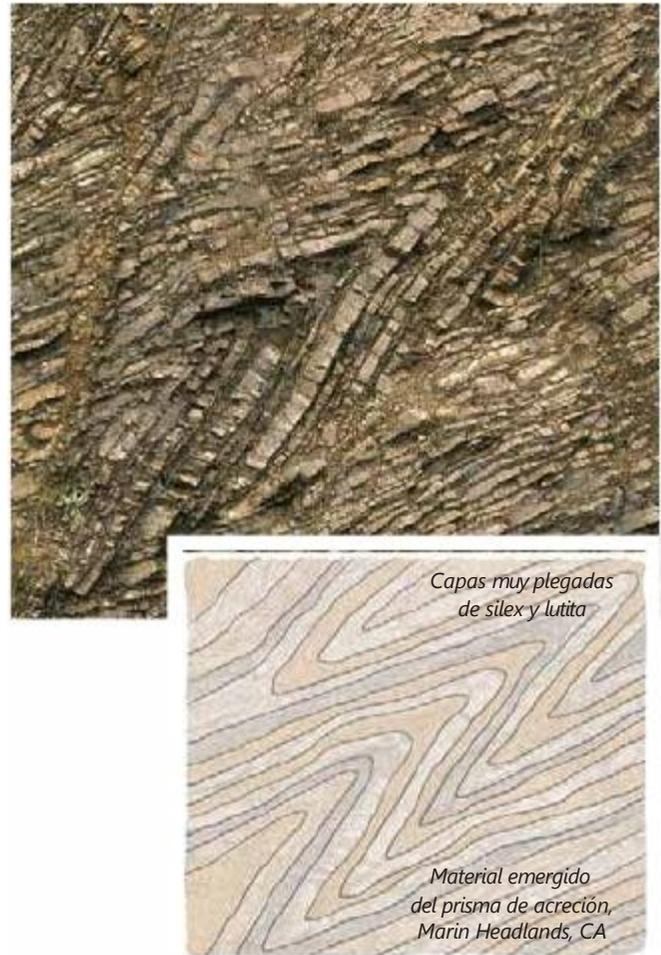
*Esquema del geólogo*

**FIGURA 14.9.** Torres del Paine en el sur de Chile. Estas zonas montañosas al este de los elevados Andes centrales están formadas principalmente por un batolito de granito (color claro) cubierto por una capa de rocas metamórficas (color oscuro) (Foto de Michael Collier).

del interior del prisma de acreción. Por tanto, un prisma de acreción evoluciona y se convierte en una estructura compleja formada por rocas sedimentarias fracturadas y plegadas, y fragmentos de corteza oceánica intermezclados con las rocas metamórficas formadas durante el proceso de subducción. La estructura única de los prismas de acreción ha ayudado enormemente a los geólogos en su intento de reconstruir los acontecimientos que han generado nuestros continentes actuales.

#### Cuencas de antearco

A medida que el prisma de acreción crece en dirección ascendente, tiende a actuar como barrera al movimiento de los sedimentos desde el arco volcánico hacia la fosa. Como consecuencia, los sedimentos empiezan a reunirse entre el prisma de acreción y el arco volcánico. Esta región, compuesta de capas de sedimentos relativamente no deformadas y rocas sedimentarias, se denomina **cuenca de antearco** (Figura 14.7B). El descenso y la sedimentación continuada en las cuencas de antearco pueden generar una secuencia de estratos sedimentarios horizontales de varios kilómetros de espesor.



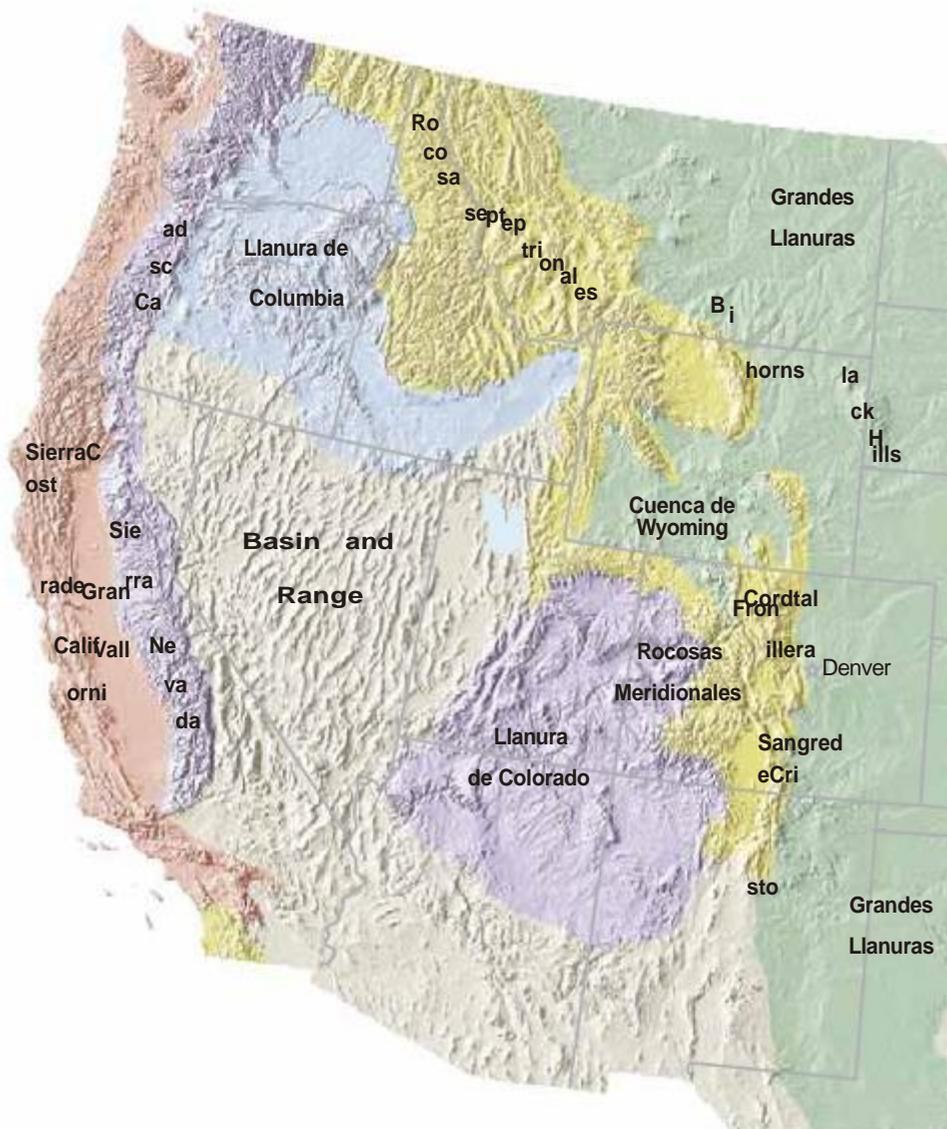
*Esquema del geólogo*

**FIGURA 14.10.** Capas interestratificadas de sílex y lutita que han sido firmemente plegadas por esfuerzos compresivos durante la formación de un prisma de acreción. Un periodo reciente de levantamiento ha expuesto estos estratos deformados cerca de Marin Headlands, al norte de San Francisco. (Foto de Michael Collier.)

## Sierra Nevada, las Sierras Costeras y el Gran Valle

Sierra Nevada, las Sierras Costeras y el Gran Valle en California son excelentes ejemplos de las estructuras que habitualmente se generan a lo largo de las zonas de subducción de tipo andino (Figura 14.11). En la breve visión de conjunto que se ofrece se examinan los procesos que impulsan la formación de montañas en este ambiente.

Sierra Nevada y las Sierras Costeras de California (Figura 14.11) son cinturones montañosos que se produjeron por la subducción de una parte de la cuenca del Pacífico (placa de Farallón) debajo del borde occidental de California (véase Figura 13.28, pág. 431). El batolito de Sierra Nevada es un resto del arco volcánico continental que fue generado por numerosas oleadas de



**FIGURA 14.11.** Mapa de las montañas y las regiones de relieve del oeste de los Estados Unidos (Tomado de Thelin y Pike, U. S. Geological Survey).

magma a lo largo de 10 millones de años. Las Sierras Costeras se formaron por la acumulación masiva de sedimentos (prisma de acreción) que se acumularon en el margen continental.

La subducción, que empezó hace unos 30 millones de años, cesó de manera gradual a lo largo de gran parte del borde de Norteamérica a medida que el centro de expansión que produjo la placa de Farallón entraba en la fosa de California (véase Figura 13.26). El levantamiento y la erosión que siguieron a este acontecimiento han eliminado gran parte de la evidencia de la actividad volcánica antigua y han dejado expuesto un núcleo de rocas ígneas cristalinas y rocas metamórficas asociadas que componen Sierra Nevada. El levantamiento de las Sierras Costeras tuvo lugar solo recientemente, como demuestran los jóvenes sedimentos, no

consolidados, que todavía cubren zonas de estas tierras elevadas.

El Gran Valle de California es un resto de la cuenca de antearco que se formó entre Sierra Nevada y las Sierras Costeras, ambas en desarrollo. Durante gran parte de su historia, algunas partes del Gran Valle se extienden por debajo del nivel del mar. Esta cuenca llena de sedimentos contiene gruesos depósitos marinos y derrubios erosionados del arco volcánico continental.

En resumen, el crecimiento de cinturones montañosos en las zonas de subducción es una respuesta al engrosamiento de la corteza provocado por la adición de rocas ígneas derivadas del manto. Además, el acortamiento y el engrosamiento de la corteza tienen lugar a lo largo de los bordes continentales como consecuencia de la convergencia.

## CINTURÓN OROGÉNICO O MONTAÑOSO COLISIONAL



### CONVERGENT BOUNDARIES

Continental Collisions  
Crustal Fragments and Mountain Building

Casi todos los cinturones montañosos se generan cuando uno o más fragmentos de la corteza colisionan con un margen continental como resultado de la subducción. La litosfera oceánica es relativamente densa y subduce con facilidad, la corteza continental contiene cantidades importantes de materiales de baja densidad y es demasiado flotante como para experimentar una subducción apreciable. Por consiguiente, la llegada de la litosfera continental a la fosa se traduce en una colisión con el borde del bloque continental suprayacente y la interrupción de la subducción.

### Fragmentos de corteza (terrane) y formación de las montañas

El proceso de colisión y acreción (unión) de fragmentos de la corteza comparativamente pequeños ha generado muchas de las regiones montañosas que rodean el Pacífico. Los geólogos se refieren a estos bloques de corteza acrecionada como *terrane* (terrenos). La expresión **terrane** se refiere a cualquier fragmento de la corteza que tiene una historia geológica distinta de la correspondiente a las zonas colindantes.

#### La naturaleza de los *terrane*s

¿Cuál es la naturaleza de esos fragmentos de corteza y de dónde proceden? La investigación sugiere que, antes de su acreción a un bloque continental, algunos de los fragmentos podían haber sido **microcontinentes** similares a la actual isla de Madagascar, localizada al este de África, en el océano Índico. Muchos otros eran arcos de islas como Japón, Filipinas y las islas Aleutianas. Otros

incluso podrían haber sido mesetas oceánicas sumergidas creadas por grandes expulsiones masivas de lavas basálticas asociadas a plumas del manto (véase Figura 13.11, pág. 416). Se sabe que existen ahora más de 100 de esos fragmentos relativamente pequeños de la corteza.

#### Acreción y orogénesis

A medida que se mueven las placas oceánicas, transportan adosadas a ellas mesetas oceánicas, arcos de islas volcánicas y microcontinentes hacia una zona de subducción de tipo andino. Cuando una placa oceánica contiene una cadena de montes submarinos pequeños, en general estas estructuras subducen junto con la capa oceánica descendente. Sin embargo, las unidades gruesas de corteza oceánica, como la llanura de Ontong Java que tiene el mismo tamaño que Alaska, o un arco insular maduro compuesto de rocas ígneas «ligeras» abundantes producido por diferenciación magmática, dejan la litosfera oceánica demasiado ligera para subducir. En estas situaciones, se produce una colisión entre el fragmento de corteza y el continente.

La secuencia de acontecimientos que ocurre cuando un arco insular maduro llega a un borde de tipo andino se muestra en la Figura 14.12. En vez de subducir, las capas superiores de la corteza de estas áreas engrosadas se despegan de la placa que desciende y son adosadas en láminas relativamente finas sobre el bloque continental adyacente. Dado que la subducción suele continuar durante 100 millones de años o más, varios fragmentos de corteza pueden ser transportados al margen continental. Cada colisión desplaza a los *terrane*s añadidos previamente más al interior, sumándose a la zona de deformación y al grosor y a la extensión lateral del margen continental.

#### La cordillera norteamericana

La relación entre la formación de montañas y la acreción de los fragmentos de corteza surgió principalmente a raíz de estudios llevados a cabo en la parte septentrional de la cordillera Norteamericana (Figura 14.13). Los investigadores determinaron que algunas rocas de los cinturones orogénicos de Alaska y Columbia Británica, contienen evidencias fósiles y paleomagnéticas que indican que esos estratos estuvieron en alguna ocasión más cerca del Ecuador.

Se sabe ahora que muchos otros *terrane*s encontrados en la cordillera Norteamericana estuvieron dispersos por todo el Pacífico oriental, de una manera muy parecida a la distribución que encontramos en la actualidad para los arcos de islas y las llanuras oceánicas distribuidos hoy por el Pacífico occidental. Desde antes de la fragmentación de Pangea, la porción oriental de la cuenca Pacífica (placa de Farallón) ha estado subduciendo

#### A veces los alumnos preguntan...

##### ¿Cuál es la diferencia entre un *terrane* y un terreno?

El término *terrane* se utiliza para designar una serie diferenciada y reconocible de formaciones rocosas que han sido transportadas por procesos de la tectónica de placas. Dado que los geólogos que cartografiaron estas rocas no estaban seguros de su procedencia, estas rocas a veces recibían el nombre de *terrane*s «exóticos», «sospechosos», «acrecionados» o «extraños». No hay que confundir este término con *terreno*, que describe la forma de la topografía superficial o la «disposición de la tierra».

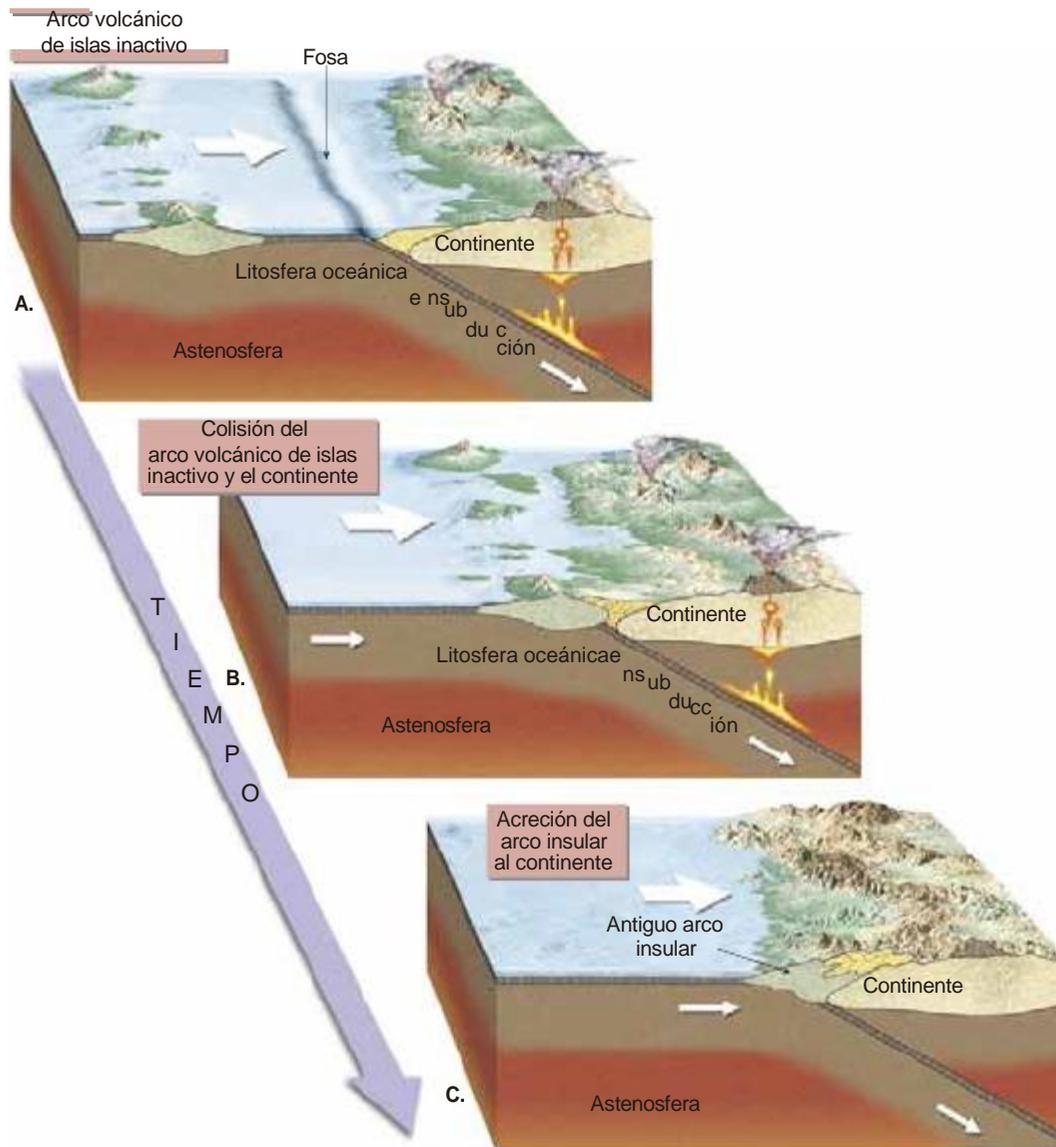


FIGURA 14.12. Secuencia de acontecimientos en la que se muestra la colisión y la acreción de un arco insular a un borde continental.

por debajo del borde occidental de Norteamérica. Aparentemente esta actividad tuvo como consecuencia la adición gradual de fragmentos de la corteza a lo largo de todo el margen Pacífico del continente, desde la península Baja California mexicana hasta el norte de Alaska (véase Figura 14.13). Los geólogos consideran que muchos microcontinentes modernos acabarán añadiéndose a márgenes continentales activos, produciendo nuevos cinturones orogénicos.

### Colisiones continentales

El Himalaya, los Apalaches, los Urales y los Alpes son cinturones montañosos que se formaron debido al cierre de las principales cuencas oceánicas. Las colisiones continentales tienen como consecuencia el desarrollo de

montañas caracterizadas por una corteza acortada y engrosada producida mediante pliegues y fallas. La corteza de algunas regiones montañosas tiene espesores que superan los 70 km.

Los **cinturones de pliegues y cabalgamientos** son estructuras notables de la mayoría de las montañas compresivas. Estos terrenos montañosos suelen ser el resultado de la deformación de secuencias gruesas de rocas sedimentarias de aguas someras parecidas a las que componen los bordes continentales pasivos del Atlántico. Durante una colisión continental, estas rocas sedimentarias son empujadas hacia el interior del continente, lejos del núcleo del cinturón montañoso en desarrollo y por encima del interior continental estable. En esencia, el acortamiento de la corteza se alcanza a través del desplazamiento a lo largo de las fallas de los cabalgamientos,



**FIGURA 14.13.** Mapa que muestra los *terranes* que se han ido añadiendo al oeste norteamericano durante los últimos 200 millones de años. Los datos procedentes de las pruebas paleomagnéticas y los fósiles indican que algunos de esos *terranes* se originaron a miles de kilómetros al sur de su localización actual. (Tomado de D. R. Hutchinson y colaboradores.)

donde los estratos que antes se extendían horizontalmente se apilan los unos encima de los otros. Durante este desplazamiento, el material atrapado entre las fallas inversas suele plegarse y forma la otra estructura principal de un cinturón de pliegues y cabalgamientos. Se encuentran ejemplos excelentes de cinturones de pliegues y cabalgamientos en el valle de los Apalaches y la provincia de Ridge, en las Rocosas canadienses, en el Himalaya Menor (meridional) y en los Alpes septentrionales.

La zona en la que dos continentes colisionan se denomina **sutura**. Esta parte del cinturón montañoso suele conservar capas de la litosfera oceánica que fueron atrapadas entre las placas en colisión. Como consecuencia de su estructura ofiolítica única (véase Figura 13.18, pág. 422), estos fragmentos de litosfera oceánica ayudan a identificar la localización del borde de colisión.

A continuación, observaremos más detenidamente dos ejemplos de montañas de colisión: el Himalaya y los Apalaches. El Himalaya es la cordillera de colisión más joven de la Tierra y todavía está creciendo. Los Apalaches constituyen un cinturón montañoso mucho más antiguo, en el que la formación activa de montañas cesó hace unos 250 millones de años.

## El Himalaya

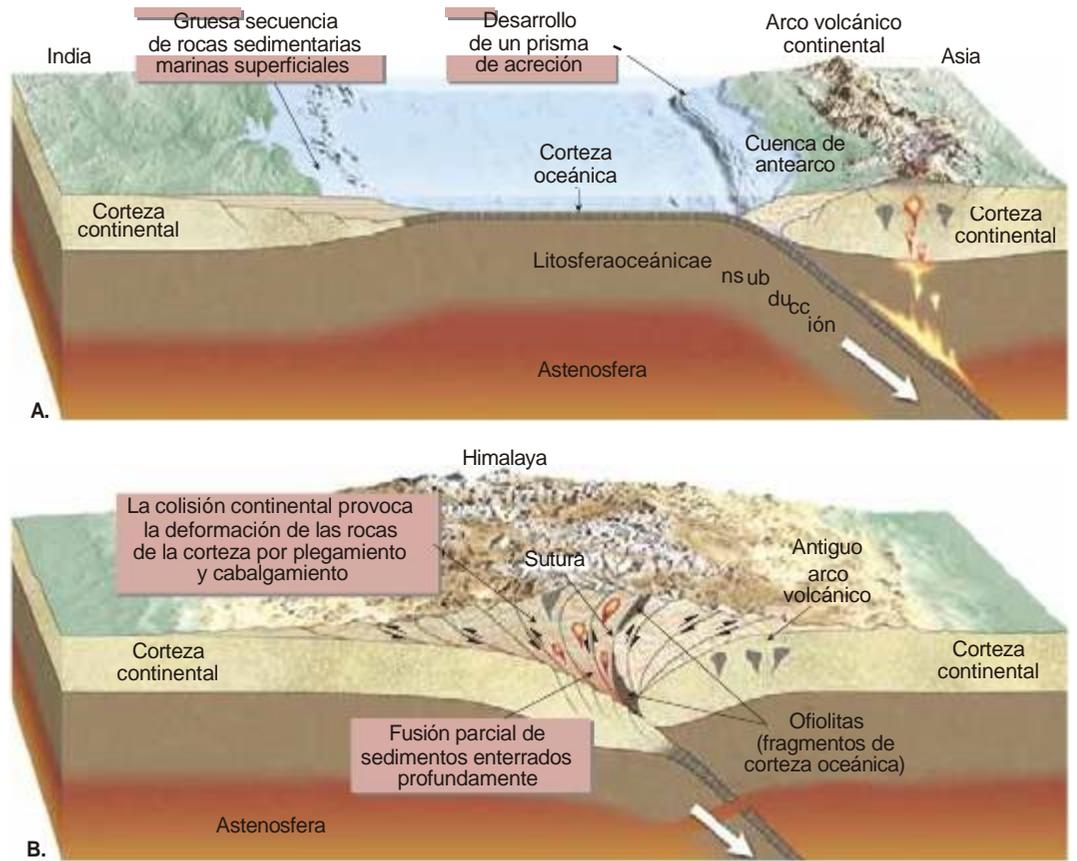
El episodio de formación de montañas que creó el Himalaya comenzó hace unos 50 millones de años, cuando India empezó a colisionar con Asia. Antes de la fragmentación de Pangea, India estaba situada entre África y la Antártida en el hemisferio sur (véase Figura 2.B, pág. 71). A medida que se fracturaba Pangea, India se iba moviendo rápidamente, desde el punto de vista geológico, unos pocos miles de kilómetros en dirección norte.

La zona de subducción que facilitó la migración hacia el norte de India estaba situada cerca del borde meridional de Asia (Figura 14.14A). La subducción continuada a lo largo del borde de Asia creó un borde de placa de tipo andino que contenía un arco volcánico bien desarrollado y un prisma de acreción. El borde septentrional indio, por otra parte, era un borde continental pasivo compuesto por una plataforma gruesa de sedimentos de aguas someras y rocas sedimentarias.

Los geólogos han determinado que uno o quizás más fragmentos continentales pequeños se situaron en la placa en subducción en algún punto entre India y Asia. Durante el cierre de la cuenca oceánica intermedia, un fragmento relativamente pequeño de la corteza, que ahora constituye el sur del Tíbet, alcanzó la fosa. Después de este acontecimiento, se acreciona India. Las fuerzas tectónicas implicadas en la colisión de India con Asia eran enormes e hicieron que los materiales más deformables situados en los bordes litóralos de estos continentes sufrieran grandes pliegues y fallas (véase Figura 14.14B). El acortamiento y el engrosamiento de la corteza elevaron grandes cantidades de material, generando las espectaculares montañas del Himalaya (Figura 14.15).

Además de la elevación, el acortamiento de la corteza hizo que las rocas que estaban al fondo quedaran profundamente enterradas, un ambiente donde experimentaron

**FIGURA 14.14.** Diagramas que ilustran la colisión de India con la placa de Eurasia, formando el espectacular Himalaya.



**FIGURA 14.15.** Montañeros acampados en el valle Charakusa en Pakistán con los llamativos picos de la sierra Karakorum, parte del Gran Himalaya, al fondo. El segundo pico más alto del mundo, el K2, está en la sierra Karakorum (Foto de Jimmy Chin/National Geographic/Getty).

temperaturas y presiones elevadas (Figura 14.14B). La fusión parcial en el interior de la región más profunda y deformada del cinturón montañoso en desarrollo produjo magmas que intruyeron en las rocas suprayacentes. Es en ambientes de este tipo donde se genera el núcleo metamórfico e ígneo de las montañas compresivas.

Tras la formación del Himalaya vino un periodo de elevación que hizo ascender la llanura Tibetana. Las pruebas procedentes de los estudios sísmicos sugieren que una parte del subcontinente indio fue empujada por debajo del Tíbet posiblemente a lo largo de una distancia de 400 km. Si fue así, el grosor añadido de la corteza explicaría el paisaje elevado del Tíbet meridional, que tiene una elevación media más alta que el monte Whitney, el punto más elevado de los Estados Unidos.

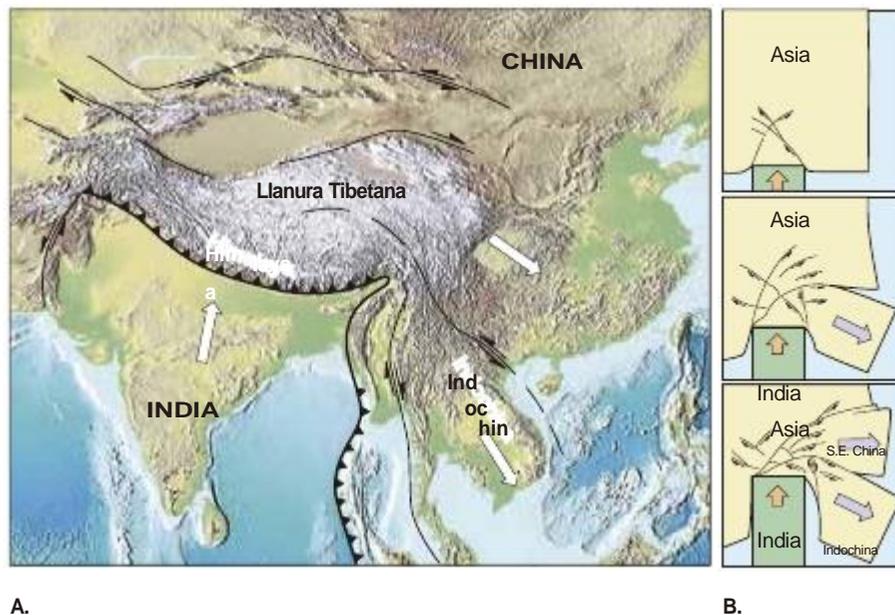
La velocidad de la colisión con Asia disminuyó, pero no frenó la migración hacia el norte de India, que desde entonces ha penetrado al menos 2.000 km en la masa continental asiática. El acortamiento de la corteza explica una parte de este movimiento. La penetración restante en Asia se ha traducido en el desplazamiento lateral de grandes bloques de la corteza asiática mediante un mecanismo denominado *escape continental*. Como se muestra en la Figura 14.16, cuando India continuó su camino hacia el norte, algunas partes de Asia fueron «empujadas» hacia el este fuera de la zona de colisión. En la actualidad estos bloques desplazados de la corteza constituyen gran parte de Indochina y secciones del continente chino.

¿Por qué el interior de Asia se deformó hasta tal grado mientras India propiamente ha permanecido en esencia inalterada? La respuesta reside en la naturaleza de estos bloques de corteza diferentes. Gran parte de India es un escudo continental compuesto principalmente de rocas cristalinas precámbricas (véase Figura 14.2). Esta lámina gruesa y fría de material de la corteza ha permanecido intacta durante más de 2.000 millones de años. Por el contrario, el sureste asiático se formó más recientemente a partir de la colisión de pequeños fragmentos corticales. Por consiguiente, es todavía relativamente «caliente y débil» encontrándose en periodos recientes de formación de montañas (Figura 14.16B).

## Los Apalaches

Los Apalaches proporcionan una gran belleza paisajística al este de Norteamérica desde Alabama a Terranova. Además, en las islas Británicas, Escandinavia, África noroccidental y Groenlandia se encuentran montañas que se formaron a la vez que los Apalaches (véase Figura 2.6, pág. 46). La orogenia que generó este extenso sistema montañoso duró unos pocos centenares de millones de años y fue uno de los estadios de la reunión del supercontinente Pangea. Los estudios detallados de los Apalaches indican que la formación de este cinturón montañoso fue más compleja de lo que se había creído y son fruto de tres episodios diferenciados de formación de montañas.

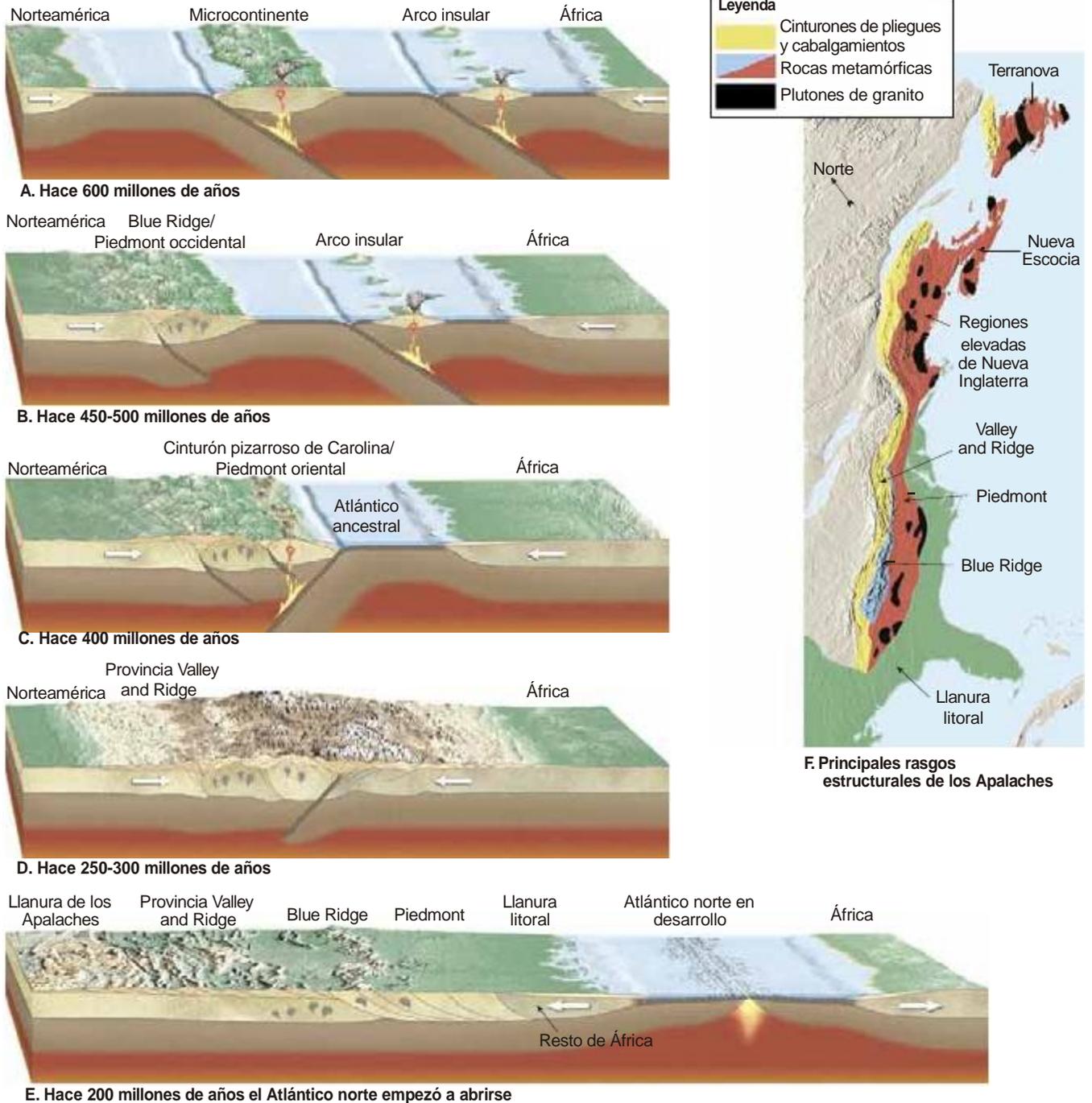
Este escenario excesivamente simplificado empieza hace alrededor de 750 millones de años con la



**FIGURA 14.16.** La colisión entre India y Asia que generó el Himalaya y la Meseta Tibetana también deformó enormemente gran parte del sureste asiático. **A.** Vista cartográfica de algunos de los principales rasgos estructurales del sureste asiático que se cree que están relacionados con este episodio de formación de montañas. **B.** Recreación de la deformación de Asia, con un bloque rígido que representa India empujado hacia una masa de arcilla de modelar deformable.

fragmentación del supercontinente anterior a Pangea denominado Rodinia, que separó Norteamérica de Europa y África. Este episodio de ruptura continental y expansión del fondo oceánico generó el Atlántico norte ancestral. Situado en el interior de esta cuenca oceánica en desarrollo había un fragmento de corteza continental que se había separado de Norteamérica (Figura 14.17A).

Luego, hace unos 600 millones de años, el movimiento de las placas cambió de una manera drástica y el Atlántico norte ancestral empezó a cerrarse. Probablemente se formaron dos nuevas zonas de subducción, una de ellas en el lado de mar de la costa africana que produjo un arco volcánico y la otra se desarrolló sobre el fragmento continental situado ante la costa de Norteamérica (Figura 14.17A).



**FIGURA 14.17.** Estos diagramas simplificados describen el desarrollo de los Apalaches meridionales cuando el antiguo Atlántico norte se cerró durante la formación de Pangea. Las fases separadas de la actividad formadora de montañas se extendieron durante más de 300 millones de años (Tomado de Zve Ben-Avraham, Jack Oliver, Larry Brown y Frederick Cook).

Hace entre 450 y 500 millones de años, el mar marginal situado entre este fragmento de la corteza y Norteamérica empezó a cerrarse. La colisión subsiguiente, denominada *orogenia tacónica*, deformó la plataforma continental y suturó el fragmento de corteza a la placa Norteamericana. Los restos metamorfizados del fragmento continental se reconocen en la actualidad como las rocas cristalinas de las regiones de Blue Ridge y el Piedmont occidental de los Apalaches (Figura 14.17B). Además del metamorfismo regional dominante, numerosos cuerpos magmáticos intruyeron en las rocas de la corteza a todo lo largo del borde continental, en especial en Nueva Inglaterra.

Un segundo episodio de formación de montañas, la *orogenia acádica*, comenzó hace unos 400 millones de años. El cierre continuado del Atlántico norte ancestral se tradujo en la colisión del arco volcánico en desarrollo con Norteamérica (Figura 14.17C). Las pruebas de este acontecimiento son visibles en el cinturón pizarroso del estado de Carolina del Piedmont oriental, que contiene rocas sedimentarias y volcánicas metamorfizadas características de un arco insular.

La orogenia final tuvo lugar en algún momento hace 250-300 millones de años, cuando África colisionó con Norteamérica. El resultado fue un desplazamiento tierra adentro de las provincias Blue Ridge y Piedmont, que pudo haber superado los 250 km. Este acontecimiento desplazó y luego deformó los sedimentos y las rocas sedimentarias de la plataforma que antes habían flanqueado el borde oriental de Norteamérica (Figura 14.17D). En la actualidad esas areniscas, arcillas y lutitas plegadas y falladas constituyen las rocas de la provincia de Valley and Ridge que, en gran parte, no ha experimentado metamorfismo. Se encuentran afloramientos de las estructuras plegadas y falladas características de las montañas compresivas en lugares tan interiores como el centro de Pensilvania y el oeste de Virginia (Figura 14.17E).

Tras la colisión de África y Norteamérica, los Apalaches se situaron en el interior de Pangea. Hace unos 180 millones de años, este supercontinente recién formado empezó a romperse en fragmentos más pequeños, proceso que por último creó el océano Atlántico moderno. Dado que esta zona de ruptura tuvo lugar al este de la sutura que se formó entre África y Norteamérica, un resto de África permanece «fundido» a la placa Norteamericana (Figura 14.17E).

Otras cordilleras montañosas que exhiben pruebas de colisiones continentales son, entre otras, los Alpes y los Urales. Se cree que los Alpes se formaron como consecuencia de una colisión entre África y Europa durante el cierre del mar de Tetis. Por otro lado, los Urales se formaron durante la reunión de Pangea cuando Europa septentrional y Asia septentrional colisionaron formando una porción principal de Eurasia.

## A veces los alumnos preguntan...

¿Qué constituyen ejemplos actuales de material que puede acabar siendo terranes en el futuro?

El suroeste del océano Pacífico es un buen lugar para encontrar arcos insulares, llanuras oceánicas y microcontinentes que probablemente se acrecionarán a la superficie de un continente. Otro posible *terrane* es la zona occidental de la falla de San Andrés, donde se encuentran el suroeste de California y la península Baja California de México. Esta zona, ya denominada «*Terrane* de California», se mueve hacia el noroeste y probablemente se separará de Norteamérica dentro de unos 50 millones de años. El movimiento continuado hacia el noroeste la conducirá hasta el sur de Alaska, donde se convertirá en el siguiente de una larga serie de *terranes* que han sido transportados hacia esa zona y se han «acoplado» allí durante los últimos 200 millones de años.

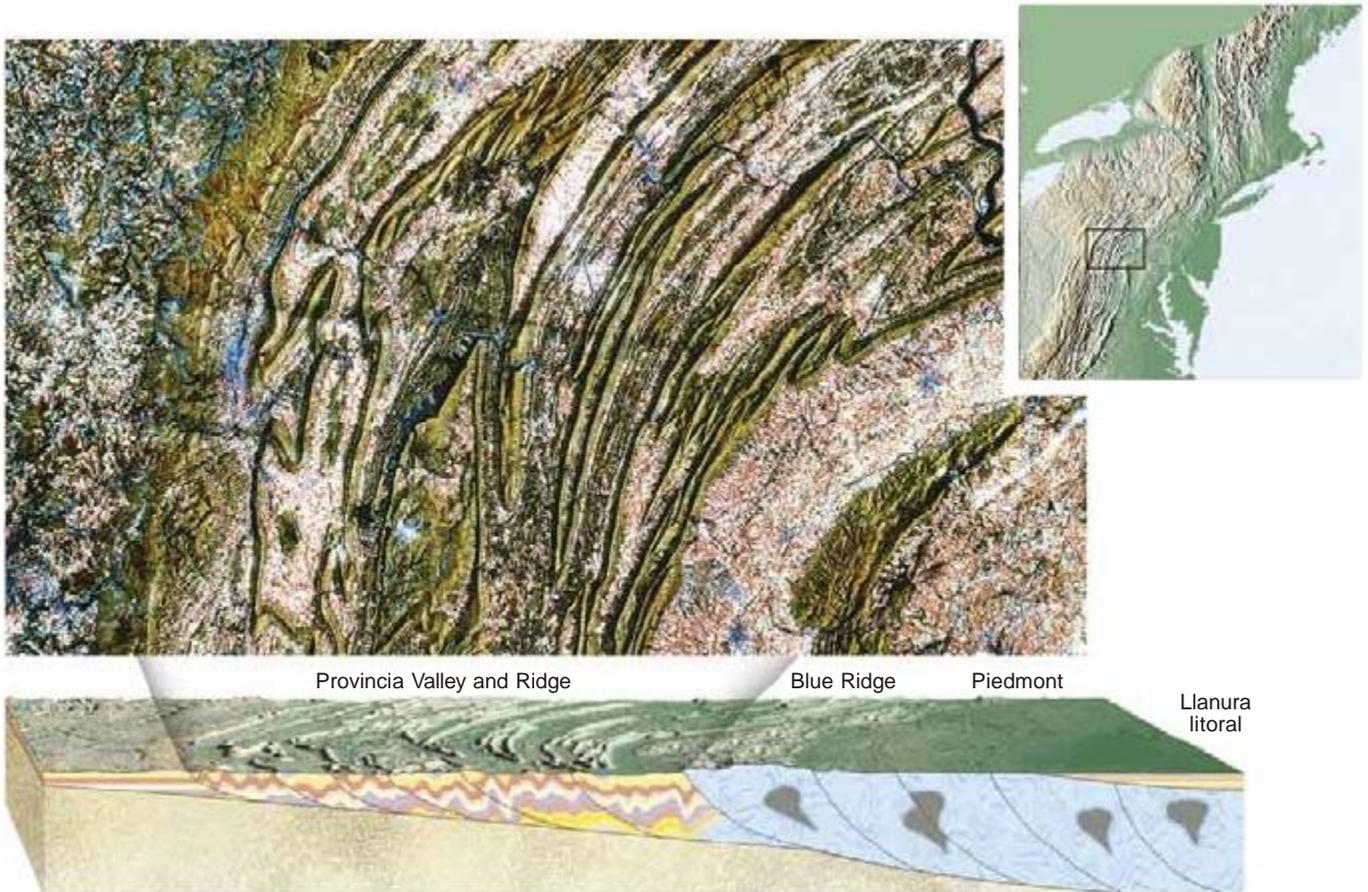
## MONTAÑAS DE BLOQUE DE FALLA

La mayoría de los cinturones montañosos se forma en ambientes compresivos, como demuestra el predominio de grandes fallas inversas y estratos plegados. Sin embargo, otros procesos tectónicos, como la ruptura continental, también pueden producir montañas. Recordemos que la ruptura continental ocurre cuando las fuerzas tensionales estiran y adelgazan la litosfera, lo que provoca un afloramiento de la roca caliente del manto. Este afloramiento calienta la fina litosfera, que se vuelve menos densa (más ligera) y se eleva. Esto explica, en parte, la elevada topografía asociada a los rifts continentales. Al mismo tiempo, el estiramiento alarga la rígida corteza superior, que se rompe en grandes bloques de corteza, que permanecen unidos por las fallas normales de gran ángulo. La ruptura continuada hace que los bloques se inclinen y que un borde se eleve mientras que el otro cae (véase Figura 10.23, pág. 335). Las montañas que se forman en estos escenarios tectónicos se denominan **montañas de bloque de falla**.

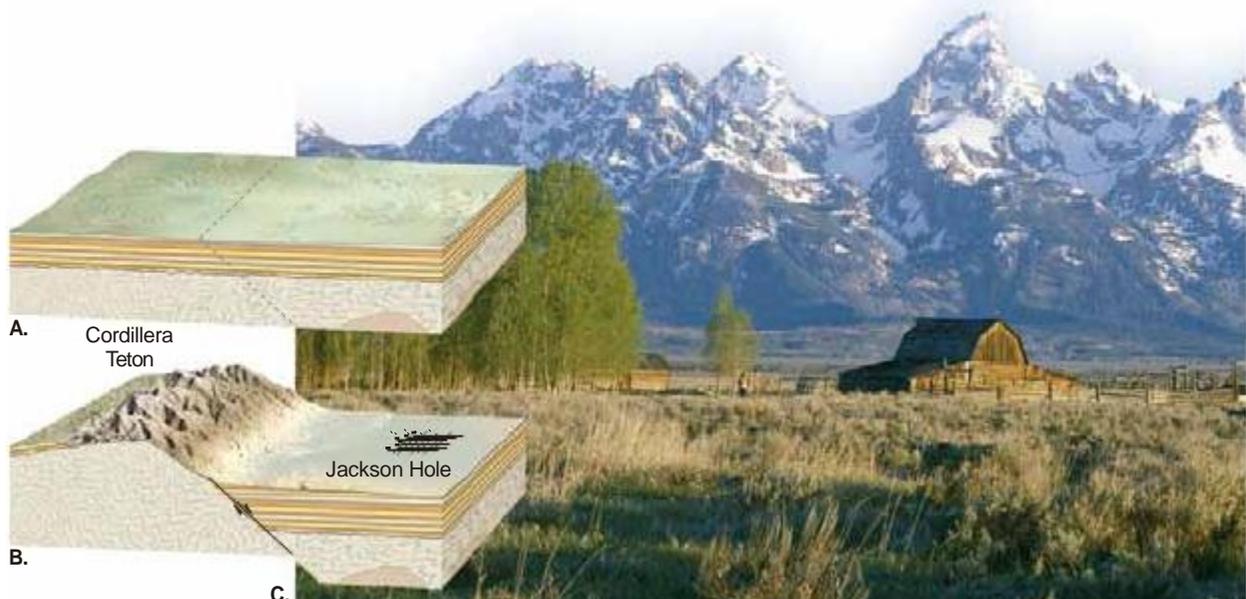
La sierra Teton en Wyoming es un excelente ejemplo de montañas de bloque de falla. Esta elevada estructura fue fracturada y elevada por su flanco oriental cuando el bloque se inclinó hacia el oeste. Si se mira hacia el oeste desde Jackson Hole, Wyoming, la cara este de las montañas se eleva más de 2 km sobre el valle, lo que lo convierte en uno de los frentes montañosos más importantes de Estados Unidos (Figura 14.19).

## Provincia Basin and Range

Entre Sierra Nevada y las Montañas Rocosas se encuentra una de las mayores regiones terrestres de montañas de bloque de falla, la provincia Basin and Range (Figura 14.20). Esta región se extiende en una dirección



**FIGURA 14.18.** La provincia de Valley and Ridge. Esta porción de los Apalaches consiste en estratos sedimentarios plegados y fallados que fueron desplazados tierra adentro con el cierre del proto-Atlántico (Imagen LANDSAT, cortesía de Phillips Petroleum Company, Exploration Project Section).



**FIGURA 14.19.** Las montañas de la cordillera Teton en Wyoming son montañas limitadas por fallas (Foto de Stefano Amantini/Atlantide Phototravel/CORBIS).

## ENTENDER LA TIERRA

### El sur de las Rocosas

### RECUADRO 14.2

La porción de las Montañas Rocosas que se extiende desde el sur de Montana hasta Nuevo México se produjo por un periodo de deformación conocido como la *orogenia aramíde*. Este acontecimiento, que creó uno de los paisajes más pintorescos de los Estados Unidos, alcanzó su punto más alto hace unos 60 millones de años (Figura 14.B). Las cordilleras montañosas generadas durante la orogenia Laramide son, entre otras, la cordillera Frontal de Colorado, la Sangre de Cristo de Nuevo México y Colorado, y los Bighorns de Wyoming.

Estas cordilleras montañosas se formaron cuando las rocas cristalinas enterradas en la profundidad ascendieron casi verticalmente a lo largo de fallas muy verticales, empujando las capas suprayacentes de rocas sedimentarias más jóvenes. El levantamiento aceleró los procesos de meteorización y erosión, que eliminó la mayor parte de la cubierta sedimentaria de las partes más elevadas de los bloques levantados. La topografía montañosa resultante está compuesta de grandes bloques diseccionados de rocas metamórficas e ígneas del Precámbrico separadas por las cuencas llenas de sedimentos.

Entre los restos de los grandes bloques elevados están varias cimas escarpadas, como el pico Pikes, y el pico Longs en la cordillera Frontal de Colorado. En muchas zonas, los restos de los estratos sedimentarios que habían cubierto esta región son visibles en forma de elevaciones angulares prominentes, denominadas *hogbac s*, que flanquean los núcleos cristalinos de las montañas (Figura 14.C).

Hasta ahora, los geólogos habían supuesto que el sur de las Rocosas se mantenía elevado porque la corteza se había engrosado a causa de los acontecimientos tectónicos del pasado. Sin embargo, los estudios sísmicos realizados en esta región revelaron un grosor de la corteza no superior al de las Grandes Mesetas colindantes. Estos datos descartaban la flotabilidad de la corteza como la causa del salto abrupto de 2 km en la elevación que tiene lugar donde las Grandes Llanuras se encuentran con las Rocosas.

Aunque el sur de las Rocosas se ha estudiado extensamente durante más de un siglo, hay todavía mucho debate en torno a los mecanismos que condujeron a la elevación. Una hipótesis, ilustrada en la Figura 14.20

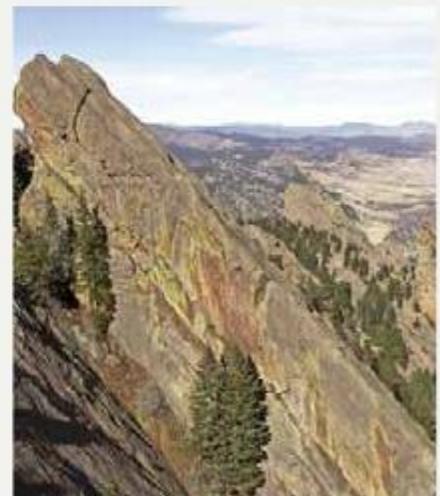
partes A-C, propone que este periodo de elevación empezó con la subducción casi horizontal de la placa de Farallón hacia el este por debajo de Norteamérica. A medida que la placa subducida pasaba rozando por debajo del continente, las fuerzas compresivas iniciaron un periodo de actividad tectónica. Conforme la placa de Farallón comparativamente fría se hundía, era sustituida por rocas calientes que afloraban del manto. Por tanto, según este escenario, el manto caliente proporcionaba la flotabilidad para elevar las Rocosas meridionales, así como la llanura de Colorado y las montañas de Basin and Range.

Otros discrepan y mantienen que la convergencia de placas y la colisión de uno o más microcontinentes contra el borde occidental de Norteamérica generaron la fuerza conductora que está detrás de la orogenia Laramide (véase la sección «Terranes y formación de las montañas»).

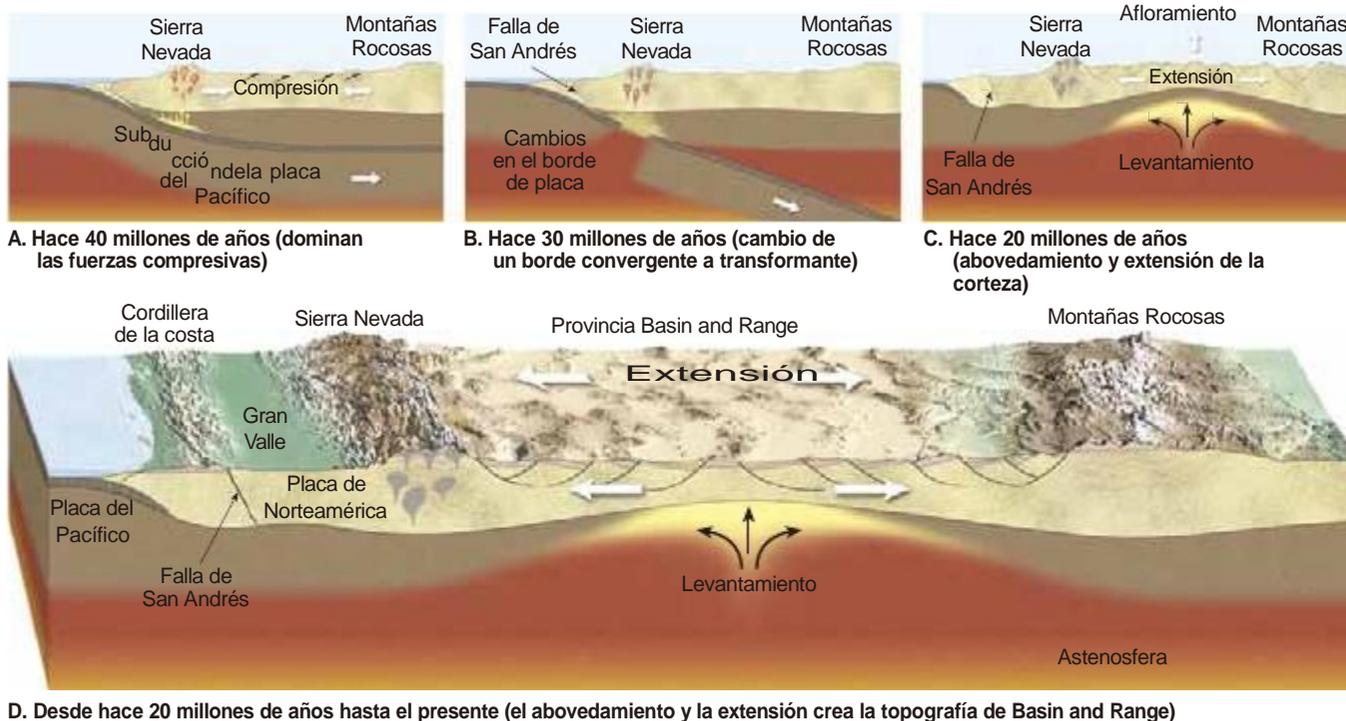
Debe señalarse que ninguna de estas propuestas ha recibido un amplio reconocimiento. Tal como lo dijo un geólogo que conoce esta región, «simplemente, no lo sabemos».



**FIGURA 14.B.** Las espectaculares Maroon Bells son parte de las Rocosas de Colorado (Foto de Peter Saloutos/The Stock Market).



**FIGURA 14.C.** *Hogbac s* en las Montañas Rocosas de Colorado. Esta es una vista desde el flanco oriental de la Cordillera Frontal. Estas rocas sedimentarias hacia arriba son remanentes de los estratos que antes cubrieron los núcleos metamórficos e ígneos precámbricos de las montañas occidentales (Foto de Fabio Somenzi).



**FIGURA 14.20.** La provincia Basin and Range está formada de numerosas montañas de bloque de falla que se generaron durante los últimos 20 millones de años de la historia de la Tierra. El ascenso de las rocas calientes del manto y quizás el hundimiento gravitacional (deslizamiento de la corteza) contribuyeron al estiramiento y el adelgazamiento considerables de la corteza.

aproximada de norte a sur a lo largo de casi 3.000 km y abarca todo el estado de Nevada y algunas partes de los estados circundantes, así como algunas partes del sur de Canadá y el oeste de México. Aquí, la corteza superior frágil se ha roto literalmente en cientos de bloques de falla. La gran inclinación de estas estructuras falladas, denominada *semigraben*, dio lugar a las cordilleras montañosas casi paralelas, con una longitud media de unos 80 km que se elevan por encima de las cuencas adyacentes llenas de sedimentos (véase Figura 10.23, pág. 335).

Se han propuesto varias hipótesis para explicar los acontecimientos que generaron la provincia Basin and Range (véase Figura 14.20). Una propuesta sugiere que hace alrededor de 20 millones de años las fuerzas tensionales dominaron en este estadounidense y estiraron la corteza hasta dos veces su anchura original. En la Figura 14.21 se muestra un esbozo aproximado de los bordes de los estados occidentales antes y después de este periodo de extensión. La extensión adelgazó y debilitó la litosfera, lo que provocó el afloramiento de la roca del manto caliente. El flujo de temperatura elevada de la región y los distintos episodios de volcanismo proporcionan pruebas firmes de que el afloramiento del manto acompañó el abovedado de la corteza.

Otro modelo sugiere que el denso y frío manto litosférico situado debajo de Basin and Range se separó de la capa de corteza suprayacente y se hundió lentamente

en el manto. Este proceso, denominado *deslaminación*, provocó el afloramiento y la expansión lateral de la roca caliente del manto que produjo fuerzas tensionales que estiraron y adelgazaron la corteza. Según este modelo, estos bloques de corteza elevados comenzaron a deslizarse gravitacionalmente desde sus posiciones elevadas para generar la topografía en bloque de falla de la provincia Basin and Range (véase Figura 14.20).



**FIGURA 14.21.** La extensión en la provincia Basin and Range ha «estirado» la corteza en algunos puntos casi el doble de su anchura original. Aquí se muestra un esbozo aproximado de los estados occidentales antes (izquierda) y después (derecha) de la extensión.

## MOVIMIENTOS VERTICALES DE LA CORTEZA

Los movimientos graduales de arriba a abajo de la corteza continental ocurren en muchos lugares de todo el mundo. Por desgracia, las razones del levantamiento no son siempre tan fáciles de determinar.

### Isostasia

Durante la década de 1840, los investigadores descubrieron que la corteza terrestre menos densa flota en la parte superior de las rocas más densas y deformables del manto. El concepto de una corteza flotante en equilibrio gravitacional se denomina **isostasia** (*iso* = igual; *stasis* = permanecer). Quizá la forma más fácil de captar el concepto de isostasia sea imaginar flotando en el agua una serie de bloques de madera de diferentes alturas, como se muestra en la Figura 14.22. Obsérvese que los bloques de madera más gruesos sobresalen más del agua que los bloques más finos. De una manera similar, las montañas compresivas se yerguen más por encima del terreno circundante porque el engrosamiento de la corteza crea «raíces» flotantes de la corteza que alcanzan zonas más profundas del material que las sustenta por debajo (véase Recuadro 14.3). Por tanto las montañas elevadas se comportan de la misma manera que los bloques de madera más gruesos que se muestran en la Figura 14.22.

### Ajuste isostático

Veamos lo que ocurriría si se colocara otro bloque pequeño de madera encima de uno de los bloques de la Figura 14.22. El bloque combinado se hundiría hasta alcanzar un nuevo equilibrio isostático (gravitacional). Sin embargo, la parte superior del bloque combinado estaría realmente más alta que antes y la parte inferior estaría más baja. Este proceso de establecimiento de



**FIGURA 14.22.** Este dibujo ilustra cómo flotan en el agua bloques de madera de grosores diferentes. De manera similar, secciones gruesas de materiales corticales flotan en una posición más elevada que las placas de corteza más finas.

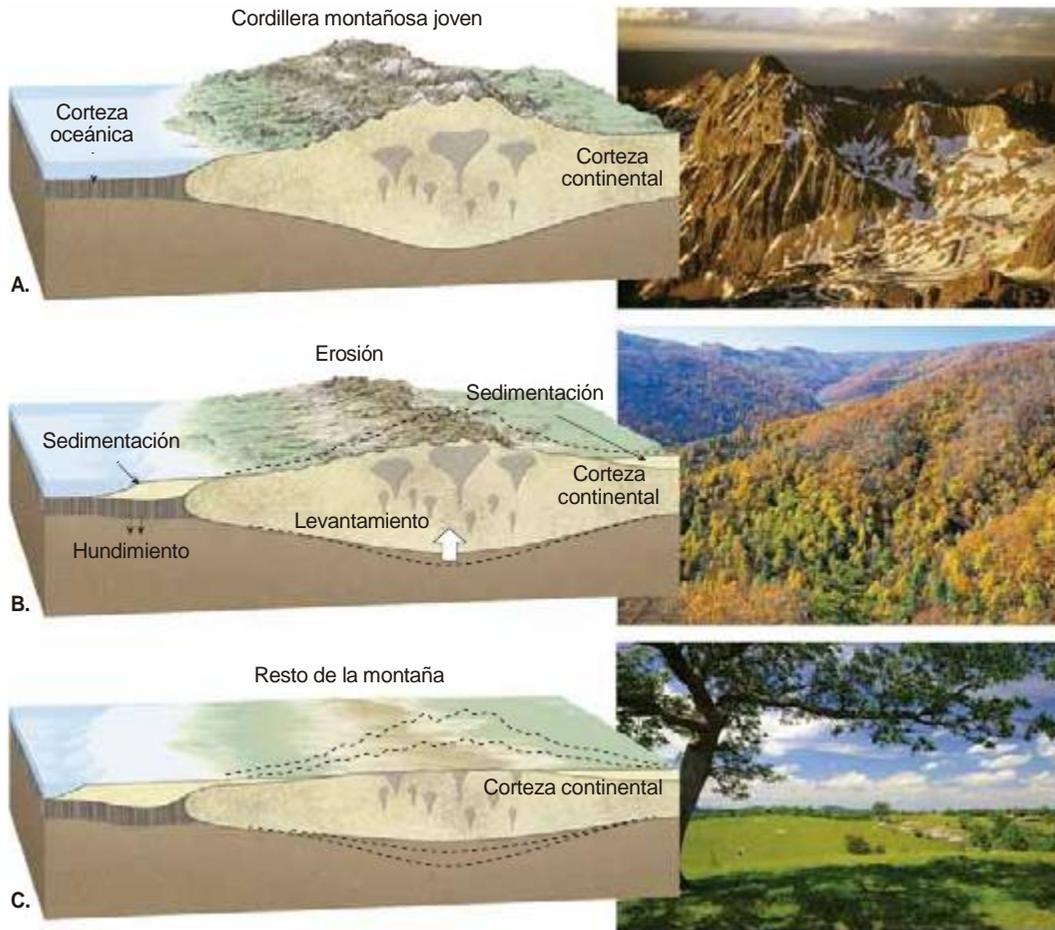
un nuevo nivel de equilibrio se denomina **ajuste isostático**.

Aplicando el concepto de ajuste isostático, cabría esperar que al añadir peso a la corteza, esta última respondería hundiéndose y, al retirar el peso, la corteza ascendería (imaginemos lo que le ocurre a un barco cuando es cargado y descargado). Las pruebas del hundimiento de la corteza seguido de su ascenso son proporcionadas por los glaciares del periodo glacial. Cuando los glaciares continentales de casquete ocuparon zonas de Norteamérica durante el Pleistoceno, el peso añadido por las masas de hielo de 3 km de espesor, produjo una combadura de la corteza terrestre de centenas de metros. En los 8.000 años transcurridos desde que se fundieron los últimos casquetes glaciares, en la región de la bahía de Hudson en Canadá se ha producido un levantamiento de hasta 330 m en los lugares donde se había acumulado la mayor cantidad de hielo (véase Figura 18.28, pág. 588).

Una de las consecuencias del ajuste isostático es que a medida que la erosión reduce las cimas de las montañas, la corteza se elevará en respuesta a la reducción de la carga (Figura 14.23). Los procesos de levantamiento y de erosión continuarán hasta que el bloque montañoso alcance el grosor «normal» de la corteza. Cuando esto ocurre, las que otrora eran elevadas estructuras habrán sido erosionadas hasta un nivel próximo al del mar, y el interior de la montaña que antes estaba profundamente enterrado quedará expuesto en la superficie. Además, a medida que las montañas van siendo desgastadas, los sedimentos erosionados serán depositados en el margen continental adyacente y causarán el hundimiento de este (Figura 14.23).

### ¿Cuánto pueden elevarse?

Cuando las fuerzas compresivas son grandes, como las que transportan India hacia Asia, aparecen montañas tan elevadas como las del Himalaya. ¿Pero existe un límite hasta el que las montañas pueden elevarse? A medida que las cimas de las montañas se elevan, los procesos causados por la gravedad como la erosión y los procesos gravitacionales se aceleran, esculpiendo los estratos deformados en paisajes accidentados. Sin embargo, el hecho de que la gravedad también actúe en las rocas del interior de estas masas montañosas tiene igual importancia. Cuanto más alta sea la montaña, mayor será la fuerza descendiente sobre las rocas cercanas a la base. En algún punto, las rocas profundas del interior de la montaña, que son comparativamente calientes y débiles, empezarán a fluir en dirección lateral, como se muestra en la Figura 14.24. Ése es un proceso análogo a lo que ocurre cuando se deposita una cucharada de mantequilla en una plancha muy caliente. Como consecuencia, la montaña experimentará un **colapso**

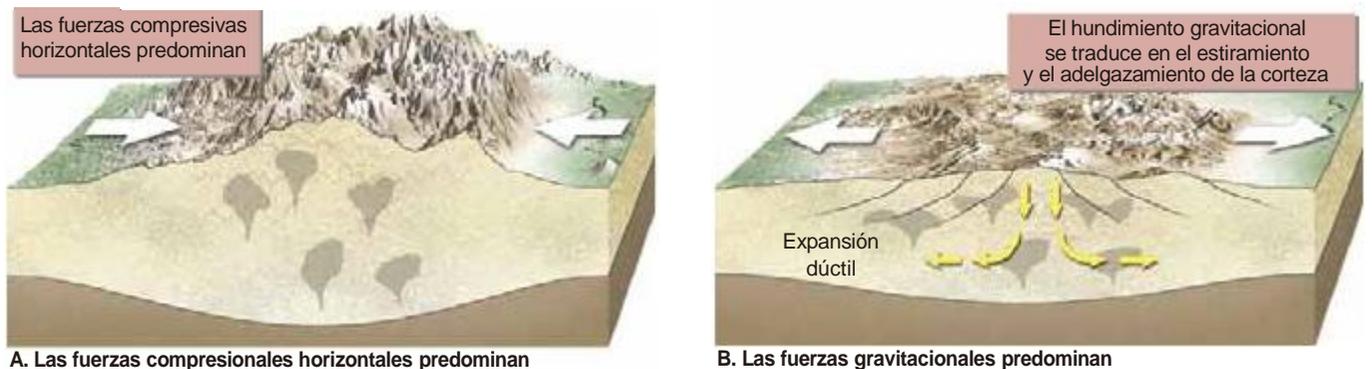


**FIGURA 14.23.** Esta secuencia ilustra cómo el efecto combinado de la erosión y el ajuste isostático produce un adelgazamiento de la corteza en las regiones montañosas. **A.** Cuando las montañas son jóvenes, la corteza continental es más gruesa. **B.** A medida que la erosión reduce las montañas, la corteza se eleva en respuesta a la reducción de carga. **C.** La erosión y el levantamiento continúan hasta que las montañas alcanzan el grosor «normal» de la corteza.

**gravitacional**, que implica la fracturación normal y el hundimiento en la parte superior y frágil de la corteza y la expansión dúctil en la profundidad.

Teniendo en cuenta estos factores, se plantea la siguiente pregunta lógica: ¿qué mantiene en pie el Himalaya? Simplemente, que las fuerzas compresivas

horizontales que empujan India hacia Asia son mayores que la fuerza vertical de la gravedad. No obstante, cuando el desplazamiento hacia el norte de India se acabe, la fuerza descendente de la gravedad se convertirá en la fuerza dominante que actúe sobre esta región montañosa.



**FIGURA 14.24.** Diagrama de bloque de un cinturón montañoso que se hunde bajo su propio «peso». El hundimiento gravitacional implica la fracturación normal en la porción superior frágil de la corteza y la expansión dúctil en la profundidad.

## ENTENDER LA TIERRA

¿Las montañas tienen raíces?

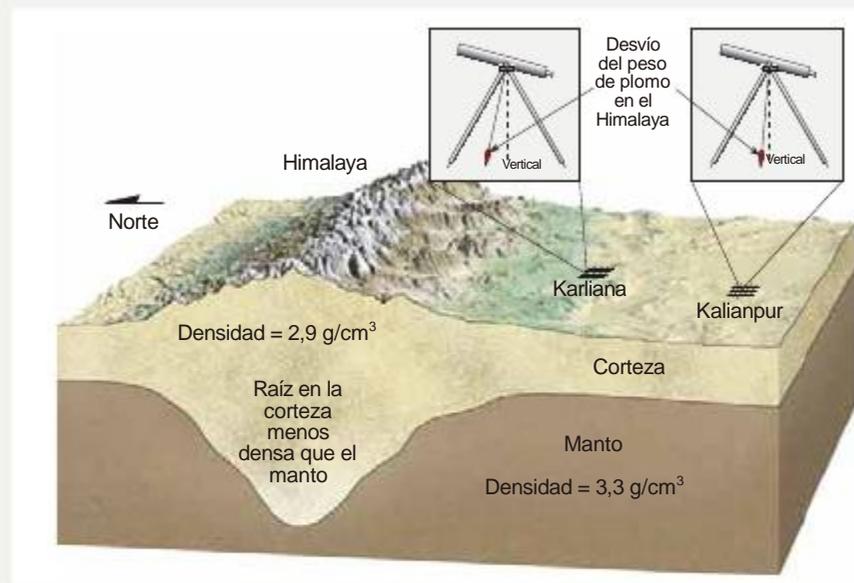
RECUADRO 14.3

Uno de los principales avances en la determinación de la estructura de las montañas se produjo en la década de 1840, cuando Sir George Everest (en cuya memoria se dio nombre al monte Everest) realizó el primer sondeo topográfico en India. Durante este estudio se midió la distancia entre las localidades de Kalianpur y Kaliana, situadas al sur de la cordillera del Himalaya, mediante dos métodos diferentes. En un método se utilizaba la técnica de sondeo convencional de la triangulación y en el otro método se determinaba la distancia astronómicamente. Aunque ambas técnicas deberían de haber dado resultados similares, los cálculos astronómicos situaron estas localidades casi 150 m más cerca la una de la otra que el sondeo por triangulación.

La discrepancia se atribuyó a la atracción gravitacional ejercida por el masivo Himalaya sobre el peso de plomo utilizado para nivelar el instrumento. (Un peso de plomo es un peso metálico suspendido por una cuerda utilizado para determinar la orientación vertical.) Se sugirió que el desvío del peso de plomo sería mayor en Kaliana que en Kalianpur porque la primera está situada más cerca de las montañas (Figura 14.D).

Unos años después, J. H. Pratt estimó la masa del Himalaya y calculó el error que debería haber sido causado por la influencia gravitacional de las montañas. Sorprendido, Pratt descubrió que las montañas deberían haber producido un error tres veces mayor que el que se observó en realidad. En otras palabras: las montañas no estaban «tirando de su peso». Era como si tuvieran un núcleo central hueco.

George Airy desarrolló una hipótesis para explicar la masa aparentemente «ausente». Airy sugirió que las rocas más ligeras de la corteza terrestre flotan en el manto más denso y deformado con mayor facilidad. Además,



**FIGURA 14.D.** Durante el primer estudio de India, se produjo un error en la medición porque el peso de plomo de un instrumento fue desviado por el masivo Himalaya. El trabajo posterior de George Airy predijo que las montañas tienen raíces de rocas ligeras de la corteza. El modelo de Airy explicaba por qué el peso de plomo se desvió mucho menos de lo esperado.

argumentó correctamente que la corteza debe de ser más gruesa debajo de las montañas que debajo de las regiones bajas adyacentes. En otras palabras, los terrenos montañosos son soportados por material ligero de la corteza que se extiende en forma de «raíces» en el manto más denso (Figura 14.D). Los icebergs, que flotan por el peso del agua desplazada, exhiben este fenómeno. Si el Himalaya tiene raíces en las rocas ligeras de la corteza que se extienden muy por debajo de la cordillera, estas montañas ejercerán

una menor atracción gravitacional, tal como Pratt calculó. Por tanto, el modelo de Airy explicaba por qué el peso de plomo se desvió mucho menos de lo esperado.

Más adelante, los estudios sísmológicos y gravitacionales han confirmado la existencia de raíces de la corteza bajo algunas cordilleras montañosas. El grosor de la corteza continental es, en general, de unos 35 km, pero se han determinado espesores de la corteza superiores al doble para algunos cinturones montañosos.

## Convección del manto: un motivo del movimiento vertical de la corteza

Basándonos en los estudios del campo gravitacional de la Tierra, se hizo evidente que el flujo convectivo vertical del manto también afecta a la elevación de las principales formas del relieve terrestre. La flotabilidad del material ascendente caliente explica el plegado anticlinal de la litosfera suprayacente, mientras que el flujo descendente provoca el plegado sinclinal.

## Elevación de continentes enteros

El sur de África es una región en la que el movimiento vertical a gran escala es evidente. Gran parte de la región es una llanura con una altitud media de casi 1.500 m, mucho más elevada de lo que se hubiera previsto para una plataforma continental estable.

Las pruebas de la tomografía sísmica (véase Figura 12.20, pág. 398) indican que una gran masa de rocas calientes del manto se centra debajo del extremo meridional de África. Esta *superpluma* asciende a lo largo de unos 2.900 km desde el límite manto-núcleo y se

extiende a lo largo de varios miles de kilómetros. Los investigadores han concluido que el flujo ascendente de esta enorme pluma del manto es suficiente para elevar el sur de África.

### Hundimiento de la corteza

También se han descubierto áreas extensas de plegado sinclinal en la superficie terrestre. En los Estados Unidos existen grandes cuencas casi circulares en Michigan e Illinois. En otros continentes también hay estructuras similares.

La causa de estos movimientos descendentes seguidos por el ascenso está relacionada con la subducción

de capas de la litosfera oceánica. Una propuesta sugiere que cuando la subducción se interrumpe a lo largo de un borde continental, la capa en subducción se separa de la litosfera que la arrastra y prosigue su descenso hacia el manto. Cuando esta capa litosférica separada se hunde, crea una corriente descendente en su estela que arrastra la base del continente suprayacente. En algunas situaciones, la corteza es aparentemente arrastrada hacia abajo bastante como para permitir que el océano se extienda tierra adentro. A medida que la capa oceánica se hunde más en el manto, la tensión de la estela que arrastra se debilita y el continente «flota» de nuevo en equilibrio isostático.

## CAPÍTULO 14

### Bordes convergentes: la formación de las montañas

### RESUMEN

El nombre de los procesos que producen en conjunto un *cinturón montañoso compresional* es el de *orogénesis*. La mayoría de las montañas compresionales son elevaciones aproximadamente paralelas de rocas volcánicas y sedimentarias plegadas y fracturadas, porciones de las cuales han experimentado un fuerte metamorfismo e intrusión por cuerpos ígneos más jóvenes.

La convergencia de placas puede traducirse en una zona de subducción formada por cuatro regiones: 1) una *fosa oceánica profunda* que se forma cuando una capa en subducción de la litosfera oceánica se dobla y desciende hacia la astenosfera; 2) un *arco volcánico*, que se forma sobre la placa suprayacente; 3) una *región antearco* situada entre la fosa y el arco volcánico y 4) una *región retroarco* en el lado del arco volcánico opuesto a la fosa. A lo largo de algunas zonas de subducción, la expansión del retroarco se traduce en la formación de *cuencas de retroarco*, como las del fondo del mar de Japón y del mar de China.

La subducción de la litosfera oceánica debajo de un bloque continental da origen a un *borde de placa de tipo andino* que se caracteriza por un arco volcánico continental y plutones ígneos asociados. Además, los sedimentos derivados del continente, así como el material arrancado de la placa en subducción, se pegan al lado de tierra de la fosa y forman un *prisma de acreción*.

Los cinturones montañosos pueden desarrollarse como consecuencia de la colisión y el acoplamiento de un arco insular, una llanura oceánica o algún otro fragmento pequeño de la corteza a un bloque continental. Muchos de los cinturones montañosos de la cordillera Norteamericana se generaron de esta manera.

La subducción continuada de la litosfera oceánica por debajo de un borde continental de tipo andino acabará cerrando una cuenca oceánica. El resultado será una *colisión continental* y el desarrollo de montañas compresionales caracterizadas por una corteza acortada y engrosada. El desarrollo de un gran cinturón montañoso suele ser complejo e implica dos o más episodios diferenciados de formación de montañas. Una estructura común de las montañas compresionales son los *cinturones de pliegue y cabalgamiento*. Las colisiones continentales han generado muchos cinturones montañosos, como los Alpes, los Urales y los Apalaches.

Aunque la mayoría de las montañas se forma a lo largo de los bordes convergentes de placa, otros procesos tectónicos, como la ruptura continental pueden producir montañas. Las *montañas de bloque de falla*, están relacionadas con fallas normales de ángulo grande que se suaviza de manera gradual con la profundidad. La provincia Basin and Range del oeste de los Estados Unidos está formada de centenares de bloques fallados que dan origen a cordilleras montañosas casi paralelas que se elevan encima de las cuencas llenas de sedimentos.

La corteza de la Tierra, menos densa, flota encima de las rocas más densas y deformables del manto, de manera muy parecida a como los bloques de madera flotan en el agua. El concepto de una corteza que flota en equilibrio gravitacional se denomina *isostasia*. Casi toda la topografía montañosa está localizada allí donde la corteza se ha acortado y engrosado. Por consiguiente, las montañas tienen

raíces profundas de corteza que las sustentan isostáticamente. A medida que la erosión reduce los picos, el *ajuste isostático* eleva gradualmente como respuesta las montañas. Los procesos de levantamiento y erosión continuarán hasta que el bloque montañoso alcance el grosor «normal» de la corteza. La gravedad también provoca el hundimiento

de las estructuras montañosas elevadas bajo su propio «peso».

La corriente convectiva del manto contribuye al movimiento vertical de la corteza. El flujo ascendente de una gran superpluma situada debajo del sur de África ha elevado esta región unos 1.500 m. El hundimiento de la corteza ha producido grandes cuencas.

## TÉRMINOS FUNDAMENTALES

ajuste isostático, 458  
arco volcánico de islas, 440  
arco insular, 440  
arco volcánico continental, 440  
borde de tipo andino, 442  
cinturón de pliegue y cabalgamiento, 449

cinturón montañoso, 438  
colapso gravitacional, 458  
cuenca de retroarco, 446  
cuenca retroarco, 441  
isostasia, 458  
microcontinente, 448  
montaña de bloque de falla, 454

orogénesis, 438  
prisma de acreción, 445  
sutura, 450  
*terrane*, 448

## PREGUNTAS DE REPASO

- En el modelo de la tectónica de placas, ¿qué tipo de borde de placa está asociado de una manera más directa a la formación de los cinturones montañosos terrestres?
- Enumere las cuatro estructuras principales de una zona de subducción y describa dónde se sitúa cada una en relación con las demás.
- Describe brevemente cómo se forman las cuencas de retroarco.
- Describe el proceso que genera la mayor parte del magma basáltico en las zonas de subducción.
- ¿Cómo se cree que se producen los magmas que exhiben una composición intermedia a félsica a partir de los magmas basálticos derivados del manto en los bordes de placa de tipo andino?
- ¿Qué es un batolito? ¿En qué lugar tectónico actual se están generando batolitos?
- ¿En qué se parecen Sierra Nevada (California) y los Andes?
- ¿Qué es un prisma de acreción? Describe brevemente su formación.
- ¿Qué es un margen pasivo? Ponga algún ejemplo. Ponga un ejemplo de un margen continental activo.
- La formación de topografía montañosa en un arco volcánico de islas, como Japón, se considera solo una fase del desarrollo de un gran cinturón montañoso. Explíquelo.
- ¿De qué manera se relacionan las Sierras Costeras de California y la subducción de la litosfera oceánica?
- Las zonas de sutura suelen describirse como el lugar donde los continentes se «fusionan». ¿Por qué esta afirmación puede causar confusión?
- Durante la formación del Himalaya, la corteza continental asiática se deformó más que la propia India. ¿Por qué se cree que ocurrió?
- ¿Dónde puede generarse magma en una montaña de colisión recién formada?
- Supongamos que se descubriera un fragmento de corteza oceánica en el interior de un continente. ¿Esto apoyaría o refutaría la teoría de la tectónica de placas? Explíquelo.
- ¿Cómo puede considerarse que los Apalaches son una cordillera montañosa de colisión cuando el continente más cercano se encuentra a 5.000 km de distancia?
- ¿Cómo contribuye la tectónica de placas a explicar la existencia de vida marina fósil en rocas situadas en las cimas de las montañas compresionales?
- Con sus propias palabras, describa brevemente los estadios de la formación de un gran cinturón montañoso según el modelo de la tectónica de placas.
- ¿En qué se diferencia el término *terrane* del término *terreno*?
- Además de los microcontinentes, ¿qué otras estructuras se cree que transporta la litosfera oceánica y acaban acrecionándose a un continente?
- Describe brevemente las principales diferencias entre la evolución de los Apalaches y la cordillera Norteamericana.

22. Compare los procesos que generan las montañas de bloque de falla con los asociados con la mayoría del resto de cinturones montañosos grandes.
23. Ponga un ejemplo de prueba que respalde el concepto de la elevación de la corteza.
24. ¿Qué le ocurre a un cuerpo que flota cuando se le añade un peso? ¿Y cuando se le quita? ¿Cómo se aplica este principio a los cambios de la elevación en las montañas? ¿Qué término se aplica al ajuste que causa la elevación de la corteza de este tipo?
25. ¿Cómo explican algunos investigadores la posición elevada del sur de África?

## MasteringGeology

La plataforma Mastering es el tutorial (en inglés) más eficaz y ampliamente utilizado para la evaluación de Ciencias.

Con MasteringGeology el profesor puede: personalizar el contenido, asignar distintas tareas, exportar las calificaciones, comparar el rendimiento del alumnado, comunicarse con los estudiantes... Mientras que el alumno puede disfrutar de un Study Area diferente por cada uno de los capítulos.

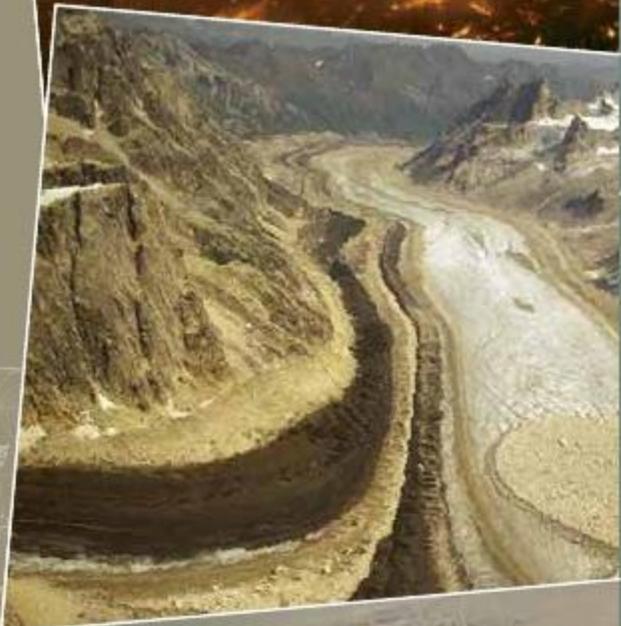
En MasteringGeology, además, podrá encontrar los siguientes contenidos y materiales interactivos extra:

Encounter Earth  
 Geoscience Animations  
 GEODe  
 Pearson eText

Para acceder a todos estos contenidos adicionales solo se necesita el código de acceso de las tarjetas que podrás adquirir con la compra del libro o por separado.

# CAPÍTULO 15

## Procesos gravitacionales: obra de la gravedad



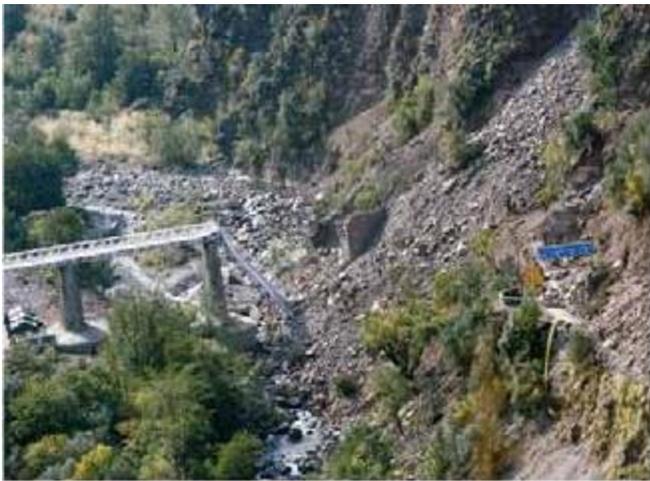


La superficie de la Tierra nunca es perfectamente plana, sino que consiste en laderas de muchas variedades diferentes. Algunas son empinadas y escarpadas; otras son moderadas o suaves. Algunas son largas y graduales; otras, cortas y abruptas. Las laderas pueden estar cubiertas de un manto de suelo y vegetación o consistir en roca estéril y escombros. En conjunto, las laderas son los elementos más comunes de nuestro paisaje físico. Algunas laderas pueden parecer estables e invariables, pero la fuerza de la gravedad hace que los materiales se desplacen pendiente abajo. En un extremo, el movimiento puede ser gradual y prácticamente imperceptible. En el otro, puede consistir en un flujo ruidoso de derrubios o una estruendosa avalancha de rocas. Los deslizamientos de tierras son un peligro natural en todo el mundo. Cuando estos procesos peligrosos llevan a la pérdida de vidas y propiedades, se convierten en desastres naturales.

## LOS DESLIZAMIENTOS DE TIERRA COMO DESASTRES NATURALES

Incluso en zonas con laderas empinadas, los deslizamientos de tierra catastróficos son sucesos relativamente raros. Como consecuencia, las personas que viven en zonas susceptibles no suelen apreciar el riesgo de vivir en esos lugares. Sin embargo, las noticias de los medios de comunicación nos recuerdan que esos acontecimientos suceden con cierta regularidad en todo el mundo (Figura 15.1). Los tres ejemplos que describiremos a continuación sucedieron en un lapso de solo cuatro meses.

El 8 de octubre de 2005, un terremoto de magnitud 7,6 sacudió la región de Cachemira entre India y Pakistán. Además de los trágicos efectos causados directamente



A.



B.

**FIGURA 15.1.** A. El 8 de octubre de 2005 un potente terremoto en Cachemira desencadenó cientos de deslizamientos de tierra, entre los que estaba el que se muestra en la imagen (AP Photo/Burhan Ozblic). B. En febrero de 2006 las lluvias torrenciales desencadenaron esta colada de barro que sepultó una pequeña ciudad en la isla filipina de Leyte (AP Photo/Pat Roque).

por el intenso movimiento del terreno, ocurrieron cientos de desplazamientos de tierra desencadenados por el terremoto y sus muchas réplicas. Desprendimientos de rocas y deslizamientos de derrubios se precipitaron por las empinadas pendientes de las montañas y se concentraron en los estrechos valles donde mucha gente había construido sus casas. Los deslizamientos de tierra también bloquearon las carreteras y los caminos, retrasando los intentos por alcanzar a quien necesitaba ayuda.

Tan solo tres días antes, el 5 de octubre de 2005, las lluvias torrenciales del huracán Stan desencadenaron avalanchas de barro en Guatemala. Una colada de barro de 1 km de ancho y de unos 12 m de profundidad sepultó el pueblo de Panabaj. La cifra estimada de muertos para la zona fue cerca de 1.400 personas. Este tipo de flujos pueden desplazarse a velocidades de 50 km por hora por pendientes escarpadas.

El 17 de febrero de 2006, solo unos pocos meses después de la tragedia en Centroamérica, una avalancha de barro letal, desencadenada por lluvias torrenciales, sepultó una pequeña ciudad en la isla filipina de Leyte. Una masa de barro engulló esta zona costera a profundidades superiores a 10 m. Aunque el recuento preciso de fallecidos fue difícil, cerca de 1.800 personas murieron. Esta región es propensa a estos sucesos, debido en parte a que la deforestación ha desnudado las laderas de las montañas cercanas. En las siguientes páginas, profundizaremos en los procesos gravitacionales para intentar comprender mejor sus causas y efectos.

## PROCESOS GRAVITACIONALES Y DESARROLLO DE LAS FORMAS DEL TERRENO

Los deslizamientos de tierra son ejemplos espectaculares de acontecimientos geológicos básicos denominados procesos gravitacionales. Por **procesos gravitacionales** se entienden los movimientos pendiente abajo de roca, regolito y suelo, bajo la influencia directa de la gravedad. Se diferencian de los procesos erosivos que se examinarán en los capítulos siguientes porque los procesos gravitacionales no precisan un medio de transporte como el agua, el viento o el hielo de los glaciares.

### Papel de los procesos gravitacionales

En la evolución de la mayoría de las formas del paisaje, los procesos gravitacionales constituyen la etapa consecutiva a la meteorización. En sí misma, la meteorización no produce formas significativas de paisaje. Estas se desarrollan conforme los productos de la meteorización son retirados

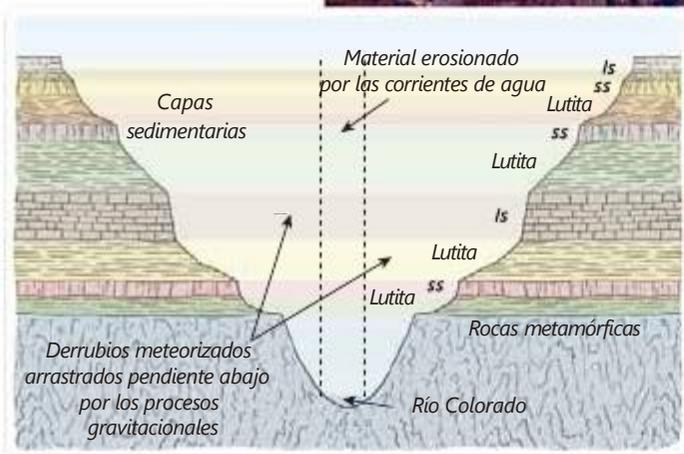
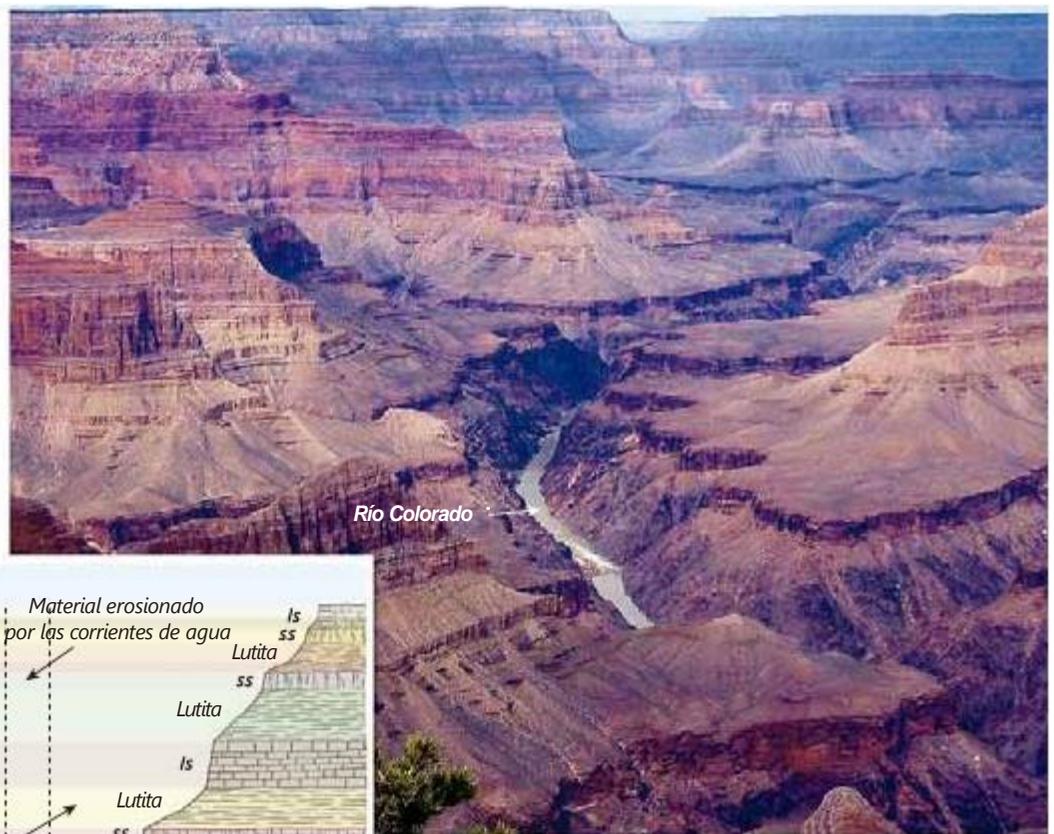
de los lugares donde se originaron. Una vez que la meteorización debilita y disgrega la roca, los procesos gravitacionales transfieren los derrubios pendiente abajo, donde una corriente, que actúa como una cinta transportadora, normalmente se los lleva. Aunque puede haber muchas paradas intermedias a lo largo del camino, el sedimento acaba por ser transportado a su destino final: el mar.

**A veces los alumnos preguntan...**

Parece que se emplea el término «deslizamiento de tierra» para referirse a varias cosas diferentes: de coladas de barro a avalanchas de roca. ¿Cuál es la definición precisa de «deslizamiento de tierra»?

Muchas personas, entre ellas los geólogos, emplean frecuentemente el término deslizamiento de tierra, pero no tiene una definición específica en Geología. Por el contrario, es un término no técnico que se emplea para describir cualquier forma rápida de procesos gravitacionales.

Los efectos combinados de los procesos gravitacionales y las aguas de escorrentía producen valles fluviales, que son los paisajes más comunes y llamativos de la Tierra. Si solo las corrientes fueran responsables de la creación de los valles por los que fluyen, aquéllos serían muy estrechos. Sin embargo, el hecho de que la mayoría de los valles fluviales sean más anchos que profundos es una fuerte indicación de la importancia de los procesos gravitacionales con respecto al suministro de material a las corrientes. Esto se pone de manifiesto en el Gran Cañón (Figura 15.2). Las paredes del cañón se extienden bastante más allá del río Colorado debido a la transferencia de derrubios meteorizados pendiente abajo hacia el río y sus afluentes por procesos gravitacionales. De esta manera, las corrientes y los procesos gravitacionales se combinan para modificar y esculpir la superficie. Por supuesto, los glaciares, las aguas subterráneas, las olas y el viento son también agentes importantes en el modelado de las formas y de desarrollo de los paisajes.



Esquema del geólogo

**FIGURA 15.2.** Las paredes del Gran Cañón se extienden mucho más allá del canal del Río Colorado. Esto es consecuencia sobre todo de la transferencia de derrubios meteorizados pendiente abajo hacia el río y sus afluentes por los procesos gravitacionales.

## Las pendientes cambian con el tiempo

Está claro que si tienen que producirse procesos gravitacionales, debe haber pendientes por las que las rocas, el suelo y el regolito puedan descender. Los procesos volcánicos y de formación de montañas de la Tierra son los que producen estas pendientes a través de cambios esporádicos en las elevaciones de las masas continentales y el fondo oceánico. Si los procesos internos dinámicos no produjeran continuamente regiones con mayores elevaciones, el sistema que mueve los derrubios a cotas menores iría perdiendo velocidad de manera gradual y acabaría desapareciendo.

Los procesos gravitacionales más rápidos y espectaculares tienen lugar en zonas montañosas accidentadas y geológicamente jóvenes. Los ríos y los glaciares erosionan rápidamente las montañas recién formadas y las convierten en regiones caracterizadas por pendientes escarpadas e inestables. En lugares como estos se producen los deslizamientos de tierra masivos y destructivos, como los que se describen al comienzo del capítulo. Cuando disminuye la formación de montañas, los procesos gravitacionales y erosivos rebajan la tierra. Con el tiempo, las pendientes escarpadas y accidentadas de las montañas dan lugar a un terreno menos pronunciado, más suave. Por tanto, a medida que el paisaje envejece, los procesos gravitacionales masivos y rápidos dan lugar a movimientos pendiente abajo más pequeños, menos espectaculares.

## CONTROLES Y DESENCADENANTES DE LOS PROCESOS GRAVITACIONALES



### MASS WASTING

Controls and triggers of Mass Wasting

La gravedad es la fuerza que controla los procesos gravitacionales, pero varios factores desempeñan un papel importante en cuanto a la superación de la inercia y la creación de movimientos descendentes. Mucho antes de que se produzca un deslizamiento, varios procesos actúan para debilitar el material de la pendiente, convirtiéndolo de una manera gradual en un material cada vez más susceptible a la fuerza de la gravedad. Durante este periodo, la pendiente permanece estable pero cada vez se aproxima más a la inestabilidad. Al final, la fuerza de la pendiente se debilita hasta el punto de que algo hace que cruce el umbral de la estabilidad a la inestabilidad. Un acontecimiento de este tipo que inicia el movimiento descendente se denomina *desencadenante*. Recordemos que el desencadenante no es la única causa del proceso gravitacional, sino solo la última de muchas causas. Entre los factores comunes que desencadenan

los procesos gravitacionales se cuentan la saturación en agua del material, el exceso de inclinación de las pendientes, la eliminación de la vegetación anclada y las vibraciones del terreno debidas a terremotos.

## Papel del agua

A veces los procesos gravitacionales se desencadenan cuando las fuertes lluvias o los periodos de fusión de la nieve saturan los materiales de la superficie. Ese fue el caso en octubre de 1998, cuando las lluvias torrenciales asociadas con el huracán Mitch desencadenaron corrientes de barro devastadoras en Centroamérica (Figura 15.3). En el Recuadro 15.1 se presenta un caso práctico de otro acontecimiento que tuvo lugar en La Conchita, California, en julio de 2005.

Cuando los poros del sedimento se llenan de agua, se destruye la cohesión entre las partículas, permitiendo que se deslicen unas sobre otras con relativa facilidad. Por ejemplo, cuando la arena está ligeramente húmeda, se pega bastante bien. Sin embargo, si se añade suficiente agua como para llenar los huecos entre los granos, la arena se escurrirá poco a poco en todas las direcciones (Figura 15.4). Por tanto, la saturación reduce la resistencia interna de los materiales, los cuales son puestos fácilmente en movimiento por la fuerza de la gravedad. Cuando la arcilla está húmeda, se convierte en una masa muy suave: otro ejemplo del efecto «lubricante» del agua. El agua añade también considerable peso a una masa de material. El peso añadido puede ser suficiente en sí mismo para hacer que el material se deslice o fluya pendiente abajo.

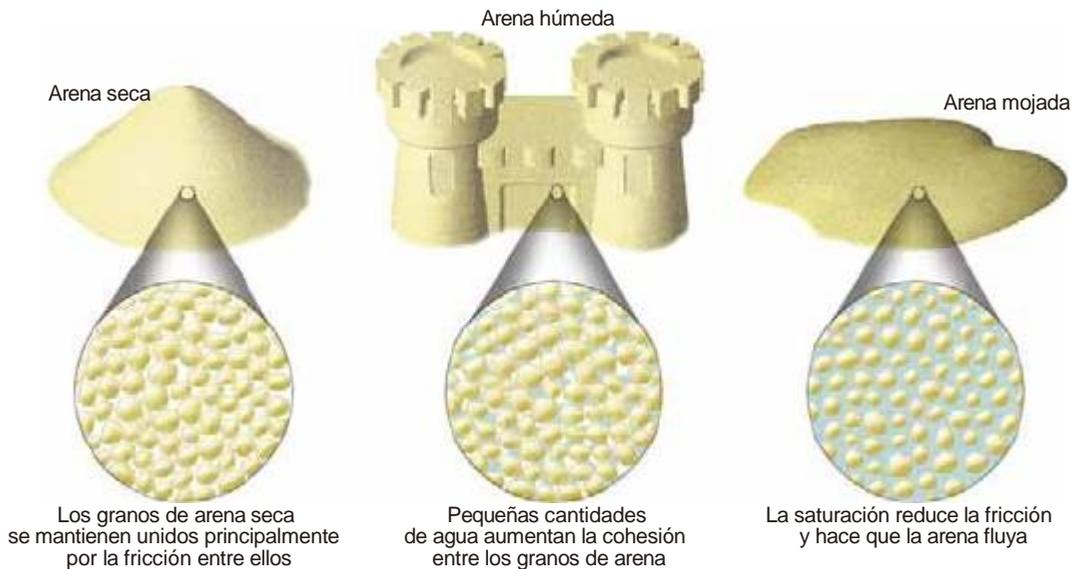
## Pendientes sobreempinadas

El exceso de pendiente es otra causa de muchos movimientos de masa. En la naturaleza hay muchas situaciones en las que hay exceso de pendiente. Una corriente fluvial que socava la pared de un valle y las olas que golpean contra la base de un acantilado no son sino dos ejemplos familiares. Además, a través de sus actividades, el ser humano crea a menudo pendientes sobreempinadas e inestables que se convierten en zonas principales de actuación de los procesos gravitacionales (Figura 15.5).

Las partículas granulares no consolidadas (del tamaño de la arena o más gruesos) adoptan una pendiente estable denominada **ángulo de reposo** (*repose* = descansar). Este es el ángulo más empinado al cual el material se mantiene estable (Figura 15.6). Dependiendo del tamaño y la forma de las partículas, el ángulo oscila entre 25 y 40 grados. Los granos mayores y más angulosos mantienen pendientes más empinadas. Si se aumenta el ángulo, los derrubios de roca se ajustarán desplazándose pendiente abajo.



**FIGURA 15.3.** Las lluvias torrenciales que acompañaron al huracán Mitch desencadenaron numerosos flujos e inundaciones de derrubios cuando este azotó Honduras en octubre de 1998. Fue el peor desastre natural ocurrido en el país en 200 años. En la imagen se puede ver el deslizamiento de tierra de El Berrinche, uno de los dos que desolaron parte de la ciudad de Tegucigalpa, provocando más de 1.000 muertes y haciendo una presa en el río Choluteca. Se estimó que la masa del material del flujo de derrubios era de 6 millones de metros cúbicos, cantidad suficiente para llenar casi 300 mil volquetes (Fotos de Michael Collier).



**FIGURA 15.4.** El efecto del agua sobre los procesos gravitacionales puede ser enorme. Cuando no hay agua o solo poca cantidad, la fricción entre las partículas bien compactas del suelo en la pendiente las mantiene en su sitio. Cuando el terreno se satura, los granos se separan y se reduce la fricción, permitiendo que el terreno se precipite por la pendiente.

El exceso de pendiente no es importante simplemente porque desencadene movimientos de materiales granulares no consolidados. Produce también pendientes inestables y movimientos de masa en suelos cohesivos, en regolito y en roca viva. La respuesta no será inmediata, como en el caso del material granular suelto, pero antes o después, uno o más procesos gravitacionales eliminarán la pendiente excesiva, restaurando su estabilidad.

### Eliminación de la vegetación

Las plantas protegen contra la erosión y contribuyen a la estabilidad de las pendientes, porque sus sistemas radiculares unen el terreno y el regolito. Además, las plantas protegen la superficie del terreno de los efectos erosivos del impacto de las gotas de lluvia (véase Figura 6.23, pág. 224). Donde faltan plantas, se potencian los

## EL HOMBRE Y EL MEDIO AMBIENTE

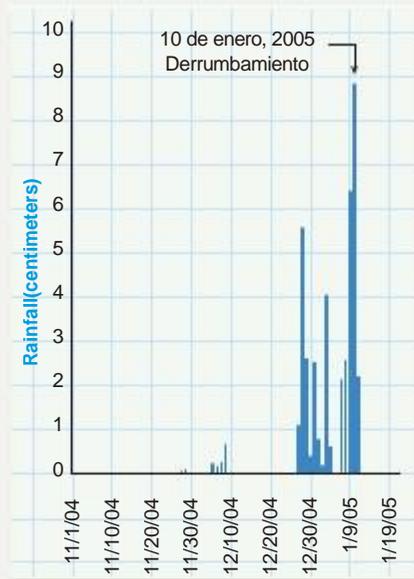
### Peligro de derrumbamientos en La Conchita, California\*

#### RECUADRO 15.1

El sur de California está situado entre un borde de placa definido por la falla de San Andrés y otras fallas numerosas relacionadas que se extienden por toda esta región. Es un ambiente dinámico caracterizado por montañas escarpadas y cañones de paredes escarpadas. Por desgracia, este pintoresco paisaje presenta graves peligros geológicos. Mientras las fuerzas tectónicas presionan la orografía hacia arriba, la gravedad tira de ella hacia abajo sin descanso. Cuando prevalece la gravedad suceden los deslizamientos de tierra.

Como cabría esperar, algunos de los corrimientos de tierra de la región son desencadenados por terremotos. Sin embargo, muchos otros están relacionados con periodos prolongados e intensos de precipitaciones (Figura 15.A). Un ejemplo trágico de este último escenario ocurrió el 10 de enero de 2005, cuando un flujo de derrubios masivo (llamado popularmente una *colada de barro*) arrasó La Conchita, California, una pequeña ciudad situada a unos 80 km al noroeste de Los Ángeles (Figura 15.B).

Aunque el rápido torrente de barro pilló por sorpresa a muchos de los habitantes de la ciudad, un suceso así no debería de haber



**FIGURA 15.A.** Precipitaciones diarias en la ciudad cercana de Ventura durante las semanas que precedieron al acontecimiento de enero de 2005 en La Conchita. Cada línea del gráfico de barras muestra las precipitaciones de un día concreto. El flujo de derrubios de 2005 ocurrió en la culminación de las precipitaciones más copiosas de la temporada. Aproximadamente un 80 por ciento de la excepcional precipitación total para la temporada cayó en este corto periodo (National Weather Service).

La ciudad está situada en una estrecha franja costera de unos 250 m de anchura entre la línea de costa y un barranco escarpado de 180 m. El acantilado está compuesto de sedimentos marinos poco seleccionados y capas poco cementadas de lutita, limolita, y areniscas.

El letal flujo de derrubios de 2005 contenía poco o ningún material caído, antes bien consistía en la removilización de una parte del gran deslizamiento de terrenos que destruyó

sido inesperado. Examinemos brevemente los factores que contribuyeron al mortal flujo de derrubios de La Conchita.



**FIGURA 15.B.** Vistas del flujo de derrubios en La Conchita tomadas justo después de que ocurriera en enero de 2005. La roca expuesta de color claro en la parte superior de la foto de la izquierda es el escarpe principal de un deslizamiento que ocurrió 10 años antes, en 1995. El suceso de enero de 2005 fue una removilización del ocurrido en 1995. El flujo era bastante denso (viscoso) y movió las casas que se encontró en su camino, en vez de fluir a su alrededor (AP Wide World Photos).

varias casas en 1995. De hecho, registros históricos que se remontan a 1865 indican que los deslizamientos de tierra en las zonas circundantes han sido un suceso recurrente. Además, las pruebas geológicas demuestran que deslizamientos de una variedad de tipos y dimensiones llevan sucediendo en La Conchita durante miles de años.

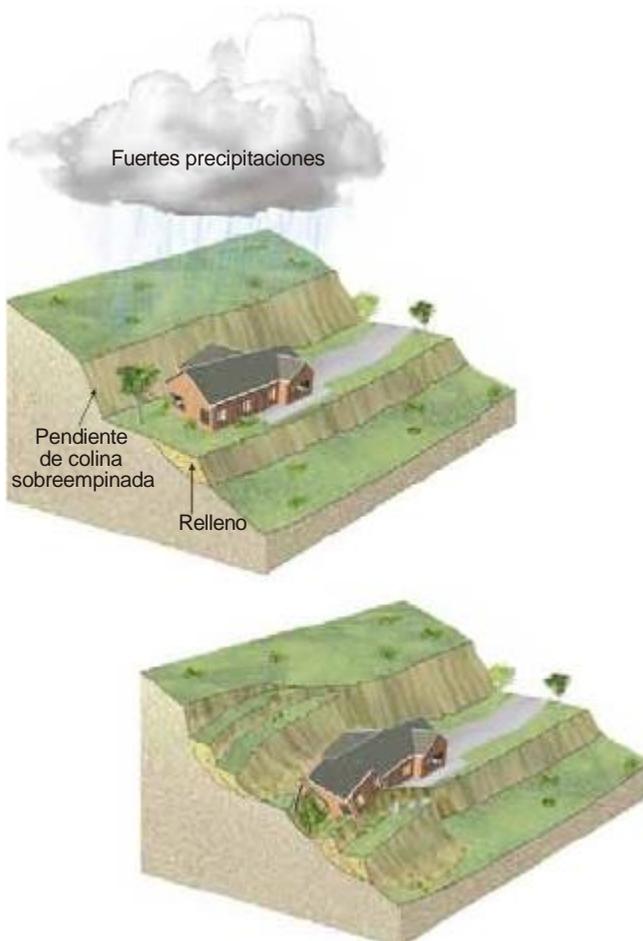
El factor más significativo que contribuyó al trágico flujo de derrubios de 2005 fueron las precipitaciones prolongadas e intensas. El acontecimiento sucedió al final de un periodo en el que se contabilizaron precipitaciones record en el sur de California. Las precipitaciones invernales en la cercana Ventura alcanzaron los 49,3 cm, en comparación con la media de solo 12,2 cm. Como indica la Figura 15.A, la mayor parte del volumen total cayó durante las dos semanas anteriores al flujo de derrubios.

Este no ha sido el primer deslizamiento de tierra destructivo que azotó La Conchita, ni será el último. El emplazamiento geológico de la ciudad y los antecedentes de procesos gravitacionales rápidos apoyan esta teoría. Cuando la cantidad e intensidad de las precipitaciones es suficiente, cabe esperar que se produzcan flujos de derrubios. El último párrafo del informe de la U.S. Geological Survey lo describe así:

La zona de La Conchita ha experimentado y probablemente seguirá haciéndolo, una desconcertante variedad de riesgo de deslizamientos de tierra. Es más o menos probable que sucedan diferentes escenarios de deslizamientos como resultado de diferentes condiciones específicas de precipitación, y en ninguna parte

la comunidad puede considerarse a salvo de los deslizamientos de tierra. Por desgracia, carecemos todavía de los medios que nos permitan predecir con exactitud lo que podría pasar cada vez que llueve. La prudencia nos dice, sin embargo, que podemos prever deslizamientos de tierra durante o después de futuros periodos prolongados o intensos de precipitaciones. Futuros terremotos, podrían, por supuesto, desencadenar también los deslizamientos de tierra en el área.

— Basado en parte en el material preparado por la U.S. Geological Survey.  
Jibsen, Randall W. «Landslide Hazards at La Conchita, California» U.S. Geological Survey Open-File Report. 2005-1067, pág. 11.



**FIGURA 15.5.** Cuando las pendientes están sobreempinadas y se vuelven inestables, se convierten en escenarios idóneos para los procesos gravitacionales. Procesos naturales como la erosión por las corrientes de agua y las olas pueden provocar un exceso de pendiente. La modificación de la pendiente para construir una nueva casa o carretera puede también ser causa de inestabilidad y provocar un acontecimiento de proceso gravitacional destructivo.



**FIGURA 15.6.** El ángulo de reposo para este material granular es de unos 30° (Foto de G. Leavens/Photo Researchers).

procesos gravitacionales, en especial si las pendientes son empinadas y el agua abundante. Cuando se elimina el anclaje de la vegetación, como consecuencia de los incendios forestales o de la actividad del hombre (tala de árboles, agricultura o desarrollo), los materiales de superficie suelen desplazarse pendiente abajo.

Un ejemplo insólito que ilustra el efecto fijador de las plantas se produjo hace varias décadas en las empinadas pendientes próximas a Menton, Francia. Los agricultores sustituyeron olivos, que tienen raíces profundas, por una cosecha económicamente más rentable, pero de raíces superficiales: los claveles. Cuando se desplomó la pendiente menos estable, el corrimiento de tierras se cobró once vidas.

En julio de 1994, un gran incendio azotó la montaña Storm King, al oeste de Glenwood Springs, Colorado, y eliminó la vegetación de las pendientes. Dos meses después, las fuertes lluvias se tradujeron en numerosas corrientes de derrubios, una de las cuales bloqueó la Interestatal 70 y amenazó con hacer un dique en el río Colorado. Un tramo de 5 km de la autopista quedó inundado con toneladas de rocas, barro y árboles quemados. El cierre de la Interestatal 70 supuso retrasos costosos en esta autopista principal.

Los incendios forestales son inevitables en el oeste de Estados Unidos y los derrubios rápidos y muy destructivos que fluyen impulsados por precipitaciones intensas son uno de los mayores peligros de los incendios (Figura 15.7). Este tipo de acontecimientos son especialmente peligrosos porque suelen ocurrir casi sin avisar. Su masa y su velocidad los hacen particularmente destructivos. Los flujos de derrubios después de un incendio son más comunes en los dos años siguientes a un incendio. Algunos de los mayores flujos de derrubios han sido provocados por la primera lluvia intensa tras un incendio forestal. Se necesita mucha menos lluvia para desencadenar flujos de derrubios en las zonas quemadas que en las no quemadas. En el sur de California, tan solo 7 mm de lluvia en 30 minutos han desencadenado flujos de derrubios.

¿Qué volumen pueden tener estos flujos? De acuerdo con la U.S. Geological Survey, los flujos de derrubios documentadas en las zonas quemadas del sur de California y otros estados occidentales oscilaron entre 600 y 300.000 m<sup>3</sup> cúbicos. Este mayor volumen es suficiente para llenar un campo de fútbol con rocas y barro a una profundidad de unos 65 m.

Además de eliminar las plantas que fijan el terreno, el fuego puede fomentar los procesos gravitacionales de otras maneras. Después de un incendio forestal, la parte superior del terreno se vuelve seca y suelta. Como consecuencia, incluso con un tiempo seco, el terreno tiende a descender por las pendientes empinadas. Además, el fuego también puede «cocer» el terreno y crear una capa repelente al agua a poca profundidad. Esta barrera casi impermeable impide o reduce la infiltración del agua, lo cual se traduce en un aumento de la escorrentía superficial durante las lluvias. La consecuencia puede ser la aparición de torrentes peligrosos de barro viscoso y derrubios rocosos.



**FIGURA 15.7.** Durante el verano, los incendios forestales son sucesos normales en muchas zonas del oeste de Estados Unidos. Se calcinan millones de hectáreas cada año. La pérdida de vegetación anclada sienta las bases para los procesos gravitacionales acelerados (Foto de Raymond Gehman).

## Terremotos como desencadenantes

En una zona pueden existir durante mucho tiempo condiciones favorables para los procesos gravitacionales sin que se produzca movimiento alguno. A veces es necesario un factor adicional para desencadenar el movimiento. Entre los desencadenantes más importantes y espectaculares se cuentan los terremotos. Un terremoto y sus réplicas pueden desalojar volúmenes enormes de roca y de material no consolidado. El acontecimiento ocurrido en la región de Cachemira, descrito al principio de este capítulo, es un ejemplo trágico.

### Ejemplos de California y China

Un ejemplo significativo en Estados Unidos tuvo lugar en enero de 1994 cuando un terremoto azotó la región de Los Ángeles, al sur de California. Bautizado por su epicentro en la localidad de Northridge, el acontecimiento de una magnitud de 6,7 produjo pérdidas estimadas en 20.000 millones de dólares. Algunas de estas pérdidas fueron el resultado de más de 11.000 deslizamientos en una zona de 10.000 m<sup>2</sup> cuadrados que se pusieron en movimiento a causa del seísmo. En la mayoría de casos se trató de caídas y deslizamientos de rocas superficiales, pero algunos fueron mucho mayores y llenaron los fondos del cañón de montones de tierra, rocas y derrubios vegetales. Los derrubios de los fondos del cañón crearon una amenaza secundaria porque podían movilizarse durante las tormentas y crear corrientes de derrubios. Las corrientes de este tipo son comunes y suelen resultar desastrosas al sur de California.

El 12 de mayo de 2008, un terremoto de magnitud 7,9 sacudió la ciudad de Chengdu en la provincia de Sichuan. Además de las trágicas consecuencias causadas directamente por el grave temblor de tierra, hubo cientos de deslizamientos de tierra provocados por el terremoto y sus muchas réplicas (Figura 15.8). Las avalanchas de roca y los deslizamientos de derrubios se precipitaron por las empinadas pendientes de las montañas sepultando los edificios y bloqueando las carreteras y los raíles de tren. Los deslizamientos de tierra también provocaron represamientos en los ríos, creando más de dos docenas de lagos. Este tipo de lagos que se forman en un terremoto representan un peligro doble. Aparte de las inundaciones corriente arriba que se producen cuando el lago se forma detrás de la presa natural, los montones de escombros que forman la presa pueden ser inestables. Otro terremoto, o simplemente la presión del agua detrás de la presa podrían reventarla, enviando una corriente de agua pendiente abajo. Estas inundaciones pueden ocurrir también cuando el agua empieza a desbordarse por encima de la presa. El mayor de los lagos creados por el terremoto del 12 de mayo, el Lago Tangjiashan, puso en riesgo a 1,3 millones de personas. En este caso, se evitó el desastre



**FIGURA 15.8.** Cuando un terremoto de magnitud 7,9 azotó el oeste del noroeste de Chengdu en la provincia china de Sichuan el 12 de mayo de 2008 se desencadenaron cientos de deslizamientos de tierra que destruyeron carreteras y puentes. Algunos ríos fueron bloqueados por presas de derrubios, formando lagos que pusieron en peligro a las miles de personas que vivían a lo largo de la pendiente. Esta vista aérea muestra el gran volumen de derrubios del deslizamiento de tierra que formaron una presa en el río y crearon un lago. Nótese el equipo de maquinaria pesada para ver la escala (Foto de MARK/epa/Corbis).

cuando los ingenieros chinos abrieron una brecha en la presa causada por el deslizamiento y consiguieron drenar de forma segura el lago.

### Licuefacción

El temblor de tierra intenso durante los terremotos puede provocar que los materiales superficiales saturados en agua pierdan su resistencia y se conviertan en masas parecidas a los fluidos que fluyen. Este proceso, denominado *licuefacción*, fue una de las causas principales de los daños a la propiedad en Anchorage, Alaska, durante el terremoto masivo de Viernes Santo en 1964 descrito en el Capítulo 11.

## ¿Deslizamientos sin desencadenantes?

¿Los procesos gravitacionales rápidos requieren siempre algún tipo de desencadenante como las fuertes lluvias o un terremoto? La respuesta es no; esos acontecimientos

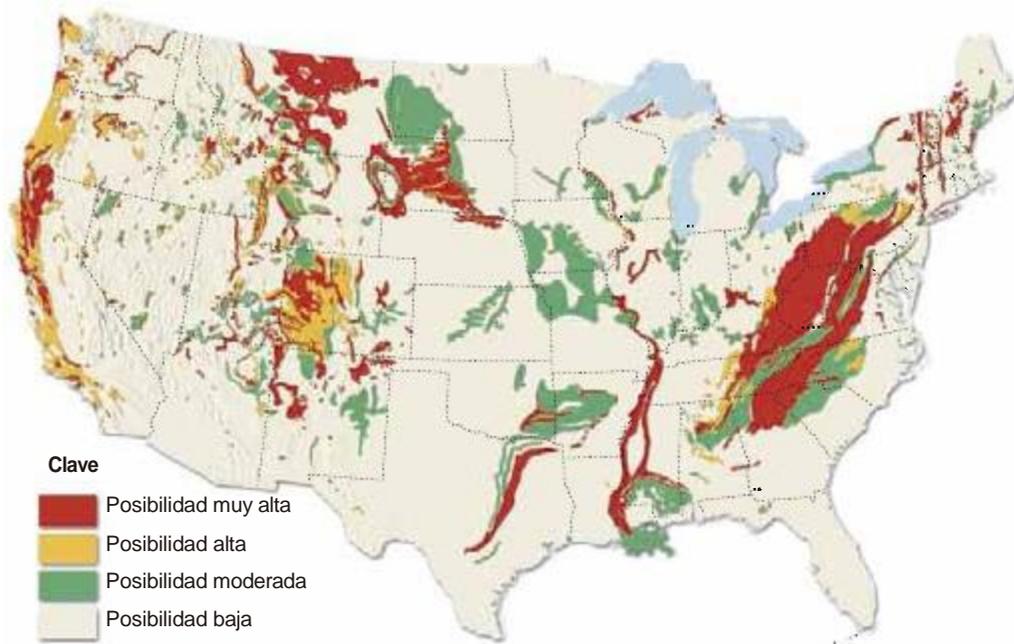
a veces ocurren sin ningún desencadenante. Por ejemplo, la tarde del 9 de mayo de 1999, un deslizamiento provocó la muerte de 10 excursionistas e hirió a otros muchos en el Parque Estatal Sacred Falls cerca de Hauula en la costa septentrional de Oahu, Hawái. El trágico acontecimiento tuvo lugar cuando una masa de roca de la pared de un cañón descendió 150 m por una pendiente casi vertical al fondo del valle. Debido a cuestiones de seguridad, el parque se cerró para que los especialistas en deslizamientos del U. S. Geological Survey pudieran investigar el lugar. En su estudio, concluyeron que el deslizamiento se produjo *sin un desencadenante* procedente de ninguna condición externa apreciable.

Muchos procesos gravitacionales rápidos ocurren sin un desencadenante apreciable. Los materiales de la pendiente se debilitan de manera gradual con el tiempo bajo la influencia de la meteorización a largo plazo, la infiltración de agua y otros procesos físicos. Al final, si la resistencia cae por debajo del nivel necesario para mantener la estabilidad de la pendiente, se producirá un deslizamiento. El ritmo de los acontecimientos de este tipo es aleatorio y, por tanto, es imposible predecirlos con precisión.

## Posibles deslizamientos de tierra

En la Figura 15.9 se muestran los posibles deslizamientos de tierra en estados contiguos de Estados Unidos. Todos los estados experimentarían algún daño como consecuencia de procesos gravitacionales rápidos, pero es evidente que no en todas las zonas hay la misma posibilidad de que se produzca un deslizamiento de tierra. Como cabe esperar, existe un riesgo mayor de deslizamiento en las zonas montañosas. En el este, los deslizamientos son más comunes en los Apalaches. En las partes montañosas del Pacífico noroccidental, el agua de las fuertes precipitaciones y de la fusión de la nieve suele desencadenar procesos gravitacionales rápidos. En las escarpadas pendientes de la zona costera de California hay muchas posibilidades de que se produzcan deslizamientos de tierra como consecuencia de las tormentas de invierno o del temblor del suelo asociado con terremotos. Los deslizamientos de tierra también ocurren cuando una fuerte actividad de onda erosiona y hace más escarpados los acantilados de la costa.

Un vistazo al mapa demuestra que en Florida y las adyacentes llanuras costeras del Atlántico y el Golfo las posibilidades de deslizamientos de tierra son menores al no tener pendientes escarpadas. En el centro del país, los estados son bastante planos, por lo que la posibilidad de deslizamientos es de baja a moderada. Las zonas con mayores posibilidades son las situadas a lo largo de los acantilados escarpados que se asocian a los valles fluviales.



**FIGURA 15.9.** Posibles deslizamientos de tierra para los Estados Unidos continentales. Los riesgos son ciertamente mayores en las zonas montañosas donde las pendientes son más escarpadas. En los 50 estados hay ocurrencia de acontecimientos rápidos de procesos gravitacionales que pueden provocar daños. Tanto las lluvias torrenciales, los terremotos, la actividad volcánica, los ataques de olas costeras y los incendios forestales pueden contribuir a la inestabilidad general de las pendientes (Después de la U.S. Geological Survey).

## CLASIFICACIÓN DE LOS PROCESOS GRAVITACIONALES

Hay una larga serie de procesos diferentes que los geólogos denominan procesos gravitacionales. En general, los diferentes tipos se clasifican en función del material implicado, de la clase de movimiento exhibido y de la velocidad del mismo.

### Tipo de material

La clasificación de los procesos gravitacionales en función del material implicado en el movimiento depende de si la masa descendente empezó como un material no consolidado o como sustrato de roca. Si el suelo y el regolito son dominantes, se utilizan términos como derrubios, barro o tierra en la descripción. Por el contrario, cuando se desprende y se desplaza pendiente abajo una masa rocosa, el término roca será parte de la descripción.

### Tipo de movimiento

Además de caracterizar el tipo de material implicado en un acontecimiento del movimiento de masa, también puede ser importante cómo se mueve el material. En general, la clase de movimiento se describe como desprendimiento, deslizamiento o flujo.

### Desprendimiento

Cuando el movimiento implica la caída libre de fragmentos sueltos de cualquier tamaño, se denomina **desprendimiento**. El desprendimiento es una forma común de movimiento en pendientes que son tan empinadas que el material suelto no puede mantenerse sobre la superficie. La roca puede desprenderse directamente hacia la base de la pendiente o moverse en una serie de saltos y rebotes sobre otras rocas a lo largo del camino. Los desprendimientos son la forma fundamental por la que se crean y mantienen las *pendientes de talud* (Figura 15.10). Muchos desprendimientos se producen cuando los ciclos de congelación y deshielo o la acción de las raíces de las plantas, o ambas cosas, debilitan tanto las rocas que interviene la gravedad. Aunque señales a lo largo de afloramientos rocosos en las carreteras advierten de desprendimientos de roca, pocos de nosotros hemos sido realmente testigos de esos acontecimientos. Sin embargo, como se muestra en la Figura 15.11, ocurren de verdad.

Cuando grandes masas de roca se desprenden en caída libre desde grandes alturas, llegan al fondo con una enorme fuerza y a menudo desencadenan procesos gravitacionales. En Perú se produjo un ejemplo mortal. En mayo de 1970, un terremoto hizo que una descomunal masa de roca y hielo se desprendiera de la abrupta cara norte del Nevados Huascarán, el pico más elevado de los Andes peruanos. El material se precipitó casi 1 km y se pulverizó en el impacto. La avalancha de rocas que siguió se deslizó pendiente abajo, convertida en fluido



**FIGURA 15.10.** Los taludes son pendientes formadas por fragmentos angulares de roca. La meteorización mecánica, en especial el acuñaamiento por hielo, afloja las partes del lecho de roca que, en consecuencia, se precipitan hacia la base del precipicio. Con el tiempo, se forman una serie de abruptas acumulaciones en forma de cono en la base de la pendiente vertical. Estos conos de talud están en el Parque Nacional de Banff, Alberta, Canadá (Foto de Marli Miller).



**FIGURA 15.11.** El 6 de agosto de 2006 el fotógrafo Herb Dunn presenció esta avalancha de rocas a lo largo del río Merced en el Parque Nacional de Yosemite, California. El acontecimiento no parece que tuviera un detonante claro (véase «Deslizamientos de tierra sin desencadenantes»). **A.** El impacto de la roca que se precipita produce una explosión de polvo y derrubios. **B.** El derrumbe de rocas provoca una reacción en cadena. Una avalancha de derrubios se precipita por la pendiente derribando los árboles a su paso ( 2006 DunnRight Photograph).

## A veces los alumnos preguntan...

¿Cuántas muertes se cobran los deslizamientos cada año?

El U. S. Geological Survey calcula que entre 25 y 50 personas mueren a causa de los deslizamientos cada año en los Estados Unidos. El peaje de muertes en todo el mundo, por supuesto, es mucho más elevado.

por el aire y el hielo atrapados. En el camino desprendió millones de toneladas más de derrubios, que por último, y trágicamente, sepultaron a más de 20.000 personas en las ciudades de Yungay y Ranrahirca.

Un efecto diferente desencadenado por un desprendimiento de roca tuvo lugar en el parque nacional de Yosemite el 10 de julio de 1996. Cuando dos grandes masas de roca se desprendieron de escarpados precipicios y cayeron unos 500 m al fondo del valle de Yosemite, los impactos fueron lo suficientemente potentes como para que se registraran en estaciones sísmicas a 200 km del lugar. A medida que las masas de roca desprendidas impactaban en el fondo, generaron ondas de presión atmosférica cuya velocidad podría compararse a un tornado o un huracán. La fuerza de la corriente de aire arrancó y partió más de mil árboles, entre ellos alguno cuya altura superaba los 40 m.

### Deslizamiento

La mayoría de los procesos gravitacionales se describe como **deslizamientos**. El término se refiere a los movimientos de masas en los que hay una zona clara de debilidad que separa el material de deslizamiento del material subyacente más estable. Se reconocen dos tipos básicos de deslizamiento. Por un lado, *los deslizamientos rotacionales*, aquellos en los que la superficie de ruptura es una curva cóncava que recuerda a la forma de una cuchara y en la que el material que desciende exhibe una rotación de adelante hacia atrás. Por el contrario, un *deslizamiento traslacional* es aquel en el que la masa de material se mueve sobre una superficie relativamente plana como una diaclasa, una falla o un plano de estratificación. Estos deslizamientos exhiben poca rotación o inclinación hacia atrás.

### Flujo

El tercer tipo de movimiento común para los procesos gravitacionales se denomina **flujo**. El flujo se produce cuando el material se desplaza pendiente abajo en forma de un fluido viscoso. La mayor parte de los flujos está saturada de agua y se mueve normalmente siguiendo una forma de lengua o lóbulo.

### Velocidad de movimiento

Algunos de los acontecimientos descritos hasta ahora implicaban claramente un movimiento rápido. Por

## EL HOMBRE Y EL MEDIO AMBIENTE

### El desastre de la presa de Vaiont

**RECUADRO 15.2**

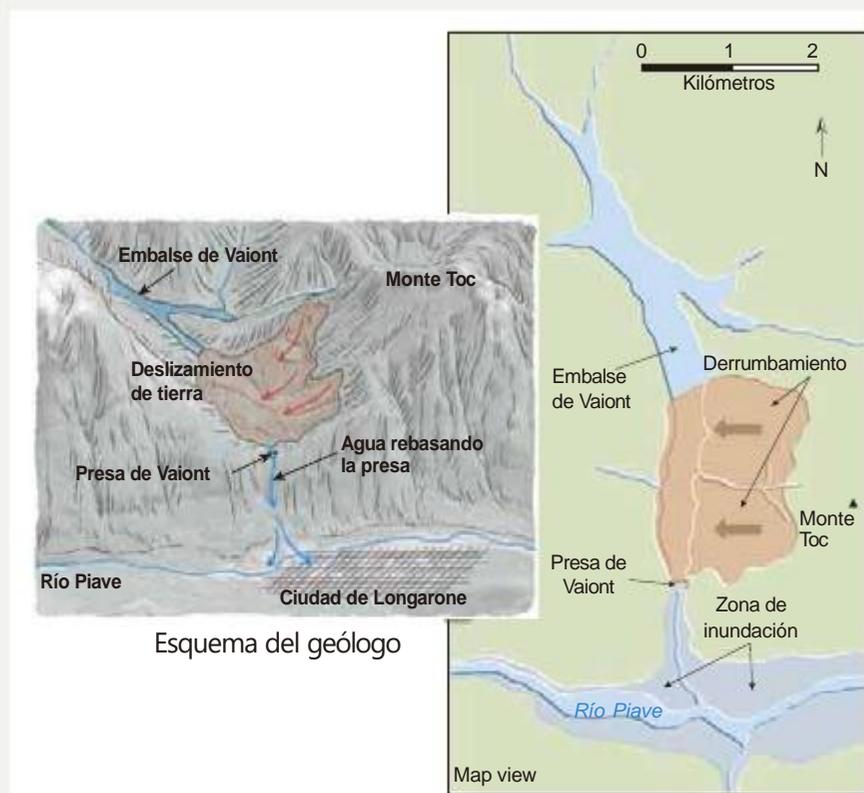
Casi siempre los deslizamientos de tierra se producen por acontecimientos naturales, como fuertes precipitaciones o terremotos. Pero en otras ocasiones es la acción humana la que produce los deslizamientos. Este es el caso del ejemplo que se comenta en este recuadro. Por desgracia, tuvo consecuencias desastrosas.

En 1960, se construyó una gran presa, de casi 265 m de altura, a través del cañón Vaiont en los Alpes italianos. Se construyó sin buenos datos geológicos y el resultado fue un desastre solo tres años después.

El lecho de roca del cañón Vaiont se inclinó en pendiente hacia abajo, hacia el lago retenido detrás de la presa. El lecho de roca estaba compuesto por estratos débiles de caliza muy fracturada, con capas de arcilla y numerosas cavidades de disolución. A medida que el embalse se llenó detrás de la presa finalizada, las rocas empezaron a saturarse en agua y las arcillas se hincharon y se volvieron más plásticas. La elevación del agua redujo la fricción interna que había mantenido la roca en su lugar.

Las determinaciones realizadas poco después de llenar el embalse señalaron el problema, porque indicaron que una porción de la montaña reptaba lentamente colina abajo a una velocidad de un centímetro por semana. En septiembre de 1963, la velocidad aumentó a un centímetro por día, luego a 10-20 cm por día, y finalmente hasta 80 cm por día en la fecha del desastre.

Por último, la ladera de la montaña se desprendió. En tan solo un instante, 240 millones de metros cúbicos de roca y derrubios se deslizaron ladera abajo y llenaron casi 2 km de la garganta hasta alturas de 150 metros por encima del nivel del embalse (Figura 15.C). Esto empujó el agua completamente fuera del embalse en una ola de más de 90 m de altura. A más de 1,5 km corriente



**FIGURA 15.C.** Mapa esquemático del área del río Vaiont que muestra los límites del deslizamiento, la porción del embalse que se llenó de derrubios y la extensión de la inundación corriente abajo.

abajo, el muro de agua seguía teniendo una altura de 70 m, destruyendo todo a su paso.

El acontecimiento entero duró menos de siete minutos, pero se cobró unas 2.600 vidas. Aunque este se conoce como el peor desastre de la historia ocurrido en una presa,

la propia presa de Vaiont se mantuvo intacta. Y mientras la catástrofe fue desencadenada por la interferencia humana en el río Vaiont, el deslizamiento habría ocurrido finalmente por sí mismo; sin embargo, los efectos no habrían sido tan trágicos.

ejemplo, se estima que los derrubios que se precipitaron por las pendientes del Nevados Huascarán peruano alcanzaron velocidades que superaban en mucho los 200 km por hora. Este tipo de movimiento de masa más rápido se denomina **avalancha de rocas** (*avalér* = descender). Los investigadores ahora entienden que las avalanchas de roca, como la que se produjo en la escena de la Figura 15.12, deben «flotar literalmente en el aire», conforme descienden pendiente abajo. Es decir, se producen velocidades elevadas cuando el aire queda atrapado y comprimido debajo de la masa de derrubios que se precipita, permitiendo que se mueva como una lámina flexible y elástica a través de la superficie.

### A veces los alumnos preguntan...

#### ¿Qué dificultad tiene subir por la pendiente de un talud?

Mucha. Puede describirse con más precisión como una escalada debido a su inclinación. Ascender por la pendiente de un talud de material más grueso implica escalar de bloque en bloque. La pendiente de un talud compuesto de material más fino es más difícil de escalar porque se puede provocar el deslizamiento del material a medida que se asciende. A menudo, esta actividad agotadora se traduce en resbalar alrededor de un paso y medio hacia atrás por cada paso que se da.



**FIGURA 15.12.** Vista aérea del deslizamiento de tierra de Blackhawk, un acontecimiento prehistórico que tuvo lugar en la pendiente septentrional de las montañas San Bernardino en California. Se considera uno de los mayores deslizamientos de tierra de Norteamérica. Esta lengua de 8 km de longitud tiene unos 3 km de ancho y un espesor de 9 a 30 m. Las investigaciones han demostrado que la masa de derrubios se precipitó pendiente abajo hasta su lugar actual sobre una almohada de aire comprimido (Foto de Michael Collier).

La mayoría de los movimientos de masa, sin embargo, no se desplaza con la velocidad de una avalancha de rocas. De hecho, la gran mayoría de los procesos gravitacionales son imperceptiblemente lentos. Un proceso que examinaremos más tarde, denominado *reptación*, es consecuencia de movimientos de partículas que suelen medirse en milímetros o centímetros al año. Por tanto, como puede verse, las velocidades del movimiento pueden ser espectacularmente súbitas o excepcionalmente graduales. Aunque los diversos tipos de procesos gravitacionales suelen clasificarse en rápidos o lentos, esta distinción es muy subjetiva, ya que existe un amplio intervalo de velocidades entre los dos extremos. Incluso la velocidad de un proceso individual en un lugar concreto puede variar considerablemente.

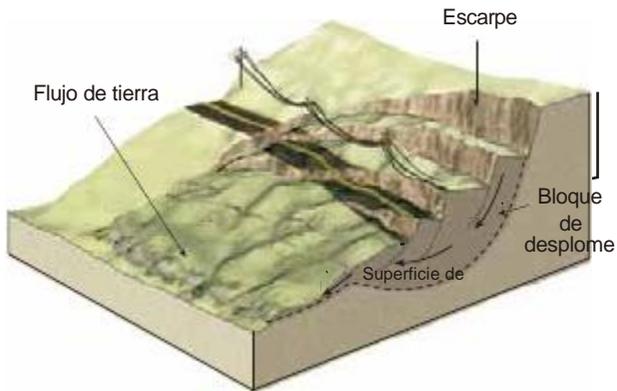
## DESLIZAMIENTO ROTACIONAL



### MASS WASTING

Types of Mass Wasting

Se entiende por **deslizamiento rotacional** el deslizamiento hacia abajo de una masa de rocas o de material no consolidado que se mueve como una unidad a lo largo de una superficie curva (Figura 15.13). Normalmente, el material no viaja a una velocidad espectacular ni muy lejos. Esta es una forma común de proceso gravitacional, en especial en acumulaciones gruesas de materiales cohesivos, como la arcilla. La superficie fracturada tiene una forma característica en cuchara, cóncava hacia arriba o hacia fuera. Conforme se produce el movimiento, se crea un escarpe



**FIGURA 15.13.** Los deslizamientos rotacionales se producen cuando el material se desliza pendiente abajo en masas a lo largo de una superficie de ruptura curva. Los flujos de tierra se forman a menudo en la base del deslizamiento rotacional.

en forma de cuarto creciente en la cabecera, y la superficie superior del bloque a veces se inclina hacia atrás. El deslizamiento rotacional puede implicar una sola masa, pero

a menudo consiste en bloques múltiples. A veces, se acumula agua entre la base del escarpe y la parte superior del bloque inclinado. Conforme el agua se filtra hacia abajo a lo largo de la superficie de ruptura, puede promover una ulterior inestabilidad y un movimiento adicional.

Los deslizamientos rotacionales se producen normalmente debido a que la ladera tiene una pendiente excesiva. El material situado en la porción superior de la pendiente se mantiene en posición por el material situado en la base de la misma. Conforme se elimina este material de anclaje de la base, el material situado encima se vuelve inestable y reacciona al empuje de la gravedad. Un ejemplo relativamente común es una pared de valle cuya pendiente se hace excesivamente empinada como consecuencia de un río meandriforme. La foto de la Figura 15.14 proporciona otro ejemplo de cómo un acantilado costero ha sido erosionado por la acción de las olas en su base. El deslizamiento rotacional puede producirse también cuando una pendiente está sobrecargada, causando tensión interna sobre el material que está debajo. Este tipo de



**FIGURA 15.14.** Deslizamiento rotacional en Point Fermin, California. Con frecuencia el deslizamiento rotacional se desencadena cuando las pendientes adolecen de un exceso de pendiente causado por procesos de erosión como la acción de las olas (Foto de John S. Shelton).

deslizamiento rotacional se produce a menudo en los lugares donde el material blando, rico en arcilla, se encuentra debajo de estratos de roca más compacta y resistente, como la arenisca. La infiltración del agua a través de las capas superiores reduce la cohesión de la arcilla que hay debajo y produce así el desplome de la pendiente.

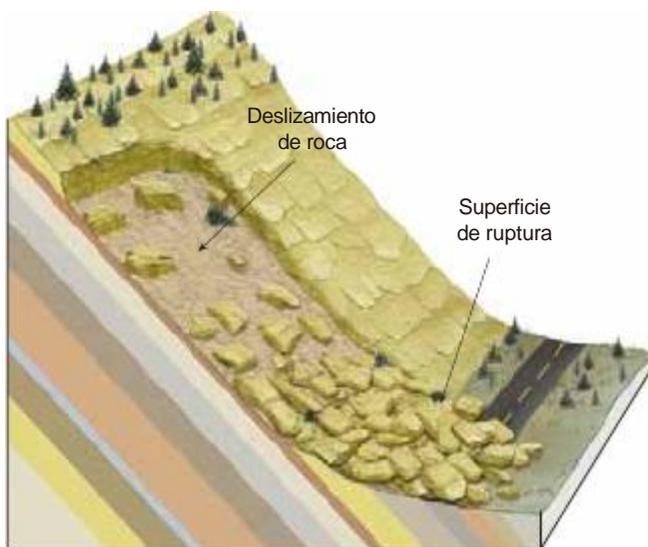
## DESLIZAMIENTO DE ROCAS



### MASS WASTING

Types of Mass Wasting

Los **deslizamientos de rocas** se producen cuando bloques rocosos se sueltan y se deslizan pendiente abajo (véase Figura 15.15). Si el material implicado está muy poco consolidado, se utiliza la expresión **deslizamiento de derrubios**. Tales acontecimientos se cuentan entre los movimientos de masa más rápidos y más destructivos. Normalmente los deslizamientos de roca tienen lugar en un ambiente geológico donde los estratos rocosos están inclinados, o donde hay diaclasas y fracturas paralelas a la pendiente. Cuando dicha unidad de roca se ve socavada en la base de la pendiente, pierde apoyo y la roca acaba por desprenderse. A veces, los deslizamientos de roca se desencadenan cuando la lluvia o el agua de fusión de la nieve lubrican la superficie subyacente en el lugar en el cual la fricción ya no basta para mantener la unidad rocosa en su lugar. Como consecuencia, los deslizamientos de roca tienden a ser más comunes durante la primavera, cuando son más frecuentes las lluvias abundantes y la fusión de la nieve.



**FIGURA 15.15.** Los deslizamientos de roca y de derrubios son movimientos rápidos clasificados como deslizamientos traslacionales en los que el material se mueve sobre una superficie relativamente plana con poca o ninguna rotación o inclinación hacia atrás.

Como ya se ha mencionado, los terremotos pueden desencadenar deslizamientos rocosos y otros movimientos de masa. Hay muchos ejemplos conocidos. El terremoto ocurrido en 1811 en Nuevo Madrid, Missouri, por ejemplo, produjo deslizamientos en un área de más de 13.000 km cuadrados a lo largo del valle del río Mississippi. El 17 de agosto de 1959, cuando un intenso terremoto iniciado al este del Parque Nacional Yellowstone desencadenó un deslizamiento masivo en el cañón del río Madison en el suroeste de Montana. En cuestión de momentos, se deslizó en el cañón una cantidad calculada en 27 millones de metros cúbicos de roca, suelo y árboles. Los derrubios obstruyeron el río y enterraron una carretera y una zona de acampada. Perecieron más de veinte campistas a quienes pilló desprevenidos.

No muy lejos de aquella zona, se había producido 34 años antes el deslizamiento de rocas del Gros Ventre. El río Gros Ventre fluye hacia el oeste desde la parte más septentrional de la cordillera Wind River en el noroeste de Wyoming, a través del Parque Nacional Grand Teton, y acaba vaciándose en el río Snake. El 23 de junio de 1925, ocurrió en su valle un masivo deslizamiento de rocas, justo al este de la pequeña ciudad de Kelly. En el lapso de tan solo unos minutos, una gran masa de arenisca, lutita y suelo chocó contra el lado sur del valle, llevándose con él un denso pinar. El volumen de derrubios, que se calculó en 38 millones de metros cúbicos, creó un dique de 70 m de alto en el río Gros Ventre. Debido a que este río se bloqueó por completo, se formó un lago. Se llenó tan deprisa que una casa que había estado 18 m por encima del río flotaba fuera de sus cimientos 18 horas después del deslizamiento. En 1927, el lago desbordó el dique, drenando en parte el lago y produciendo una devastadora inundación corriente abajo.

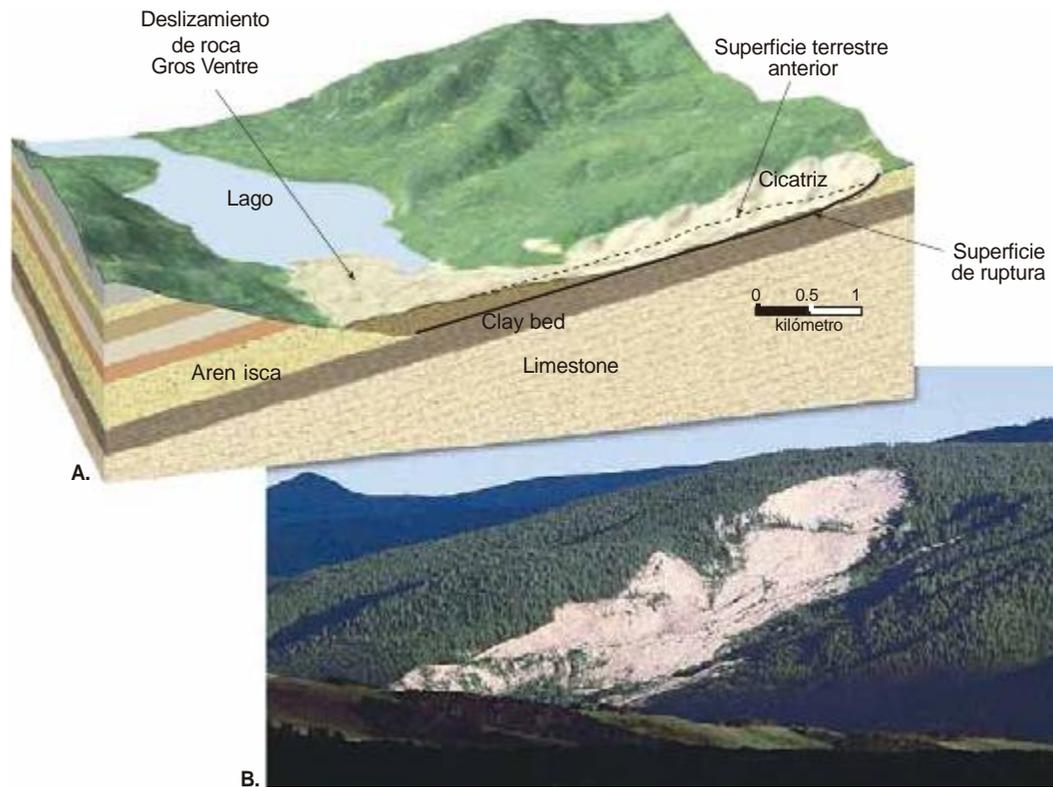
¿Por qué ocurrió el deslizamiento de rocas del Gros Ventre? En la Figura 15.16 se muestra una vista de sección transversal en forma de diagrama de la geología del valle. Obsérvense los siguientes puntos: (1) los estratos

### A veces los alumnos preguntan...

**¿Las avalanchas de nieve se consideran un tipo de proceso gravitacional?**

Sí. Algunas veces estos movimientos atronadores de la nieve y el hielo pendiente abajo mueven grandes cantidades de rocas, suelo y árboles. Por supuesto, las avalanchas de nieve son muy peligrosas, en especial para los esquiadores en las pendientes montañosas elevadas y para los edificios y las carreteras al pie de las pendientes en las regiones propensas a las avalanchas.

Cada año se producen alrededor de 10.000 avalanchas de nieve en la zona montañosa del oeste de los Estados Unidos. En un año normal, se cobran entre 15 y 25 vidas en los Estados Unidos y Canadá. Son un problema que va en aumento, puesto que cada vez hay más personas que practican los deportes y el ocio de invierno.



**FIGURA 15.16.** La parte A es una vista transversal del deslizamiento de roca del Gros Ventre. El deslizamiento ocurrió cuando el lecho de arenisca debilitada e inclinada no pudo mantener por más tiempo su posición sobre el saturado lecho de arcilla. Como se aprecia en la parte B de la imagen, aunque el deslizamiento de tierra de Gros Ventre ocurrió en 1925, la marca que dejó en la cara de la montaña Sheep es todavía un detalle prominente (La Parte A de W.C. Alden, «Landslide and Flood at Gros Ventre, Wyoming», Transactions (AIME) 76 (1928):348; la parte B foto de Stephen Trimble).

sedimentarios de esta área tenían un buzamiento (inclinación) de 15-21 grados; (2) debajo del estrato de arenisca hay una capa relativamente delgada de arcilla y (3) en el fondo del valle el río se había cortado gran parte de la capa de arenisca. Durante la primavera de 1925, el agua procedente de las intensas lluvias y de la fusión de las nieves se precipitó a través de la arenisca, saturando la arcilla de debajo. Dado que gran parte de la capa de arenisca había sido atravesada por el río Gros Ventre, la capa carecía prácticamente de apoyo en el fondo de la pendiente. Por fin la arenisca ya no pudo mantener su posición sobre la arcilla humedecida, y la gravedad empujó la masa hacia abajo por la ladera del valle. Las circunstancias en esta localización fueron tales que el acontecimiento fue inevitable.

## FLUJO DE DERRUBIOS



**MASS WASTING**  
Types of Mass Wasting

El **flujo de derrubios** es un tipo relativamente rápido de proceso gravitacional que consiste en la fluencia de

suelo y regolito con abundante cantidad de agua (Figura 15.17). Varios son representados en este capítulo, véanse las Figuras 15.1B y 15.3, y las fotos del Recuadro 15.1. Los flujos de derrubios, denominados también **coladas de barro** cuando el material es principalmente de grano fino, pueden ocurrir en muchos ambientes climáticos diferentes pero son fundamentalmente característicos de las regiones montañosas semiáridas. Los flujos de derrubio, llamados *lahares*, son también comunes en las pendientes de algunos volcanes. Debido a sus propiedades fluidas, los flujos de derrubios suelen seguir los cañones y los cauces fluviales. En las áreas pobladas, los flujos de derrubios pueden plantear un riesgo significativo para la vida y las propiedades.

## Flujos de derrubios en las regiones semiáridas

Cuando un aguacero o la fusión rápida de la nieve de una montaña crean una inundación súbita en una región semiárida, grandes cantidades de suelo y de regolito inundan los cauces de escorrentía próximos debido a que normalmente hay poca vegetación que fije el material de superficie. El producto final es una lengua de



**FIGURA 15.17.** El flujo de derrubios es una lengua de barro bien mezclado, suelo, roca y agua en movimiento. Su consistencia puede variar desde la parecida a cemento mojado hasta la de una mezcla con textura de sopa menos densa que el agua embarrada.

lodo, suelo, roca y agua bien mezclados en movimiento. Su consistencia puede oscilar entre la del cemento húmedo y la de una mezcla espesa no más gruesa que el agua fangosa. La velocidad de flujo, por consiguiente, depende no solo de la pendiente, sino también del contenido en agua. Cuando son densos, los flujos de derrubios son capaces de transportar o empujar grandes cantos rodados, árboles e incluso casas con relativa facilidad.

Los flujos de derrubios plantean un peligro serio al desarrollo en áreas de montaña relativamente secas como las del sur de California. La construcción de viviendas en las laderas de los cañones y la eliminación de la vegetación autóctona quemando los matorrales o de otras maneras han aumentado la frecuencia de esos acontecimientos destructivos. Además, cuando un flujo de derrubios alcanza el final de un cañón estrecho y empinado, se propaga hacia fuera, cubriendo el área que hay más allá de la boca del cañón con una mezcla de derrubios húmedos. Este material contribuye a la acumulación de depósitos en forma de abanico, llamados *abanicos aluviales*, en las bocas de los cañones. Los abanicos se acumulan de una manera relativamente fácil; tienen a menudo bellas vistas y están cerca de las montañas, convirtiéndose en zonas preferidas para el desarrollo urbanístico. Debido a que los flujos de derrubios se producen solo de manera esporádica, la gente no suele ser consciente del riesgo potencial de estas zonas.

## Lahares

Los flujos de derrubios compuestos principalmente de materiales volcánicos en los flancos de los volcanes se denominan **lahares**. La palabra se originó en Indonesia,

una región volcánica que ha experimentado muchos de esos acontecimientos a menudo destructivos. Históricamente, los lahares han sido uno de los peligros volcánicos más mortales. Pueden tener lugar tanto durante una erupción como durante el periodo de reposo del volcán. Se producen cuando capas muy inestables de cenizas y derrubios se saturan de agua y fluyen pendiente abajo por las laderas volcánicas. Estos flujos siguen generalmente los cauces de corrientes existentes (Figura 15.18). A menudo, se desencadenan por las lluvias densas. Otros se inician cuando grandes volúmenes de hielo y nieve se funden por el calor que asciende a la superficie desde el interior del volcán o por los gases calientes y los restos casi fundidos emitidos durante una erupción violenta.

Cuando hizo erupción el monte Santa Elena en mayo de 1980, se crearon varios lahares. Los flujos y las inundaciones acompañantes corrieron ladera abajo por los valles de las bifurcaciones norte y sur del río Toutle a velocidades que a menudo superaron los 30 km por hora. No obstante, se destruyeron o resultaron muy dañados más de 200 hogares (Figura 15.19). La mayor parte de los puentes siguió un destino similar. Según el U. S. Geological Survey,

Aun después de viajar muchas decenas de kilómetros desde el volcán y mezclarse con agua fría, las coladas de barro mantenían temperaturas que oscilaban entre los 84 °C y los 91 °C; indudablemente sus temperaturas eran más elevadas cuanto más cerca estaban del origen de la erupción... Localmente, las coladas de barro se elevaron por encima de las paredes de los valles hasta 108 m y por encima de las colinas hasta 75 m. Según las huellas dejadas por las líneas de barro, la mayor profundidad de las coladas de barro osciló entre 9,9 y 19,8 m<sup>1</sup>.

Finalmente los lahares del área de drenaje del río Toutle transportaron más de 50 millones de metros cúbicos de material a los ríos Cowlitz y Columbia. Los depósitos redujeron temporalmente la capacidad transportadora del agua del río Cowlitz en un 85 por ciento, y se redujo la profundidad del cauce de navegación del río Columbia desde 12 m a menos de 4 m.

En noviembre de 1985, se produjeron lahares durante la erupción del Nevado del Ruiz, un volcán de 5.300 m de los Andes colombianos. La erupción fundió gran parte de la nieve y el hielo que cubrían los 600 m superiores del pico, produciendo torrentes de derrubios, cenizas y lodos viscosos calientes. Los lahares se desplazaron hacia fuera del volcán, siguiendo los valles de los tres ríos, alimentados por la lluvia, que radian desde la cima. El flujo que descendió hacia el valle del

<sup>1</sup> Robert I. Tilling, *Eruptions of Mount St. Helens: Past, Present and Future*. Washington, DC: U. S. Government Printing Office, 1987.

**FIGURA 15.18.** La erupción del monte Redoubt, un volcán al sureste de Anchorage en la península Kenai de Alaska, envió grandes flujos de derrubios (lahares) corriente abajo por el valle del río Drift en abril del 2009. Los canales forman un patrón en forma de ramal justo al oeste de Cook Inlet. El color oscuro del lahar hace un gran contraste con el paisaje cubierto de nieve (NASA).



Esquema del geólogo



**FIGURA 15.19.** Casa dañada por un lahar a lo largo del río Toulte, al oeste-noroeste del monte Santa Elena. La sección final de la casa fue desgajada e incrustada contra los árboles (Foto de D. R. Crandell, U. S. Geological Survey).

río Lagunilla fue el más destructivo. Devastó la ciudad de Armero, a 48 km de la montaña. La mayoría de las más de 25.000 muertes causadas por el acontecimiento se produjeron en esta comunidad agrícola que en una ocasión fue próspera.

### A veces los alumnos preguntan...

¿Cuánto cuestan los deslizamientos de tierra en pérdidas económicas?

Según la U.S. Geological Survey, se estima que las pérdidas en dólares debidas a deslizamientos de tierra, están entre los 2 mil millones y los 4 mil millones de dólares (de 2009) anuales. Esta cantidad es una estimación conservadora, dado que no hay un método uniforme o una agencia global que controle o informe de las pérdidas por deslizamientos de tierra. Los deslizamientos provocan pérdidas económicas muy elevadas en otros países, pero no hay una estimación total de la cantidad exacta.



## FLUJOS DE TIERRA



### MASS WASTING

Types of Mass Wasting

Hemos visto que los flujos de derrubios suelen estar confinados a los cauces de las regiones semiáridas. Por el contrario, los **flujos de tierra** se forman más a menudo en las laderas de las colinas de las áreas húmedas durante épocas de precipitación abundante o de deshielo. Cuando el agua satura el suelo y el regolito de la ladera de una colina, el material puede desgajarse, dejando una cicatriz en la pendiente, y formar una masa en forma de lengua o de lágrima que fluye pendiente abajo (Figura 15.20).

Los materiales más comúnmente implicados son ricos en arcilla y limo y contienen solo pequeñas proporciones de arena y clastos más gruesos. El tamaño de los flujos de tierra oscila entre cuerpos de unos pocos metros de longitud, unos pocos metros de ancho y menos de un metro de profundidad y masas de más de 1 km de longitud, varios centenares de metros de anchura y más de diez metros de profundidad. Dado que los flujos de tierra son bastante viscosos, en general se mueven más lentamente que los flujos de derrubios, más fluidos, descritos en la sección precedente. Se caracterizan por un movimiento lento y persistente y pueden permanecer activos durante periodos que oscilan entre días y años. Dependiendo del grado de inclinación de la pendiente

y de la consistencia del material, las velocidades medidas oscilan desde menos de un milímetro al día hasta varios metros al día. A lo largo del periodo durante el cual son activos los flujos de tierra, el movimiento suele ser más rápido durante los periodos húmedos que durante las épocas más secas. Además de ocurrir como fenómenos de ladera aislados, los flujos de tierra tienen lugar normalmente en asociación con grandes desplomes. En esta situación, pueden verse como flujos en forma de lengua en la base del bloque de desplome.

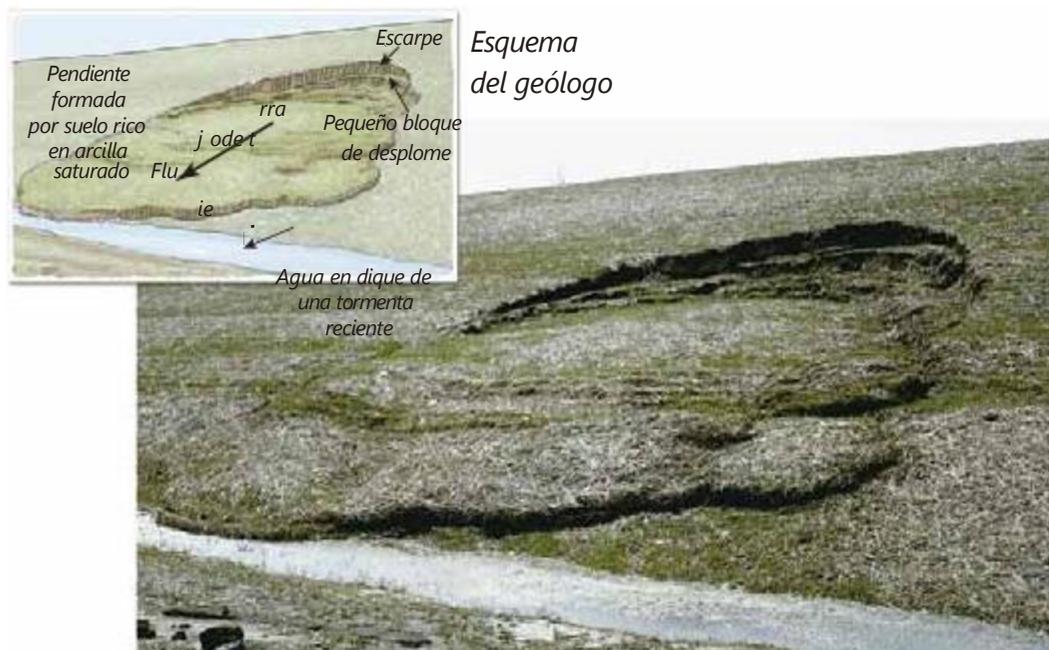
## MOVIMIENTOS LENTOS



### MASS WASTING

Types of Mass Wasting

Los movimientos del tipo de los deslizamientos de rocas, las avalanchas de rocas y los lahares son, desde luego, las formas más espectaculares y catastróficas de los procesos gravitacionales. Estos acontecimientos merecen un estudio intensivo, de manera que, mediante una prevención más eficaz, advertencias oportunas y mejores controles, se pueda salvar vidas. Sin embargo, debido a su gran tamaño y a su naturaleza espectacular, nos dan una impresión falsa de su importancia como proceso gravitacional. De hecho, los movimientos súbitos son responsables del movimiento de menos material que la acción más lenta y mucho más sutil de la



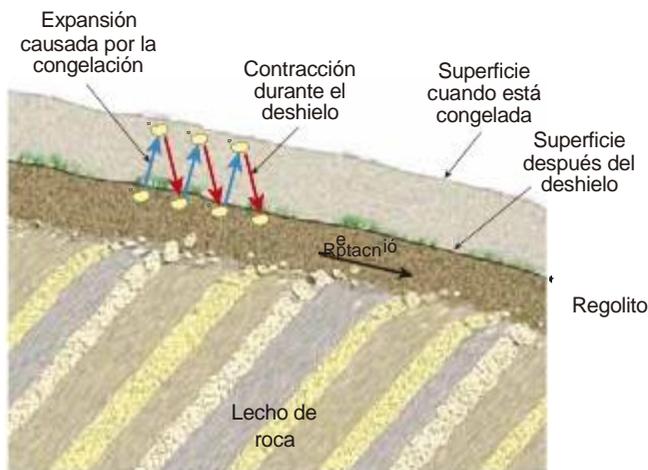
**FIGURA 15.20.** Este pequeño flujo de tierra en forma de lengua se produjo en una pendiente recién formada a lo largo de una carretera recién construida. Se formó en material rico en arcilla después de un periodo de densas lluvias. Obsérvese el pequeño desplome en la

cabecera del flujo de tierra (Foto de E. J. Tarbuck).

reptación. Mientras que los tipos rápidos de procesos gravitacionales son característicos de las montañas y las laderas empinadas de las colinas, la reptación tiene lugar en pendientes tanto empinadas como suaves y es, por tanto, mucho más general.

## Reptación

La **reptación** es un tipo de proceso gravitacional que implica el movimiento descendente gradual del suelo y el regolito. Un factor que contribuye a la reptación es la expansión y contracción alternativas del material de superficie causadas por congelación y deshielo o por humectación y sequía. Como se muestra en la

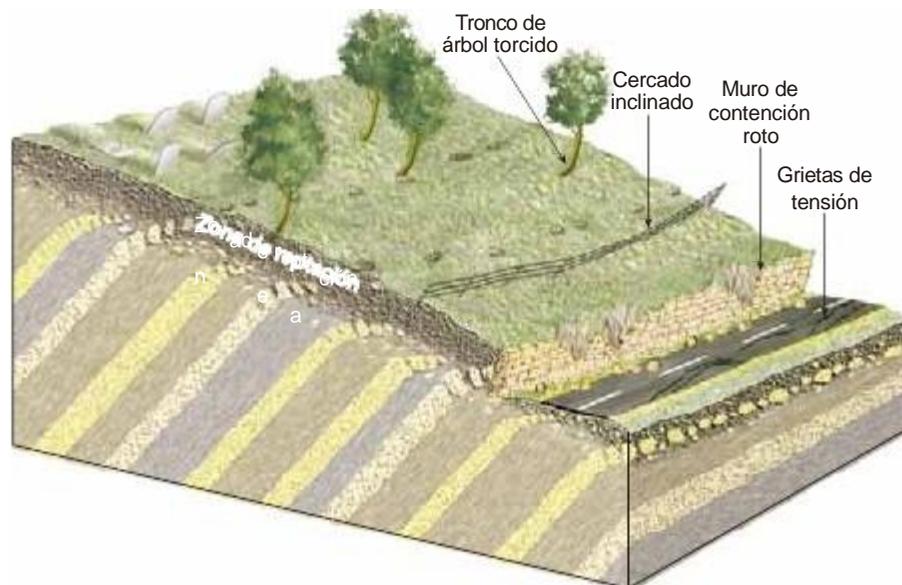


**FIGURA 15.21.** La expansión y la contracción repetidas del material de superficie producen una migración neta pendiente abajo de las partículas de roca: un proceso denominado *reptación*.

Figura 15.21, la congelación o la humectación elevan las partículas un ángulo recto con respecto a la pendiente, y el deshielo o la sequía permiten que las partículas vuelvan a caer a un nivel ligeramente inferior. Cada ciclo, por consiguiente, mueve el material una cierta distancia colina abajo. Cualquier cosa que altere el suelo, como el impacto de las gotas de lluvia y las alteraciones provocadas por las raíces de las plantas y los animales de madriguera, ayuda a la reptación. También se fomenta la reptación si el suelo se satura de agua. Después de una densa lluvia o del deshielo, el terreno repleto de agua puede perder su cohesión interna, permitiendo que la gravedad empuje el material pendiente abajo. Dado que la reptación es imperceptiblemente lenta, el proceso no puede observarse en acción. Lo que puede observarse, sin embargo, son los efectos de la reptación: hace que se inclinen los cercados y los tendidos eléctricos y que se desplacen los muros de contención (Figura 15.22).

## Solifluxión

Cuando el terreno está saturado de agua, la masa empapada fluye pendiente abajo a una velocidad de unos pocos milímetros o unos pocos centímetros diarios o anuales. Este proceso se denomina **solifluxión** (literalmente, «flujo del suelo»). Es un tipo de proceso gravitacional común en los lugares en los que el agua no puede fugarse de la capa superficial saturada a través de la infiltración a estratos más profundos. Una capa dura de arcilla densa en el suelo o una capa de lecho de rocas impermeable pueden contribuir a la solifluxión.



**FIGURA 15.22.** Aunque la reptación es un movimiento imperceptiblemente lento, sus efectos son a menudo visibles.

La solifluxión es también común en las regiones situadas por encima del *permafrost*. Se entiende por *permafrost* el suelo permanentemente helado que va asociado con los climas de los casquetes polares y la tundra de la Tierra (en la próxima sección se ampliará la información). La solifluxión puede considerarse como una forma de reptación en la cual el material no consolidado y saturado de agua se mueve lentamente pendiente abajo. Se produce en una zona situada por encima del *permafrost* denominada *capa activa*, que se derrite a una profundidad aproximada de un metro durante el breve verano de las latitudes altas y se vuelve a congelar en invierno. Durante el verano, el agua es incapaz de filtrar en la capa de *permafrost* impermeable situada debajo. Como consecuencia, la capa activa se satura y fluye lentamente. El proceso puede ocurrir en pendientes de tan solo 2 a 3 grados. Donde hay un manto bien desarrollado de vegetación, la lámina de solifluxión puede moverse en una serie de lóbulos bien definidos o en una serie de pliegues que se solapan en parte (Figura 15.23).

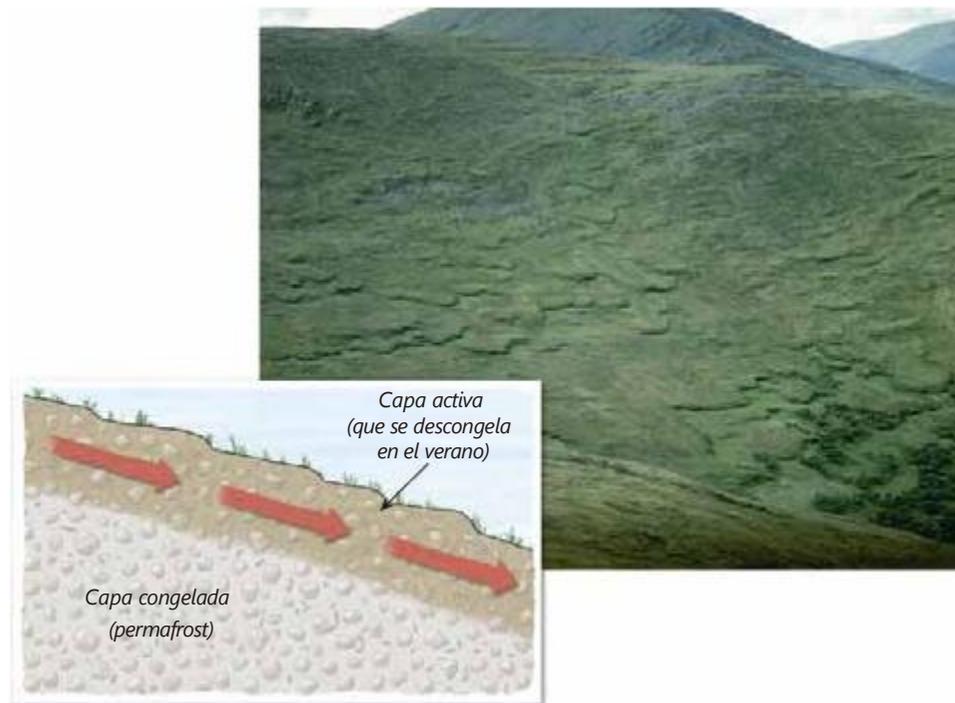
## EL SENSIBLE PAISAJE DEL PERMAFROST

Muchos de los desastres debidos a procesos gravitacionales descritos en este capítulo tuvieron impactos

inmediatos y desastrosos en las personas. Cuando las actividades humanas hacen que se funda el hielo contenido en el suelo permanentemente congelado, el impacto es más gradual y menos letal. Aun así, dado que las regiones de *permafrost* son paisajes sensibles y frágiles, las cicatrices provocadas por acciones mal planificadas pueden permanecer durante generaciones.

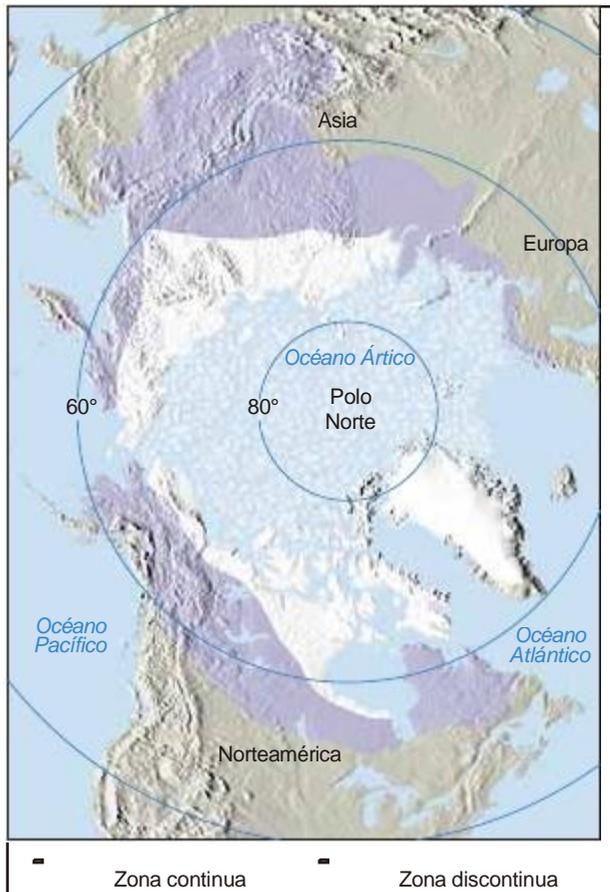
El suelo permanentemente congelado, conocido como **permafrost** o **pergerisuelo**, se produce cuando los veranos son tan fríos que solo pueden fundir una fina capa superficial. Las capas profundas permanecen congeladas todo el año. En términos estrictos, el *permafrost* solo se define en base a su temperatura; es decir, es aquel suelo con temperaturas que se han mantenido continuamente bajo 0 °C durante dos años o más. El grado en que se presenta el hielo en el terreno tiene un gran impacto en el comportamiento del material superficial. Conocer la cantidad de hielo que hay y dónde está localizado es muy importante para la construcción de carreteras, edificios y otros proyectos en zonas situadas por encima del *permafrost*.

El *permafrost* es extenso en las tierras que rodean el océano Ártico. Cubre más del 80 por ciento de Alaska, aproximadamente el 50 por ciento de Canadá y una parte sustancial de la Siberia septentrional (Figura 15.24). Cerca de los márgenes meridionales de la región, el *permafrost* está formado por masas aisladas relativamente finas. Más al norte, el área y el grosor aumentan de



Esquema del geólogo

**FIGURA 15.23.** Caballones o lóbulos de solifluxión al noreste de Fairbanks, Alaska. La solifluxión ocurre en las regiones de *permafrost* cuando la capa activa se descongela en el verano (Foto por James E. Patterson).



**FIGURA 15.24.** Distribución del permafrost en el Hemisferio Norte. En más del 80 por ciento de Alaska y un 50 por ciento de Canadá hay permafrost subyacente. Se reconocen dos zonas. En la zona continua las únicas zonas libres de hielo están bajo los lagos profundos y los ríos. En las porciones de altas latitudes de la zona discontinua, solo hay isletas desperdigadas de suelo descongelado. Mas al sur, el porcentaje de suelo sin congelar aumenta hasta que todo el suelo está descongelado (Después de la U.S. Geological Survey).

forma gradual hasta que el permafrost es esencialmente continuo y su grosor puede alcanzar o incluso superar los 500 m. En la zona discontinua, con frecuencia la planificación territorial es más difícil que en las zonas continuas más al norte, ya que la aparición de permafrost es parcheada y difícil de predecir.

Cuando el ser humano altera la superficie, eliminando la capa de vegetación aislante o construyendo carreteras o edificios, se altera el delicado equilibrio térmico y el permafrost puede descongelarse (Figura 15.25A). La descongelación produce un terreno inestable que puede deslizarse, desplomarse, ceder y sufrir un fuerte abombamiento. Cuando se construye una estructura calentada directamente sobre permafrost que contiene una gran proporción de hielo, la descongelación produce un material esponjoso, en el que puede hundirse un edificio. Una solución es emplazar los edificios



A.



B.

**FIGURA 15.25.** A. Cuando se construyó una línea ferroviaria a través de este paisaje de permafrost en Alaska, el suelo cedió (Foto de Lynn A. Yehle, U.S. Geological Survey). B. En algunas partes de Alaska, las tuberías están suspendidas por encima del suelo para evitar la fusión del delicado permafrost (Tom Pat Lesson/ Photo researchers).

y otras estructuras en soportes, a modo de zancos, que permiten que el aire subcongelado pueda circular entre la base del edificio y el suelo y mantener así el suelo congelado.

Cuando se descubrió petróleo en la región norte de Alaska, mucha gente se preocupó ante la posibilidad de construir un sistema de tuberías que enlazara los campos petrolíferos de Prudhoe Bay con el puerto libre de hielo de Valdez, 1.300 km al sur. Existía una gran preocupación porque un proyecto tan ambicioso pudiera dañar el ambiente tan sensible del permafrost. Muchos se preocuparon también por los vertidos de petróleo.

Dado que el petróleo debe calentarse a unos 60 °C para que pueda fluir correctamente, hubo que desarrollar técnicas de ingeniería especiales para aislar este calor del permafrost. Entre los métodos estaban el aislamiento de las tuberías, la elevación de partes de las

tuberías por encima del nivel del suelo, e incluso situar equipos de enfriamiento en el suelo para que se mantuviera congelado (Figura 15.25B). La tubería de Alaska es sin duda uno de los proyectos más costosos y complejos que jamás se haya construido en la tundra ártica. Estudios detallados y una cuidada técnica de ingeniería contribuyeron a reducir los efectos adversos que resultarían de la alteración del suelo congelado.

## DESLIZAMIENTOS SUBMARINOS

Como cabe imaginar, los procesos gravitacionales no están limitados al continente. El desarrollo de instrumentos de alta calidad que producen imágenes del fondo oceánico nos permitió determinar que los procesos gravitacionales submarinos son un fenómeno común y extendido. Por ejemplo, en los estudios se revelan enormes deslizamientos submarinos en los flancos de la cadena Hawaiana, así como a lo largo de la plataforma y el talud continentales de los Estados Unidos. De hecho, muchos deslizamientos submarinos, principalmente en forma de desplomes y avalanchas de derrubios, parecen mucho mayores que cualquier proceso gravitacional similar que suceda en el continente.

Entre los deslizamientos submarinos más espectaculares se cuentan los que tienen lugar en los flancos de los volcanes submarinos (denominados *montes submarinos*) y en las islas volcánicas como Hawái. En los flancos sumergidos de las islas Hawái se han identificado docenas de grandes deslizamientos de más de 20 km de longitud. Algunos tienen dimensiones verdaderamente espectaculares. Uno de los más grandes que se han cartografiado, llamado la avalancha de derrubios de Nuuanu, se encuentra en el lado nororiental de Oahu. Se extiende a lo largo de casi 25 km a través del fondo oceánico y su tramo final se eleva por una pendiente de 300 m, lo cual indica que debió de ser muy potente y tener un gran ímpetu. Este deslizamiento gigante transportó bloques enormes a muchos kilómetros. Es

probable que cuando ocurren acontecimientos tan grandes y rápidos, estos produzcan olas marinas gigantes denominadas tsunamis que recorren el Pacífico<sup>3</sup>.

Los deslizamientos submarinos masivos descubiertos en los flancos de las islas Hawái están relacionados, con casi total seguridad, con el movimiento del magma mientras un volcán está activo. A medida que se añaden grandes cantidades de lava al borde marino de un volcán, la acumulación de material acaba provocando un gran deslizamiento. En la cadena Hawaiana, parece que este proceso de crecimiento y hundimiento se repite a intervalos de 100.000 a 200.000 años mientras el volcán es activo.

A lo largo de los bordes continentales de los Estados Unidos, grandes cicatrices de desplomes y flujo de derrubios marcan el talud continental. Estos procesos son consecuencia de la acumulación rápida de sedimentos inestables o de fuerzas como las olas de los temporales y los terremotos. Los procesos gravitacionales submarinos son especialmente activos cerca de los deltas, que son depósitos masivos de sedimentos en las desembocaduras de los ríos. Aquí, a medida que se acumulan grandes cantidades de arcilla saturada de agua y sedimentos ricos en material orgánico, se vuelven inestables y fluyen con facilidad incluso por las pendientes suaves. Algunos de estos movimientos han sido necesariamente suficientes para dañar grandes plataformas perforadoras submarinas.

Los procesos gravitacionales parecen constituir una parte integral del crecimiento de los bordes continentales pasivos. Los sedimentos suministrados a la plataforma continental por los ríos se mueven a través de la plataforma hacia la parte superior del talud continental. Desde este punto, los desplomes, los deslizamientos y los flujos de derrubios hacen descender los sedimentos hacia el pie de talud o algunas veces más allá de este.

<sup>3</sup> Para más información sobre estas olas destructivas, véase la sección sobre tsunamis del Capítulo 11.

## CAPÍTULO 15

### Procesos gravitacionales: obra de la gravedad

#### RESUMEN

Por *procesos gravitacionales* se entiende el movimiento descendente de la roca, el regolito y el suelo bajo la influencia directa de la gravedad. En la evolución de la mayoría de las formas del paisaje, los procesos gravitacionales constituyen el paso siguiente a la meteorización. Los efectos combinados de los procesos gravitacionales y la erosión por las aguas de escorrentía producen los valles fluviales.

*La gravedad es la fuerza que controla los procesos gravitacionales.* Otros factores que influyen o desencadenan los movimientos pendiente abajo son la saturación en agua del material, el exceso de pendiente de las laderas, más allá del *ángulo de reposo*, la eliminación de la vegetación y el temblor de tierra de los terremotos.

Los diversos procesos que se incluyen dentro de la clasificación de procesos gravitacionales se dividen y describen en función de: (1) el tipo de material implicado (derrubios, fango, tierra o roca); (2) el tipo de movimiento (desprendimiento, deslizamiento o flujo), y (3) la velocidad del movimiento (rápido o lento).

Entre las formas más rápidas de los procesos gravitacionales se cuentan los *deslizamientos rotacionales*, deslizamientos hacia abajo de una masa de roca o de material no consolidado que se mueve como una unidad a lo largo de una superficie curva; los *deslizamientos de roca*, bloques de roca que se sueltan y deslizan

pendiente abajo; los *flujos de derrubios*, flujos relativamente rápidos de suelo y regolito que contienen una gran cantidad de agua; los *flujos de tierra*, flujos no confinados de suelo saturado rico en arcilla que se producen la mayor parte de las veces en la ladera de una colina, en un área húmeda después de precipitaciones densas o del deshielo de la nieve.

Las formas más lentas de los procesos gravitacionales son la *reptación*, movimiento colina abajo gradual de suelo y regolito, y la *solifluxión*, flujo gradual de una capa superficial saturada por debajo de la cual se extiende una zona impermeable. Los lugares comunes para la solifluxión son regiones situadas por encima del *permafrost* (suelo permanentemente helado asociado con la tundra y los climas de los casquetes polares).

El *permafrost*, o suelo permanentemente congelado, cubre grandes partes de Norteamérica y de Siberia. La descongelación produce un suelo inestable que puede deslizarse, desplomarse o ceder o experimentar un intenso levantamiento por las heladas.

Los procesos gravitacionales no están limitados a los continentes; también se producen debajo del agua. Muchos *deslizamientos submarinos*, especialmente desplomes y avalanchas de derrubios, son mucho mayores que los que se producen en el continente.

#### TÉRMINOS FUNDAMENTALES

ángulo de reposo, 468

avalancha de rocas, 476

colada de barro, 480

deslizamiento, 475

deslizamiento de derrubios, 479

deslizamiento de rocas, 479

deslizamiento rotacional, 477

desprendimiento, 474

flujo de derrubios, 480

flujo de tierra, 484

flujo, 475

lahar, 481

permafrost, 486

proceso gravitacional, 466

reptación, 585

solifluxión, 485

## PREGUNTAS DE REPASO

1. Describa cómo los procesos gravitacionales contribuyen al desarrollo de los valles fluviales.
2. ¿Cuál es la fuerza que controla los procesos gravitacionales?
3. ¿Cómo afecta el agua a los procesos gravitacionales?
4. Describa la importancia del ángulo de reposo.
5. ¿De qué manera la eliminación de la vegetación por los incendios o el talado fomenta los procesos gravitacionales?
6. ¿Qué relación tienen los terremotos con los deslizamientos?
7. ¿Cómo contribuyó la formación de un dique al desastre del cañón Vaiont? ¿Era inevitable el desastre? (véase Recuadro 15.2).
8. Distinga entre desprendimiento, deslizamiento y flujo.
9. ¿Por qué pueden moverse las avalanchas rocosas a velocidades tan grandes?
10. Tanto los deslizamientos rotacionales como los deslizamientos de roca se mueven por deslizamiento. ¿En qué se diferencian estos procesos?
11. ¿Qué factores indujeron el deslizamiento masivo de rocas en el Gros Ventre, Wyoming?
12. Explique por qué construir una casa en un abanico aluvial puede no ser una buena idea.
13. Compare y contraste las coladas de barro y los flujos de tierra.
14. Describa los procesos gravitacionales que ocurrieron en el monte Santa Elena durante su periodo activo de 1980 y en el Nevado del Ruiz en 1985.
15. Dado que la reptación es un proceso imperceptiblemente lento, ¿qué signos pueden indicar que este fenómeno está afectando a una pendiente?
16. ¿Qué es el permafrost? ¿Qué parte de la superficie terrestre se ve afectada?
17. ¿Durante qué estación del año se produce la solifluxión en las regiones de permafrost?

## MasteringGeology

La plataforma Mastering es el tutorial (en inglés) más eficaz y ampliamente utilizado para la evaluación de Ciencias.

Con MasteringGeology el profesor puede: personalizar el contenido, asignar distintas tareas, exportar las calificaciones, comparar el rendimiento del alumnado, comunicarse con los estudiantes... Mientras que el alumno puede disfrutar de un Study Area diferente por cada uno de los capítulos.

En MasteringGeology, además, podrá encontrar los siguientes contenidos y materiales interactivos extra:

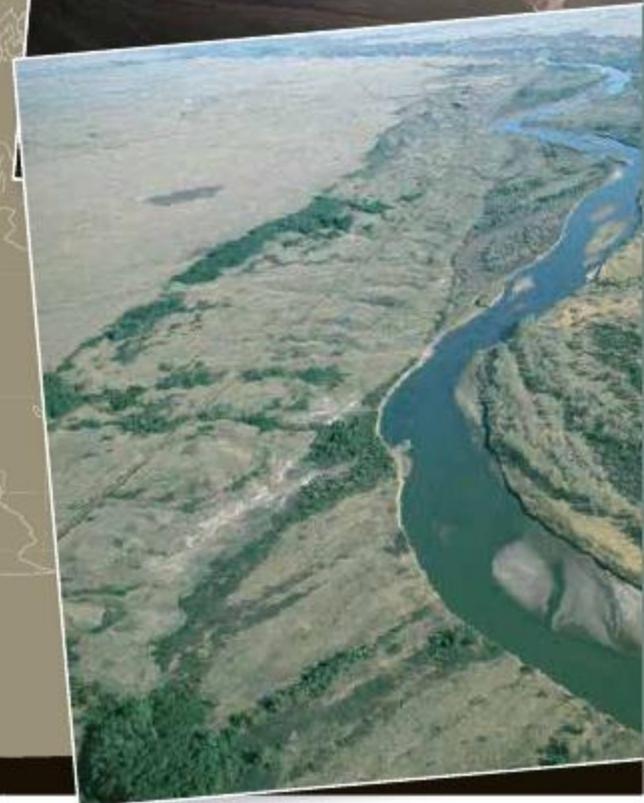
Encounter Earth  
 Geoscience Animations  
 GEODe  
 Pearson eText

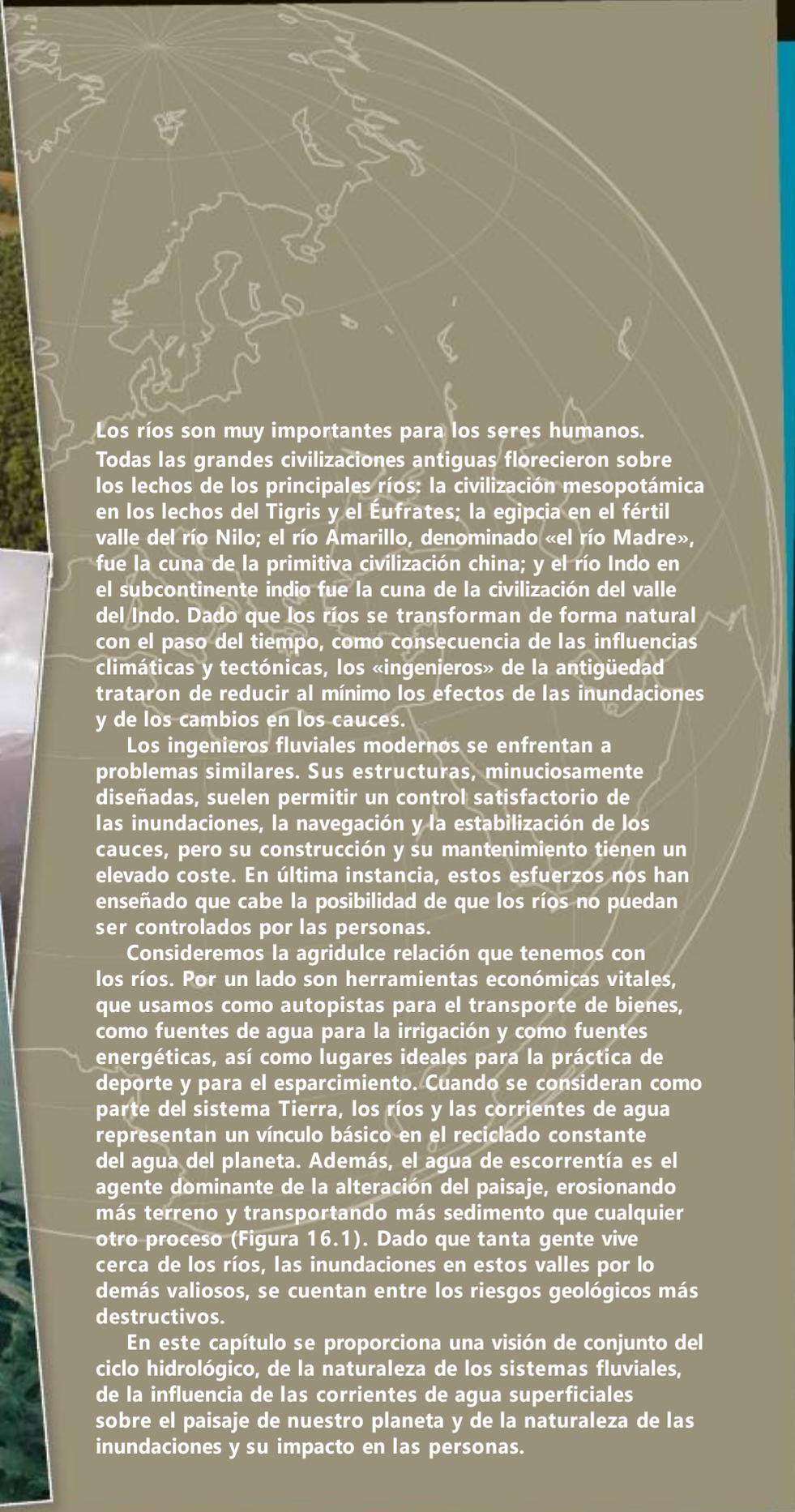
Para acceder a todos estos contenidos adicionales solo se necesita el código de acceso de las tarjetas que podrás adquirir con la compra del libro o por separado.



# CAPÍTULO 16

## Corrientes de aguas superficiales





Los ríos son muy importantes para los seres humanos. Todas las grandes civilizaciones antiguas florecieron sobre los lechos de los principales ríos: la civilización mesopotámica en los lechos del Tigris y el Éufrates; la egipcia en el fértil valle del río Nilo; el río Amarillo, denominado «el río Madre», fue la cuna de la primitiva civilización china; y el río Indo en el subcontinente indio fue la cuna de la civilización del valle del Indo. Dado que los ríos se transforman de forma natural con el paso del tiempo, como consecuencia de las influencias climáticas y tectónicas, los «ingenieros» de la antigüedad trataron de reducir al mínimo los efectos de las inundaciones y de los cambios en los cauces.

Los ingenieros fluviales modernos se enfrentan a problemas similares. Sus estructuras, minuciosamente diseñadas, suelen permitir un control satisfactorio de las inundaciones, la navegación y la estabilización de los cauces, pero su construcción y su mantenimiento tienen un elevado coste. En última instancia, estos esfuerzos nos han enseñado que cabe la posibilidad de que los ríos no puedan ser controlados por las personas.

Consideremos la agrídulce relación que tenemos con los ríos. Por un lado son herramientas económicas vitales, que usamos como autopistas para el transporte de bienes, como fuentes de agua para la irrigación y como fuentes energéticas, así como lugares ideales para la práctica de deporte y para el esparcimiento. Cuando se consideran como parte del sistema Tierra, los ríos y las corrientes de agua representan un vínculo básico en el reciclado constante del agua del planeta. Además, el agua de escorrentía es el agente dominante de la alteración del paisaje, erosionando más terreno y transportando más sedimento que cualquier otro proceso (Figura 16.1). Dado que tanta gente vive cerca de los ríos, las inundaciones en estos valles por lo demás valiosos, se cuentan entre los riesgos geológicos más destructivos.

En este capítulo se proporciona una visión de conjunto del ciclo hidrológico, de la naturaleza de los sistemas fluviales, de la influencia de las corrientes de agua superficiales sobre el paisaje de nuestro planeta y de la naturaleza de las inundaciones y su impacto en las personas.

## LA TIERRA COMO SISTEMA: EL CICLO HIDROLÓGICO



### RUNNING WATER Hydrologic Cycle

Habitamos un planeta que es único en el Sistema Solar; está justo en el lugar apropiado y tiene el tamaño perfecto (véase Capítulo 22). Si la Tierra estuviera bastante más cerca del Sol, solo existiría agua en forma de vapor. Por el contrario, si nuestro planeta estuviera más alejado, el agua estaría permanentemente congelada. Además, la Tierra es lo suficientemente grande como para tener un manto caliente que impulsa el flujo de corriente que transporta agua a la superficie por procesos de vulcanismo. El agua que afloró desde el interior de la Tierra por la convección del manto generó los océanos y la atmósfera de nuestro planeta. Así, la coincidencia de un tamaño y una localización favorables, propició que la Tierra fuera el único planeta del Sistema Solar que cuenta con un océano global y con un ciclo hidrológico.

El agua está por todas las partes de la Tierra: en los océanos, los glaciares, los ríos, los lagos, el aire, el suelo

y en los tejidos vivos. Todas estas «reservas» constituyen la hidrosfera terrestre, que contiene unos 1.360 millones de kilómetros cúbicos. La mayor parte de este contenido, alrededor de un 97 por ciento, se almacena en los océanos globales (Figura 16.2). Los casquetes glaciares y los glaciares representan algo más del 2 por ciento, lo cual deja algo menos del 1 por ciento que debe dividirse entre los lagos, las corrientes, las aguas subterráneas y la atmósfera.

Todos los ríos desembocan en el mar;  
sin embargo, el mar no está lleno;  
hacia el lugar de donde vienen los ríos,  
hacia allá regresan de nuevo. (Eclesiastés 1:7)

Como indicaba el perceptivo escritor del Eclesiastés, el agua está en continuo movimiento entre las diferentes esferas terrestres, la *hidrosfera*, la *atmósfera*, la *geosfera* y la *biosfera*. Esta circulación interminable de agua, denominada **ciclo hidrológico**, describe lo que ocurre cuando el agua se evapora del océano, las plantas y el suelo, viaja a través de la atmósfera y finalmente cae en forma de precipitaciones (Figura 16.3). La precipitación que cae en el océano ha completado su ciclo y está dispuesta a empezar otro.

Cuando la precipitación cae sobre la tierra, empapa el terreno (**infiltración**) o bien fluye sobre la superficie



**FIGURA 16.1.** Corriente de agua del Lake George Wild Forest en Nueva York (Foto de Radius Images/Photolibrary).

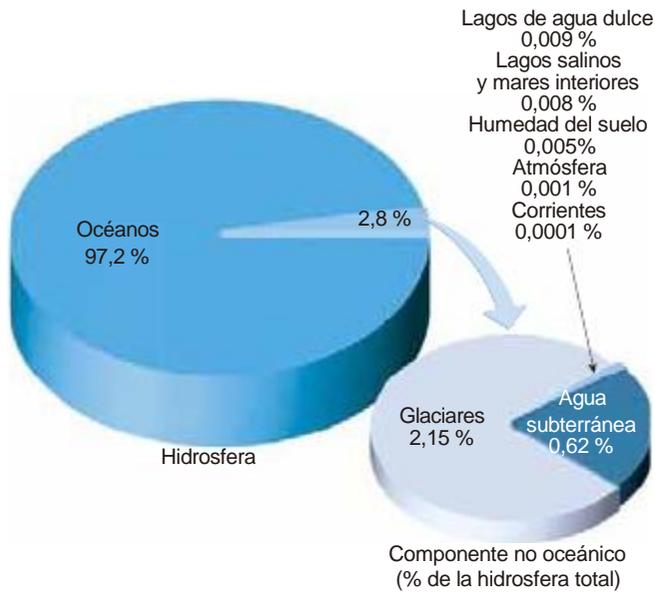


FIGURA 16.2. Distribución del agua de la Tierra.

en un proceso denominado **escorrentía** o bien se evapora inmediatamente. Gran parte del agua que se infiltra o se escurre acaba por encontrar la manera de volver a la atmósfera por medio de la evaporación desde el terreno, los lagos y las corrientes. Además, una parte del agua que se infiltra es absorbida por las plantas, que después la liberan a la atmósfera. Este proceso se denomina **transpiración** (*trans* = a través; *spiro* = respirar). Dado que, tanto la evaporación como

### A veces los alumnos preguntan...

¿La cantidad de vapor de agua que las plantas emiten a la atmósfera mediante la transpiración es significativa?

Usemos un ejemplo para poder juzgarlo por nosotros mismos. Cada año un campo de cultivo puede transpirar el equivalente a una capa de agua de 60 cm en todo el campo. La misma área de árboles puede bombear el doble de esa cantidad a la atmósfera.

la transpiración implican la transferencia directa de agua desde la superficie hasta la atmósfera, a menudo se considera un proceso combinado denominado **evapotranspiración**. La cantidad de agua que cae sobre el terreno en forma de precipitación es mayor que la que se pierde por evapotranspiración. El exceso de agua es transportada de nuevo al océano principalmente por los arroyos; menos de un 1 por ciento vuelve en forma de agua subterránea. Sin embargo, gran parte del agua que fluye en los ríos no llega directamente a los cauces tras caer en forma de precipitaciones. Por el contrario, un gran porcentaje se infiltra en el terreno para después fluir en forma de agua subterránea a los cauces de los ríos. De esta forma, el agua subterránea supone una forma de almacenamiento que sustenta el flujo de las corrientes entre precipitaciones y durante periodos de sequía.

Cuando la precipitación cae en áreas muy frías (a latitudes o elevaciones altas) el agua no puede infiltrarse,

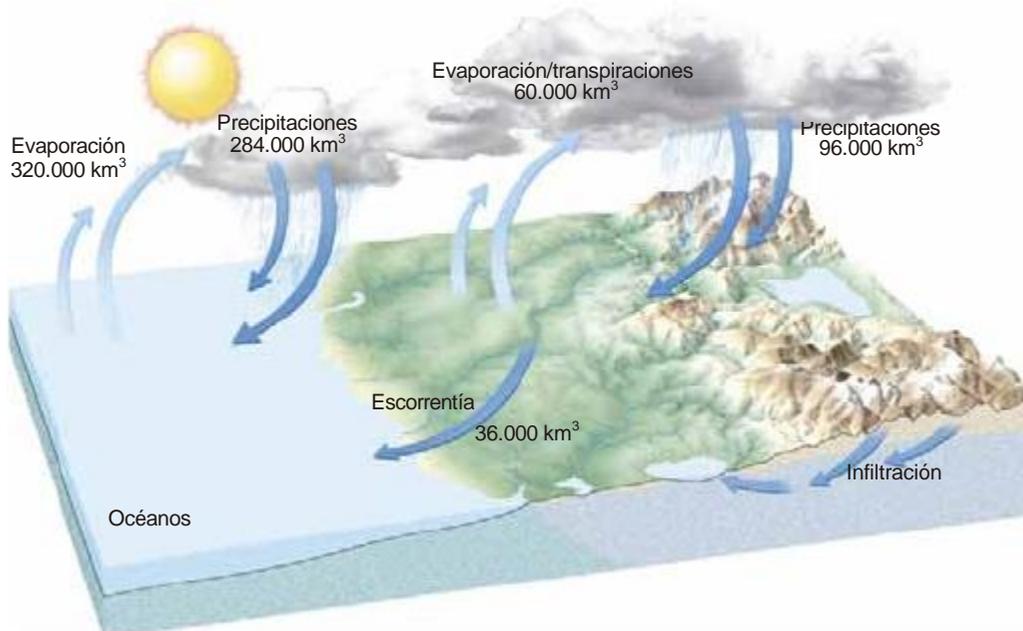


FIGURA 16.3. Equilibrio del agua en la Tierra. Cada año, la energía solar evapora alrededor de 320.000 km<sup>3</sup> de agua de los océanos, mientras que la evaporación de los continentes (incluidos lagos y corrientes) contribuye con 60.000 km<sup>3</sup> de agua. De este total de 380.000 km<sup>3</sup> de agua, unos 284.000 km<sup>3</sup> caen de nuevo en el océano, y los 96.000 km<sup>3</sup> restantes caen en la superficie de los continentes. De estos 96.000 km<sup>3</sup>, solo 60.000 se evaporan desde los continentes, dejando 36.000 km<sup>3</sup> de agua que erosionan el terreno durante su viaje de vuelta a los océanos.

escurrirse o evaporarse inmediatamente. En cambio, entra a formar parte de un campo de nieve o de un glaciar. De esta manera los glaciares almacenan grandes cantidades de agua sobre el terreno. Si los glaciares actuales se derritieran y liberasen el agua que tienen almacenada, el nivel del mar se elevaría varias decenas de metros en todo el mundo y sumergiría muchas áreas costeras densamente pobladas. Como veremos en el Capítulo 18, en los últimos dos millones de años, se han formado y derretido en varias ocasiones inmensos casquetes continentales, cambiando en cada ocasión el equilibrio del ciclo hidrológico.

En la Figura 16.3 se muestra también que el ciclo hidrológico de la Tierra está en equilibrio. Cada año, la energía solar hace que se evaporen unos 320.000 km<sup>3</sup> de agua de los océanos, pero solo 284.000 km<sup>3</sup> se devuelven a los océanos en forma de precipitaciones. El equilibrio se alcanza mediante los 36.000 km<sup>3</sup> que se transportan al océano en forma de aguas de escorrentía. Aunque las aguas de escorrentía suponen solo un pequeño porcentaje del total, son, sin duda, *el agente más importante que esculpe la superficie de la Tierra*.

En resumen, el ciclo hidrológico representa la circulación continua del agua de los océanos a la atmósfera, de la atmósfera al terreno y, desde este, de vuelta al mar. El desgaste de la superficie terrestre se atribuye en gran medida a la última de estas etapas, a la que está dedicado fundamentalmente el resto de este capítulo.

## LAS AGUAS DE ESCORRENTÍA



### RUNNING WATER

#### Stream Characteristics

Recordemos que la mayor parte de las precipitaciones que caen sobre los continentes penetra en el terreno (infiltración) o bien permanece en la superficie, desplazándose pendiente abajo como aguas de escorrentía. La cantidad de agua que se escurre de esta manera, en vez de infiltrarse, depende de muchos factores, entre ellos: (1) la intensidad y la duración de la precipitación; (2) el estado de humedad previo del terreno; (3) la textura del suelo; (4) la pendiente del terreno, y (5) la cantidad y naturaleza de la cubierta vegetal. Cuando la textura del terreno es muy impermeable o cuando el terreno se satura, el proceso que predomina es la escorrentía, la cual es también importante en las zonas urbanas, porque grandes áreas están cubiertas por edificios, carreteras y aparcamientos impermeables.

Al principio, las aguas de escorrentía fluyen por las pendientes en forma de láminas anchas y delgadas mediante un proceso denominado **flujo laminar**. Después de cierto tiempo, este flujo no confinado y delgado

desarrolla unos hilos de corriente que forman diminutos cauces denominados **acanaladuras**, las cuales se unen para formar surcos, que a su vez forman arroyos, riachuelos o corrientes de agua. Una vez alcanzado un tamaño indefinido se denominan ríos. Aunque a menudo los términos *río* y *corriente de agua* son empleados indistintamente, los geólogos definen las **corrientes de agua** como el agua que fluye por un cauce, independientemente de su tamaño. Por otra parte, un **río** es un término general para las corrientes de agua que transportan cantidades significativas y que tienen varios afluentes.

En las regiones húmedas, el agua que alimenta el flujo de las corrientes de agua proviene de dos fuentes, el flujo terrestre que alimenta de forma esporádica la corriente y las aguas subterráneas que se filtran en el cauce a un ritmo lento pero constante. En zonas donde el lecho de roca está compuesto por rocas solubles como las calizas, pueden existir amplias aberturas que facilitan el transporte del agua subterránea hasta las corrientes de agua. En las regiones áridas, sin embargo, el *nivel freático* puede estar por debajo del nivel del cauce de la corriente, en cuyo caso, esta última cede agua al sistema de aguas subterráneas a través del lecho de la corriente.

## Cuencas de drenaje

Todas las corrientes de agua drenan en una zona denominada **cuenca de drenaje** (Figura 16.4). Cada cuenca de drenaje se separa de otra por una línea imaginaria denominada **divisoria**, algo perfectamente visible como una cresta puntiaguda en algunas zonas montañosas, pero que puede ser bastante difícil de identificar en topografías más llanas. La salida, por donde la corriente de agua abandona la cuenca de drenaje, tiene una pendiente inferior a la del resto de la cuenca.

El tamaño de la divisoria oscila entre un montículo que separa dos pequeños arroyos en una colina hasta *divisorias continentales*, que dividen continentes enteros en enormes cuencas de drenaje. El río Mississippi tiene la mayor cuenca de drenaje de toda Norteamérica: recoge y transporta el 40 por ciento del flujo de Estados Unidos (Figura 16.5).

Del examen de la cuenca de drenaje de la Figura 16.4, se observa que las laderas cubren la mayor parte de la zona. La erosión del agua sobre las laderas es reforzada por el impacto de las precipitaciones que caen y de los flujos de superficie, que se desplazan pendiente abajo en forma de láminas o en acanaladuras hacia el cauce de la corriente de agua. La erosión de las laderas es la fuente principal de las partículas finas (arcillas y arena fina) que se depositan en los cauces de las corrientes.



**FIGURA 16.4.** Una cuenca de drenaje es la zona de tierra drenada por una corriente y sus afluentes.

## Sistemas fluviales

Los ríos drenan la mayor parte de las áreas terrestres, excepto en las regiones extremadamente áridas o las zonas polares que están siempre congeladas. En cierto modo la variedad de ríos que existe es un reflejo de los diferentes ambientes donde se encuentran. Por ejemplo, el río de La Plata de Uruguay drena una zona de casi el mismo tamaño que el Nilo en Egipto, pero La Plata transporta casi diez veces más agua al océano. Como su cuenca de drenaje está en un clima tropical, el río de La Plata tiene una gran escorrentía. En cambio el Nilo, que también se origina en una región húmeda, fluye a través de un paisaje cada vez más árido donde se evaporan grandes cantidades de agua o se sustraen del cauce para mantener los cultivos agrícolas. Así, las diferencias climáticas y la intervención humana pueden influir



**FIGURA 16.5.** Las cuencas de drenaje y las divisorias existen para todas las corrientes, con independencia de su tamaño. La cuenca de drenaje del río Yellowstone es una de tantas que suministra agua al río Missouri, que a su vez, es una de las que componen la cuenca de drenaje del río Mississippi. La cuenca de drenaje del río Mississippi, el río más grande de Norteamérica, cubre unos 3 millones de kilómetros cuadrados.

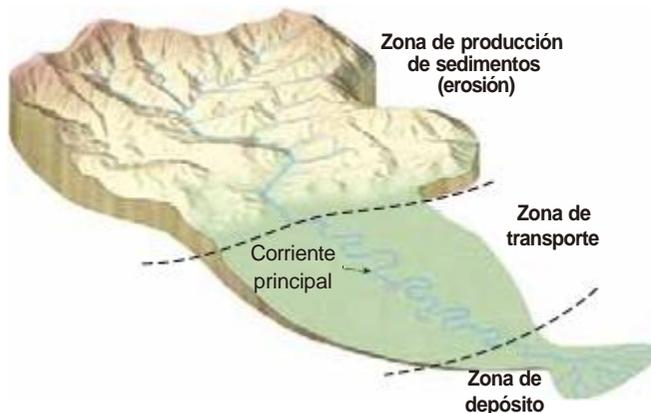
significativamente en el carácter de un río. Más adelante examinaremos otros factores que contribuyen a la variabilidad de las corrientes de agua.

Los sistemas fluviales no solo consisten en una red de cauces de corrientes de agua, sino en toda la cuenca de drenaje. Según los procesos dominantes que operan dentro de los sistemas fluviales, estos pueden dividirse en tres zonas diferentes: la de *producción de sedimentos* (donde predomina la erosión), la de *transporte de sedimentos* y la de *depósito de sedimentos* (Figura 16.6). Es importante reconocer que se erosionan, transportan y sedimentan a lo largo de toda la corriente de agua, con independencia del proceso que predomine en cada zona.

La zona de *producción de sedimentos*, de donde proviene la mayor parte del agua y del sedimento, se localiza en la zona de la cabecera del sistema. Gran parte del sedimento que transportan las corrientes de agua es originalmente el lecho de roca que se va fracturando por meteorización y luego es transportado pendiente abajo por los procesos gravitacionales y el flujo superficial. La erosión de las riberas también puede aportar una cantidad significativa de sedimentos. Además, la acción erosiva del agua profundiza más el cauce y contribuye a la carga de sedimentos de la corriente.

El sedimento adquirido por una corriente de agua es transportado luego a través de la red de cauces a lo largo de las denominadas «*corrientes principales*». Cuando éstas se equilibran, la cantidad de sedimentos que se erosionan de sus riberas iguala a la cantidad que es depositada en cualquier otro punto del cauce. Aunque, con el tiempo, las corrientes principales reorganizan sus cauces, no constituyen una fuente de sedimentos ni los acumulan ni los almacenan.

Cuando un río llega al océano o a cualquier otra gran masa de agua, se ralentiza y la energía con la que transporta los sedimentos se ve muy reducida. La mayoría



**FIGURA 16.6.** Un sistema fluvial puede dividirse en tres zonas en función de los procesos predominantes que operan en cada una. Estas son las zonas de producción de sedimentos (erosión), de transporte de sedimentos y de depósito de sedimentos (Adaptado de Schumm).

de los sedimentos o bien se acumula en la desembocadura del río para formar un delta, o bien se reconfiguran por la acción de las olas para formar una variedad de accidentes costeros, o bien son transportadas lejos de la costa por las corrientes oceánicas. Dado que los sedimentos más gruesos tienden a depositarse corriente arriba, son principalmente los sedimentos finos (arcilla, limo y arena fina) los que acaban llegando al océano. En conjunto, la erosión, el transporte y el depósito son los procesos mediante los cuales los ríos mueven los materiales de la superficie terrestre y esculpen los paisajes (Figura 16.6).

## FLUJO DE CORRIENTE



### RUNNING WATER

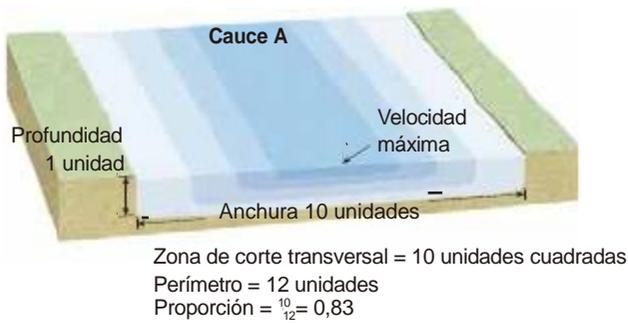
#### Stream Characteristics

En los cauces de los ríos, el agua viaja pendiente abajo por la influencia de la gravedad. En corrientes de agua con flujos muy lentos, el agua se desplaza siguiendo trayectorias rectas paralelas al cauce, lo que se denominada **flujo laminar**. Sin embargo, las corrientes de agua casi siempre exhiben un **flujo turbulento**, en el que el agua se mueve de una manera confusa y errática, a menudo caracterizada por la presencia de remolinos turbulentos horizontales y verticales. En los vórtices y los remolinos, así como en los rápidos de aguas bravas, es donde se observa un comportamiento más turbulento. Aun aquellas corrientes que parecen tranquilas en la superficie, exhiben a menudo corrientes turbulentas en el fondo y en los lados del cauce, donde la resistencia al flujo es mayor. La turbulencia contribuye a la capacidad de la corriente para erosionar su cauce porque arranca el sedimento del lecho del cauce.

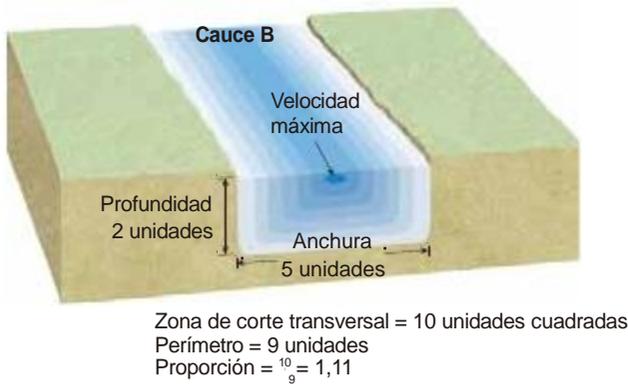
## Velocidad de la corriente

La velocidad de una corriente puede variar significativamente de un lugar a otro a lo largo del cauce, así como con el tiempo, en respuesta a las variaciones en la cantidad y la intensidad de las precipitaciones. Cuando uno se adentra en una corriente se observa que la velocidad aumenta a medida que se alcanza el centro del cauce. Esto es consecuencia de la resistencia friccional, que es mayor cerca del lecho y las riberas de los cauces de las corrientes.

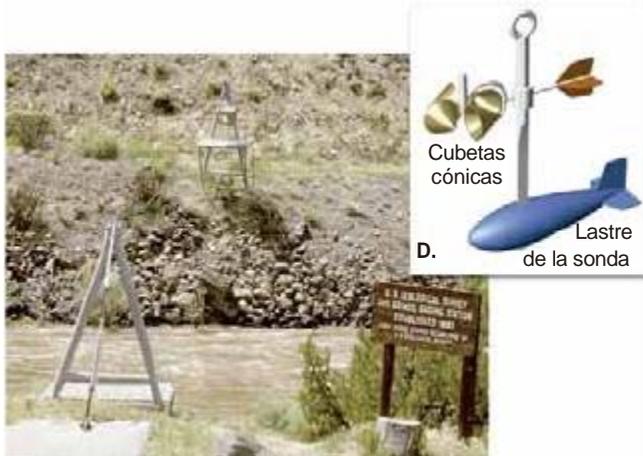
Los científicos determinan las velocidades en estaciones de aforo, tomando determinaciones en varios puntos a través del cauce del río y luego calculando la media (Figura 16.7C, D). Algunas corrientes perezosas fluyen a una velocidad inferior a 1 km por hora, mientras que en algunos rápidos pueden superar los 30 km por hora.



A. Cauce ancho y somero



B. Cauce estrecho y profundo



C. Estación de aforo

**FIGURA 16.7.** Influencia de la forma del cauce en la velocidad.

**A.** La corriente A tiene un cauce ancho y poco profundo y un gran perímetro. **B.** El área de corte transversal del cauce B es parecida al de la corriente A, pero hay menos agua en contacto con el cauce y por tanto menos arrastre por fricción. Así, el agua fluirá más rápidamente en el cauce B, aunque todos los demás factores sean iguales. **C.** La U.S. Geological Survey recoge registros continuos de la altura y el caudal en más de 7.000 estaciones de aforo en los Estados Unidos. Las velocidades medias se determinan usando mediciones en varios puntos a través de la corriente. Esta estación está en el sur del río Grande en Taos, Nuevo México (Foto de E. J. Tarbuck). **D.** Medidor real usado para medir la velocidad de las corrientes en una estación hidrométrica.

La capacidad de una corriente para erosionar y transportar material está directamente relacionada con su velocidad. Variaciones, incluso ligeras, de velocidad pueden inducir cambios significativos en la carga de sedimento que el agua puede transportar. Varios factores determinan la velocidad de una corriente y, por consiguiente, controlan la cantidad de trabajo erosivo que una corriente puede llevar a cabo. Entre esos factores se cuentan: (1) el gradiente; (2) la forma, el tamaño y la irregularidad del cauce y (3) el caudal.

## Gradiente y características del cauce

La pendiente del cauce de una corriente, expresada normalmente como la caída vertical de una corriente a lo largo de una distancia dada se denomina **gradiente**. Zonas bajas del río Mississippi, por ejemplo, tienen gradientes de 10 cm por kilómetro y menores. Solo a modo de comparación, algunos cauces de corrientes de montaña empinados disminuyen su pendiente a un ritmo de más de 40 m por kilómetro, es decir, con un desnivel 400 veces más abrupto que el del bajo Mississippi (Figura 16.8). También el gradiente varía a lo largo de cualquier cauce. Cuanto mayor sea el gradiente, mayor será la energía disponible para el flujo de la corriente.

A medida que viaja pendiente abajo por el cauce de una corriente, el agua encuentra una cantidad significativa de resistencia friccional. La *forma transversal* (un corte hecho de un lado a otro del cauce) de un cauce determina la cantidad de agua que estará en contacto con las riberas y el lecho del cauce. Esta medición se denomina **perímetro del cauce**. El cauce más eficaz es aquel cuya área transversal tiene el menor perímetro mojado. En la Figura 16.7 se comparan dos formas de cauce: el cauce A es ancho y somero; el B es estrecho y profundo. Aunque el área transversal de los dos es idéntica, el B tiene menos agua en contacto con el cauce y, por consiguiente, menos fricción por arrastre. Como consecuencia, si todos los demás factores son iguales, el agua fluirá con mayor rapidez y con más eficacia en el cauce B que en el A (véase Figura 16.7).

La profundidad del agua también afecta a la resistencia friccional que el cauce ejerce sobre el flujo. La velocidad máxima del flujo se alcanza cuando una corriente *llena el cauce* antes de que el agua comience a inundar la llanura de inundación. En esta etapa, la proporción entre la zona trasversal del cauce y el perímetro mojado es la más elevada y el flujo de la corriente es el más eficaz. Del mismo modo, un aumento del tamaño del cauce reduce el radio del perímetro con respecto al área transversal y, por consiguiente, aumenta la eficacia del flujo. Si se mantiene igual el resto de los factores, las velocidades del flujo son mayores en los cauces más grandes que en los pequeños.



**FIGURA 16.8.** Los rápidos son comunes en las corrientes de montaña porque los cauces son rugosos e irregulares (Foto de Fogstock LLC/Photolibrary).

La mayoría de las corrientes tienen cauces que pueden describirse como *desiguales*. Elementos como los bloques, las irregularidades en el lecho del cauce y los restos de madera causan turbulencias que dificultan significativamente el flujo.

## Caudal

Las corrientes de agua tienen tamaños variables, desde pequeños riachuelos de cabecera, a grandes ríos con varios kilómetros de anchura. El tamaño del cauce de una corriente viene determinado principalmente por la cantidad de agua que le suministra la cuenca de drenaje. La medida que se usa más a menudo para comparar el tamaño de las corrientes es el **caudal**, la cantidad de agua que atraviesa un determinado punto en una unidad de tiempo concreta. Suele medirse en metros cúbicos por

segundo. El caudal se determina multiplicando el área transversal de una corriente por su velocidad.

En la Tabla 16.1 se enumeran los ríos más grandes del mundo en términos de caudal. El mayor de Norteamérica, el Mississippi, tiene un caudal medio de  $17.300 \text{ m}^3$  por segundo. Aunque esto es una enorme cantidad de agua, queda no obstante empequeñecida por el extraordinario Amazonas, el río más grande del mundo. De hecho, se ha calculado que la fluencia del Amazonas constituye alrededor del 15 por ciento del total de agua dulce que descargan en el océano todos los ríos del mundo. ¡Su caudal de tan solo un día abastecería las necesidades de agua de la ciudad de Nueva York durante 9 años!

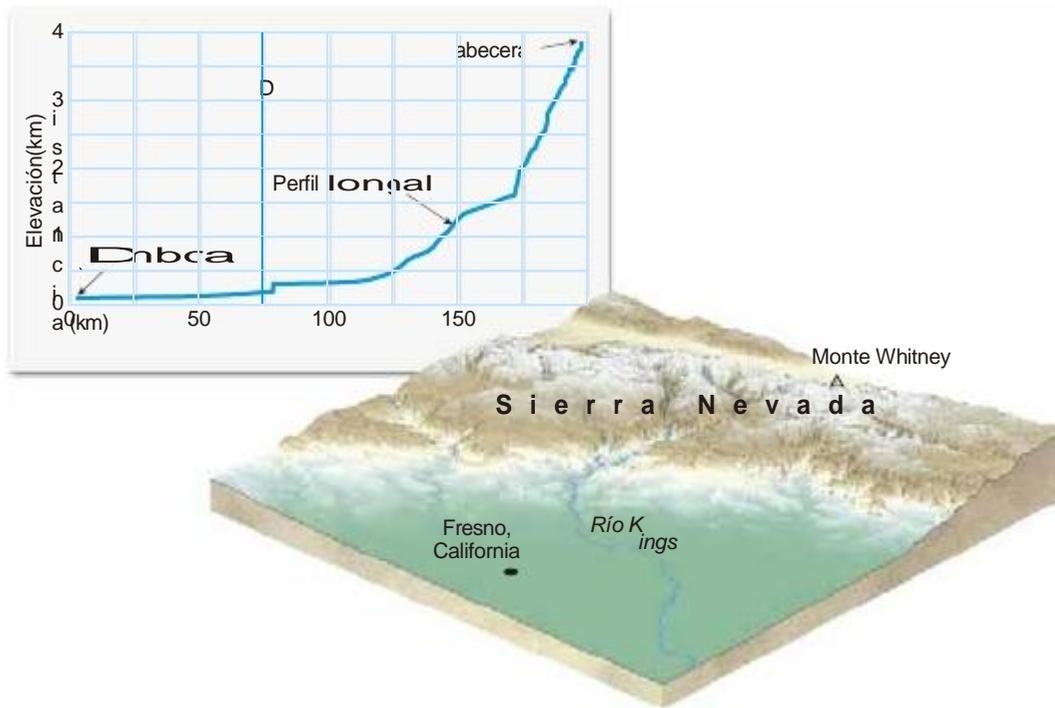
El caudal de un sistema fluvial cambia con el tiempo debido a las variaciones en la cantidad de precipitaciones recibida por la cuenca de drenaje. Los estudios demuestran que, cuando aumenta el caudal, la anchura, la profundidad y la velocidad del cauce aumentan, como cabía prever. De hecho, las determinaciones demuestran que cuando aumenta la cantidad de agua de una corriente, la anchura, profundidad y velocidad aumentan de una manera ordenada. Como vimos antes, cuando el tamaño del cauce aumenta, hay una cantidad proporcionalmente menor de agua en contacto con el lecho y las riberas del cauce. Esto significa que se reduce la fricción, que actúa retrasando el flujo. Cuanto menor sea la fricción, con mayor rapidez fluirá el agua.

## Cambios corriente abajo

Una forma útil de estudiar una corriente de agua es examinar su **perfil longitudinal**. Dicho perfil es simplemente un corte transversal de una corriente desde su área de origen denominada **cabecera** hasta su **desembocadura**, el punto, aguas abajo, donde el río se vacía en otro cuerpo acuoso, ya sea un río, un lago o el océano. Examinando la Figura 16.9, se puede ver que la

**Tabla 16.1.** Los ríos más grandes del mundo clasificados por caudal.

Calificación	Río	País	Cuenca	Caudal medio
			$\text{m}^2$	m por segundo
1	Amazonas	Brasil	5.778.000	212.400
2	Congo	R. D. del Congo	4.014.500	39.650
3	Yangtze	China	1.942.500	21.800
4	Brahmaputra	Bangla Desh	935.000	19.800
5	Ganges	India	1.059.300	18.700
6	Yenisei	Rusia	2.590.000	17.400
7	Mississippi	Estados Unidos	3.222.000	17.300
8	Orinoco	Venezuela	880.600	17.000
9	Lena	Rusia	2.424.000	15.500
10	Paraná	Argentina	2.305.000	14.900

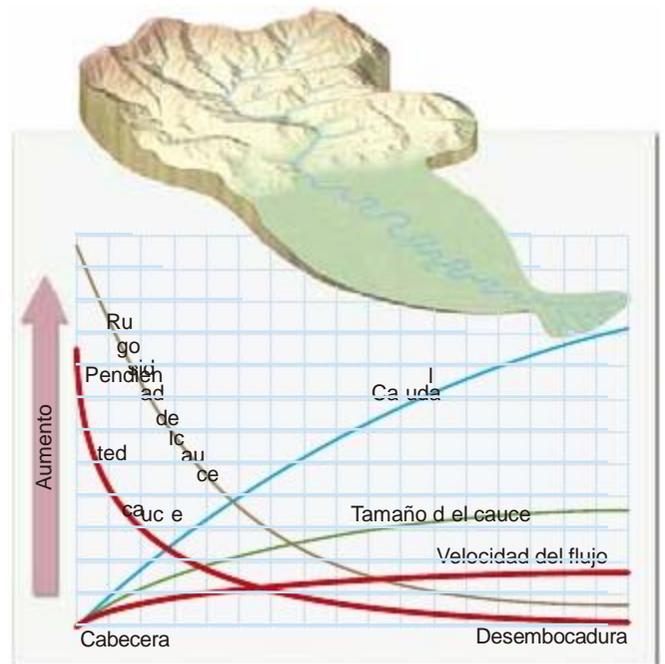


**FIGURA 16.9.** Perfil longitudinal del río Kings en California. Se origina en la Sierra Nevada y fluye hacia el este adentrándose en el valle de San Joaquín. El perfil longitudinal es un corte trasversal a lo largo de la longitud de una corriente fluvial. Obsérvese la curva cóncava del perfil, con un gradiente mayor corriente arriba y un gradiente más suave corriente abajo.

característica más obvia de un perfil longitudinal típico es su forma cóncava, resultado de la reducción de la pendiente entre la cabecera y la desembocadura. Además, existen irregularidades locales en los perfiles de la mayoría de las corrientes, las zonas más planas pueden asociarse con lagos, y las secciones empinadas son zonas de rápidos o caídas de agua.

La disminución de pendiente observada en la mayoría de los perfiles de corrientes suele ir acompañada de un aumento del caudal y del tamaño del cauce, y de una reducción del tamaño de las partículas de sedimentos (Figura 16.10). Por ejemplo, los datos recogidos en estaciones de aforo sucesivas a lo largo de la mayoría de los ríos, demuestran que, en regiones húmedas, el caudal aumenta hacia la desembocadura. Esto no debería pillarnos por sorpresa, porque, a medida que descendemos corriente abajo, cada vez más afluentes aportan agua al cauce principal. En el caso del Amazonas, por ejemplo, unos 1.000 afluentes se unen al río principal a lo largo de su curso, de 6.500 km, a través de Sudamérica.

Para acomodar el creciente volumen de agua, el tamaño del cauce suele también aumentar corriente abajo. Recordemos que la velocidad del flujo es mayor en los cauces grandes que en los pequeños. Además, las observaciones demuestran que, corriente abajo, el tamaño de los sedimentos disminuye, lo que hace un caudal más fluido y eficaz.



**FIGURA 16.10.** Gráfico que muestra cómo varían las propiedades del cauce de una corriente desde su cabecera hasta su desembocadura. El gradiente decrece hacia la desembocadura, pero el aumento del tamaño del cauce y del caudal, y la disminución de la rugosidad compensan con creces la disminución de la pendiente. Por consiguiente, la velocidad del flujo de la corriente normalmente aumenta en la desembocadura.

## A veces los alumnos preguntan...

El parte meteorológico de la zona donde vivo suele incluir información sobre la altura del río que atraviesa la región. ¿Qué es exactamente la «altura»?

Es una de las mediciones básicas realizadas en cada una de las más de 7.000 estaciones de aforo de los Estados Unidos. Es simplemente la altura del agua superficial en relación con un punto de referencia fijado arbitrariamente. La medición suele realizarse en una estación de aforo. Esta estructura está formada por un pozo excavado a lo largo de la orilla del río con un almacén a su alrededor que protege el equipo que se encuentra en su interior. El agua entra o sale a través de una o más tuberías que permiten que el agua del pozo ascienda o descienda al mismo nivel que el río. El equipo de registro de la estación de aforo registra el nivel del agua del pozo (la altura del río). Luego se puede acceder a los datos registrados por vía telefónica o éstos pueden ser transmitidos por satélite. Los datos se utilizan para publicar advertencias de inundación.

La pendiente del cauce disminuye hacia la desembocadura de la corriente de agua, pero la velocidad del flujo suele aumentar, lo que se contradice con nuestras suposiciones intuitivas de corrientes de agua estrechas y rápidas en la cabecera y de ríos plácidos y anchos que fluyen a través de una topografía suave. El aumento del tamaño del cauce y del caudal, y la disminución de las desigualdades del cauce que suceden corriente abajo, compensan el descenso de la pendiente y aumentan así la eficacia de la corriente de agua (véase Figura 16.10). Por tanto, la velocidad media del flujo es normalmente menor en los arroyos de cabecera que en los plácidos y anchos ríos que «se dejan llevar».

## LA ACCIÓN DE LAS CORRIENTES DE AGUA

Las corrientes de agua son los agentes erosivos más importantes de la Tierra. No solo tienen capacidad para horadar y ampliar sus cauces, sino que también tienen capacidad para transportar cantidades enormes de sedimentos que reciben de los flujos superficiales, los procesos gravitacionales y el agua subterránea. Al final, gran parte de este material se deposita para formar una gran variedad de paisajes.

### Erosión de las corrientes

La acción de las gotas de lluvia sobre el sedimento, que va liberando partículas, contribuye a la capacidad de una corriente fluvial para acumular y transportar suelo y roca meteorizada (véase Figura 6.23, pág. 224). Cuando el terreno se satura, el agua de lluvia no puede

infiltrarse por lo que fluye pendiente abajo transportando algo del material que desprende. A menudo, en las pendientes baldías el flujo de agua fangosa (escorrentía laminar) abre pequeños canales (acanaladuras), que con el tiempo pueden transformarse en surcos mayores (véase Figura 6.24, pág. 224).

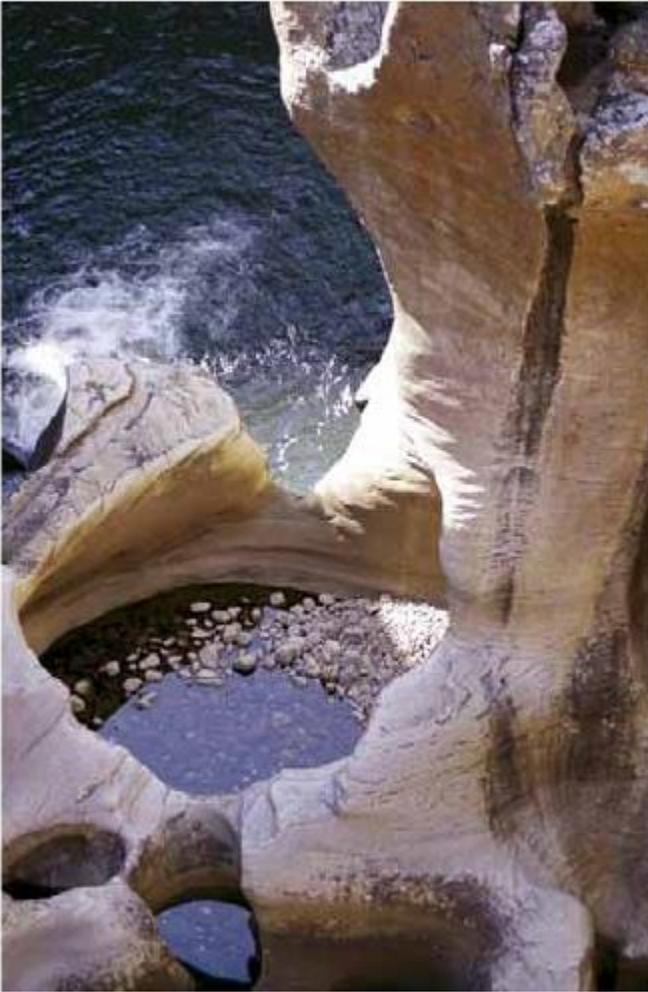
Una vez confinado el flujo a un cauce, el poder erosivo de una corriente está relacionado con su pendiente y su caudal. El grado de erosión, sin embargo, también depende de la resistencia relativa de los materiales de los márgenes y del lecho. En general, los cauces compuestos por materiales no consolidados se erosionan con más facilidad que los excavados en la roca.

Cuando un cauce es arenoso, las partículas se desprenden con facilidad del lecho y de los márgenes, y se quedan suspendidas en el agua en movimiento. Además, los márgenes formados por material arenoso están a menudo socavados, lo que hace que caiga al agua una cantidad aun mayor de derrubios sueltos para ser arrastrados corriente abajo. Cuando están compuestos de grava gruesa o arcilla compactada y partículas de limo tienden a ser en parte más resistentes a la erosión. Por tanto, los cauces con riberas de limo compactado son por lo general más estrechos que los cauces comparables, pero con márgenes arenosos.

Las corrientes fluviales horadan los cauces en los lechos de roca mediante tres procesos principales: *arranque*, *abrasión* y *corrosión*. El **arranque** supone el desprendimiento de bloques del lecho del cauce. Este proceso se refuerza con la fracturación y la meteorización que afloja los bloques lo suficiente como para que puedan moverse cuando hay velocidades elevadas de flujo. El arranque es resultado, principalmente, de las fuerzas de impacto que ejerce el agua en movimiento.

La **abrasión** es el proceso mediante el cual el lecho y los márgenes de un cauce de lecho rocoso están constantemente siendo bombardeados por las partículas arrastradas por el flujo. Además, cada grano de sedimento también experimenta abrasión por los muchos impactos con el cauce y de unos con otros. Por tanto, mediante el raspado, frotado y el golpeado, la abrasión erosiona el cauce del lecho rocoso a la vez que suaviza y redondea las partículas abrasivas, que es la causa de que se puedan encontrar granos y cantos rodados en las corrientes de agua. La abrasión también es responsable de la reducción del tamaño de los sedimentos transportados por las corrientes de agua.

Rasgos geológicos comunes en los lechos de algunos ríos son depresiones redondeadas conocidas como **marmitas de gigante**, que se crean por la acción abrasiva de los granos que giran en torbellinos de rápido movimiento (Figura 16.11). El movimiento rotacional de la arena y los cantos rodados actúa como un taladro que horada los agujeros. Conforme los granos se van desgastando hasta desaparecer, se ven sustituidos por otros



**FIGURA 16.11.** Marmitas de gigante en el lecho de una corriente de agua. El movimiento rotacional de los cantos que giran actúa como una perforadora que crea las marmitas de gigante (Foto de Elmar Joubert/Alamy).

nuevos que continúan el taladro del lecho de la corriente. Finalmente pueden producirse depresiones suaves de varios metros de diámetro y exactamente igual de profundas.

Los cauces de lechos rocosos formados por roca soluble como la caliza son sensibles a la **corrosión**, un proceso mediante el cual la roca se disuelve gradualmente por la acción del flujo de agua. La corrosión es un tipo de meteorización química entre las disoluciones en el agua y la materia mineral que constituye el lecho de roca.

## Transporte del sedimento por las corrientes

Todas las corrientes, al margen de su tamaño, transportan algo de material rocoso (Figura 16.12). Las corrientes también clasifican el sedimento porque el material



**FIGURA 16.12.** Las corrientes de agua transportan su carga de sedimentos de tres formas. Las cargas disueltas y en suspensión son transportadas en el flujo general. La carga del fondo consiste en arena gruesa, gravilla y bloques que viajan rodando, deslizándose y por saltación.

más ligero y más fino se transporta más fácilmente que los granos mayores y más pesados. Las corrientes transportan su carga de sedimentos de tres maneras: (1) en disolución (**carga disuelta**); (2) en suspensión (**carga suspendida**), y (3) a lo largo del fondo del cauce (**carga de fondo**). Veamos ahora cada una de ellas.

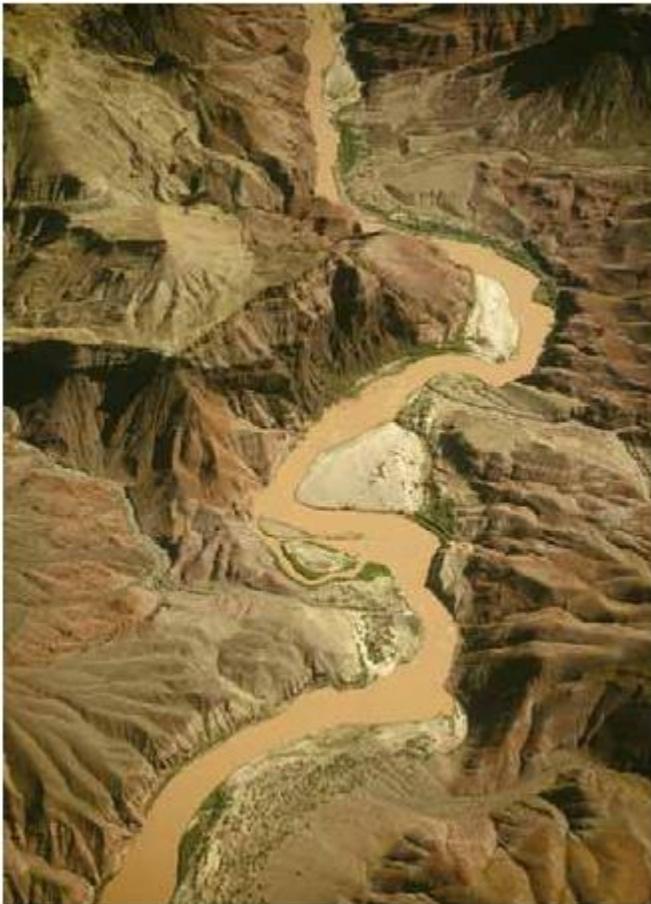
### Carga disuelta

La mayor porción de la carga disuelta transportada por la mayoría de las corrientes es suministrada por el agua subterránea y dispersada por todo el flujo. Cuando el agua atraviesa el terreno, lo primero que adquiere son los componentes solubles del suelo. A medida que profundiza más a través de grietas y poros del lecho de roca subyacente, puede disolver más materia mineral. Por último, gran parte de esta agua, rica en minerales, llega a las corrientes fluviales.

La velocidad del flujo de la corriente no tiene, en esencia, efecto alguno sobre la capacidad de la corriente para transportar su carga disuelta, el material en disolución viaja a donde quiera que vaya la corriente. Se produce precipitación solo cuando cambia la composición química del agua, o cuando penetra en un «mar» interior, situado en un clima árido donde la velocidad de evaporación es elevada.

### Carga suspendida

La mayoría de las corrientes transporta la mayor parte de su carga en *suspensión*. De hecho, la nube visible de sedimento suspendido en el agua es la porción más obvia de la carga de una corriente (Figura 16.13). Normalmente solo los granos del tamaño arena, limo y arcilla pueden ser transportados de esta manera, pero durante la época de las inundaciones se transportan también partículas mayores. También durante esta época, la cantidad total de material transportado en



**FIGURA 16.13.** Río Colorado, en el Parque nacional del Gran Cañón. Su aspecto embarrado se debe al sedimento en suspensión (Foto de Michael Collier).

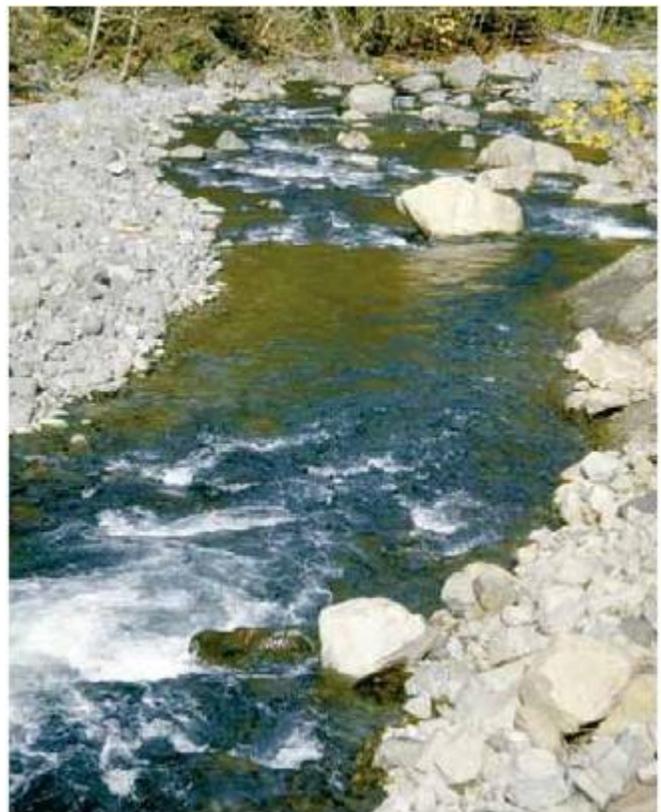
suspensión aumenta de manera notable, como pueden verificarlo las personas cuyos hogares se han convertido en los centros de sedimentación de este material. Durante la época de inundaciones, se dice que el río Huanghe (río Amarillo) de China transporta una cantidad de sedimento igual en peso al agua que lleva. Ríos como este se describen apropiadamente como «demasiado densos para beber pero demasiado claros para cultivar».

El tipo y la cantidad de material transportado en suspensión están controlados por dos factores: la velocidad del agua y la velocidad de sedimentación de cada clasto de sedimento. La **velocidad de sedimentación** se define como la velocidad a la cual cae una partícula a través de un fluido inmóvil. Cuanto mayor sea la partícula, más deprisa se dirige al lecho de la corriente. Además del tamaño, la forma y el peso específico de los granos influyen también en la velocidad de sedimentación. Los granos planos se hunden en el agua más despacio que los esféricos, y las partículas densas caen hacia el fondo más deprisa que las partículas menos densas. Cuanto más lenta sea la velocidad de sedimentación y más fuerte

la turbulencia, más tiempo permanecerá en suspensión una partícula de sedimento y más lejos será transportada corriente abajo por el flujo del agua.

### Carga de fondo

Los materiales más gruesos, entre ellos arenas gruesas, grava, e incluso cantos rodados se mueven normalmente a lo largo del fondo de la corriente y constituyen la *carga de fondo* (Figura 16.14). Las partículas que constituyen la carga de fondo se mueven a lo largo del mismo mediante rodamiento, deslizamiento y saltación. El sedimento que se mueve por **saltación** (*saltare* = saltar) parece saltar o brincar a lo largo del lecho de la corriente (véase Figure 16.12). Esto ocurre cuando los clastos son propulsados hacia arriba por las colisiones o levantados por la corriente y luego transportados corriente abajo una corta distancia hasta que la gravedad los empuja de nuevo hacia el lecho de la corriente. Las partículas que son demasiado grandes o densas para moverse por saltación o bien ruedan o se deslizan a lo largo del fondo, según sus formas.



**FIGURA 16.14.** La carga de fondo de muchos ríos está constituida por arena, pero en este arroyo está compuesta por bloques y es fácilmente visible durante los periodos de bajo caudal. Durante las inundaciones, las rocas aparentemente inmóviles de este cauce ruedan a lo largo del lecho de la corriente. El tamaño máximo de partícula que puede mover un cauce viene determinado por la velocidad del agua (Foto de E.J. Tarbuck).

A diferencia de la carga suspendida, el movimiento de la carga de fondo por una red de corrientes de agua tiende a ser menos rápido y estar más localizado. Un estudio realizado en un río alimentado por glaciares en Noruega determinó que los sedimentos en suspensión solo tardaron un día en abandonar la cuenca de drenaje, mientras que la carga de fondo necesitó varias décadas para recorrer la misma distancia. En función del caudal y la pendiente del cauce, la grava puede moverse cuando el flujo es elevado, mientras que los bloques solo lo hacen durante inundaciones excepcionales. A lo largo de algunas partes de la corriente, la carga de fondo no puede transportarse hasta que no se rompe en partículas más pequeñas.

### Capacidad y competencia

La habilidad de una corriente para transportar partículas sólidas suele describirse utilizando dos criterios, *capacidad* y *competencia*. La carga máxima de partículas sólidas que una corriente puede transportar se denomina su **capacidad**. Cuanto mayor es la cantidad de agua que fluye en una corriente, mayor es su capacidad para arrastrar el sedimento. Como resultado, los ríos grandes con elevadas velocidades de flujo tienen una gran capacidad.

La **competencia** es la medida de la habilidad de una corriente para transportar partículas basándose en su tamaño más que en su cantidad. La clave es la velocidad del flujo; las corrientes rápidas tienen mayores competencias que las lentas, al margen del tamaño de su cauce. La competencia de una corriente aumenta de forma proporcional al cuadrado de su velocidad. Por tanto, si la velocidad de una corriente se duplica, la fuerza del impacto del agua aumenta cuatro veces. Si la velocidad se triplica, la fuerza aumenta nueve veces, y así sucesivamente. Por consiguiente, los grandes bloques visibles a menudo durante una etapa de nivel de agua bajo y que parecen inmóviles pueden, de hecho, ser transportados durante las etapas de inundación, debido al aumento de la competencia de la corriente (Figura 16.14).

Hasta este punto, debería estar claro por qué hay más erosión y más transporte de sedimentos durante periodos de inundaciones. El aumento del caudal se traduce en una mayor capacidad; el aumento de la velocidad produce una mayor competencia. Con el aumento de la velocidad, el agua se vuelve más turbulenta, y se ponen en movimiento partículas cada vez más grandes. En el curso de tan solo unos pocos días, o quizá solo unas pocas horas, en una etapa de inundación, una corriente puede erosionar y transportar más sedimento que durante meses de flujo normal.

## Depósitos de sedimentos por las corrientes fluviales

Siempre que la velocidad de una corriente disminuye, su competencia se reduce. A medida que disminuye la velocidad, los granos de sedimento comienzan a depositarse, las partículas mayores primero. Por tanto, el transporte de la corriente proporciona un mecanismo por medio del cual se separan los clastos sólidos de diversos tamaños. Este proceso, denominado **selección**, explica por qué los granos de tamaño similar se depositan juntos.

El término general utilizado para definir los sedimentos depositados por una corriente fluvial es **aluvión**. Muchos accidentes geográficos deposicionales diferentes están compuestos por aluvión. Algunos de esos accidentes pueden encontrarse dentro de los cauces de los ríos, algunos aparecen en el fondo de los valles adyacentes a los cauces y otros en la desembocadura de la corriente. Consideraremos la naturaleza de estos elementos más adelante en este capítulo.

## CAUCES DE LOS RÍOS

Una característica básica que distingue un flujo de corriente de un flujo superficial es que está confinado a un cauce. El cauce de un río puede entenderse como un conducto abierto formado por el lecho del río y los márgenes que confinan el flujo excepto, como es obvio, en las inundaciones.

Aunque algo simplificado, pueden considerarse dos tipos principales de cauces de ríos. *Los lechos rocosos* son aquellos en los que la corriente de agua horada de forma activa la roca sólida. Por el contrario, cuando el lecho y las riberas están compuestos, sobre todo, por sedimentos no consolidados o aluvión, el cauce se denomina *cauce aluvial*.

### Lechos rocosos

Como su nombre sugiere, los **lechos rocosos** están excavados en los estratos subyacentes y normalmente se forman en las cabeceras de los sistemas fluviales, donde las corrientes de agua tienen pendientes empinadas. El enérgico flujo tiende a transportar gruesas partículas que someten a abrasión activa el lecho rocoso. Las marmitas gigantes son, a menudo, pruebas visibles del trabajo de las fuerzas erosivas.

Los cauces de grandes pendientes y en lechos rocosos desarrollan con frecuencia una secuencia de *escalones* y *pozas*, fragmentos relativamente llanos (*pozas*) donde el aluvión tiende a acumularse, y segmentos empinados (*escalones*) donde el lecho de roca queda expuesto.

Las zonas empinadas contienen rápidos o, a veces, caídas de agua.

El trazado del cauce que exhiben los ríos excavados en lecho de roca está controlado por la estructura geológica subyacente. Aun cuando fluyan sobre un lecho de roca más o menos uniforme, las corrientes de agua tienden a exhibir trazados sinuosos o irregulares. Cualquier persona que haya hecho rafting en aguas bravas ha podido observar la naturaleza sinuosa y empinada de un río que fluye sobre un lecho rocoso.

## Cauces aluviales

Los **cauces aluviales** se forman en el sedimento que se depositó previamente en el valle. Cuando el suelo del valle alcanza una anchura suficiente, el material depositado por el río puede formar una *llanura de inundación* que bordea el cauce. Dado que las riberas y lechos de los cauces aluviales están compuestos por sedimentos no consolidados (aluvión) pueden experimentar importantes cambios en su forma a medida que el material es continuamente erosionado, transportado, y redepositado. Los factores principales que afectan a las formas de estos cauces son el tamaño medio del sedimento que está siendo transportado, el gradiente del cauce y el caudal.

Los trazados de los cauces aluviales reflejan la capacidad de la corriente para transportar su carga a una velocidad uniforme gastando la menor cantidad de

energía. Por tanto, el tamaño y el tipo de sedimento que se transporta ayuda a determinar la naturaleza del cauce de río. Dos tipos comunes de cauces aluviales son los *cauces meandriiformes* y los *cauces anastomosados*.

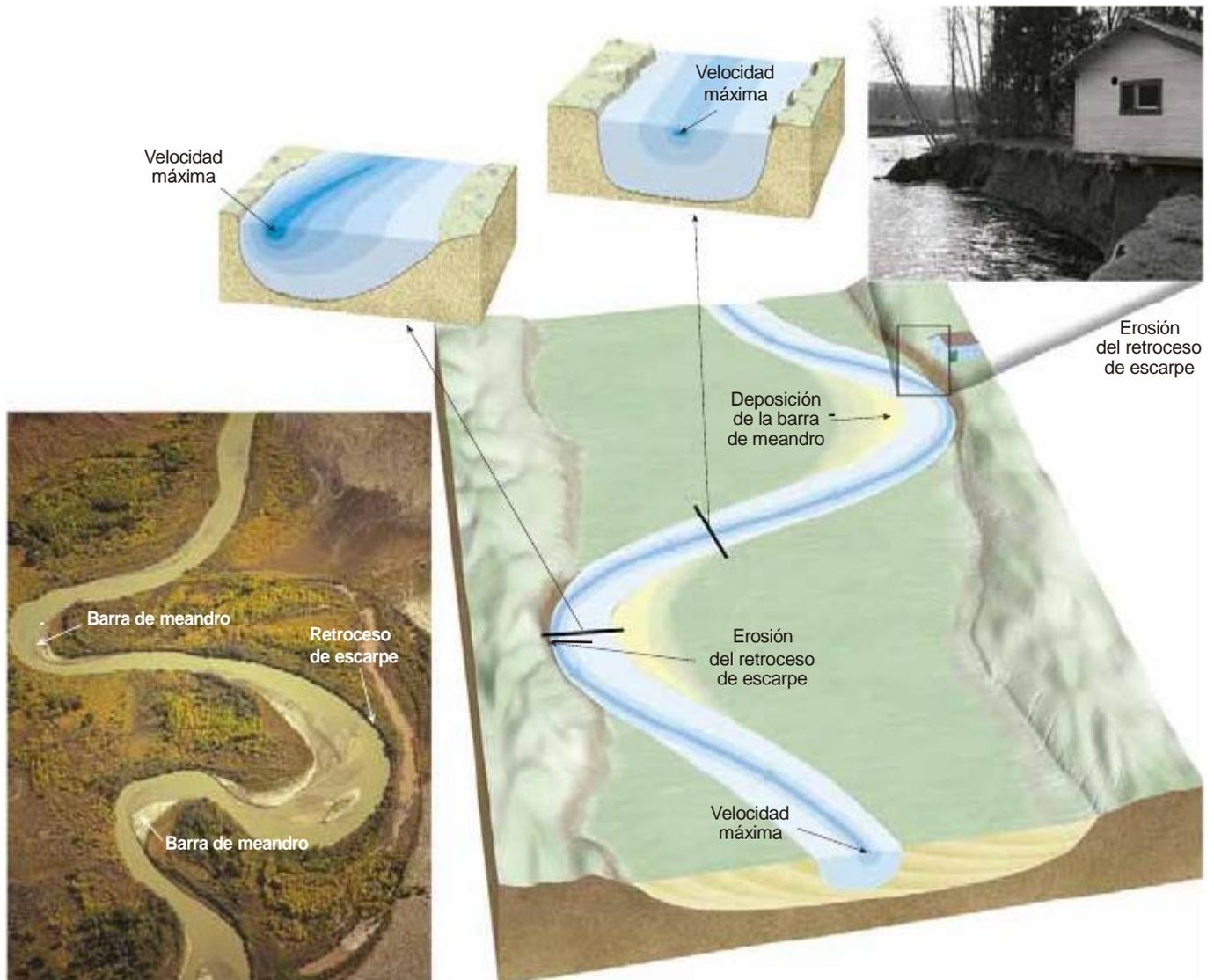
### Cauces meandriiformes

Los ríos que transportan mucha de su carga en suspensión se mueven por lo general siguiendo curvas sinuosas denominadas **meandros** (Figura 16.15). Estas corrientes fluyen por cauces relativamente suaves y profundos, y transportan sobre todo barro (limo y arcilla), arena y a veces gravilla fina. El bajo río Mississippi exhibe este tipo de cauce.

Los cauces meandriiformes evolucionan con el tiempo a medida que los recodos individuales migran por la llanura de inundación. Se produce la erosión mayor en el lado externo del meandro, donde la velocidad y la turbulencia son mayores. Casi siempre, el margen externo es socavado, especialmente durante los periodos de crecida. Conforme el margen empieza a adquirir una inclinación excesiva, se cae, por deslizamiento, en el cauce. Dado que el lado externo de un meandro es una zona de erosión activa, se la suele denominar zona de **retroceso de escarpe** (Figura 16.16). Muchos de los derrubios liberados por la corriente en los retrocesos de escarpe se desplazan corriente abajo y se depositan pronto como **barras de meandro** en zonas de menor velocidad en los interiores de los meandros. De esta manera, los meandros migran lateralmente, manteniendo la misma área



**FIGURA 16.15.** Meandros del White River cerca de Augusta, Arkansas (Foto de Michael Collier).



**FIGURA 16.16.** Cuando en una corriente se forman meandros, su zona de máxima velocidad se desvía hacia el margen exterior. Las barras de meandro mostradas aquí corresponden al White River cerca de Vernal, Utah. La foto en blanco y negro muestra la erosión de un retroceso de escarpe a lo largo del río Newaukum, en el Estado de Washington. Mediante la erosión de su margen exterior y el depósito de materiales en el interior del recodo, una corriente es capaz de desviar su cauce (Foto de la barra de meandro de Michael Collier; foto del retroceso de escarpe de P.A. Glancy, U.S. Geological Survey).

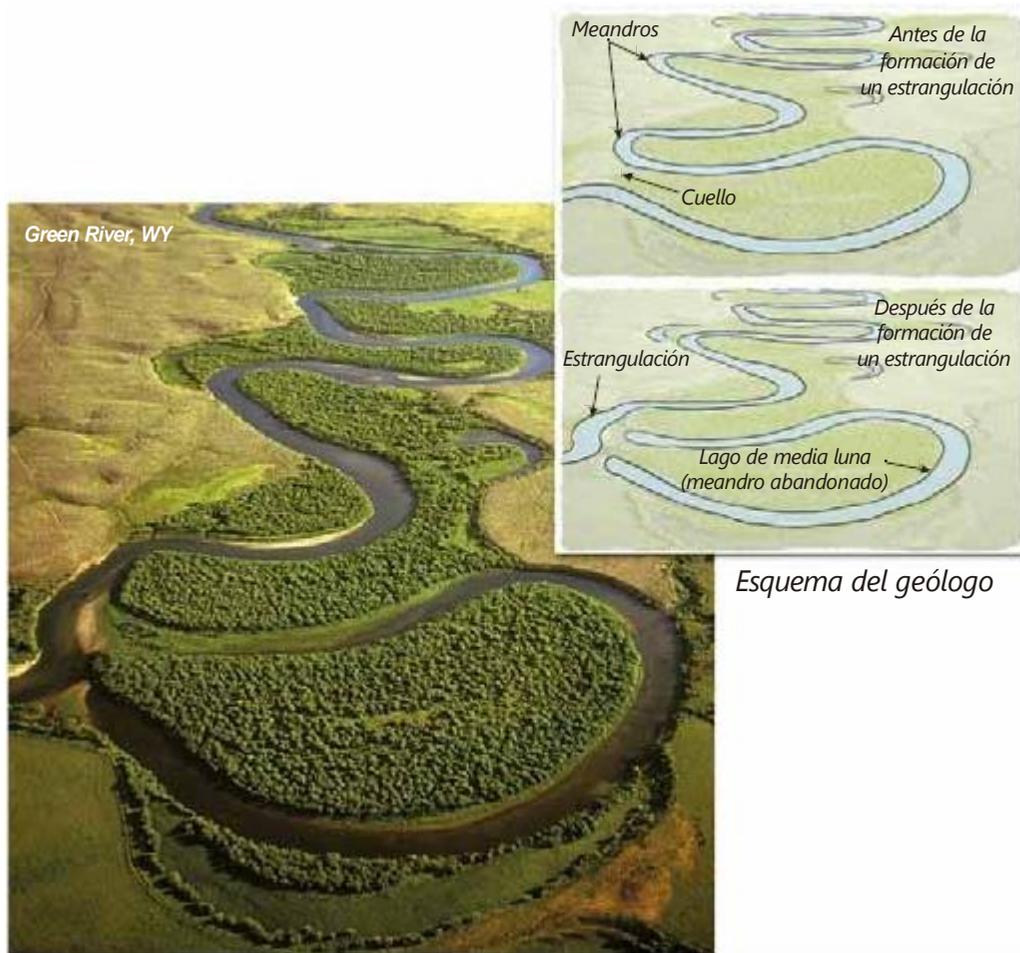
transversal, erosionando el exterior de las curvas y depositando los sedimentos en el interior sin que puedan apreciarse variaciones en su forma.

Además de migrar lateralmente, los recodos también migran hacia abajo del valle. Esto ocurre porque la erosión es más eficaz en la parte baja del río, pendiente abajo. A veces, la migración corriente abajo de un meandro se ve ralentizada cuando alcanza una porción más resistente de la ribera. Esto permite que el próximo meandro corriente arriba erosione gradualmente el material comprendido entre los meandros, como se muestra en la Figura 16.17. Cuando están lo bastante próximos, el río puede erosionar el estrecho cuello de tierra hasta el siguiente recodo formando un nuevo segmento

de cauce más corto que se denomina **estrangulamiento**. Debido a su forma, el meandro abandonado se denomina **lago de media luna** (Figura 16.17).

### Cauces anastomosados

Algunas corrientes están formadas por una red compleja de canales convergentes y divergentes que se abren camino entre las numerosas islas o barras de grava (Figura 16.18). Debido a que esos canales tienen una apariencia interconectada, se dice que la corriente es **anastomosada**. Los cauces anastomosados se forman cuando una gran parte de la carga del río es material grueso (arena y gravilla) y la corriente tiene un caudal



**FIGURA 16.17.** Lagos de media luna que ocupan los meandros abandonados. A medida que se llenan de sedimentos, los lagos de media luna se transforman gradualmente en cicatrices pantanosas de meandros. Vista aérea de un lago de media luna creado por el meándrico río Verde cerca de Bronx, Wyoming (Foto de Michael Collier).

muy variable. Dado que el material de las riberas es fácilmente erosionable, los cauces anastomosados son anchos y someros.

Un escenario donde se originan cauces anastomosados es al final de los glaciares donde hay una gran variación estacional del caudal. Durante el verano, grandes cantidades de sedimentos erosionados por el hielo son lanzados a las corrientes de agua de fusión del hielo que se alejan del glaciar. Sin embargo, cuando el flujo es viscoso, la corriente deposita el material más grueso en estructuras alargadas denominadas *barras*. Este proceso hace que la corriente se divida en diferentes caminos alrededor de estas barras. Durante el siguiente periodo de flujo elevado, los cauces, que se van desplazando lateralmente se erosionan y se vuelve a depositar gran parte de este sedimento grueso, transformando así el lecho completo del río. En algunas corrientes anastomosadas, las barras han formado islas semipermanentes ancladas por vegetación.

En resumen, se desarrollan cauces meandriformes donde la carga está constituida principalmente de

partículas no consolidadas de grano fino que son transportadas como carga en suspensión por cauces profundos, relativamente lisos. Por el contrario, los cauces anastomosados poco profundos y amplios se desarrollan cuando se transporta aluvión de grano grueso principalmente como carga de fondo.

## NIVEL DE BASE Y CORRIENTES GRADADAS

En 1875, John Wesley Powell, el geólogo pionero que exploró por primera vez el Gran Cañón y luego dirigió el U. S. Geological Survey, introdujo el concepto de que hay un límite inferior para la erosión de la corriente fluvial, que se denomina **nivel de base**. Aunque la idea es relativamente obvia, no deja de ser un concepto clave en el estudio de la actividad de la corriente. El nivel de base se define como el menor nivel al cual una corriente puede profundizar su cauce. En esencia, es el nivel al



**FIGURA 16.18.** El río Knik, una corriente anastomosada típica con múltiples canales separados por barras migratorias de grava. Los sedimentos del agua de fusión procedente de cuatro glaciares de las montañas Chugach al norte de Anchorage, Alaska, obstruyen el Knik (Foto de Michael Collier).

cual una corriente desemboca en el océano, un lago u otra corriente. Powell reconoció que existen dos tipos de nivel de base:

«Podemos considerar el nivel del mar como un nivel de base principal, por debajo del cual el terreno no puede ser erosionado; pero podemos tener también, para propósitos locales o transitorios, otros niveles de base de erosión<sup>1</sup>».

Al nivel del mar, al cual Powell denominó «nivel de base principal», se le conoce ahora como **nivel de base absoluto**. Los **niveles de base locales o temporales** son los lagos, las capas de roca resistentes y muchas corrientes fluviales que actúan como niveles de base para sus afluentes. Todos tienen la capacidad de limitar una corriente a un cierto nivel.

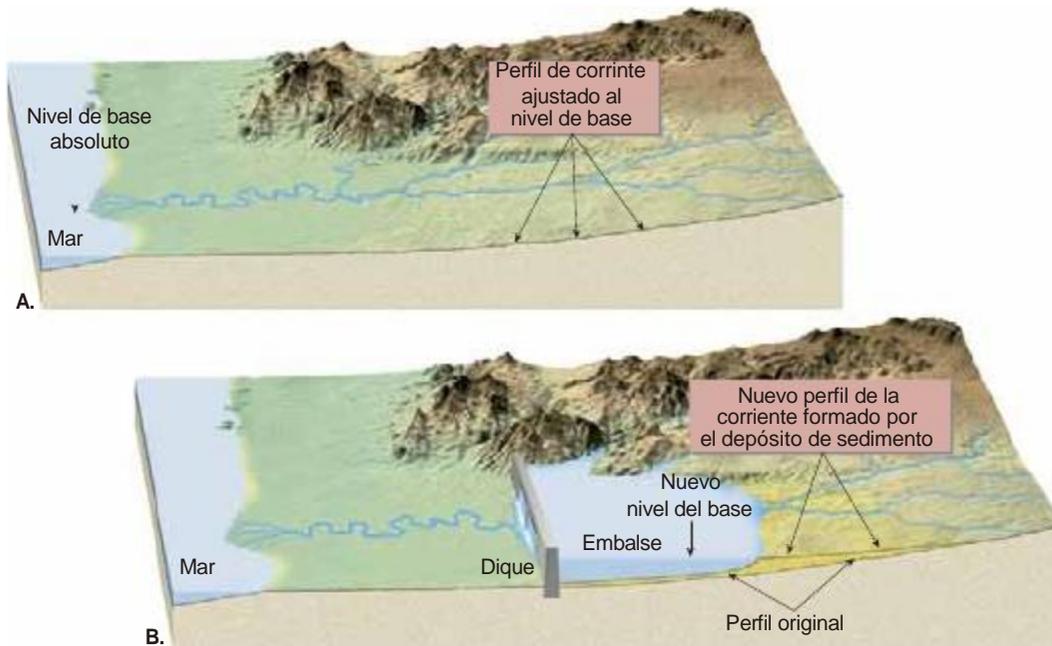
Cualquier cambio del nivel de base provocará el reajuste correspondiente en las actividades de las corrientes de agua. Cuando se construye una presa a lo largo del curso de una corriente, el embalse que se forma detrás eleva el nivel de base de la corriente (Figura 16.19).

<sup>1</sup> Las obstrucciones de hielo también contribuyeron a las inundaciones del río Red del Norte. Véase el apartado sobre «Inundaciones por obstrucción de hielo».

Aguas arriba del embalse, el gradiente de la corriente se reduce, disminuyendo su velocidad y, por consiguiente, su capacidad transportadora de sedimentos. La corriente, ahora incapaz de transportar toda su carga, depositará material, elevando con ello su cauce. Este proceso continúa hasta que la corriente vuelve a tener un gradiente suficiente para transportar su carga. El perfil del nuevo cauce sería similar al del antiguo, excepto en que sería algo más elevado.

Si, por otra parte, el nivel de base se redujera, ya fuera por elevación del terreno o por una bajada del nivel del mar, la corriente tendría un exceso de energía y erosionaría su cauce para establecer un equilibrio con su nuevo nivel de base. La erosión progresaría primero cerca de la desembocadura, luego actuaría corriente arriba hasta que el perfil de la corriente de agua se ajustara a lo largo de toda su longitud.

La observación de que las corrientes ajustan su perfil a los cambios del nivel de base indujo el concepto de corriente en equilibrio. Una **corriente en equilibrio** tiene la pendiente correcta y otras características de cauce necesarias para mantener precisamente la velocidad necesaria para transportar el material que se le suministra. Como media, un sistema en equilibrio no erosiona



**FIGURA 16.19.** Cuando se construye un dique y se forma un embalse, el nivel de base de la corriente se eleva. Esto reduce la velocidad de la corriente e induce el depósito y la reducción del gradiente corriente arriba del embalse.

ni deposita el material, simplemente lo transporta. Una vez que una corriente ha alcanzado este perfil de equilibrio, se convierte en un sistema autorregulador en el cual un cambio de una característica produce un ajuste de las otras para contrarrestar el efecto.

Consideremos lo que sucedería si el desplazamiento a lo largo de una falla elevara una capa de roca resistente a lo largo del curso de una corriente gradada. Como se muestra en la Figura 16.20, la roca resistente forma un cascada y sirve como nivel de base temporal para la corriente. Debido al gradiente aumentado, la corriente concentra su energía erosiva a lo largo de una zona denominada *knickpoint* (escalón rocoso). Con el tiempo, el río borra el escalón de su camino y restablece un perfil liso.

constituidos por la arena y la grava depositadas en el cauce, y por el limo y la arcilla depositados por las inundaciones. Por otro lado, los lechos rocosos suelen estar localizados en estrechos valles en forma de V. En algunas regiones áridas, donde la meteorización es lenta y donde la roca es particularmente resistente, los valles estrechos pueden tener paredes casi verticales (Figura 16.21). Los valles fluviales constituyen un continuo que va desde los valles estrechos con empinadas paredes a los que son tan planos y anchos que no es posible distinguir las paredes.

Las corrientes de agua, con la ayuda de la meteorización y de los procesos gravitacionales, moldean el paisaje por el cual fluyen. El resultado es que las corrientes modifican de forma constante los valles que ocupan.

## FORMA DE LOS VALLES FLUVIALES



### RUNNING WATER

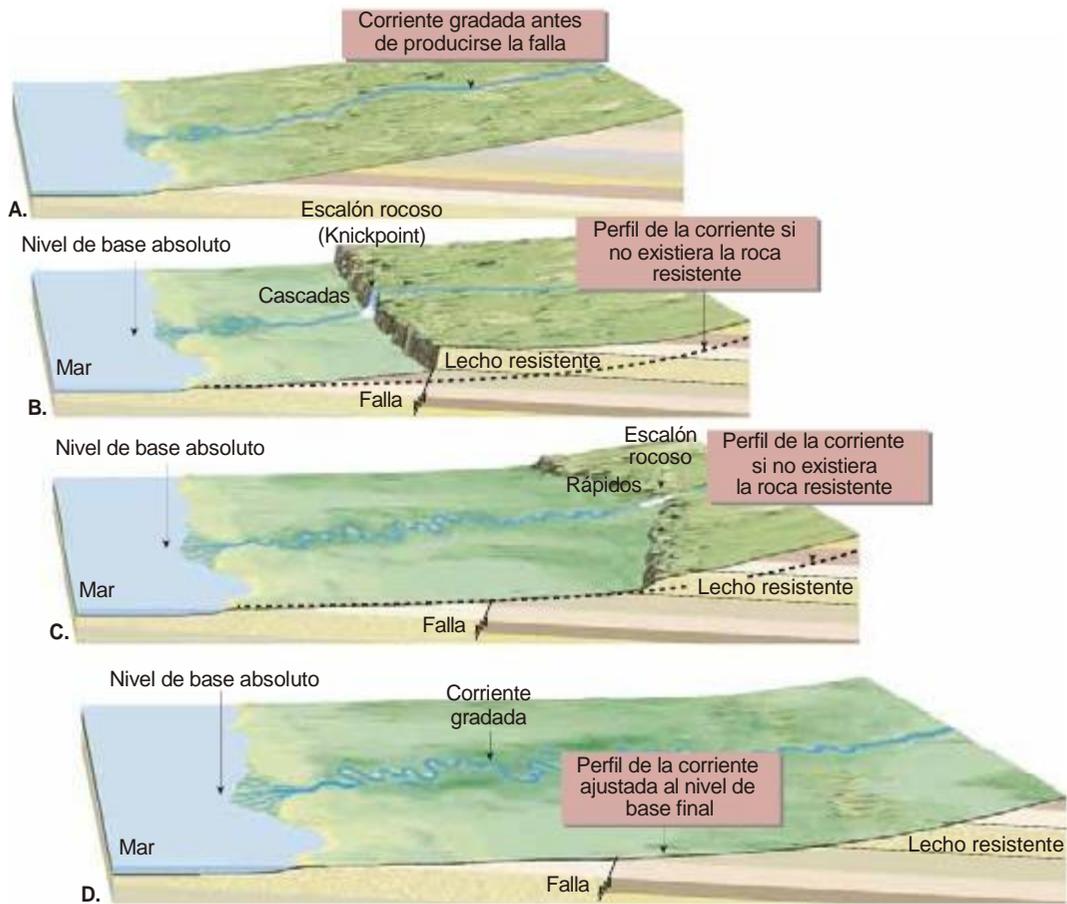
Reviewing Valleys and Stream-related Features

**Los valles fluviales** están formados por el cauce y el terreno circundante, que dirige el agua a la corriente. Constan del *fondo del valle*, que es la zona más baja y plana, ocupada en parte o del todo por el cauce fluvial, y las *paredes del valle*, inclinadas, que se elevan por encima del suelo del valle por ambos lados. Los cauces aluviales suelen fluir por valles con amplios fondos

## Excavación del valle

Cuando el gradiente de una corriente es empinado y el caudal está muy por encima del nivel de base, la actividad que predomina es la excavación. La abrasión causada por el deslizamiento y el rodamiento de la carga de fondo, y por la potencia hidráulica del agua en movimiento rápido, va hundiendo lentamente el fondo del valle fluvial. El resultado habitual es un valle en forma de V con laderas empinadas. Un ejemplo clásico de este tipo de valle es la sección del río Yellowstone que se muestra en la Figura 16.22.

Las características más destacadas en los valles en V son los *rápidos* y las *cataratas*. Los dos se producen



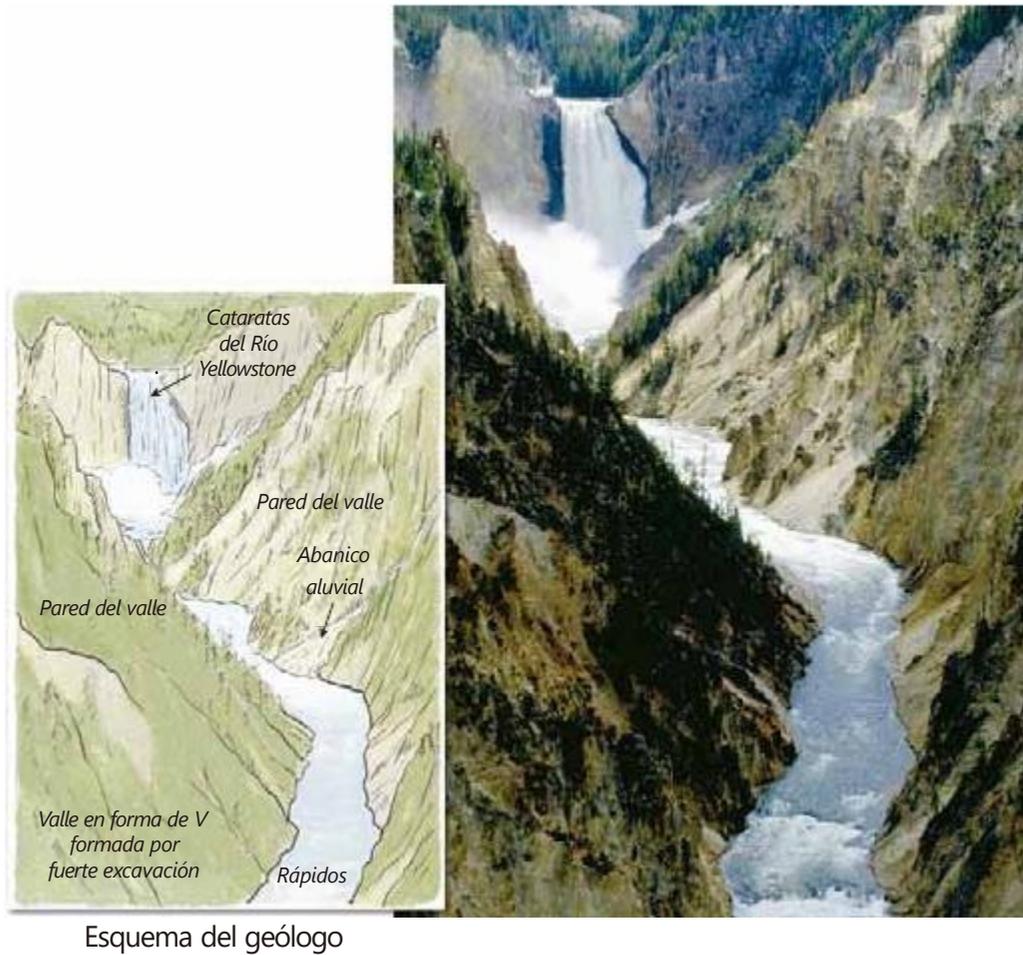
**FIGURA 16.20.** Cambios en el nivel de base. Una capa de roca resistente actúa como un nivel de base temporal. Debido al mayor gradiente, la corriente concentra su energía erosiva sobre la roca resistente del escalón rocoso (knickpoint). Con el tiempo, el río borra este escalón y restablece un perfil liso.



**FIGURA 16.21.** Este cañón de escarpadas paredes en el Parque nacional Zion, Utah, ha sido excavado en la roca sólida por la erosión. Los cañones como este son estrechos porque las corrientes los excavan hacia abajo rápidamente y por la muy lenta meteorización de las paredes del cañón (Foto de Zandria Muench Beraldo/CORBIS).

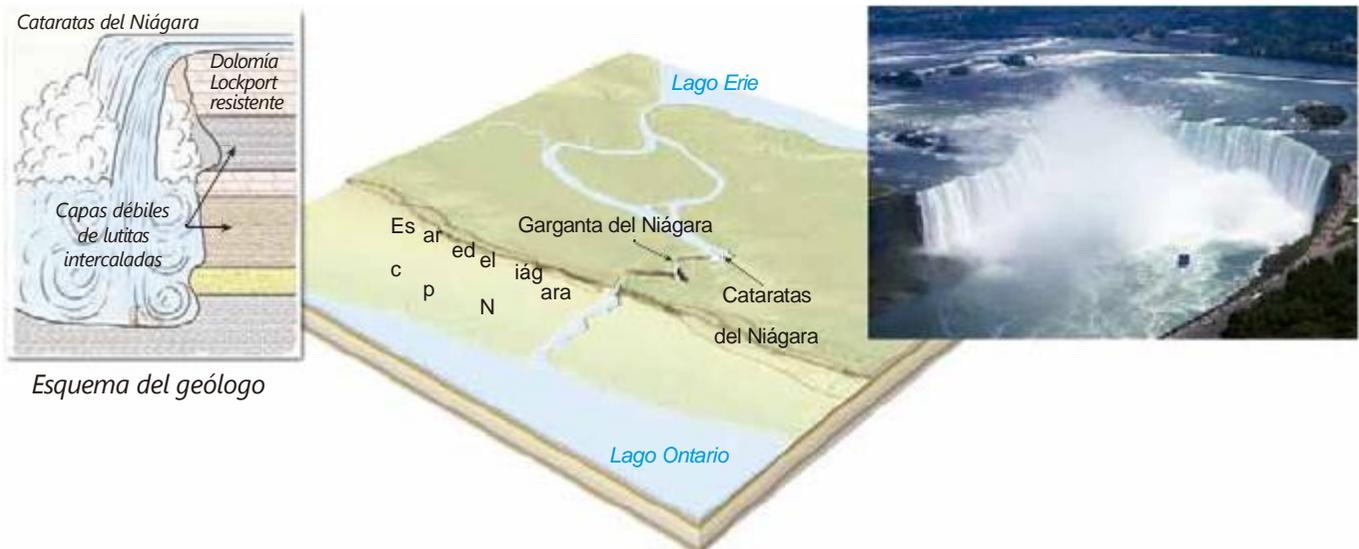
donde el gradiente de la corriente aumenta de forma significativa, una situación normalmente producida por variaciones en la erosionabilidad del lecho de roca en el cual se está excavando el cauce de la corriente. Un lecho resistente produce un rápido al actuar como un nivel de base transitorio corriente arriba mientras continúa la erosión descendente corriente abajo. Recordemos que, una vez la erosión ha eliminado la roca resistente, el perfil de la corriente vuelve a suavizarse.

Las cascadas aparecen donde las corrientes experimentan caídas en vertical. Un ejemplo lo constituyen las cataratas del Niágara (Figura 16.23), que están sustentadas sobre un lecho de dolomía situado encima de una lutita menos resistente. Cuando el agua se precipita por la boca de la catarata, erosiona las lutitas menos resistentes, socavando una sección de la roca que la recubre, que acaba desprendiéndose. De este modo la catarata conserva su acantilado vertical a la vez que va retrocediendo lentamente corriente arriba. En los últimos 12.000 años, las cataratas del Niágara han retrocedido más de 11 km.



Esquema del geólogo

**FIGURA 16.22.** Valle en forma de V del río Yellowstone. Los rápidos y las cascadas indican que el río está vigorosamente erosionando hacia abajo (Foto de Art Wolfe, Inc.)



Esquema del geólogo

**FIGURA 16.23.** Retroceso de las cataratas del Niágara (erosión remontante). El río se precipita sobre las cataratas y erosiona la lutita que está debajo de la más resistente dolomía Lockport. A medida que se va socavando una sección de la capa inferior de la dolomía, ésta pierde apoyo y se rompe. Durante los últimos 12.000 años, las Cataratas del Niágara han retrocedido más de 11 km hacia arriba de la corriente (Foto de Howard Sandler/iStockphoto).

## Ampliación del valle

Una vez que la corriente se aproxima al perfil de equilibrio, la erosión vertical se hace cada vez menos dominante. En este momento, el cauce de la corriente adopta un modelo meandriforme y la mayor parte de su energía se dirige de un lado a otro. En consecuencia se produce un ensanchamiento del valle conforme el río erosiona primero un margen y luego el otro (Figura 16.24). La erosión lateral continua provocada por la variación de posición de los meandros produce gradualmente un fondo de valle plano cubierto de aluvi3n (Figura 16.25). Esta zona característica se denomina **llanura de inundaci3n**, un nombre apropiado porque cuando el río desborda sus márgenes durante una inundaci3n, anega la llanura de inundaci3n. Con el tiempo, la llanura de inundaci3n se ampliará hasta el punto en el que la corriente erosiona activamente las paredes del valle solo en unos pocos lugares. En el caso del bajo río Mississippi, por ejemplo, la distancia de una pared del valle a la otra supera a veces los 160 km.

Cuando un río produce erosión lateral y crea una llanura de inundaci3n como se acaba de describir, se denomina *llanura de inundaci3n erosiva*. Sin embargo, las llanuras de inundaci3n pueden ser también

deposicionales. Las *llanuras de inundaci3n deposicionales* se producen por una fluctuaci3n importante de las condiciones, como un cambio del nivel de base. La llanura de inundaci3n del valle Yosemite de California es uno de estos accidentes; se produjo cuando un glaciar excavó el valle fluvial anterior hasta unos 300 m de profundidad más de la que tenía antes. Después de la fusi3n del hielo glaciar, la corriente de agua se reajustó a su nivel de base anterior rellenando el valle con aluvi3n. El río Merced discurre en la actualidad por la llanura de inundaci3n relativamente plana que forma la mayor parte del fondo del valle Yosemite.

## Meandros encajados y terrazas fluviales

Normalmente esperamos que una corriente con un curso muy sinuoso se encuentre en la llanura de inundaci3n en un valle amplio. Sin embargo, ciertos ríos exhiben cauces meandriformes que fluyen en valles estrechos y empinados. Estos meandros se denominan **meandros encajados** (Figura 16.26).

¿Cómo se originan esas formas? Originalmente es probable que los meandros se desarrollaran en la

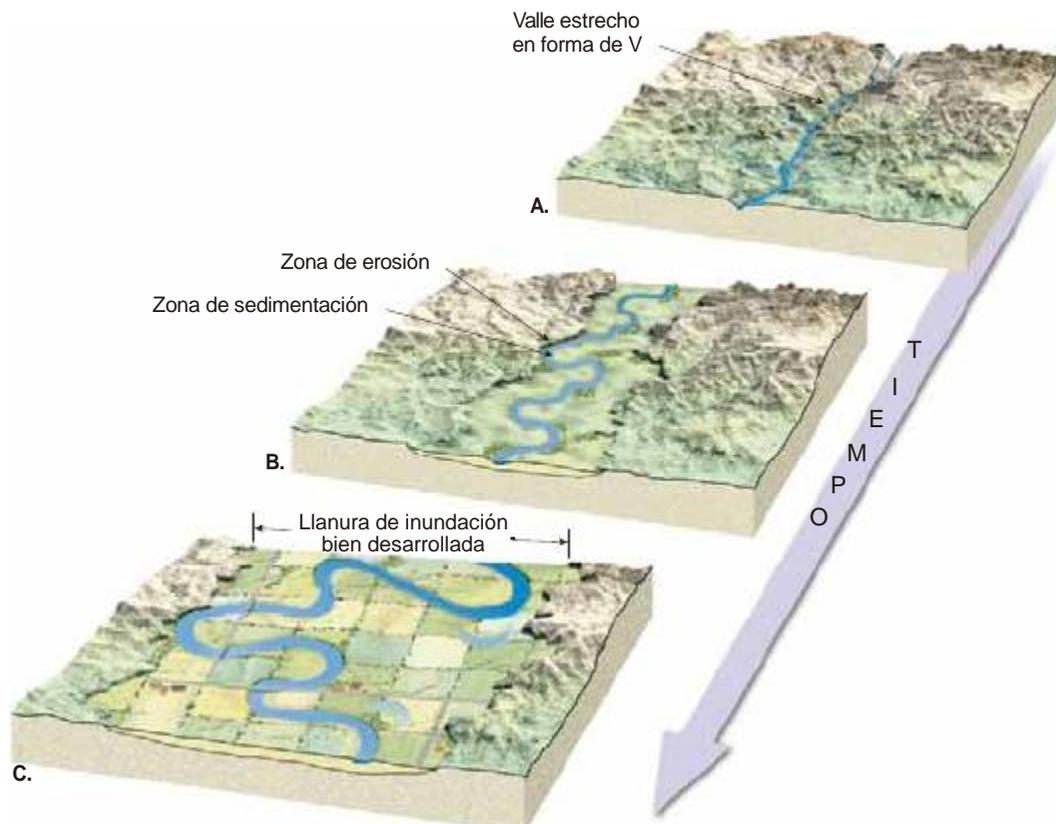


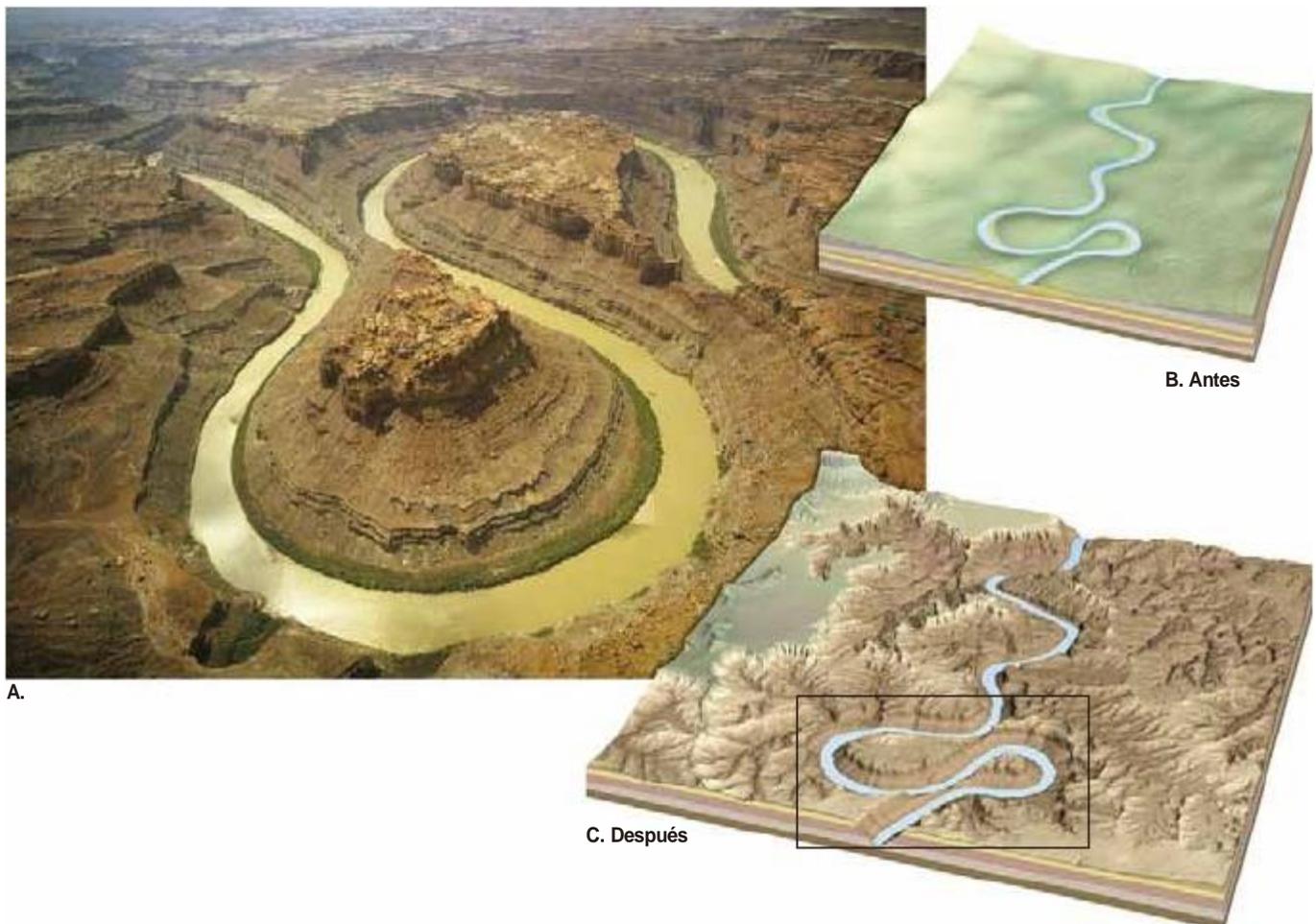
FIGURA 16.24. Desarrollo de una llanura de inundación.



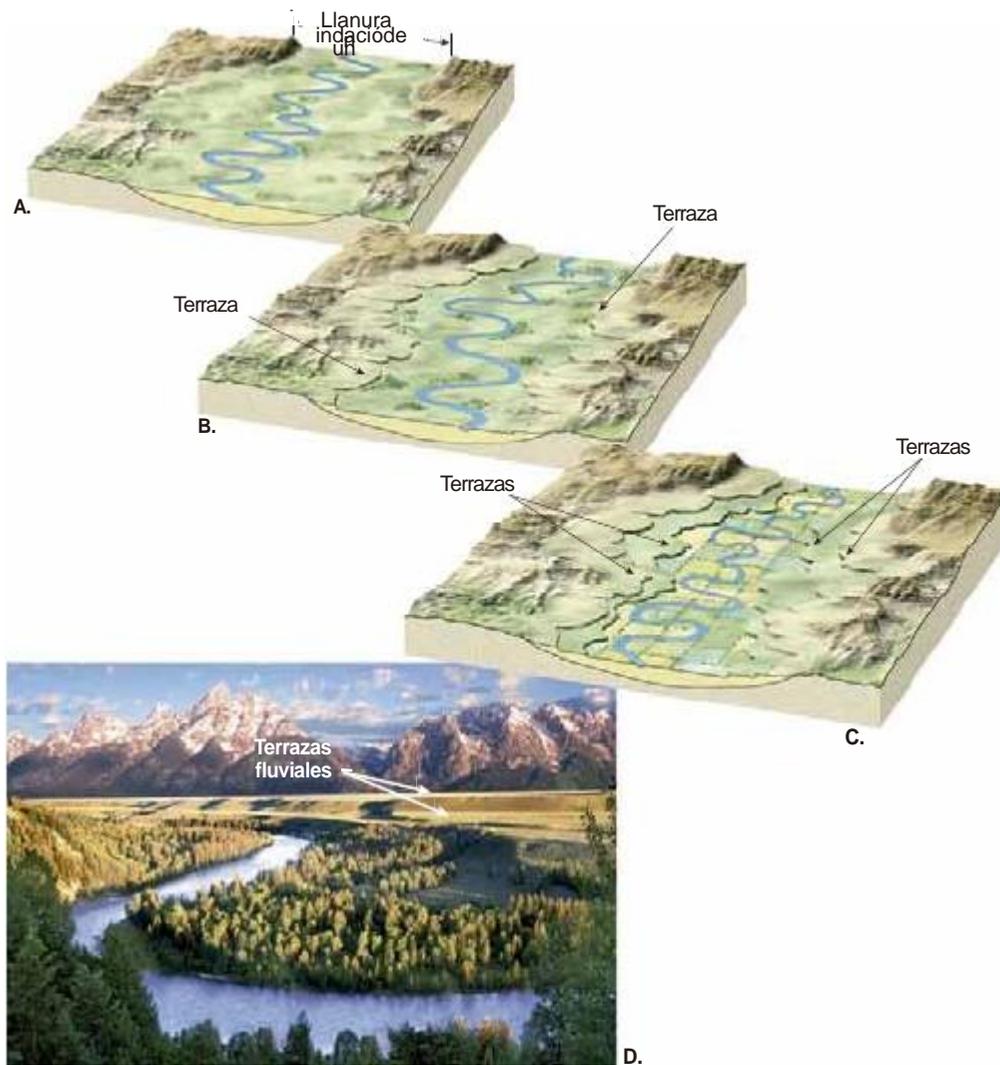
**FIGURA 16.25.** La erosión lateral de los meandros aumenta el tamaño de la llanura de inundación. Río Red Deer, Alberta, Canadá (Foto de Georg Gester).

Llanura de inundación de una corriente que estaba relativamente cerca del nivel de base. Luego, un cambio del nivel de base hizo que la corriente empezara a erosionar en sentido descendente. Pudo haber ocurrido uno de estos dos acontecimientos. O bien el nivel de base descendió o bien el terreno sobre el que fluía el río se levantó. El levantamiento regional del terreno, la segunda causa de los meandros encajados, halla un ejemplo en la llanura de Colorado en el suroeste de Estados Unidos. Aquí, conforme la llanura se fue levantando de manera gradual, los ríos que tenían numerosos meandros se fueron ajustando sobre el nivel de base mediante erosión vertical debido a sus elevados gradientes (Figura 16.26).

Después de que un río se ha ajustado de esta forma, puede producir de nuevo una llanura de inundación a un nivel por debajo del anterior. A veces aparecen los restos de una llanura de inundación previa en forma de superficies planas denominadas **terrazas** (Figura 16.27).



**FIGURA 16.26.** Meandros encajados. Vista aérea de los meandros encajados del río Colorado en la llanura de Colorado. Según se elevaba gradualmente la plataforma, los meandros fueron erosionando el terreno debido al elevado gradiente. (Foto de Michael Collier).



**FIGURA 16.27.** Terrazas fluviales. Las partes **A**, **B** y **C** muestran el desarrollo de múltiples terrazas fluviales. Las terrazas pueden formarse cuando una corriente erosiona el aluvión previamente depositado. Esto puede suceder en respuesta a una bajada del nivel de base o como consecuencia a un levantamiento regional. La foto de **D** muestra las terrazas del río Snake en Wyoming (Foto de Lester Lefkowitz/ CORBIS).

## FORMAS DE LOS DEPÓSITOS

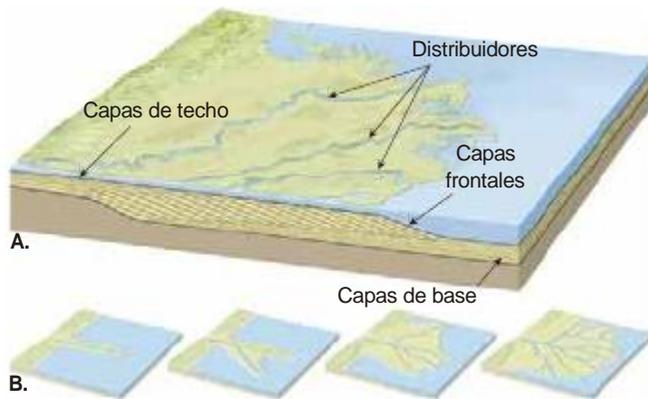
Recordemos que las corrientes recogen continuamente sedimentos en un punto de su cauce y los depositan corriente abajo. Estos depósitos del cauce a pequeña escala se denominan **barras**. Sin embargo, son solo elementos transitorios, ya que el material será recogido de nuevo por el agua corriente y transportado finalmente al océano. Además de las barras de arena y grava, las corrientes también crean otros elementos deposicionales que duran más tiempo: *deltas*, *diques naturales* y *abanicos aluviales*.

### Deltas

Los **deltas** se forman cuando una corriente cargada de sedimentos entra en las aguas relativamente tranquilas de un lago, un mar interior o el océano (Figura 16.28A).

A medida que se va desacelerando el movimiento del agua al entrar en el lago, la corriente moribunda deposita su carga de sedimentos y produce tres tipos de capas. Las *capas frontales* están compuestas por partículas más gruesas que se depositan casi inmediatamente al entrar en el lago para formar estratos con pendiente descendente en el sentido de la corriente desde el frente del delta. Las capas frontales suelen estar cubiertas por *capas de techo* horizontales y delgadas que se depositan durante los periodos de inundación. Los limos y arcillas más finos se sedimentan a cierta distancia desde la desembocadura en capas casi horizontales denominadas *capas de base*.

Conforme el delta va creciendo, el gradiente de la corriente disminuye continuamente. Esta circunstancia acaba induciendo la obstrucción del cauce con sedimentos procedentes del agua de movimiento lento. Como



**FIGURA 16.28.** Formación de un delta simple **A.** Estructura de un delta simple que se forma en aguas relativamente tranquilas. **B.** Crecimiento de un delta simple. Conforme una corriente amplía su cauce, el gradiente se reduce. Frecuentemente, durante la etapa de inundación, el río se desvía a una ruta de mayor gradiente, formando un nuevo distribuidor. Los antiguos distribuidores abandonados son gradualmente invadidos por la vegetación acuática y están rellenos con sedimentos.

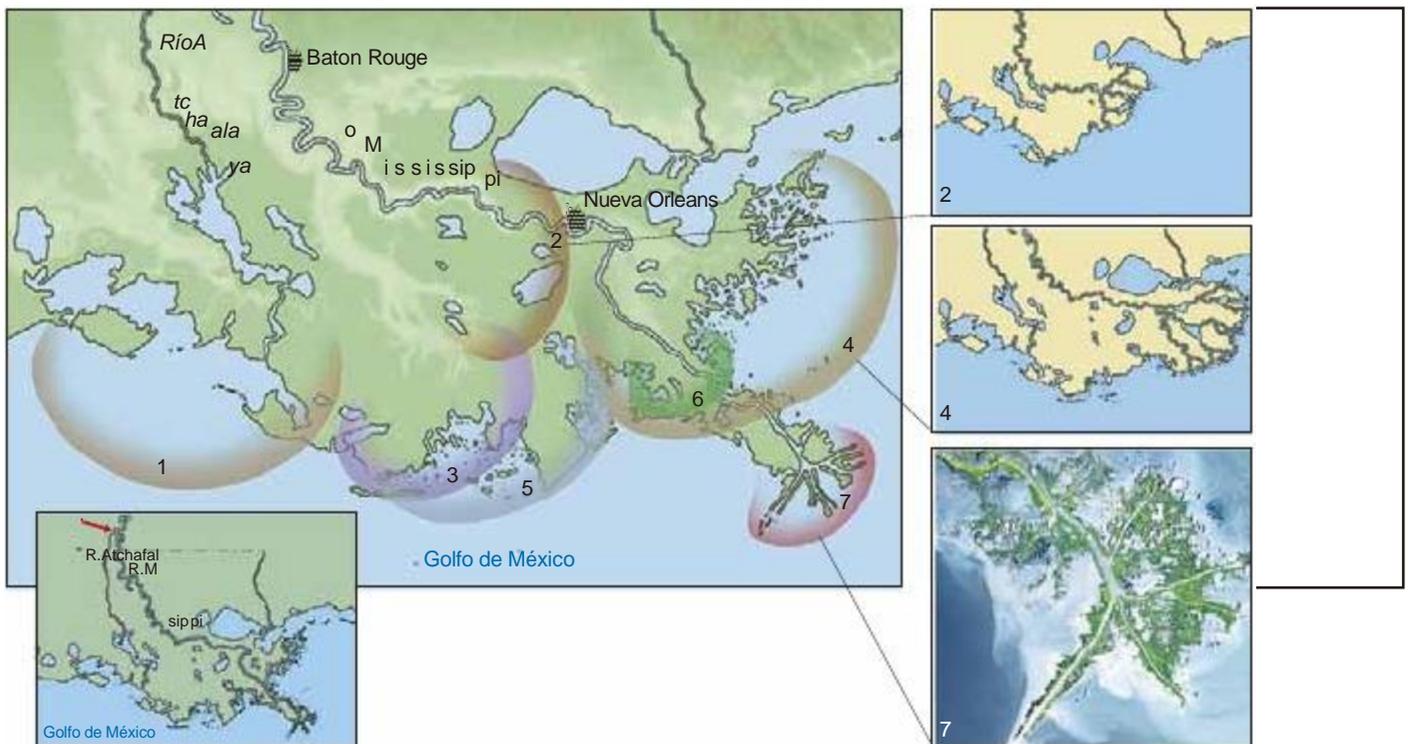
consecuencia, el río busca una vía más corta y de gradiente más elevado al del nivel de base. La Figura 16.28B muestra cómo el cauce principal se divide en varios cauces más pequeños, denominados **distribuidores**, que transportan el agua desde el cauce principal, siguiendo

varios caminos, hasta el nivel de base. Después de numerosas desviaciones del cauce principal de un distribuidor a otro, el delta puede crecer hasta adquirir la forma triangular de la letra griega delta ( $\Delta$ ), aunque también pueden exhibir otras formas.

En el océano, los deltas se forman donde el suministro de sedimento excede la velocidad de erosión marina. Las diferencias en las configuraciones de las líneas de costa y las variaciones en la naturaleza y la fuerza de la actividad de las olas son responsables de la forma y la estructura de cada delta. Muchos de los grandes ríos del mundo han creado deltas masivos, cada uno con sus propias peculiaridades y ninguno tan simple como el mostrado en la Figura 16.28A.

## El delta del Mississippi

El delta del río Mississippi se produjo por la acumulación de enormes cantidades de sedimentos derivados de la gran región drenada por el río y sus afluentes. En la actualidad, Nueva Orleans descansa donde hubo océano. En la Figura 16.29 se muestra la porción del Mississippi que se ha acumulado durante los últimos 6.000 años. Como se ilustra en la figura, el delta es realmente una serie de siete subdeltas reunidos. Cada uno se formó cuando el río abandonó el cauce existente



**FIGURA 16.29.** Durante los últimos 6.000 años, el Mississippi ha construido una serie de siete subdeltas coalescentes. El número indica el orden en el cual se depositaron los subdeltas. El actual delta *en pata de pájaro* (número 7) representa la actividad de los últimos 500 años (Imagen cortesía de JPL/Cal Tech/NASA). Sin los esfuerzos humanos, el curso actual cambiaría y seguiría la vía del río Atchafalaya. El recuadro de la izquierda muestra el punto donde el Mississippi puede romper algún día (flecha) y acortar su camino al golfo de México (Tomado de C. R. Kolt y J. R. van Lopik).

entonces para encontrar una vía más corta y más directa al golfo de México. Los subdeltas se entrelazan y se cubren parcialmente unos a otros para producir una estructura muy compleja. También se observa en la Figura 16.29 que, después de que cada porción fue abandonada, la erosión costera modificó el delta. El subdelta que se presenta, denominado delta *en pata de pájaro*, debido a la configuración de sus distribuidores, ha sido acumulado por el Mississippi en los últimos 500 años.

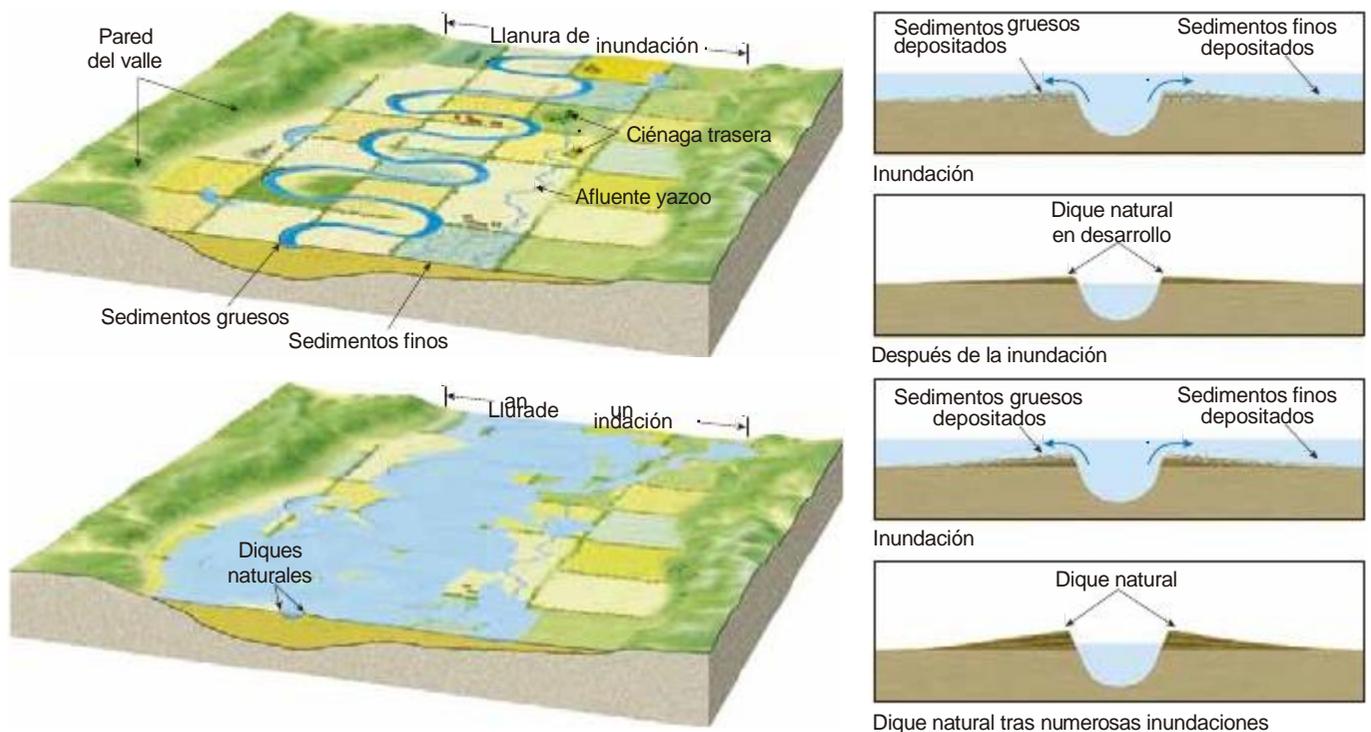
En la actualidad, este delta activo, en forma de pata de pájaro, se ha extendido lo más lejos que las fuerzas de la naturaleza le han permitido. De hecho, durante muchos años el río ha estado luchando por atravesar un estrecho cuello de tierra y desviar su curso al del río Atchafalaya (véase inserto de la Figura 16.29). Si llegara a ocurrir esto, el Mississippi abandonaría su cauce de 500 km más bajo a favor de la ruta de 225 km, mucho más corta, del Atchafalaya hacia el Golfo.

Para evitar este acontecimiento y conseguir que el Mississippi siguiera su curso actual, se levantó una estructura en forma de dique en el lugar por donde el cauce estaba intentando atravesar. La inundación de 1973 debilitó la estructura de control, y el río amenazó de nuevo con desviarse. Este acontecimiento llevó al U.S. Corps of Engineers a construir un masivo dique auxiliar a mediados de 1980. Hasta el momento, al menos se ha evitado lo inevitable, y el río Mississippi continuará fluyendo por Baton Rouge y Nueva Orleans en su camino hacia el golfo de México (véase Recuadro 16.1).

## Diques naturales

Los ríos meandriformes que ocupan valles con amplias llanuras de inundación tienden a formar **diques naturales** que flanquean el cauce de la corriente. Los diques naturales se forman como consecuencia de inundaciones sucesivas a lo largo de muchos años. Cuando una corriente se desborda por sus márgenes, anegando la llanura de inundación, el agua fluye sobre la superficie como una lámina ancha. Debido a que un modelo de flujo de este tipo reduce significativamente la velocidad y la turbulencia del agua, la fracción más gruesa de la carga suspendida se deposita bordeando el cauce. Conforme el agua se va expandiendo sobre la llanura de inundación, se deposita una fina capa de sedimentos finos sobre el fondo del valle. Esta distribución no uniforme del material produce la pendiente suave, casi imperceptible, del dique natural (Figura 16.30).

Los diques naturales del bajo Mississippi se elevan seis metros por encima de las partes inferiores del fondo del valle. El área situada por detrás del dique está característicamente poco drenada por la razón obvia de que el agua no puede fluir hacia el río por encima del dique. A menudo se produce un tipo de pantano denominado **ciénaga**. Cuando un afluente entra en un valle que tiene sustanciales diques naturales, quizá no sea capaz de abrirse camino hacia el cauce principal. Por consiguiente, el afluente puede fluir por la ciénaga en paralelo al río principal durante muchos kilómetros antes de atravesar



**FIGURA 16.30.** Los diques naturales son estructuras de pendiente suave creadas por inundaciones repetidas. Dado que cerca del cauce de la corriente el terreno es más alto que la llanura de inundación adyacente, se desarrollan ciénagas y afluentes yazoo.

el dique natural y unirse a él. Estas corrientes se denominan **afuentes yazoo**, debido al río Yazoo, que corre en paralelo al bajo Mississippi durante más de 300 km.

## Abanicos aluviales

Como puede observarse en la Figura 16.31, los **abanicos aluviales**, o conos de deyección, son depósitos con forma de abanico que se acumulan a lo largo de los frentes de montañas empinadas. Cuando las corrientes de montaña salen a terrenos relativamente llanos, su gradiente disminuye y depositan una gran parte de su carga de sedimentos. Los abanicos aluviales son más prevalentes en los climas áridos, pero a veces se encuentran en regiones húmedas.



**FIGURA 16.31.** Los abanicos aluviales se forman a partir de los sedimentos depositados en la desembocadura de un valle que emerge de una zona montañosa o elevada hacia una planicie relativamente llana. La superficie del abanico se inclina hacia fuera en un amplio arco desde el vértice de la desembocadura del valle de la corriente. Normalmente el material grueso es soltado cerca del vértice del abanico, mientras que los materiales finos son transportados hacia la base del depósito. El Valle de la Muerte en California tiene muchos abanicos fluviales grandes. A medida que los abanicos adyacentes van aumentando de tamaño, pueden unirse para formar una empinada llanura de sedimentos a pie de monte llamada bajada. véase Figura 19.9, pág. 611 (Foto de Michael Collier).

## A veces los alumnos preguntan...

**Sabemos que todos los ríos transportan sedimentos, pero ¿tienen deltas todos los ríos?**

Sorprendentemente, no. Las corrientes que transportan grandes cargas de sedimentos pueden carecer de deltas en sus desembocaduras porque las olas oceánicas y las corrientes potentes redistribuyen con rapidez el material justo cuando este es depositado (el río Colombia en el noroeste del Pacífico es un ejemplo de este fenómeno). En otros casos, los ríos no transportan las cantidades suficientes de sedimentos como para formar un delta. El río San Lorenzo, por ejemplo, tiene pocas posibilidades de recoger sedimentos entre el lago Ontario y su desembocadura en el golfo de San Lorenzo.

Las corrientes de montaña, torrente, debido a sus empinados gradientes, transportan la mayor parte de su carga de sedimentos en forma de arena gruesa y gravilla. Dado que los abanicos aluviales están compuestos por estos mismos materiales gruesos, el agua que fluye a través de ellos los empapa inmediatamente. Cuando una corriente emerge de su valle a un abanico fluvial, su flujo se divide en varios cauces distribuidores. La forma de abanico, o cono de deyección, se produce porque el flujo principal se mueve de atrás hacia adelante entre los distribuidores desde un punto fijo por donde la corriente sale de la montaña.

Entre los periodos de lluvia, en los desiertos fluye muy poca cantidad de agua (o ninguna) por un abanico aluvial, lo que es evidente por los muchos cauces secos que atraviesan su superficie. Por tanto, los abanicos en las regiones secas crecen de forma intermitente al recibir un cantidad considerable de agua y sedimentos solo durante los periodos de precipitaciones. Como vimos en el Capítulo 15, los cañones escarpados de las regiones secas son lugares fundamentales para los flujos de derrubios. Por consiguiente, debe esperarse que muchos abanicos aluviales de las áreas áridas tengan depósitos de flujos de derrubios intercalados con el aluvión.

## REDES DE DRENAJE

Todos los sistemas de drenaje están compuestos por una red interconectada de corrientes que, juntas, forman modelos concretos. La naturaleza de un modelo de drenaje puede variar mucho de un tipo de terreno a otro, fundamentalmente en respuesta a los tipos de roca sobre los cuales se desarrolla la corriente o al modelo estructural de fracturas, fallas y pliegues.

El modelo de drenaje encontrado con más frecuencia es el **modelo dendrítico**, que se caracteriza por una ramificación irregular de corrientes tributarias que recuerda al modelo ramificado de un árbol caducifolio (Figura 16.32A). De hecho, la palabra *dendrítico* significa «semejante a un árbol». El modelo dendrítico se forma

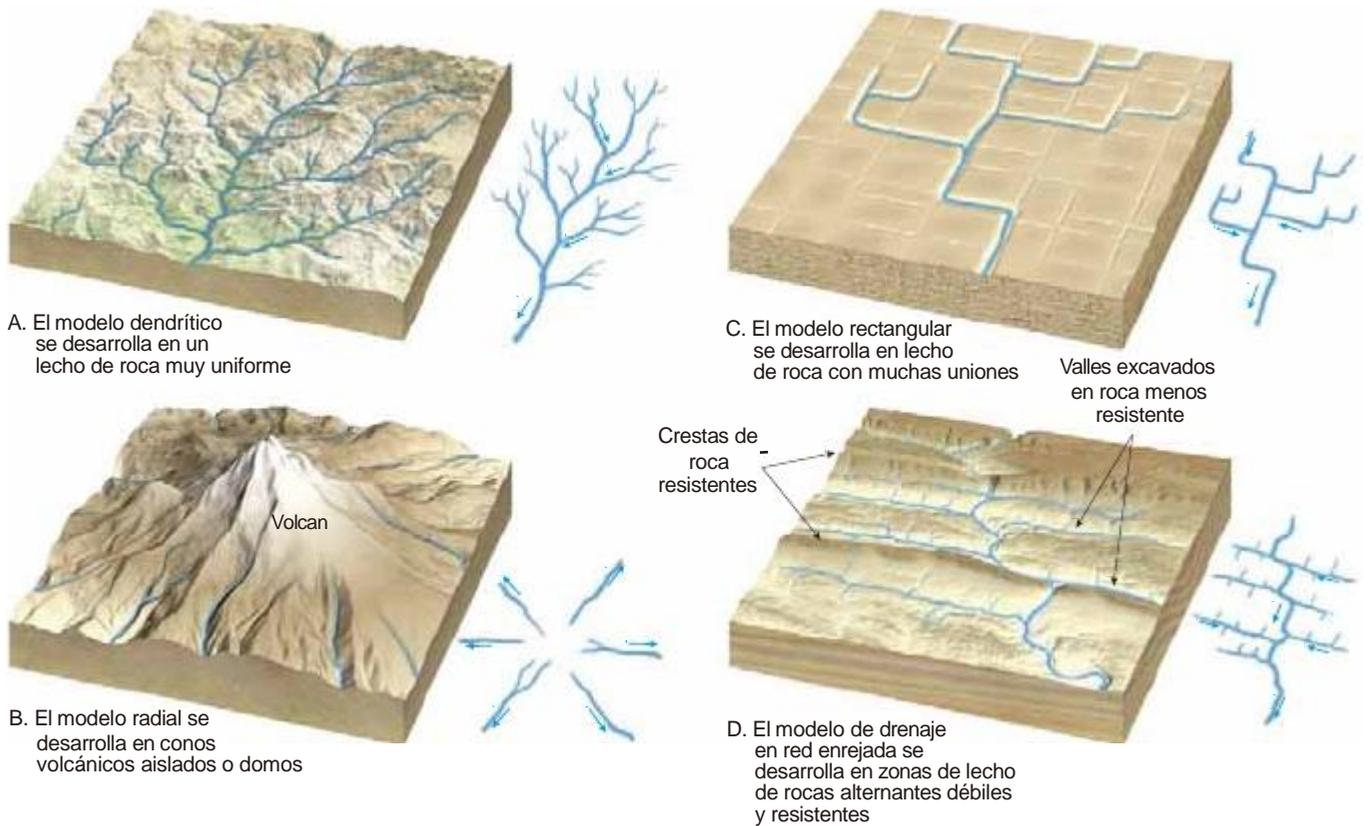


FIGURA 16.32. Modelos de drenaje. A. Dendrítico. B. Radial. C. Rectangular. D. Enrejada.

donde el sustrato de roca subyacente es relativamente uniforme, como en estratos sedimentarios planos o rocas ígneas masivas. Dado que el material subyacente es esencialmente uniforme en su resistencia a la erosión, no controla el modelo de flujo de corriente. En cambio, el modelo viene determinado fundamentalmente por la dirección de la pendiente del terreno.

Cuando las corrientes divergen desde un área central como los radios de una rueda, se dice que es un **modelo de drenaje radial** (Figura 16.32B). Este modelo se desarrolla normalmente en zonas volcánicas aisladas y en elevaciones de tipo domo.

En la Figura 16.32C se ilustra un **modelo de drenaje rectangular**, con muchos recodos en ángulo recto. Este modelo se desarrolla cuando el sustrato de roca está entrecruzado por una serie de uniones. Dado que la roca fracturada tiende a meteorizarse y erosionarse con más facilidad que la roca no fracturada, su modelo geométrico orienta la dirección de las corrientes a medida que excavan sus valles.

En la Figura 16.32D se ilustra un **modelo de drenaje de red enrejada**, un modelo rectangular en el cual los afluentes son casi paralelos entre sí y tienen el aspecto de un jardín enrejado. Este modelo se forma en áreas donde subyacen bandas alternativas de roca resistente y menos resistente y está particularmente bien

desarrollado en los Apalaches plegados, donde estratos débiles y fuertes afloran en cinturones casi paralelos (véase Figura 14.18, pág. 455).

## Formación de una garganta

A veces, para entender por completo el patrón de las corrientes de una zona, debemos entender la historia de las corrientes. Por ejemplo, los valles fluviales a veces atraviesan una dorsal o una montaña que se sitúa en su curso. El desfiladero con paredes escarpadas seguido por el río a través de la estructura tectónica se denomina **garganta** (Figura 16.33).

¿Por qué una corriente atraviesa una estructura de este tipo y no fluye a su alrededor? Una posibilidad es que la corriente existiera antes de que se formara la dorsal o la montaña. En este caso, la corriente, denominada **corriente antecedente**, erosionó verticalmente su lecho a un ritmo similar a la velocidad de elevación, es decir, la corriente mantendría su curso como una zona de la corteza elevada por pliegue o falla a través del camino de la corriente.

Una segunda posibilidad es que una corriente **sobreimpuesta** horadara su cauce en la estructura existente (Figura 16.33). Eso puede ocurrir cuando hay capas intensamente plegadas o rocas resistentes enterradas

## EL HOMBRE Y EL MEDIO AMBIENTE

Las zonas húmedas costeras desaparecen del delta del Mississippi

RECUADRO 16.1

Las zonas húmedas costeras abarcan las ciénagas, los bajos mareales, las marismas costeras y manglares. Son ricas en vida silvestre y proporcionan suelos llenos de vida microscópica e importantes paradas intermedias para las aves acuáticas y migratorias, así como zonas de desove y hábitat valiosas para los peces.

El delta del río Mississippi en Louisiana contiene alrededor de un 40 por ciento de todas las zonas húmedas costeras de los 48 estados inferiores. Las zonas húmedas de Louisiana están protegidas de la acción de los huracanes y las tormentas invernales gracias a unas islas barrera situadas enfrente de la costa a un nivel bajo. Tanto las zonas húmedas como las islas protectoras se han formado como consecuencia del desvío del río Mississippi durante los últimos 6.000 años.

La dependencia de las zonas húmedas costeras de Louisiana del río Mississippi y sus afluentes como fuente directa de sedimentos y agua dulce los hace vulnerables a los cambios en el sistema fluvial. Además, la dependencia con respecto de las islas barrera para la protección de las olas causadas por las tormentas convierte las zonas húmedas costeras en estructuras vulnerables cuando estas islas estrechas del litoral se erosionan.

Las zonas húmedas costeras de Louisiana están desapareciendo a una velocidad alarmante, que representa aproximadamente el 80 por ciento de la pérdida de zonas húmedas. Según el U. S. Geological Survey, Louisiana perdió casi 5.000 km<sup>2</sup> de zona costera entre 1932 y 2000. Si se continúa a esta velocidad desaparecerán otros 3.000 km<sup>2</sup> bajo el Golfo de México en el año 2050<sup>2</sup>. El cambio climático global podría aumentar la gravedad del problema porque la ascensión del nivel del mar y las tormentas tropicales más fuertes acelerarían las velocidades de la erosión de la costa. Por desgracia, esto se hizo especialmente evidente durante la extraordinaria temporada de huracanes de 2005, cuando los llamados Katrina y Rita devastaron partes de la costa del Golfo.

El delta, sus zonas húmedas y las islas de barrera adyacentes están cambiando



**FIGURA 16.A.** Cipreses muertos, conocidos como bosques fantasma, que mueren por la invasión de agua salada en Terrebonne Parish, Louisiana (Foto de Robert Caputo/Aurora Photos).

naturalmente de manera continua. Cuando el río se desvía, las zonas de crecimiento y destrucción del delta también se desvían. A lo largo del milenio, conforme los sedimentos se acumulan y forman el delta en una zona, la erosión y la subsidencia provocan pérdidas en el resto (Figura 16.A). Sin embargo, el Mississippi no se ha desviado en más de 500 años. Entonces ¿por qué están disminuyendo las zonas húmedas de Louisiana con una rapidez tan alarmante?

Antes de que los europeos ocuparan el delta, el río Mississippi inundaba sus orillas con regularidad en las inundaciones estacionales. Las grandes cantidades de sedimentos depositadas renovaban el suelo e impedían que el delta se hundiera por debajo del nivel del mar. No obstante, con la población vinieron los esfuerzos por controlar las inundaciones y el deseo de mantener y mejorar la navegación en el río. Se construyeron diques artificiales para contener el río ascendente durante el periodo de inundación. Con el tiempo, los diques se extendieron hasta la desembocadura del Mississippi para mantener el canal abierto para la navegación.

Los efectos han sido claros. Los diques impiden que los sedimentos y el agua dulce se dispersen en las zonas húmedas. En lugar de eso, se fuerza al río a transportar su carga hacia las aguas profundas de la

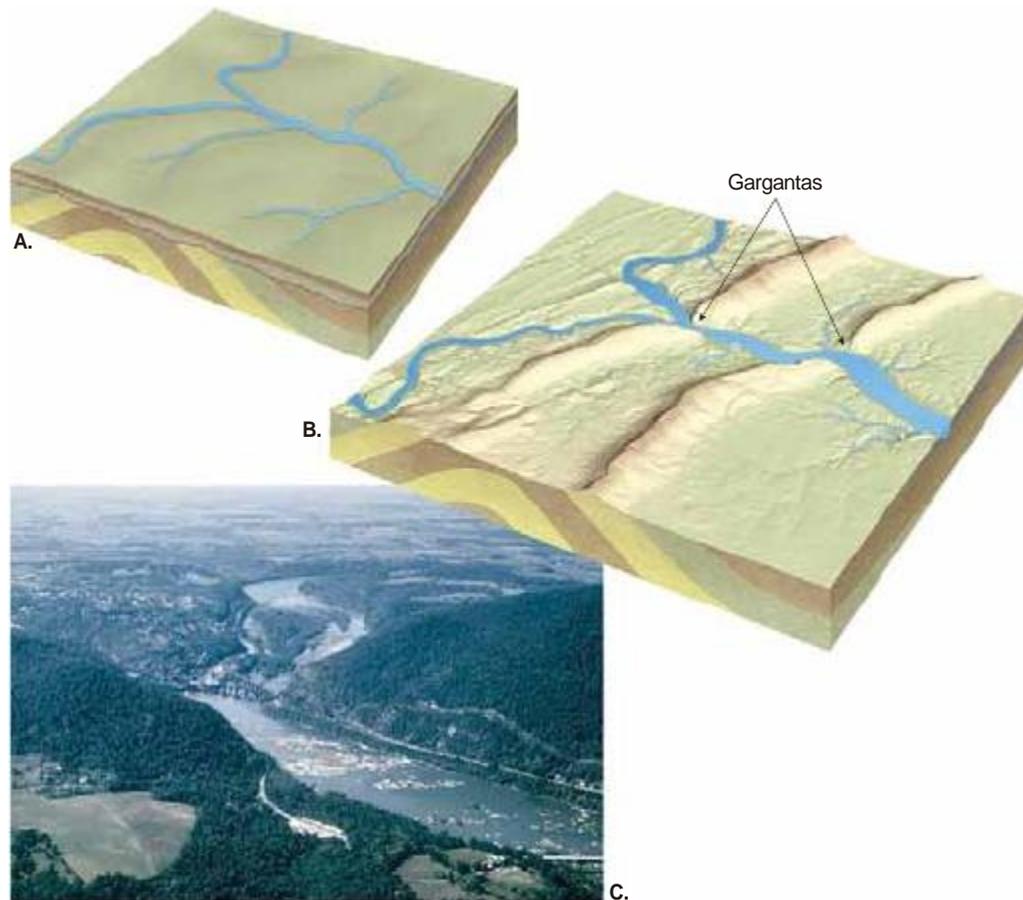
desembocadura. Mientras tanto, los procesos de compactación, subsidencia y erosión de las olas continúan. Puesto que no se añaden los sedimentos suficientes como para compensar estas fuerzas, el tamaño del delta y la extensión de sus zonas húmedas disminuyen de manera gradual.

El problema ha sido agravado por una disminución de los sedimentos transportados por el Mississippi, que se ha reducido en aproximadamente el 50 por ciento durante los últimos 100 años. Una porción sustancial de la reducción es consecuencia de la retención de los sedimentos en grandes embalses creados por las presas construidas en los afluentes del Mississippi.

Otro factor que contribuye a la reducción de las zonas húmedas es el hecho de que en el delta hay 13.000 km de canales de navegación. Estas aberturas artificiales al mar permiten que las aguas saladas del golfo se adentren mucho en tierra. La invasión del agua salada y la acción mareal provocan la extinción de las marismas.

Comprender y modificar el impacto humano es una base necesaria para cualquier plan de reducción de la pérdida de zonas húmedas en el delta del Mississippi. El U. S. Geological Survey calcula que restaurar las costas de Louisiana costará unos 14.000 millones de dólares durante los próximos 40 años.

<sup>2</sup> véase «Louisiana's Vanishing Wetlands: Going, Going» en *ciencia*, vol. 289, 15 de septiembre de 2000, págs. 1.860-63. También Elizabeth Kolbert, «Watermark-Can Southern Louisiana be Saved?» *The New Yorker*, Febrero 27, 2006, págs. 46-47.



**FIGURA 16.33.** Desarrollo de una corriente superpuesta. **A.** El río establece su curso en los estratos relativamente uniformes. **B.** Luego topa con la estructura subyacente y la atraviesa. **C.** Garganta de Harpers Ferry en la confluencia de los ríos Shenandoah y Potomac cerca de la frontera entre el oeste de Virginia y Maryland. Las gargantas de este tipo son habituales en algunas partes de los Apalaches (Foto de John S. Shelton).

debajo de unas capas de sedimentos relativamente planos o estratos sedimentarios. Las corrientes que se originan en esta cubierta establecerían sus cursos con independencia de las estructuras subyacentes. Luego, a medida que el valle ganara profundidad y apareciera la estructura, el río continuaría erosionando su valle en esta última. Los Apalaches plegados proporcionan algunos buenos ejemplos. Ahí, una serie de grandes ríos, como el Potomac y el Susquehanna, atraviesan los estratos plegados en su camino hacia el Atlántico.

### Erosión remontante y captura

Las corrientes alargan sus cursos mediante **erosión remontante**; es decir, extendiendo la cabecera de su valle pendiente arriba. Esto provoca velocidades mayores de erosión en las zonas más empinadas que se encuentran en la dirección opuesta al flujo de la corriente. Por tanto, mediante erosión remontante, el valle se extiende a un terreno previamente no diseccionado.

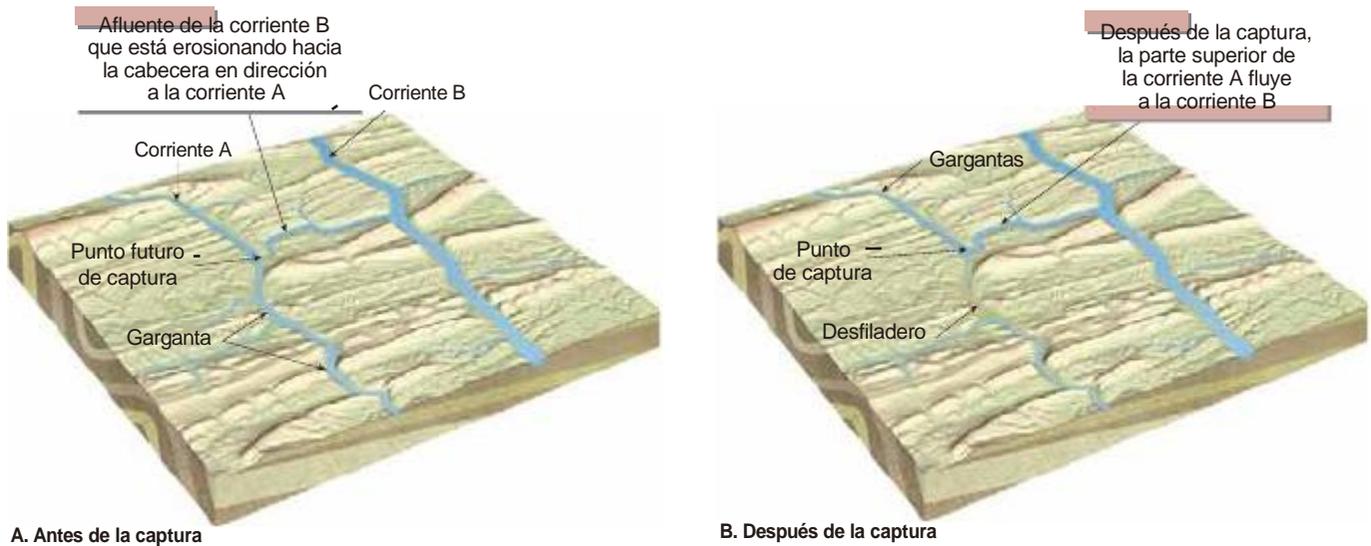
La erosión remontante de las corrientes de agua desempeña un importante papel en la disección de las zonas

de cabecera. Además, una erosión remontante suficiente puede hacer que una corriente entre en la cuenca de drenaje de una corriente adyacente. Este proceso, denominado **captura**, es la desviación del drenaje de una corriente por la que previamente fluyó hacia otra cuenca.

La captura explica también la existencia de gargantas estrechas y de laderas empinadas que no son atravesadas por corrientes activas. Estos cursos de agua abandonados (denominados *desfiladeros*) se forman cuando el curso de la corriente que corta el desfiladero cambia su curso por una captura. En la Figura 16.34, una garganta que había sido creada por la corriente A se convierte en un desfiladero como consecuencia de una captura.

## INUNDACIONES Y CONTROL DE LA INUNDACIÓN

Las **inundaciones** suceden cuando el caudal de una corriente llega a ser tan grande que supera la capacidad de su cauce (Figura 16.35). Aun estando entre los



**FIGURA 16.34.** Captura de corriente y formación de desfiladeros. Un afluente de la corriente **B** provoca erosión remontante hasta que finalmente captura y desvía la corriente **A**. El cauce de agua **A** a través del cual fluía la corriente **A** es abandonado como consecuencia de la captura. Por tanto, este accidente geográfico es ahora un desfiladero. En este valle y en los entornos de tipo loma, las rocas más blandas son erosionadas con más facilidad que las resistentes.

riesgos geológicos más comunes y más destructivos, forman parte simplemente del comportamiento *natural* de las corrientes de agua.

La mayoría de las inundaciones tiene un origen meteorológico provocado por los procesos atmosféricos que pueden variar mucho tanto en tiempo como en espacio. Solamente una hora o menos de tormenta puede desencadenar inundaciones en los valles pequeños.

Por el contrario, las grandes inundaciones en los grandes valles fluviales suelen ser el resultado de una serie de precipitaciones extraordinarias sobre una región amplia durante un intervalo largo de tiempo.

La planificación del uso de la tierra en las cuencas fluviales requiere un conocimiento de la frecuencia y la magnitud de las inundaciones. Existe una relación para cualquier río concreto entre el tamaño de una inundación



**FIGURA 16.35.** La inundación del río Cedar cubre una gran parte de Cedar Rapids, Iowa el 4 de junio de 2008.

## A veces los alumnos preguntan...



### ¿La tectónica de placas influye en los ríos?

Sí, de muchas maneras. Por ejemplo, la existencia de un gran río se debe en gran medida a la posición de un continente en una zona climática donde la precipitación es abundante, lo cual, a su vez, viene determinado por el movimiento de las placas. Los ríos aparecen y desaparecen conforme las placas en movimiento transportan los continentes hacia dentro y hacia fuera de las distintas zonas climáticas.

Existen muchos otros efectos directos e indirectos. La formación de montañas en los bordes convergentes influye enormemente en las inclinaciones regionales y modifica los patrones de la precipitación. El plegamiento y la fracturación asociados con los procesos tectónicos afectan los modelos de drenaje, mientras que las coladas de lava extensas creadas por la actividad volcánica relacionada con la tectónica pueden cambiar radicalmente los sistemas fluviales.

y la frecuencia con la que sucede. Cuanto mayor es una inundación, menor es la frecuencia a la que se espera que ocurra. Probablemente hayamos oído hablar de una *inundación de 100 años*. Esta expresión describe el *intervalo de recurrencia o periodo de retorno*, que es una estimación de la frecuencia a la que cabe esperar que se produzca una inundación de un tamaño determinado. Un acontecimiento de 25 años sería mucho menor que una inundación de 100 años, pero la probabilidad de que se produjera sería cuatro veces mayor. La relación entre la frecuencia y la magnitud de una inundación es diferente de una región a otra. Por ejemplo, en los climas áridos las inundaciones de 100 años grandes suelen ser mucho más extremas que las observadas en las zonas húmedas.

## Tipos de inundaciones

Las inundaciones pueden ser consecuencia de varios factores naturales y humanos. Entre los tipos comunes de inundaciones se cuentan las *inundaciones regionales*, las *avenidas*, las *inundaciones por obstrucción de hielo* y las inundaciones por ruptura de una presa.

### Inundaciones regionales

La mayoría de las inundaciones regionales son estacionales. La fusión rápida de la nieve en primavera o las intensas precipitaciones, a menudo, desbordan los ríos. La gran inundación que tuvo lugar en 1997 a lo largo del río Red en el norte de Estados Unidos vino precedida por un invierno durante el que nevó mucho, seguido de una *ventisca* al comienzo de la primavera. A principio, de abril las temperaturas subieron rápidamente, fundiendo la nieve en cuestión de días, lo que provocó una inundación que batió todos los récords después de 500 años. Se inundaron alrededor de 1,8 millones de hectáreas y las pérdidas en la región de Grand Forks, en

Dakota del Norte, superaron los 3.500 millones de dólares<sup>3</sup>.

Las inundaciones regionales pueden ser también consecuencia de numerosas precipitaciones intensas. Las extensas y costosas inundaciones acaecidas en 2008 en una parte del medio oeste fueron el resultado de unas precipitaciones, que batieron records, caídas sobre terrenos que ya estaban saturados de agua. Indiana sufrió el desastre meteorológico más costoso de su historia, pero en Iowa se produjeron pérdidas aun mayores: 83 de sus 99 condados fueron declarados zonas catastróficas. Nueve ríos del estado alcanzaron niveles iguales o superiores a los de las mayores inundaciones anteriores y miles de hectáreas de tierras de cultivo productivas quedaron sumergidas. Fueron evacuadas miles de personas, la mayor parte en Cedar Rapids, donde más de 400 edificios de la ciudad quedaron bajo el agua (véase Figura 16.35). Los patrones meteorológicos húmedos persistentes condujeron a lluvias excepcionales y devastadoras inundaciones del valle del alto Mississippi durante el verano de 1993 (Figura 16.36).

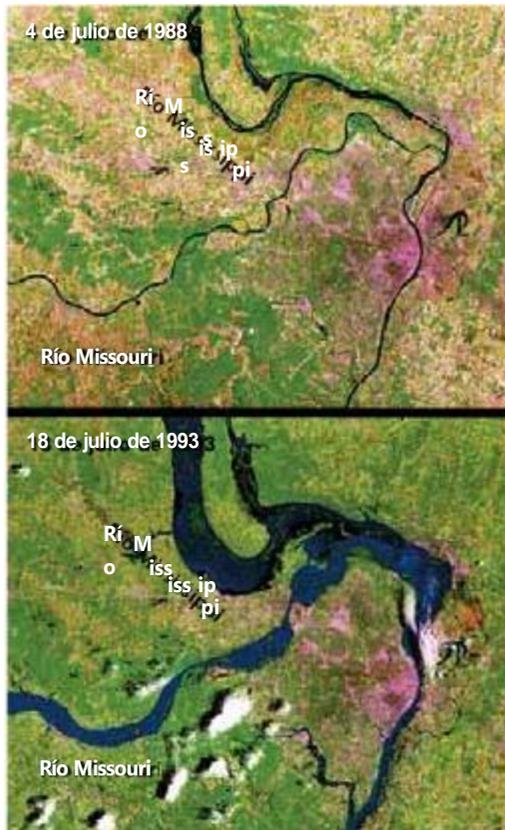
### Avenidas

Una avenida puede producirse casi sin previo aviso y puede ser mortal porque provoca un aumento rápido de los niveles del agua y puede tener una velocidad de corriente devastadora (Recuadro 16.2). La intensidad y la duración de las precipitaciones, las condiciones superficiales y la topografía son factores que influyen en las avenidas. Las zonas montañosas son especialmente susceptibles porque las pendientes escarpadas pueden canalizar la escorrentía hacia cañones estrechos con consecuencias desastrosas. La inundación del río Big Thompson del 31 de julio de 1976, en Colorado, ilustra este fenómeno (véase la Figura 16.C en el Recuadro 16.2). Durante un intervalo de cuatro horas, más de 30 cm de lluvia cayeron, desbordando la pequeña cuenca de drenaje del río. La avenida en el estrecho cañón duró solo unas pocas horas pero se cobró 139 vidas y provocó daños por el valor de decenas de millones de dólares.

Las zonas urbanas son susceptibles de experimentar avenidas, ya que un elevado porcentaje de la superficie está compuesto de tejados impermeables, calles y aparcamientos, donde la infiltración es mínima y la escorrentía es muy rápida. De hecho, en un estudio reciente se determinó que la superficie impermeables en los Estados Unidos (excluyendo Alaska y Hawái) abarca más de 112.600 km<sup>2</sup>, que es un área un poco menor que el estado de Ohio<sup>4</sup>.

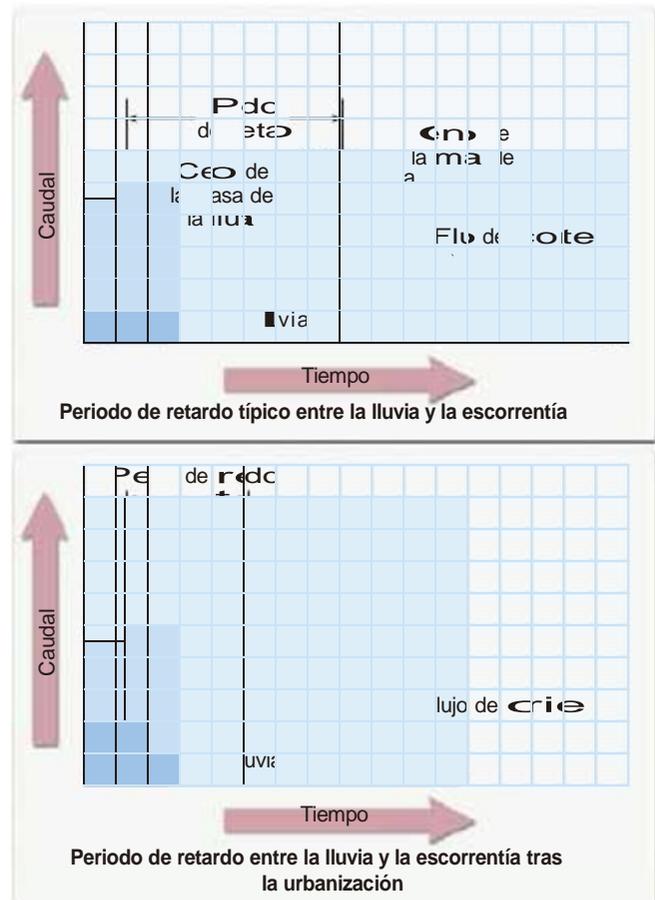
<sup>3</sup> Las obstrucciones de hielo también contribuyeron a las inundaciones del río Red del Norte. Véase el apartado sobre «Inundaciones por obstrucción de hielo».

<sup>4</sup> C. D. Elvidge, et al. «U.S. Constructed Area Approaches the Size of Ohio», en *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, vol. 85, n.º 24, (15 de junio, 2004) pág. 233.



**FIGURA 16.36.** Imágenes de satélite del río Missouri fluyendo hacia el río Mississippi. St. Louis se encuentra justo al sur de su confluencia. La imagen de arriba muestra los ríos durante la sequía que se produjo en el verano de 1988. La imagen de abajo refleja el pico de la inundación que batía todos los récords de 1993. Las lluvias excepcionales causaron la primavera y el principio de verano más húmedos del siglo xx en la cuenca superior del río Mississippi. En total, se inundaron casi 6 millones de hectáreas y al menos 50.000 personas se desplazaron (Cortesía de Spaceimaging.com).

Para comprender mejor el efecto del urbanismo en el flujo de las corrientes, examínese la Figura 16.37. La parte A de la figura es un hidrograma hipotético que muestra la relación temporal entre la tormenta y la inundación (Figura 16.37, arriba). Nótese que el nivel del agua de la corriente no sube al principio de la precipitación, porque hace falta tiempo para que el agua se desplace desde el lugar donde se precipitó hasta la corriente. Esta diferencia temporal se denomina *tiempo de retardo*. El hidrograma de la Figura 16.37B describe la misma zona y la misma precipitación hipotéticas *después* de la urbanización. El caudal máximo durante una inundación es mayor y el tiempo de retardo entre la precipitación y su aparición es más corto que antes de la urbanización. La explicación de este efecto es sencilla. Las calles, los aparcamientos y los edificios cubren el suelo que antes filtraba el agua. Por tanto, se infiltra menos agua y aumentan la velocidad y la cantidad de la escorrentía.



**FIGURA 16.37.** Cuando una zona pasa de ser rural a ser urbana, el periodo de retardo entre la lluvia y el pico de la inundación se reduce. El pico de la inundación también es mayor tras la urbanización (Tomado de L. B. Leopold, U. S. Geological Survey).

### Inundaciones por obstrucción de hielo

Los ríos congelados son sensibles a las inundaciones por barrera de hielo. A medida que aumenta el nivel de una corriente, esta romperá el hielo y creará corrientes de hielo que pueden apilarse y obstruir el canal. Una barrera de hielo de este tipo crea un dique que atraviesa el canal. El agua, corriente arriba, a partir del dique de hielo, puede subir rápidamente e inundar los bancos del canal. Cuando el dique de hielo se rompe, el agua almacenada detrás del dique se libera con fuerza suficiente como para infligir daños considerables corriente abajo.

### Inundaciones por ruptura de una presa

La interferencia humana en el sistema de corrientes fluviales puede empeorar, o incluso causar, las inundaciones. Un ejemplo excelente es la ruptura de una presa o un dique artificial diseñados para contener inundaciones de pequeñas a moderadas. Si se produce una inundación mayor, la presa o el dique pueden fallar, y en consecuencia, el agua detrás de ellos es liberada y se convierte

# EL HOMBRE Y EL MEDIO AMBIENTE

## Avenidas

### RECUADRO 16.2

Los tornados y los huracanes son las tormentas más impresionantes de la naturaleza, por lo que se convierten en el punto de mira de la cobertura mediática y la atención pública con cierta periodicidad. Pero sorprendentemente estos temidos acontecimientos no son responsables del mayor número de muertes relacionadas con las tormentas. Esa distinción está reservada para las avenidas.

Las *avenidas* son inundaciones locales de gran volumen y corta duración (Figura 16.B). La oleada de agua de crecimiento rápido suele producirse con un mínimo aviso previo y puede destruir carreteras, puentes, casas y otras estructuras sólidas. Los caudales alcanzan rápidamente un máximo y disminuyen casi con la misma rapidez. A menudo las avenidas transportan grandes cantidades de sedimentos y derrubios conforme arrasan los cauces.

Con frecuencia, las avenidas son consecuencia de las lluvias torrenciales asociadas con una fuerte tormenta de movimiento lento o tienen lugar cuando una serie de tormentas pasa repetidamente sobre el mismo lugar. En algunas ocasiones los derrubios flotantes o el hielo pueden acumularse en una obstrucción natural o artificial y restringen el flujo del agua. Cuando se rompen estas presas temporales, los torrentes de agua pueden ser liberados en forma de avenidas.

Las avenidas pueden producirse en casi cualquier zona. En especial son habituales en el terreno montañoso, donde las pendientes empinadas pueden canalizar rápidamente la escorrentía hacia el interior, de los valles



**FIGURA 16.C.** La naturaleza devastadora de las avenidas está ilustrada en la inundación del río Big Thompson, 1976, Colorado. Durante unas cuatro horas cayeron más de 30 cm de lluvia en parte de la pequeña cuenca de drenaje del río. Esto supuso casi tres cuartas partes de la media anual total. La avenida en el estrecho cañón duró solo unas horas pero se cobró la vida de 139 personas. Se estimaron daños por un valor de 39 millones de dólares (U.S. Geological Survey, Denver).

estrechos. El riesgo es mayor cuando el terreno ya está casi saturado por las lluvias anteriores o está compuesto de materiales impermeables. Un desastre en Shadydale, Ohio, demuestra qué puede ocurrir cuando las lluvias, incluso moderadamente fuertes, caen sobre un terreno saturado de empinadas pendientes.

La tarde del 14 de junio de 1990, 26 personas perdieron la vida cuando las lluvias estimadas en el intervalo de 7 a 12 cm se precipitaron sobre el terreno saturado, lo cual generó olas de inundación en corrientes que alcanzaron unos metros de altura, destruyendo las viviendas y los comercios cercanos a la orilla. Los meses anteriores de lluvias superiores a lo normal habían generado un contenido de agua en el terreno cercano a la saturación. Por consiguiente, las cantidades moderadas de lluvia provocaron grandes cantidades de escorrentía superficial y casi superficial. Los valles escarpados con paredes prácticamente verticales canalizaron las inundaciones, creando crestas de ola muy rápidas, altas y empinadas<sup>5</sup>.

¿Por qué muere tanta gente en las avenidas? El factor sorpresa es muy importante. Por ejemplo, cuando las avenidas ocurren por la noche mucha gente está durmiendo. La Figura 16.C ilustra la fuerza de una inundación. Solo 15 cm de agua de la crecida con un movimiento rápido pueden tirar una persona al suelo. La mayoría de automóviles flotarán y serán arrastrados en solo 0,6 metros de agua. ¡Más de la mitad de todas las muertes por avenidas en los Estados Unidos están relacionadas con los automóviles! Obviamente, las personas nunca deben intentar conducir por una carretera inundada. La profundidad del agua no es siempre evidente. Además, el fondo de la carretera puede haber sido arrasado debajo del agua. En la actualidad las avenidas constituyen calamidades que pueden causar un enorme número de víctimas y grandes pérdidas materiales. Aunque se están realizando esfuerzos para mejorar las observaciones y las advertencias, las avenidas continúan siendo asesinos naturales esquivos.

<sup>5</sup> «Prediction and Mitigation of Flash Floods: A Policy Statement of the American Meteorological Society» *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 74, núm. 8 (agosto 1993), pág. 1586.



**FIGURA 16.B.** Avenida en Las Vegas, Nevada, en agosto de 2003. Partes de la ciudad recibieron casi la mitad de la media anual de precipitaciones en cuestión de horas. Aquí vemos bomberos que son rescatados de su propio coche atrapado en una avenida (Foto de John Locher/ *Las Vegas Review-Journal*).

en una avenida. La rotura de una presa en 1889 en el río Little Conemaugh causó la devastadora inundación de Johnstown, Pensilvania, que se cobró unas 2.200 vidas.

## Control de las inundaciones

Se han ideado varias estrategias para eliminar o reducir los efectos catastróficos de las inundaciones. Entre los esfuerzos de ingeniería se cuentan la construcción de diques artificiales, la construcción de presas de control de las inundaciones y la canalización de los ríos.

### Diques artificiales

Los *diques artificiales* son montículos terreros construidos en las riberas de un río para incrementar el volumen de agua que el cauce puede albergar. En algunos sitios, se construyen paredes de contención de cemento que ejercen de diques artificiales.

### Presas de control de inundaciones

Las *presas de control de inundaciones* se construyen para almacenar el agua de la inundación y luego dejarla salir lentamente. Desde los años 20, se han construido miles de presas en casi todos los ríos principales. Muchas presas tienen funciones significativas no relacionadas con las inundaciones, como el suministro de agua para la agricultura de regadío y para la generación de energía hidroeléctrica. Muchos embalses son también importantes centros recreativos.

Aunque las presas pueden reducir las inundaciones y proporcionar otros beneficios, la construcción de estas estructuras tiene también costes y consecuencias significativas. Por ejemplo, los embalses creados por presas pueden cubrir tierra de cultivo fértil, bosques útiles, sitios históricos y valles de belleza pictórica. Las grandes presas también pueden causar un daño ecológico significativo a los ambientes fluviales que tardaron miles de años en establecerse.

Además, construir una presa no es una solución permanente para las inundaciones. La sedimentación detrás de una presa significa que el volumen de su depósito disminuirá gradualmente, reduciendo la eficacia a largo plazo de esta medida de control de las inundaciones.

### Canalización

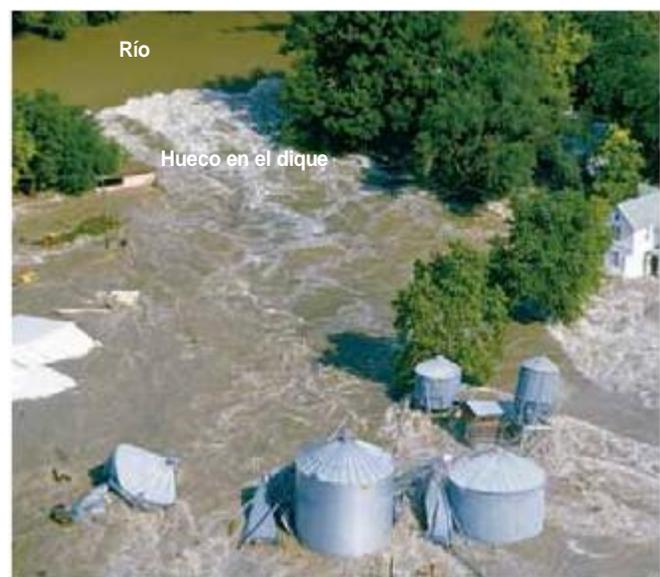
La *canalización* implica la alteración del cauce de una corriente para conseguir que el flujo sea más eficaz. Esto puede implicar simplemente limpiar un cauce de obstrucciones o drenar un cauce para hacerlo más ancho y profundo. Una alteración más radical implica el enderezamiento de un canal mediante la creación de *estrangulamientos artificiales*. Acortando la corriente, aumenta la velocidad.

Entre 1929 y 1942, el Army Corps of Engineers eliminó 16 recodos de meandro del bajo río Mississippi con el fin de incrementar la pendiente del cauce y reducir la amenaza de inundaciones. Este río, corredor de transporte vital, ha sido acortado más de 240 km. El programa ha tenido algo de éxito en cuanto a la reducción de la altura del río en la época de inundaciones. Sin embargo, el acortamiento del cauce aumentó los gradientes y provocó la aceleración de la erosión del material de la ribera, por lo que se necesitó más intervención. Tras la creación de estrangulamientos artificiales, se instaló una protección masiva de las riberas a lo largo de varias zonas del bajo Mississippi.

Un caso similar de incremento de la erosión de las riberas causada por los estrangulamientos artificiales ocurrió en el río Blackwater de Missouri, cuyo curso serpenteante se acortó en 1910. Entre los muchos efectos de ese proyecto se cuenta un notable aumento de la anchura del cauce causado por el incremento de velocidad de la corriente. Un puente sobre el río se derrumbó debido a la erosión de la ribera en 1930. En los 17 años siguientes el mismo puente fue remplazado en tres ocasiones más, cada vez con un trecho mayor.

### Un enfoque no estructural

Todas las medidas de control de la inundación descritas hasta ahora han implicado soluciones estructurales orientadas a «controlar» un río. Esas soluciones son caras y a menudo dan una falsa sensación de



**FIGURA 16.38.** El agua se precipita por un hueco de un dique natural en Monroe County, Illinois. Durante las inundaciones que rompieron récords en 1993 en el mediooeste, muchos diques naturales no pudieron contener la fuerza de las aguas de inundación. Partes de muchas estructuras debilitadas se desbordaron o simplemente se colapsaron (Foto por James A. Finley/AP/Wide World Photos).

seguridad a las personas que viven en la llanura de inundación.

En la actualidad, muchos científicos e ingenieros defienden un enfoque no estructural para el control de las inundaciones. Sugieren que una alternativa a los diques

artificiales, las presas y la canalización es la gestión lógica de las llanuras de inundación. Identificando las áreas de alto riesgo, pueden ejecutarse leyes de zonación apropiadas que reduzcan al mínimo el desarrollo y promuevan un uso más apropiado del terreno.

## CAPÍTULO 16

### Corrientes de aguas superficiales

#### RESUMEN

El *ciclo hidrológico* describe el intercambio continuo de agua entre los océanos, la atmósfera y los continentes. Impulsado por la energía procedente del Sol, es un sistema global en el cual la atmósfera proporciona el vínculo entre los océanos y los continentes. Los procesos implicados en el ciclo hidrológico son la *precipitación*, la *evaporación*, la *infiltración* (el movimiento del agua al interior de las rocas o del terreno a través de grietas o poros), la *escorrentía* (el agua que fluye sobre el terreno) y la *transpiración* (la liberación de vapor de agua a la atmósfera por las plantas). *El agua es el agente más importante que esculpe la superficie terrestre.*

Inicialmente la escorrentía fluye en forma de láminas delgadas y anchas a través del terreno, en un proceso denominado *escorrentía en lámina*. Después de una corta distancia, los hilillos de corriente normalmente se desarrollan y se forman diminutos cauces denominados *acanaladuras*.

El área de terreno que aporta agua a una corriente se denomina *cuenca de drenaje*. Las cuencas de drenaje están separadas por una línea imaginaria denominada *divisoria*.

Los sistemas fluviales constan de tres partes principales: las zonas de *producción de sedimentos*, de *transporte de sedimentos* y de *depósito de sedimentos*.

Los factores que determinan la *velocidad* de una corriente son el *gradiente* (pendiente del cauce de la corriente), la *sección transversal*, el *tamaño* y la *irregularidad* del cauce, y el *caudal* de la corriente (cantidad de agua que pasa por un punto dado por unidad de tiempo, que normalmente se mide en metros cúbicos por segundo). Lo más frecuente es que el gradiente y la irregularidad de una corriente disminuyan pendiente abajo, mientras que la anchura, la profundidad, el caudal y la velocidad aumenten.

Las corrientes transportan su carga de sedimento en *disolución* (*carga disuelta*), en *suspensión* (*carga suspendida*) y a lo largo del fondo del cauce (*carga de fondo*). Gran parte de la carga disuelta proviene del agua subterránea. La mayoría de las corrientes transforman la mayor

parte de la carga en suspensión. La carga de fondo se mueve solo de manera intermitente y suele representar la menor porción de la carga de una corriente.

La capacidad de una corriente para transportar partículas sólidas se describe utilizando dos criterios: la *capacidad* (la carga máxima de partículas sólidas que una corriente puede transportar) y la *competencia* (el tamaño máximo de clasto que una corriente puede transportar). La competencia aumenta en un valor igual al cuadrado de la velocidad de la corriente, de modo que si la velocidad se duplica, la fuerza del agua se cuadruplica.

Las corrientes depositan sedimentos cuando la velocidad se ralentiza y la competencia se reduce. Esto provoca una *selección*, el proceso mediante el cual se depositan juntas partículas de tamaño semejante. Los depósitos fluviales se denominan *aluviones* y pueden aparecer como depósitos de canal denominados *barras*; como depósitos de llanura de inundación, entre los que se cuentan los *diques naturales*, y como *deltas* o *abanicos aluviales* en las desembocaduras de las corrientes.

Los cauces de los ríos son de dos tipos principales: *los cauces de lecho rocoso* y *los cauces aluviales*. Los lechos de roca se encuentran sobre todo en las cabezas donde los gradientes son empinados, y donde normalmente hay rápidos y cataratas. Los dos tipos de cauces aluviales se denominan *cauces meandriformes* y *anastomosados*.

Los dos tipos generales de *nivel de base* (el menor punto al cual una corriente puede erosionar su cauce) son: (1) el *nivel de base absoluto* (nivel del mar) y (2) el *nivel de base temporal* o *local*. Cualquier cambio en el nivel de base hará que la corriente se ajuste y establezca un nuevo equilibrio. La reducción del nivel de base hará que una corriente erosione, mientras que la elevación del nivel de base provoca la sedimentación de material en el cauce.

Aunque existen muchas gradaciones, los dos tipos generales de valles de corrientes son: (1) los *valles estrechos en forma de V* y (2) los *valles anchos con fondos planos*. Dado que la actividad dominante es la erosión

descendente hacia el nivel de base, los valles estrechos a menudo contienen *cataratas* y *rápidos*.

Cuando una corriente ha erosionado su cauce más cerca del nivel de base, su energía la dirige de un lado al otro y la erosión produce un fondo de valle plano o *llanura de inundación*. Las corrientes que fluyen sobre las llanuras de inundación a menudo se muestran en recodos extensos denominados *meandros*. La formación generalizada de meandros puede provocar segmentos más cortos del cauce, denominados *estrangulamientos* o meandros abandonados, denominados *lagos de media luna*.

Los *modelos de drenaje* comunes (la forma de una red de corrientes) producidos por un canal principal y sus afluentes son: (1) *dendrítico*, (2) *radial*, (3) *rectangular* y (4) *red de drenaje enrejada*.

La *erosión remontante* alarga el curso de la corriente extendiendo la cabecera de su valle pendiente arriba. Este proceso puede inducir *capturas* (el desvío del drenaje de una corriente por otra). Como consecuencia de la captura de los ríos pueden aparecer lo que se denominan *desfiladeros*.

Las *inundaciones* son desencadenadas por lluvias intensas o por fusión de la nieve, o las dos cosas. A veces la interferencia humana puede empeorar o incluso causar inundaciones. Las medidas de control de la inundación son la construcción de *diques artificiales* y *presas*, así como la *canalización*, que puede implicar la creación de *estrangulamientos artificiales*. Muchos científicos e ingenieros abogan por un enfoque no estructural para el control de las inundaciones que implican un uso más apropiado del terreno.

## TÉRMINOS FUNDAMENTALES

abanico aluvial, 518  
 abrasión, 502  
 acanaladura, 496  
 afluente yazoo, 517  
 aluvión, 505  
 anastomosada, 507  
 arranque, 502  
 barra, 515  
 barra de meandro, 506  
 cabecera, 500  
 capacidad, 505  
 captura, 521  
 carga de fondo, 503  
 carga disuelta, 503  
 carga suspendida, 503  
 caudal, 500  
 ciclo hidrológico, 494  
 ciénaga, 517  
 competencia, 505  
 corriente antecedente, 519  
 corriente de agua, 496

corriente en equilibrio, 509  
 corriente sobreimpuesta, 519  
 corrosión, 503  
 cuenca de drenaje, 496  
 delta, 515  
 desembocadura, 500  
 dique natural, 517  
 distribuidor, 516  
 divisoria, 496  
 erosión remontante, 521  
 escorrentía, 495  
 escorrentía en lámina, 527  
 estrangulamiento, 507  
 evapotranspiración, 495  
 flujo laminar, 496  
 flujo turbulento, 498  
 garganta, 519  
 gradiente, 499  
 infiltración, 494  
 lago de media luna, 507  
 lecho rocoso, 505

llanura de inundación, 513  
 marmita de gigante, 502  
 meandro, 506  
 meandro encajado, 513  
 modelo de red enrejada, 519  
 modelo dendrítico, 518  
 modelo radial, 519  
 modelo rectangular, 519  
 nivel de base, 508  
 nivel de base absoluto, 509  
 nivel de base local o temporal, 509  
 perfil longitudinal, 500  
 perímetro del cauce, 499  
 retroceso de escarpe, 506  
 río, 496  
 saltación, 504  
 selección, 505  
 terraza, 514  
 transpiración, 495  
 valle fluvial, 510  
 velocidad de sedimentación, 504

## PREGUNTAS DE REPASO

1. Describa el movimiento del agua a través del ciclo hidrológico. Una vez que la precipitación ha caído sobre la tierra, ¿qué vías tiene disponibles?
2. Sobre los océanos, la evaporación supera la precipitación. ¿Por qué no disminuye el nivel del mar?
3. Enumere diversos factores que influyen en la capacidad de infiltración.
4. ¿Cuáles son las tres partes principales de un sistema fluvial?
5. Una corriente se origina a 2.000 metros por encima del nivel del mar y viaja 250 km hasta el océano. ¿Cuál es su gradiente medio en metros por kilómetro?
6. Supongamos que la corriente mencionada en la pregunta anterior desarrolló una amplia red de meandros de modo que su curso se alargó hasta 500 km. Calcule este nuevo gradiente. ¿Cómo afectan los meandros al gradiente?

7. Cuando el caudal de una corriente aumenta, ¿qué ocurre con la velocidad de la corriente?
8. ¿Qué le ocurre normalmente a la anchura y a la profundidad del cauce, a la velocidad y al caudal desde el punto en el que empieza una corriente hasta el punto donde acaba? Explique brevemente por qué tienen lugar esos cambios.
9. ¿De qué tres formas transporta una corriente su carga?
10. Si fuera a coger una jarra de agua de una corriente, ¿qué parte de la carga se depositaría en el fondo de la jarra? ¿Qué porción quedaría en el agua? ¿Qué parte de la carga de la corriente probablemente no estaría presente en su muestra?
11. Distinga entre capacidad y competencia.
12. ¿Qué es la velocidad de sedimentación? ¿Qué factores influyen en la velocidad de sedimentación?
13. ¿Es más probable encontrar cauces de lecho rocoso cerca de la cabecera o de la desembocadura de una corriente?
14. Describa una situación que podría inducir un cauce de corriente a anastomosarse.
15. Defina el *nivel de base*. Nombre el principal río de su área. ¿Para qué corrientes actúa como nivel de base? ¿Cuál es el nivel de base para el río Mississippi?
16. Describa dos situaciones que impulsarían la formación de meandros encajados.
17. Describa brevemente la formación de un dique natural. ¿Cómo se relaciona esta forma con las ciénagas y los afluentes yazoo?
18. Enumere dos formaciones de depósito principales distintas a los diques naturales, que se asocian a las corrientes. ¿Bajo qué circunstancia se forma cada una?
19. ¿Cómo ha contribuido la construcción de diques artificiales y presas en el río Mississippi y sus afluentes al encogimiento del delta del Mississippi y sus extensas zonas húmedas (véase Recuadro 16.1)?
20. Cada una de las siguientes afirmaciones se refiere a un modelo de drenaje concreto. Identifíquelo.
  - a) Corrientes que divergen de un área alta central como un domo.
  - b) Modelo ramificado.
  - c) Modelo que se desarrolla cuando el lecho de roca está entrecruzado por diaclasas y fallas.
21. Describa cómo podría formarse una garganta.
22. Compare las inundaciones regionales y las avenidas. ¿Qué tipo es el más mortal?
23. Enumere y describa brevemente tres estrategias básicas de control de inundación. ¿Cuáles son las desventajas de cada una de ellas?

## MasteringGeology

La plataforma Mastering es el tutorial (en inglés) más eficaz y ampliamente utilizado para la evaluación de Ciencias.

Con MasteringGeology el profesor puede: personalizar el contenido, asignar distintas tareas, exportar las calificaciones, comparar el rendimiento del alumno, comunicarse con los estudiantes... Mientras que el alumno puede disfrutar de un Study Area diferente por cada uno de los capítulos.

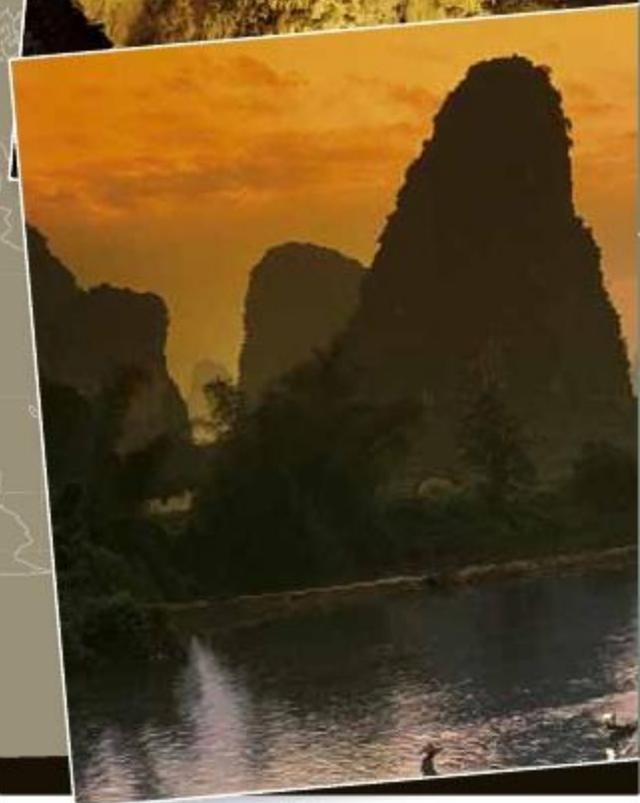
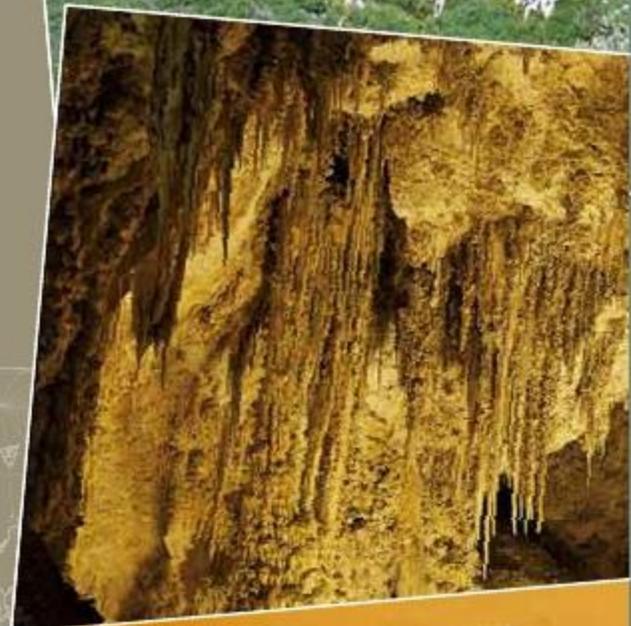
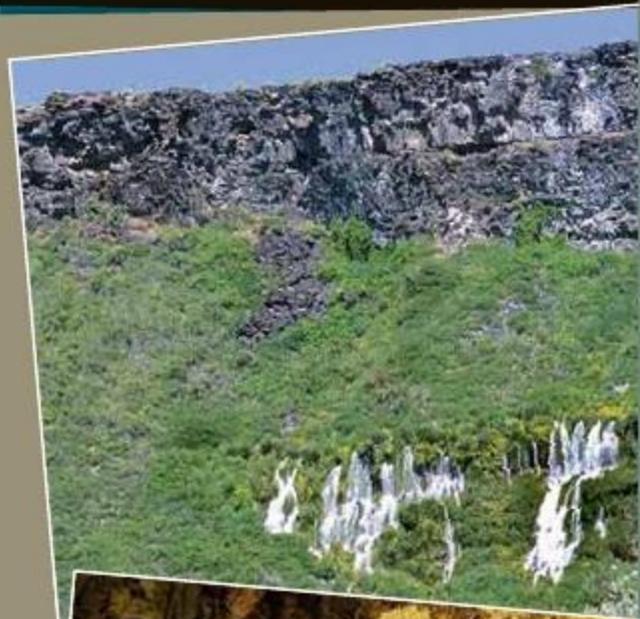
En MasteringGeology, además, podrá encontrar los siguientes contenidos y materiales interactivos extra:

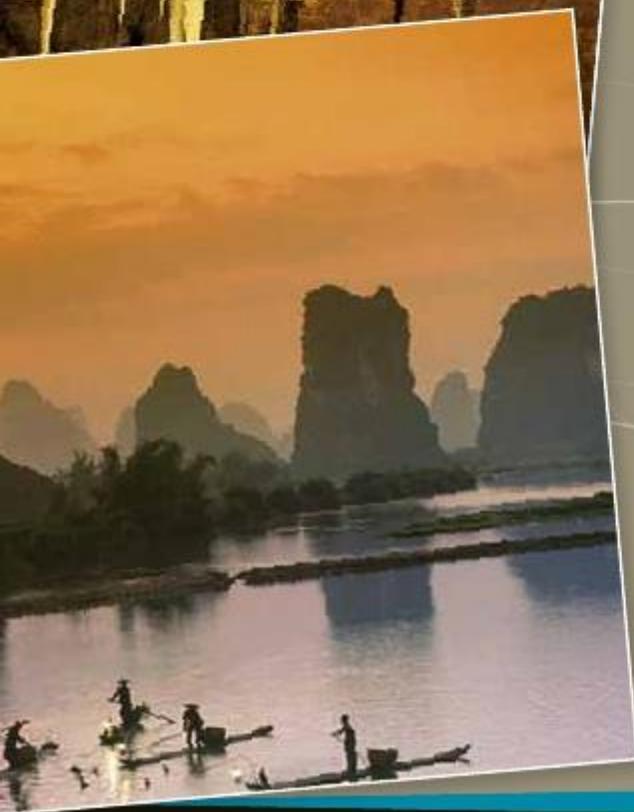
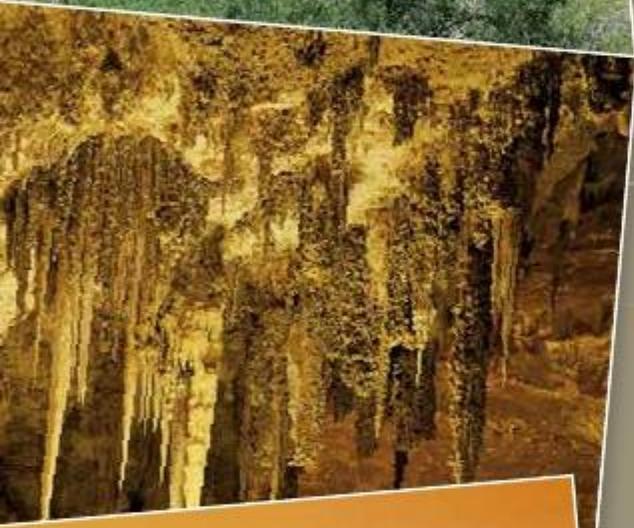
Encounter Earth  
 Geoscience Animations  
 GEODe  
 Pearson eText

Para acceder a todos estos contenidos adicionales solo se necesita el código de acceso de las tarjetas que podrás adquirir con la compra del libro o por separado.

# CAPÍTULO 17

## Aguas subterráneas





Aunque no podamos verla, hay grandes cantidades de agua en las grietas, huecos y espacios porosos de las rocas y el suelo. Se encuentra en casi cualquier parte debajo de la superficie terrestre y supone una importante fuente de agua en todo el mundo. El agua subterránea es un valioso recurso natural que proporciona casi la mitad de toda el agua potable y es esencial para la vitalidad de la agricultura y la industria (Figura 17.1). Además de los usos humanos, el agua subterránea es crucial para mantener el flujo de escorrentía entre cada precipitación, sobre todo durante largos periodos de sequía. Muchos ecosistemas dependen del caudal de agua subterránea que se descarga a ríos, lagos y pantanos. En algunas regiones, el desarrollo a gran escala ha provocado un descenso de los niveles de agua subterránea, lo que ha provocado escasez de agua, agotamiento de los caudales de los ríos, subsidencia del terreno, contaminación salina y aumento en los costes de bombeo. La contaminación del agua subterránea es, también, un grave problema en algunas zonas.

## IMPORTANCIA DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS



### GROUNDWATER

Importance and Distribution of Groundwater

El agua subterránea es uno de nuestros recursos más valiosos y asequibles, aunque nuestras percepciones con respecto al ambiente del que procede son a menudo poco claras e incorrectas. La razón para ello es que el ambiente de las aguas subterráneas está muy oculto a la vista, excepto en las cuevas y las minas, y las impresiones que tenemos de esas aperturas subsuperficiales son engañosas. La observación de la superficie de la Tierra da la impresión de que el planeta es «sólido». Esta opinión se mantiene cuando entramos en una cueva y vemos el agua fluir en un cauce que parece haber sido excavado en una roca sólida.

Debido a esas observaciones, muchas personas creen que el agua subterránea aparece solo en «ríos» debajo de la tierra. En realidad, la mayor parte del ambiente subsuperficial no es «sólido» en absoluto. Consta de incontables *poros diminutos* entre los granos de suelo y de sedimento, así como de estrechas diaclasas y fracturas practicadas en el lecho de roca. En conjunto, todos estos espacios constituyen un volumen inmenso. Es en estas pequeñas aperturas donde se reúne y se mueve el agua subterránea.

Considerando la hidrosfera entera, o toda el agua de la Tierra, solo alrededor de las seis décimas partes del uno por ciento aparece bajo tierra. No obstante, este pequeño porcentaje, almacenado en la roca y los sedimentos situados debajo de la superficie terrestre, constituye una enorme cantidad. Cuando se excluyen los océanos y se consideran solo las fuentes de agua dulce, se pone más de manifiesto la importancia de las aguas subterráneas.

En la Tabla 17.1 se muestra la distribución de agua dulce calculada para la hidrosfera. Por supuesto, el mayor volumen aparece en forma de hielo glaciar. El segundo en la clasificación es el agua subterránea, que constituye más del 14 por ciento del total. Sin embargo, cuando se excluye el hielo y se considera solo el agua líquida, más del 94 por ciento de toda el agua dulce es agua subterránea. No cabe duda de que *el agua subterránea representa el mayor depósito de agua dulce que resulta fácilmente asequible a los seres humanos*. Su valor en términos de economía y de bienestar humano es incalculable.

Desde un punto de vista geológico, el agua subterránea es importante como agente erosivo. La acción disolvente del agua subterránea va minando lentamente las rocas solubles como la caliza, permitiendo la formación de depresiones superficiales denominadas *dolinas*, así como la creación de cuevas subterráneas (Figura 17.2). El



A.



B.

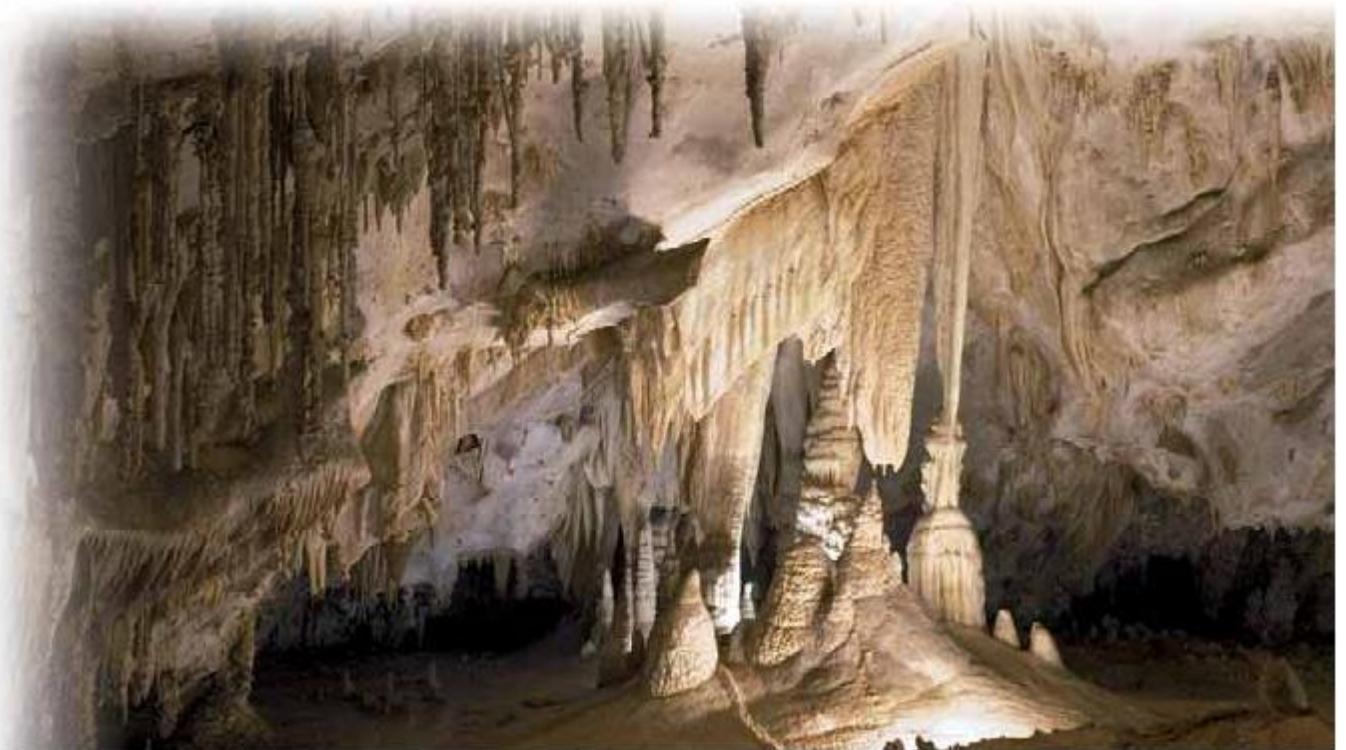
**FIGURE 17.1.** A. Imagen de satélite de campos de cultivo circulares irrigados por un sistema de riego por pivote central. Con apariencia de una obra de arte contemporáneo, los círculos de cultivos cubren lo que antaño fue una pradera de hierba corta en el suroeste de Kansas. Hay tres tipos de cultivo: maíz, trigo y sorgo. Cada uno está en un punto de desarrollo, lo que justifica las diferentes tonalidades de verde y amarillo (NASA). B. El agua subterránea aporta cerca de 216 miles de millones de litros al día para mantener la economía agrícola de los Estados Unidos (Foto de Clark Dunbar/Corbis).

agua subterránea es también un compensador del flujo de escorrentía. Gran parte del agua que fluye en los ríos no procede directamente de la lluvia y de la fusión de la nieve. Antes bien, un gran porcentaje de la precipitación se infiltra hacia dentro y luego se desplaza lentamente bajo tierra hasta las corrientes encauzadas. El agua subterránea es, pues, una forma de almacenamiento que mantiene las corrientes fluviales durante los periodos de

Tabla 17.1. Agua dulce de la hidrosfera.

Partes de la hidrosfera	Volumen de agua dulce ( m )	Porcentaje del volumen total de agua dulce ( % )	Porcentaje del volumen total de agua dulce líquida ( % )
Casquetes polares y glaciares	24.000.000	84,945	0
Aguas subterráneas	4.000.000	14,158	94,05
Lagos y embalses	155.000	0,549	3,64
Humedad del suelo	83.000	0,294	1,95
Vapor de agua en la atmósfera	14.000	0,049	0,33
Agua de los ríos	1.200	0,004	0,03
Total	28.253.200	100,00	100

uente U. S. Geological Survey Water Supply Paper 2220, 1987.



**FIGURE 17.2.** Vista del interior de una cueva. La acción disolvente del agua subterránea ácida formó las cuevas. Después, el agua subterránea depositó los adornos de caliza. Parque nacional Carlsbad Caverns, Nuevo México (Foto por Clint Farlinger).

ausencia de precipitaciones. Por tanto, el agua que fluye en un río durante un periodo seco es la lluvia que cayó en algún momento anterior y se almacenó bajo tierra.

## AGUA SUBTERRÁNEA: UN RECURSO BÁSICO

El agua es imprescindible para la vida, considerada como el «flujo sanguíneo» de la biosfera y de la sociedad. Cada día se consumen en Estados Unidos unos 1.300 miles de millones de litros de agua dulce<sup>1</sup>: el 76

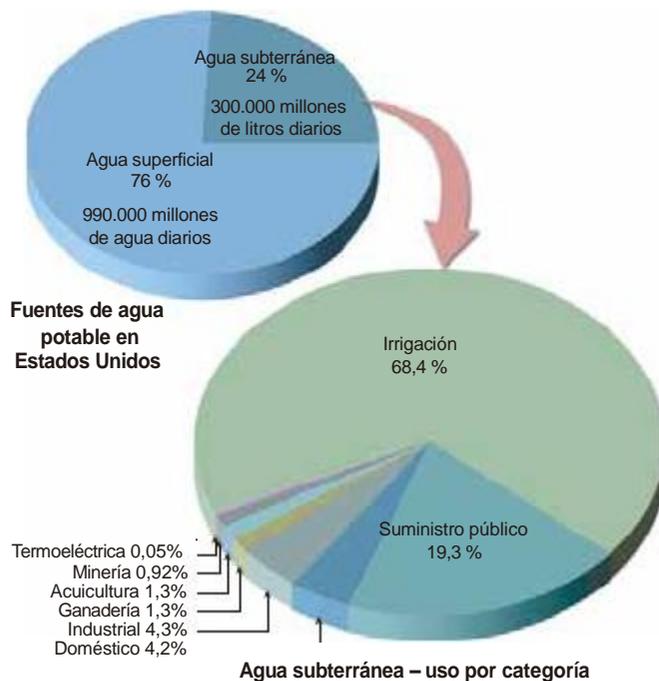
por ciento aproximadamente proviene de recursos superficiales, mientras que el agua subterránea suministra el 24 por ciento restante (Figura 17.3). Una de las ventajas del agua subterránea es que existe casi en todas partes, y por tanto, suele estar disponible también en lugares que carecen de recursos superficiales fiables, como lagos y ríos. En los sistemas de agua subterránea, el agua se almacena en los espacios porosos del subsuelo

<sup>1</sup> La mayor parte de las estadísticas de esta sección provienen de la Circular 1268 de la US Geological Survey «Estimated Use of Water in the United States in 2000» publicada en 2004.

y en las fracturas. Cuando se extrae agua de un pozo, los espacios porosos y las fracturas conectados actúan como una «tubería» que permite el movimiento gradual del agua desde una parte del sistema hidrológico hasta donde está siendo extraída.

A pesar de que la excavación y perforación de pozos es una práctica común desde hace miles de años, el uso extendido del agua subterránea es un fenómeno relativamente reciente, que está creciendo con rapidez gracias al desarrollo de la electrificación rural y a tecnologías de bombeo más eficaces durante los últimos 80 años. Los cerca de 300.000 millones de litros de agua subterránea que se extraen a diario en Estados Unidos representan solo un ocho por ciento del billón de litros de agua que se reponen de forma natural cada día (denominado *recarga*). Por tanto, parece que el agua subterránea es un recurso duradero, aunque esto puede resultar engañoso dada la gran variabilidad en la disponibilidad del agua subterránea. Por ejemplo, en los secos estados occidentales, hay mucha demanda de agua subterránea, pero escasas precipitaciones para reponer el suministro.

¿Cuáles son los principales usos del agua subterránea? La U.S. Geological Survey identifica varias categorías, que se muestran en la Figura 17.3. Se utiliza más agua subterránea para la irrigación que para todos los demás usos juntos. Hay casi 251.000 km<sup>2</sup> de tierra irrigada en Estados Unidos, lo que equivale casi al tamaño del estado de



**FIGURA 17.3.** Cada día se consumen en Estados Unidos unos 1.300 miles de millones de agua dulce. El agua subterránea es la fuente de casi una cuarta parte del total. Se utiliza más agua subterránea para la irrigación que para todos sus otros usos combinados (Datos de la U.S. Geological Survey).

## A veces los alumnos preguntan...

He oído que alguien usaba el término «acre pie» para expresar un volumen de agua. Conozco los litros y los galones, pero solo puedo hacerme una idea de lo que es un acre pie. ¿Qué es exactamente?

¡Es probable que lo que te hayas imaginado sea correcto! Como el término indica, un acre pie es el volumen de agua necesario para cubrir un acre de tierra a una profundidad de 1 pie. El área de un acre es 4.047 m<sup>2</sup>. Un acre-pie es igual a 1,2 millones de litros o 326.000 galones. Cuando el tema son los recursos de agua, a menudo se usa esta medida para expresar grandes cantidades, como las que se asignan a la irrigación o al volumen de agua en una reserva.

Wyoming. La gran mayoría (el 75 por ciento) de la tierra irrigada se encuentra en los diecisiete estados occidentales contiguos, con precipitaciones anuales habituales inferiores a 50 cm. El 42 por ciento del agua que se usa para la irrigación es agua subterránea.

Entre los usos públicos y domésticos del agua se cuentan su empleo, interno y externo, en los hogares, así como el agua utilizada para fines comerciales. Entre los usos de interior más frecuentes están el agua para beber, cocinar, bañarse, lavar la ropa y los platos y tirar de la cadena del inodoro. En la Figura 17.4 se muestra la cantidad de agua que consume un norteamericano medio diario para estos fines. Los usos principales en el exterior son el riego de céspedes y jardines. El agua para uso doméstico puede provenir del suministro público o puede conseguirse mediante autoabastecimiento<sup>2</sup>. En este último caso, casi toda el agua (un 98 por ciento) proviene de agua subterránea.

En otra categoría, la acuicultura, se emplea agua utilizada en las piscifactorías y las incubadoras de peces y en los criaderos de marisco. Muchas operaciones de minería necesitan cantidades significativas de agua, así como los procesos industriales, como el refinado de petróleo y la fabricación de productos químicos, de plásticos, papel, acero y cemento.

## DISTRIBUCIÓN DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

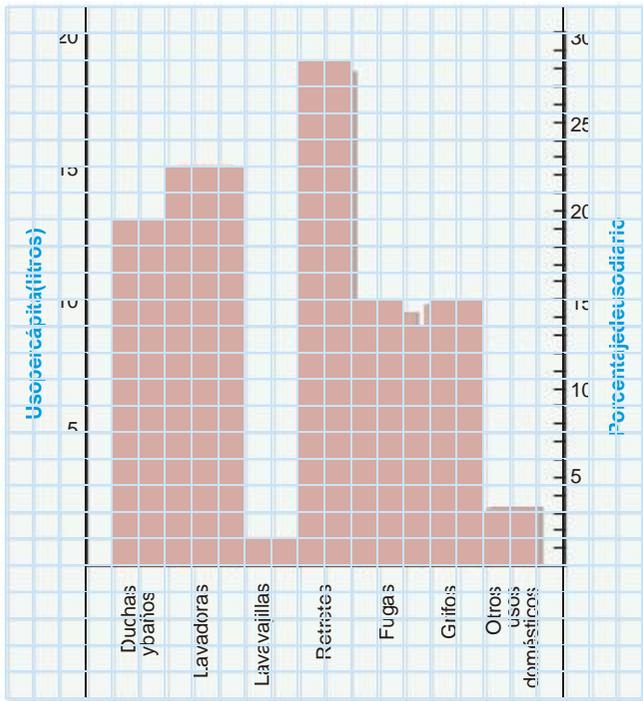


### GROUNDWATER

Importance and Distribution of Groundwater

Cuando llueve, parte del agua discurre por la superficie, parte se evapora y el resto se adentra en el terreno. Esta

<sup>2</sup> Según la U.S. Geological Survey, el suministro público se refiere al agua extraída por proveedores que abastecen de agua al menos a 25 personas o que tienen 15 conexiones como mínimo.



**FIGURA 17.4.** Según la American Water Works Association, el uso diario medio por persona en interiores de una vivienda de una sola familia es de unos 260 l. Mediante la instalación de accesorios para el agua más eficaces y la búsqueda periódica de fugas, los hogares podrían reducir esta cantidad en un tercio.

última vía es la fuente primaria de prácticamente toda el agua subterránea. La cantidad de agua que sigue cada uno de esos caminos, sin embargo, varía mucho en función del tiempo y del espacio. Los factores que influyen en esta variación son el grado de la pendiente, la naturaleza del material, la intensidad de la lluvia, y el tipo y cantidad de vegetación. Densas lluvias que caen sobre pendientes empinadas donde las capas suprayacentes están compuestas de materiales impermeables provocarán obviamente un elevado porcentaje de agua de escorrentía. A la inversa, si la lluvia cae de manera suave y uniforme sobre pendientes más graduales compuestas por materiales que son fácilmente penetrados por el agua, un porcentaje mucho mayor del agua se infiltrará en el suelo.

Algo del agua que se infiltra no viaja muy lejos, porque es retenida por atracción molecular como una capa superficial sobre las partículas sólidas. Esta zona cercana a la superficie se denomina **cinturón de humedad del suelo**. Está surcada por raíces, los vacíos que quedaron en el lugar de las raíces desintegradas y las madrigueras y los túneles de las lombrices, que aumentan la infiltración del agua de lluvia en el suelo. Las plantas utilizan el agua del suelo en las funciones vitales y la transpiración. Una parte de agua también se evapora directamente y regresa a la atmósfera.

El agua que no es retenida como humedad del suelo se infiltra hacia abajo hasta que alcanza una zona

donde todos los espacios libres del sedimento y la roca están completamente llenos de agua (Figura 17.5). Esta es la **zona de saturación, también llamada zona freática**. El agua situada en el interior se denomina **agua subterránea**. El límite superior de esta zona se conoce como el **nivel freático**. Extendiéndose hacia arriba desde el nivel freático se encuentra la **franja capilar** (*capillus* = cabello), en la cual el agua subterránea es mantenida por la tensión superficial en diminutos conductos comprendidos entre los granos de suelo o de sedimento. El área situada por encima del nivel freático que abarca la franja capilar y el cinturón de humedad del suelo se denomina **zona no saturada**, también denominada **zona vadosa**. Los espacios porosos en esta zona contienen aire y agua. Aunque puede haber una cantidad considerable de agua en la zona de aireación, esta agua no puede ser bombeada en los pozos porque está demasiado aferrada a la roca y a las partículas sólidas. Por el contrario, por debajo del nivel freático, la presión del agua es lo bastante grande como para que el agua se mueva entre los pozos, permitiendo así que el agua subterránea pueda extraerse para su uso. Examinaremos con más detalle los pozos en otra sección del capítulo.

## EL NIVEL FREÁTICO



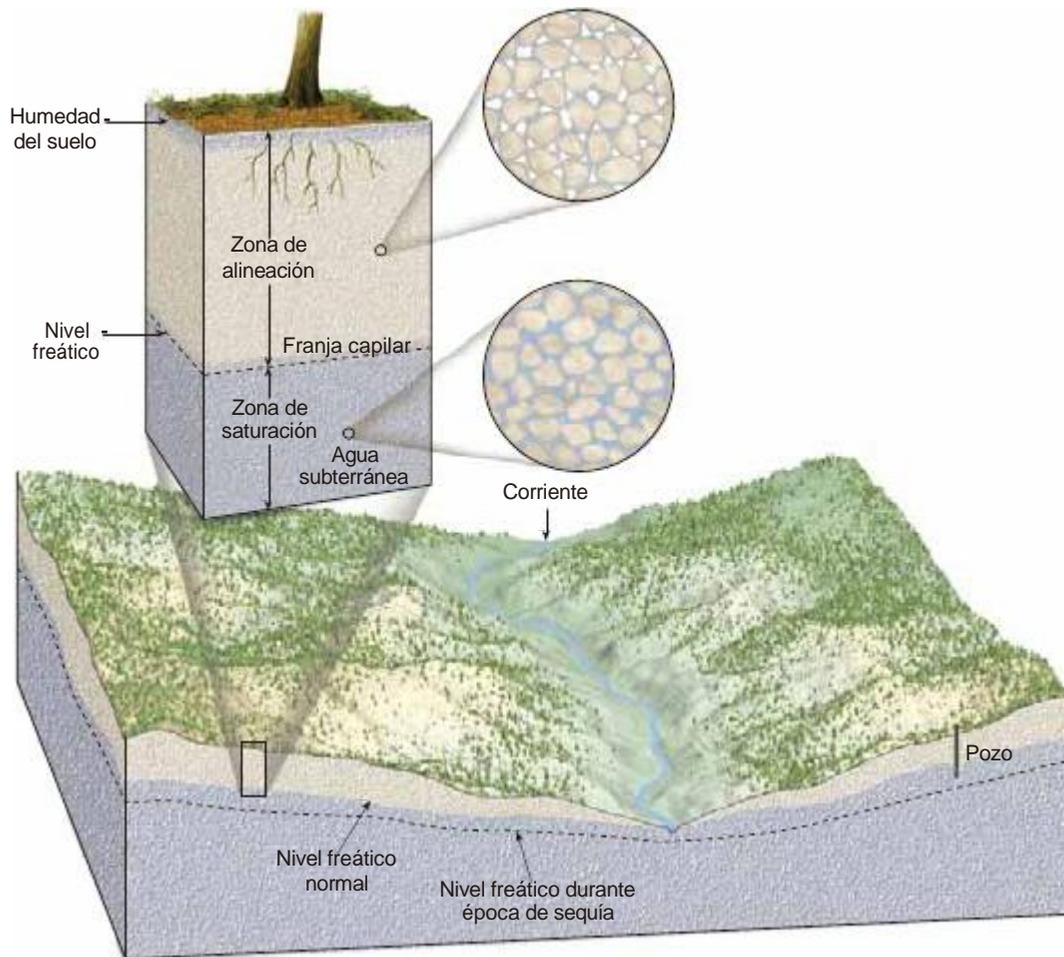
### GROUNDWATER

Importance and Distribution of Groundwater

El nivel freático, el límite superior de la zona de saturación, es un elemento muy significativo del sistema de aguas subterráneas. El nivel freático es importante para predecir la productividad de los pozos y explicar los cambios de flujo de las corrientes y los manantiales, así como las fluctuaciones del nivel de los lagos.

## Variaciones en el nivel freático

La profundidad del nivel freático es muy variable y puede oscilar entre cero, cuando se sitúa en la superficie, y centenares de metros en algunos lugares. Una característica importante del nivel freático es que su configuración varía según las estaciones y de un año a otro, porque la adición de agua al sistema de aguas subterráneas está estrechamente relacionada con la cantidad, la distribución y la frecuencia de las precipitaciones. Excepto cuando el nivel freático se sitúa en la superficie, no podemos observarlo directamente. Sin embargo, su elevación puede cartografiarse y estudiarse en detalle allí donde los pozos son numerosos porque el nivel del agua en ellos coincide con el nivel freático (Figura 17.6). Estos mapas revelan que el nivel freático



**FIGURA 17.5.** Distribución del agua subterránea. La forma del nivel freático suele ser una réplica suavizada de la topografía superficial. Durante los periodos de sequía, el nivel freático desciende, reduciendo el flujo de corriente y secando algunos pozos.

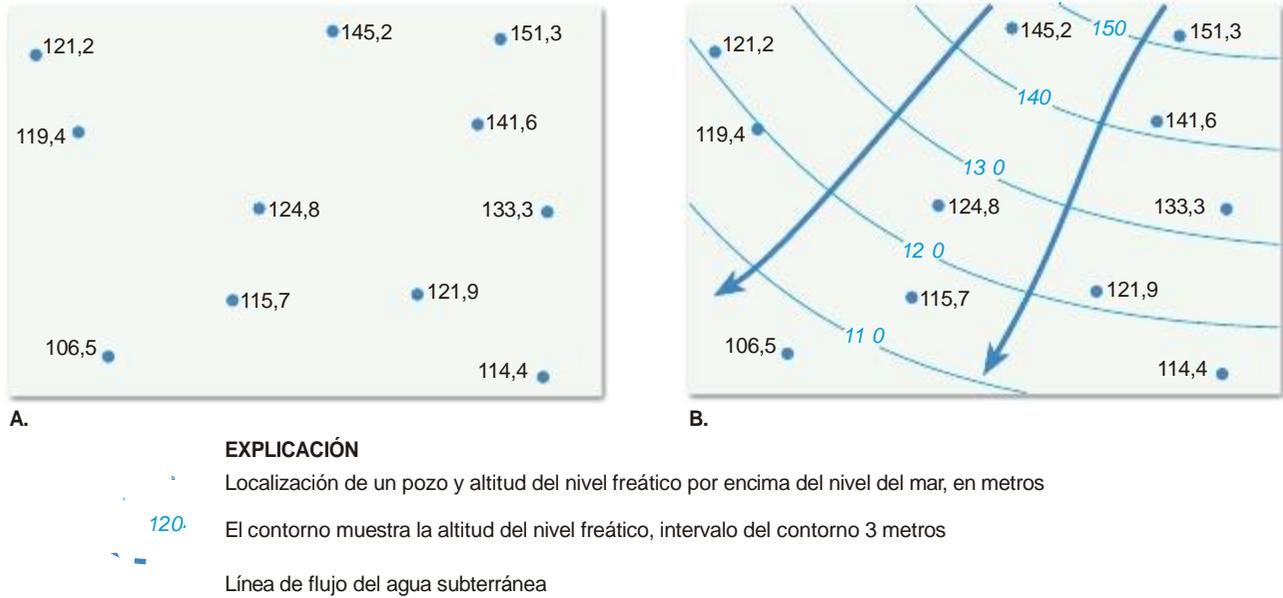
raramente es horizontal, como cabría esperar. En cambio, su forma suele ser una réplica suavizada de la topografía superficial, alcanzando sus mayores elevaciones debajo de las colinas y luego descendiendo hacia los valles (véase Figura 17.5). En las zonas pantanosas, el nivel freático coincide precisamente con la superficie. Lagos y corrientes ocupan generalmente áreas lo bastante bajas como para que el nivel freático esté por encima de la superficie del terreno.

Varios factores contribuyen a la irregularidad superficial del nivel freático. Una influencia importante es el hecho de que el agua subterránea se desplaza muy despacio y a velocidades variables bajo diferentes condiciones. Debido a ello, el agua tiende a «apilarse» debajo de las áreas altas entre valles de corrientes fluviales. Si la lluvia cesara por completo, estas «colinas» de agua freática se hundirían lentamente y se aproximarían de manera gradual al nivel de los valles. Sin embargo, se suele añadir nuevo suministro de agua de lluvia con la suficiente frecuencia como para evitar esto. No obstante, en época de mucha sequía (véase Recuadro 17.1), el nivel

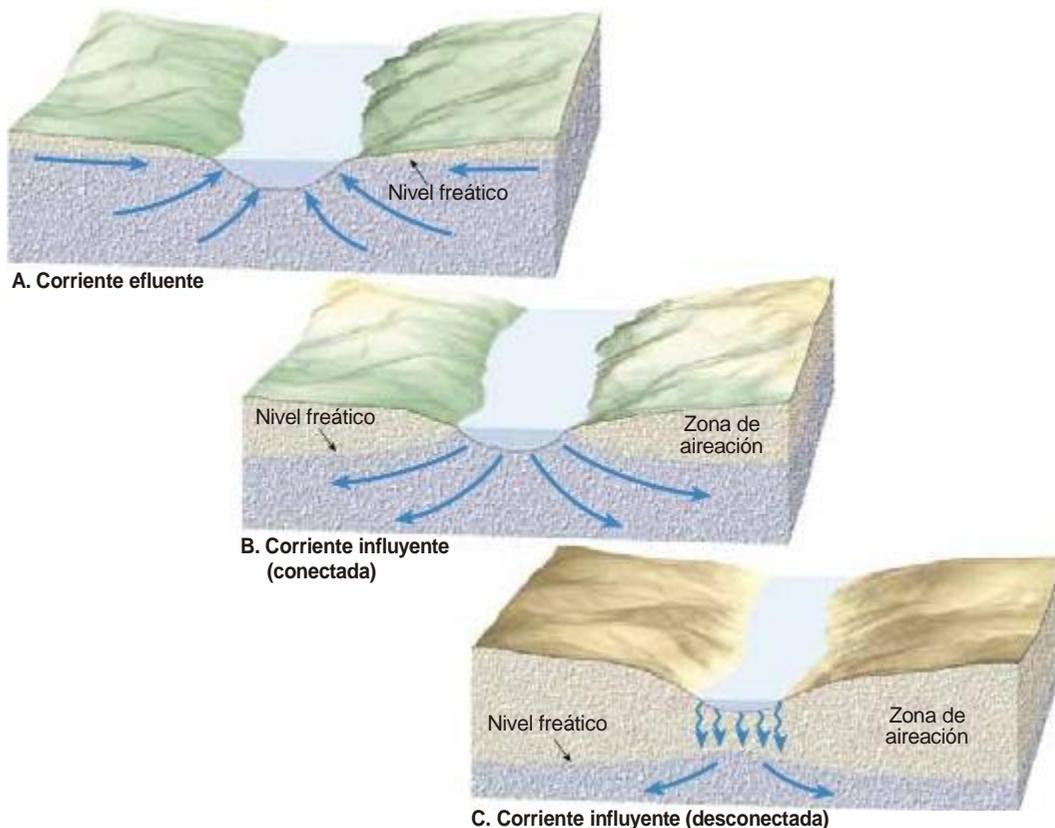
freático puede descender lo suficiente como para secar los pozos poco profundos (Figura 17.5). Otras causas de la falta de uniformidad del nivel freático son las variaciones de precipitación y permeabilidad de un lugar a otro.

## Interacción entre las aguas subterráneas y las corrientes de agua

La interacción entre el sistema de aguas subterráneas y las corrientes de agua es un eslabón básico del ciclo hidrológico. Puede producirse de tres maneras. Las corrientes pueden recibir agua de la aportación de aguas subterráneas a través del cauce de la corriente. Este tipo de corrientes se denominan **efluentes** (Figura 17.7A). Para que eso suceda, la elevación del nivel freático debe ser mayor que el nivel de la superficie de la corriente. Las corrientes pueden perder agua hacia el sistema de aguas subterráneas por la salida de agua a través del



**FIGURA 17.6.** Preparación de un mapa del nivel freático. El nivel del agua de los pozos coincide con el nivel freático. **A.** En primer lugar, se trazan en un mapa las localizaciones de los pozos y la elevación del nivel freático por encima del nivel del mar. **B.** Estos puntos se utilizan para guiar el trazado de las líneas de contorno del nivel freático a intervalos regulares. En este mapa de muestra el intervalo es de 3 m. Las líneas de circulación del agua subterránea pueden añadirse para mostrar el movimiento del agua en la parte superior de la zona de saturación. El agua subterránea tiende a moverse más o menos perpendicularmente a los contornos y descender la pendiente del nivel freático (Tomado del U. S. Geological Survey).



**FIGURA 17.7** Interacción entre el sistema de aguas subterráneas y las corrientes de aguas superficiales. **A.** Las corrientes efluentes reciben agua del sistema de aguas subterráneas. **B.** Las corrientes influentes pierden agua hacia el sistema de aguas subterráneas. **C.** Cuando una zona de aireación separa los ríos de descarga del sistema de aguas subterráneas, puede formarse una protuberancia en el nivel freático.

lecho de la corriente. En esta situación se emplea el término **corriente influyente** (Figura 17.7B, C). Cuando eso sucede, la elevación del nivel freático debe ser inferior a la superficie de la corriente. La tercera posibilidad es una combinación de las dos primeras: una corriente recibe aportaciones de agua en algunas secciones y pierde agua en otras.

Las corrientes influyentes pueden estar conectadas al sistema de aguas subterráneas por una zona saturada continua o pueden estar desconectadas de ese sistema por una zona no saturada. Comparemos las partes B y C de la Figura 17.7. Cuando la corriente está desconectada, el nivel freático tiene un abultamiento apreciable por debajo de la corriente si la velocidad del movimiento del agua a través del cauce y la zona no saturada es mayor que la velocidad a la que las aguas subterráneas se apartan del abultamiento.

En algunos lugares, una corriente puede ser siempre un efluente o influyente. Sin embargo, en muchas situaciones la dirección del flujo puede variar mucho a lo largo de la corriente; algunas secciones reciben agua subterránea y otras pierden agua hacia el sistema de aguas subterráneas. Además, la dirección de la corriente puede cambiar durante un intervalo corto de tiempo como consecuencia de tormentas, que añaden agua cerca de la orilla de la corriente o cuando inundaciones instantáneas temporales descienden por el canal.

Las aguas subterráneas contribuyen a las corrientes en la mayoría de contextos geológicos y climáticos. Incluso cuando las corrientes principalmente pierden agua hacia el sistema de aguas subterráneas, determinadas secciones pueden recibir aportación de agua subterránea durante algunas estaciones. En un estudio de 54 corrientes de todas las partes de los Estados Unidos, el análisis indicaba que el 52 por ciento del caudal era aportado por las aguas subterráneas. La aportación de las aguas subterráneas oscilaba entre un bajo 14 por ciento a un máximo del 90 por ciento. Aun así, el agua subterránea es también un importante recurso de agua para lagos y humedales.

## FACTORES QUE INFLUYEN EN EL ALMACENAMIENTO Y LA CIRCULACIÓN DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

La naturaleza de los materiales subsuperficiales influye mucho en la velocidad del movimiento del agua subterránea y en la cantidad de agua subterránea que puede almacenarse. Dos factores son especialmente importantes: la porosidad y la permeabilidad.

### Porosidad

El agua empapa el terreno porque el lecho de roca, el sedimento y el suelo contienen innumerables huecos o aperturas. Estas aperturas son similares a las de una esponja y a menudo se denominan poros. La cantidad de agua subterránea que puede almacenarse depende de la **porosidad** del material, que se define como el porcentaje del volumen total de roca o de sedimento ocupado por poros. Los huecos son con más frecuencia espacios que quedan entre las partículas sedimentarias, pero también son comunes las diaclasas, las fallas, las cavidades formadas por disolución de la roca soluble, como la caliza, y las vesículas (vacíos dejados por los gases que escapan de la lava).

Las variaciones de porosidad pueden ser grandes. El sedimento es a menudo bastante poroso y los espacios abiertos pueden ocupar entre el 10 y el 50 por ciento del volumen total del sedimento. El espacio poroso depende del tamaño y la forma de los granos, de cómo están empaquetados, del grado de selección y, en las rocas sedimentarias, de la cantidad de material cementante. Por ejemplo, la arcilla puede tener una porosidad de hasta un 50 por ciento, mientras que algunas gravas pueden tener solo un 20 por ciento de huecos.

Cuando se mezclan sedimentos de diversos tamaños, la porosidad se reduce porque las partículas más finas tienden a llenar las aperturas entre los granos más grandes (véase Figura 7.6 en pág. 237). La mayoría de las rocas ígneas y metamórficas, así como algunas rocas sedimentarias, están compuestas por cristales muy unidos, de manera que los huecos entre los granos pueden ser despreciables. En estas rocas, las fracturas proporcionan la porosidad.

### Permeabilidad, acucluidos y acuíferos

La porosidad, por sí sola, no puede medir la capacidad de un material para producir agua subterránea. La roca o el sedimento pueden ser muy porosos, pero no permitir el movimiento del agua a través de ellos. Los poros deben estar *conectados* para permitir el flujo de agua, y deben ser lo *bastante grandes*. Por tanto, la **permeabilidad** (*permeare* = penetrar) de un material, su capacidad para *transmitir* un fluido, es también muy importante.

El agua subterránea se mueve serpenteando y girando a través de pequeñas aperturas interconectadas. Cuanto menores sean los espacios porosos más lento será el movimiento del agua. Esta idea queda claramente ilustrada al examinar la información sobre el potencial de suministro de agua de diferentes materiales que se muestra en la Tabla 17.2, en la que el agua subterránea se divide en dos categorías: (1) la porción que

**Tabla 17.2.** Valores seleccionados de porosidad, rendimiento específico y retención específica .

Material	Porosidad	Rendimiento específico	Retención específica
Suelo	55	40	15
Arcilla	50	2	48
Arena	25	22	3
Grava	20	19	1
Caliza	20	18	2
Arenisca (semiconsolidada)	11	6	5
Granito	0,1	0,09	0,01
Basalto (fresco)	11	8	3

Los valores se dan en porcentaje por volumen.  
 ueste U. S. Geological Survey Water Supply Paper 2220, 1987.

drenará bajo la influencia de la gravedad (denominada *porosidad eficaz*), y (2) la parte que es retenida a modo de película sobre las superficies de las partículas y las rocas y en diminutas aperturas (denominada *retención específica*). La porosidad específica indica cuánta agua es realmente asequible para su uso, mientras que la retención específica indica cuánta agua permanece unida al material. Por ejemplo, la capacidad de la arcilla para almacenar agua es grande debido a su gran porosidad, pero sus espacios porosos son tan pequeños que el agua es incapaz de moverse a través de ellos. Por tanto, la porosidad de la arcilla es grande, pero, debido a su baja permeabilidad, la arcilla tiene un rendimiento específico muy bajo.

Los estratos impermeables que obstaculizan o impiden el movimiento del agua se denominan **acucluidos**. La arcilla es un buen ejemplo. Por otro lado, las partículas más grandes, como la arena o la grava, tienen espacios porosos mayores. Por consiguiente, el agua se mueve con relativa facilidad. Los estratos de roca o sedimentos permeables que transmiten libremente el agua subterránea se denominan **acuíferos** (*aqua* = agua; *fer* = transportar). Las arenas y las gravas son ejemplos comunes.

En resumen, hemos visto que la porosidad no siempre es una guía fiable de la cantidad de agua subterránea que puede producirse y que la permeabilidad es importante para determinar la velocidad de movimiento del agua subterránea y la cantidad de agua que podría bombearse desde un pozo.

## CIRCULACIÓN DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

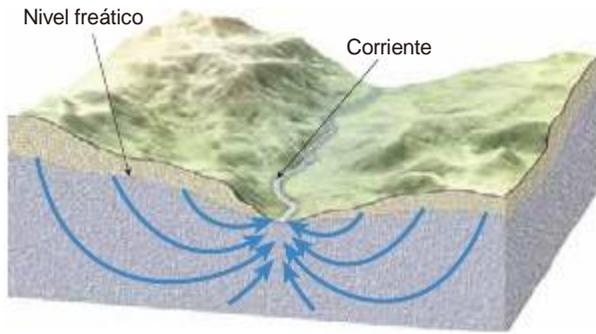
El movimiento del agua en la atmósfera y sobre la superficie terrestre es relativamente fácil de observar, no así el del agua subterránea. Al principio del capítulo comentamos el concepto erróneo común de que el agua

subterránea aparece en ríos subterráneos parecidos a las corrientes de agua superficiales. Aunque existen ríos subterráneos, *no* son frecuentes. En cambio, como aprendimos en las secciones precedentes, existe agua subterránea en los espacios porosos y las fracturas que quedan en las rocas y sedimentos. Por tanto, al contrario de cualquier impresión de flujo rápido que un río subterráneo pueda evocar, el movimiento de la mayor parte del agua subterránea es extraordinariamente lento, de poro a poro. Por extraordinariamente lento entendemos velocidades típicas de unos pocos centímetros al día.

En la Figura 17.8 se muestra un ejemplo sencillo de un *sistema de flujo de agua subterránea*: un cuerpo tridimensional de material terrestre saturado de agua subterránea en movimiento. En esta imagen es posible observar cómo el agua subterránea se mueve a lo largo de una corriente de agua desde las zonas de recarga hasta las de descarga. La descarga también ocurre en manantiales o fuentes, lagos o humedales, y en zonas de la costa donde el agua subterránea se filtra a las bahías o al océano. La transpiración de las plantas cuyas raíces se extienden cerca del nivel freático constituye otra forma de descarga del agua subterránea.

La energía que hace moverse el agua subterránea la proporciona la fuerza de la gravedad. En respuesta a la gravedad, el agua se mueve desde áreas donde el nivel freático es elevado a zonas donde el nivel freático es bajo. Esto significa que el agua gravita hacia un cauce de corriente, lago o manantial. Aunque algo del agua tome el camino más directo hacia debajo de la pendiente del nivel freático, gran parte sigue caminos curvos, largos, hacia la zona de descarga.

En la Figura 17.8 se muestra cómo percola el agua en una corriente desde todas las posibles direcciones. Algunas trayectorias retornan hacia arriba, según parece en contra de la fuerza de la gravedad, y entran por el fondo del cauce. Esto se explica fácilmente: cuanto mayor sea la profundidad en la zona de saturación, mayor será la



**FIGURA 17.8.** Las flechas indican el movimiento del agua subterránea a través de material homogéneamente permeable. Se puede pensar en los serpenteos que sigue el agua como algo intermedio entre el empuje descendente de la gravedad y la tendencia del agua a moverse hacia zonas de presión reducida.

presión del agua. Por tanto, los recovecos seguidos por el agua en la zona saturada pueden considerarse como un compromiso entre el empuje hacia abajo de la gravedad y la tendencia del agua a desplazarse hacia áreas de presión reducida. Como consecuencia, a cualquier altura dada, el agua está bajo una presión mayor debajo de una colina que debajo de un cauce de corriente, y el agua tiende a migrar hacia los puntos de menor presión.

## La ley de Darcy

Los conceptos modernos de la circulación del agua subterránea fueron formulados a mediados del siglo XIX con el trabajo del ingeniero francés Henri Darcy. Durante este periodo, Darcy realizó mediciones y llevó a cabo experimentos en un intento de determinar si las necesidades hídricas de la ciudad de Dijon, en el centro oriental de Francia, podían satisfacerse con la explotación de las aguas subterráneas de la zona. Entre los experimentos realizados por Darcy hubo uno en el que se

demonstró que la velocidad del flujo de las aguas subterráneas es proporcional a la pendiente del nivel freático: cuanto más inclinada es la pendiente, más rápido es el movimiento del agua (ya que, cuanto más inclinada es la pendiente, mayor es la diferencia de presión entre dos puntos). La pendiente del nivel freático es conocida como **gradiente hidráulico** y puede expresarse de la siguiente manera:

$$\text{Gradiente hidráulico} = \frac{h_1 - h_2}{d}$$

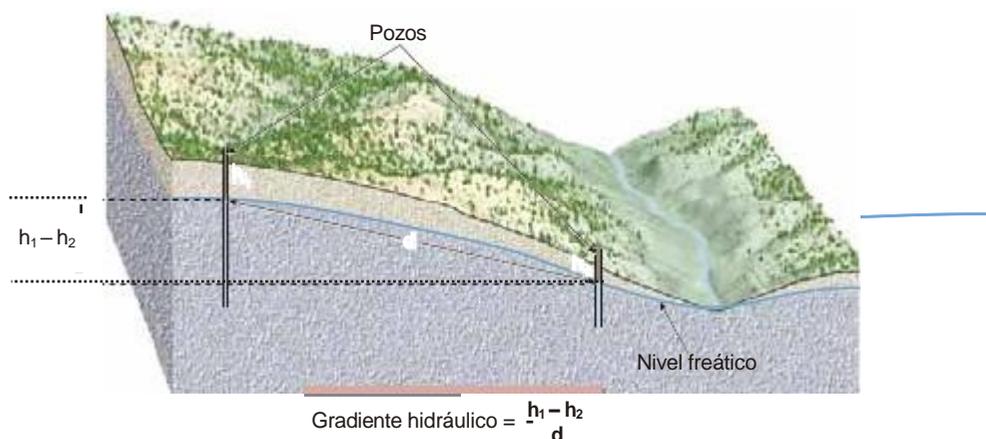
donde  $h_1$  es la elevación de un punto sobre el nivel freático,  $h_2$  la elevación de un segundo punto, y  $d$  es la distancia horizontal entre ambos puntos (Figura 17.9).

Darcy también experimentó con diferentes materiales como arena gruesa y arena fina, midiendo la velocidad del flujo a través de tubos llenos de sedimentos inclinados a varios ángulos. Descubrió que la velocidad del flujo variaba con la permeabilidad del sedimento: las aguas subterráneas fluyen con mayor velocidad a través de los sedimentos con una mayor permeabilidad que a través de los materiales con ella menor. Este factor es conocido como **conductividad hidráulica** y es un coeficiente que tiene en cuenta la permeabilidad del acuífero y la viscosidad del fluido.

Para determinar el caudal ( $Q$ ), es decir, el volumen real de agua que fluye a través de un acuífero en un momento determinado, se utiliza la siguiente ecuación:

$$Q = \frac{KA(h_1 - h_2)}{d}$$

donde  $\frac{h_1 - h_2}{d}$  es el gradiente hidráulico.  $K$  es el coeficiente que representa la conductividad hidráulica y  $A$  es el área transversal del acuífero. Esta expresión se ha denominado **ley de Darcy** en honor al científico pionero francés.



**FIGURA 17.9.** El gradiente hidráulico se determina midiendo la diferencia de elevación entre dos puntos del nivel freático ( $h_1 - h_2$ ) dividida por la distancia entre ellos,  $d$ . Los pozos se utilizan para determinar la altura del nivel freático.

## La Tierra como sistema

### El impacto de la sequía en el sistema hidrológico\*

### RECUADRO 17.1

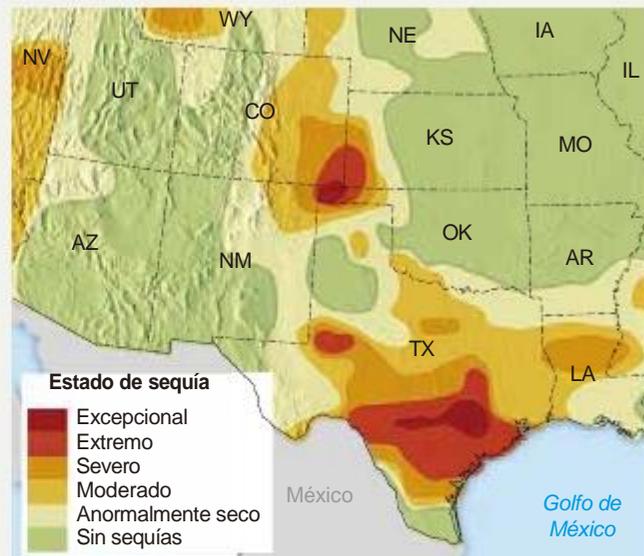
La *sequía* es un periodo de tiempo anormalmente seco que persiste lo suficiente como para producir un desequilibrio hidrológico significativo, como daños en las cosechas o restricciones en el suministro de agua. La gravedad de la sequía depende del grado de carencia de humedad, su duración y el tamaño de la zona afectada.

Durante el verano de 2008, la región de Oklahoma Panhandle y parte de los estados vecinos experimentaron una *excepcional sequía* (Figura 17.A), resultado de muchos meses de escasa lluvia, altas temperaturas y con vientos desecantes. Una sequía tan dura es un acontecimiento que tiene lugar «una vez cada cincuenta años». La climatología en el Panhandle occidental fue similar o más seca a la que se vivió en la zona durante la Dust Bowl en los años 1930. Las cosechas se echaron a perder y los pastizales estaban tan deteriorados que muchos granjeros se vieron forzados a vender sus rebaños.

Aunque los desastres naturales como las inundaciones y los huracanes suelen generar más atención, los periodos de sequía pueden ser igual de devastadores y tener un precio más alto. De media, los periodos de sequía cuestan a los Estados Unidos entre 6.000 y 8.000 millones de dólares anuales, mientras que las inundaciones cuestan 2.400 millones de dólares y los huracanes, entre 1.200 y 4.800 millones de dólares. Se calculó que las pérdidas económicas directas causadas por un periodo de sequía en 1988 ascendieron a 40.000 millones de dólares.

La sequía se distingue de otros peligros naturales de maneras diferentes. En primer lugar, se produce de una manera gradual, «progresiva», lo cual dificulta la determinación del principio y el final del fenómeno. Los efectos de la sequía se acumulan lentamente durante un largo periodo de tiempo y a veces duran años hasta que la sequía termina. En segundo lugar, no existe una definición precisa y universalmente aceptada de sequía. Eso se añade a la confusión de si realmente se está produciendo sequía o no y, en caso afirmativo, cuál es su gravedad. En tercer lugar, la sequía raramente produce daños estructurales; por tanto, sus efectos sociales y económicos son menos evidentes que los daños provocados por otros desastres naturales.

\*Basado en parte en el material preparado por el Centro Americano de Mitigación de la Sequía (<http://drought.unl.edu>)



**FIGURA 17.A.** Mapa de sequías del National Drought Mitigation Center en agosto de 2008. El año anterior había sido el más seco en Oklahoma Panhandle desde que comenzaron los registros en 1921. El centro y sur de Texas también experimentaron una sequía extrema y excepcional. Este tipo de mapa está elaborado utilizando una mezcla de varios criterios como las precipitaciones, la humedad del suelo, los niveles de agua de las reservas y los mapas por satélite de la salud de la vegetación (NASA).

Las definiciones reflejan cuatro aproximaciones básicas para medir la sequía: la meteorológica, la agrícola, la hidrológica y la socioeconómica. La *sequía meteorológica* está relacionada con el grado de sequedad según la salida de las precipitaciones de los valores normales y la duración del periodo seco. La *sequía agrícola* suele enlazarse a un déficit de humedad del suelo. La necesidad hidrológica de una planta depende de las condiciones meteorológicas predominantes, las características biológicas de la planta en particular, su estadio de crecimiento y las diferentes propiedades del suelo. La *sequía hidrológica* se refiere a las carencias en el suministro de agua superficial y subterránea. Se mide como niveles de circulación del agua, de lagos, de embalses y de aguas subterráneas. Hay un vacío temporal entre el inicio de las condiciones secas y una caída del nivel de circulación del agua, o la disminución de los niveles de los lagos, los embalses y las aguas subterráneas. Por tanto, las mediciones hidrológicas no son los primeros indicadores de sequía. La *sequía socioeconómica* es un reflejo de lo que sucede cuando una restricción física de agua afecta a las personas. La sequía socioeconómica se

produce cuando la demanda de un bien económico excede la oferta como consecuencia de una disminución del suministro de agua. Por ejemplo, la sequía puede provocar una disminución significativa de la producción de energía hidroeléctrica, que, a su vez, puede precisar de la transformación a combustibles fósiles más caros o recortes significativos de energía.

Hay una serie de impactos asociados con la sequía meteorológica, agrícola e hidrológica (Figura 17.B). Cuando la sequía meteorológica empieza, el sector agrícola suele ser el primer afectado, debido a su gran dependencia de la humedad del suelo. La humedad del suelo se reduce rápidamente durante periodos largos de sequía. Si persiste la carencia de precipitaciones, quienes dependen de los ríos, los embalses, los lagos y las aguas subterráneas pueden quedar afectados.

Cuando la precipitación vuelve a los niveles normales, la sequía meteorológica llega a su fin. Primero se repone la humedad del suelo, luego la circulación del agua, los embalses y lagos, y, por último, las aguas subterráneas. Por tanto, los impactos de la sequía pueden disminuir rápidamente en



**FIGURA 17.B.** Secuencia de los impactos de la sequía. Después del comienzo de la sequía meteorológica, la agricultura es la primera afectada, seguida de las reducciones de la circulación del agua y los niveles hidrológicos de los lagos, los embalses y las aguas subterráneas. Al terminar la sequía meteorológica, la sequía agrícola acaba cuando se repone la humedad del suelo. La sequía hidrológica tarda un tiempo considerablemente mayor en acabar.

## Diferentes escalas de movimiento

La extensión de los sistemas de flujo de agua subterránea oscila entre unos pocos kilómetros cuadrados o menos, a decenas de miles de kilómetros cuadrados. La longitud de las líneas de flujo va de unos pocos metros a decenas y a veces cientos de kilómetros. La Figura 17.10 es un corte transversal de una región hipotética en la que un profundo sistema de flujo de agua subterránea está cubierto por, y conectado a, varios sistemas de flujo locales menos profundos. La geología del subsuelo exhibe una complicada disposición de unidades de acuíferos con una elevada conductividad hidráulica y unidades de acuicuidos de baja conductividad.

Si empezamos en la parte superior de la Figura 17.10, las flechas azules representan el movimiento del agua en

el sector agrícola gracias a la dependencia de la humedad del suelo, pero pueden alargarse durante meses o años en otros sectores que dependen de los suministros almacenados de agua superficial o subterránea. Los usuarios de las aguas subterráneas, que suelen ser los últimos afectados tras el inicio de la sequía meteorológica, también pueden ser los últimos en volver a los niveles hidrológicos normales. La duración del periodo de recuperación depende de la intensidad de la sequía meteorológica, su duración y la cantidad de precipitación recibida al finalizar la sequía.

Los impactos sufridos a causa de la sequía son producto del acontecimiento meteorológico, así como de la vulnerabilidad social a periodos de carencia de precipitaciones. Dado que la demanda de agua aumenta como consecuencia del crecimiento de la población y las migraciones regionales, cabe esperar que en el futuro las sequías produzcan mayores impactos, haya o no un aumento de la frecuencia o la intensidad de la sequía meteorológica.

los diferentes sistemas de agua subterránea locales que tiene lugar en el acuífero de nivel freático superior. Están separados por divisorias de agua subterránea en el centro de las colinas y descargan en la masa de agua superficial más cercana. Por debajo de estos sistemas más superficiales, las flechas rojas muestran el movimiento acuático en un sistema un poco más profundo donde el agua subterránea no descarga en la masa de agua superficial más cercana, sino en una un poco más distante. Por último, las flechas negras muestran el movimiento de agua subterránea en un sistema regional profundo que se encuentra bajo los más superficiales y está conectado a ellos. La escala horizontal de la figura podría oscilar entre decenas y cientos de kilómetros.

### A veces los alumnos preguntan...

**¿Cómo se compara la velocidad de movimiento del agua subterránea con la de las corrientes de agua superficiales?**

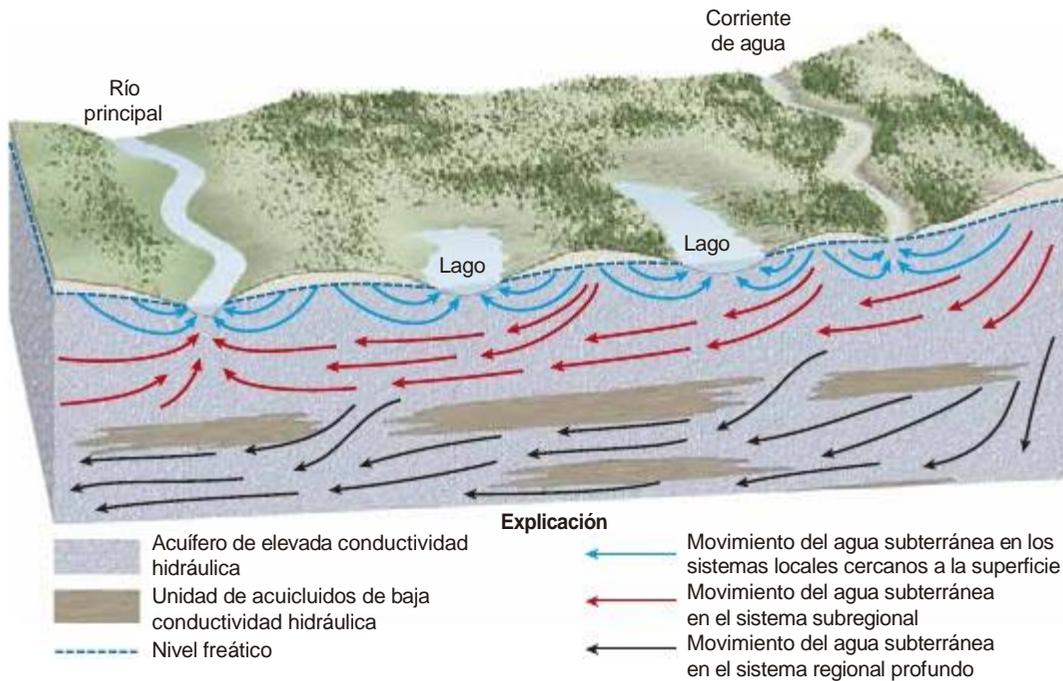
Los órdenes de magnitud para la velocidad del flujo de agua subterránea son en general menores que los de las corrientes de agua superficiales. Una velocidad de unos 30 cm o más al día es una tasa elevada de movimiento para el agua subterránea, con velocidades que pueden ser tan bajas como de 30 cm anuales o en una década. Por el contrario, las velocidades del agua superficial por lo general se miden en centímetros por segundo. Una velocidad de 30 cm por segundo es igual a unos 26 km al día.



### GROUNDWATER

Springs and Wells

Los manantiales han despertado la curiosidad y maravillado a los seres humanos durante miles de años. El hecho de que los manantiales fueran, y para algunas personas todavía sean, fenómenos bastante misteriosos, no es difícil de entender, porque se trata de agua que fluye libremente desde el terreno en todo tipo de climas en una cantidad aparentemente inagotable, pero sin un origen obvio.



**FIGURA 17.10.** Un sistema de flujo de agua subterránea hipotético, con subsistemas a diferentes niveles. Las variaciones en la topografía superficial y en la geología del subsuelo pueden producir una situación compleja. La escala horizontal de la figura podría oscilar entre decenas y cientos de kilómetros (De la U.S. Geological Survey).

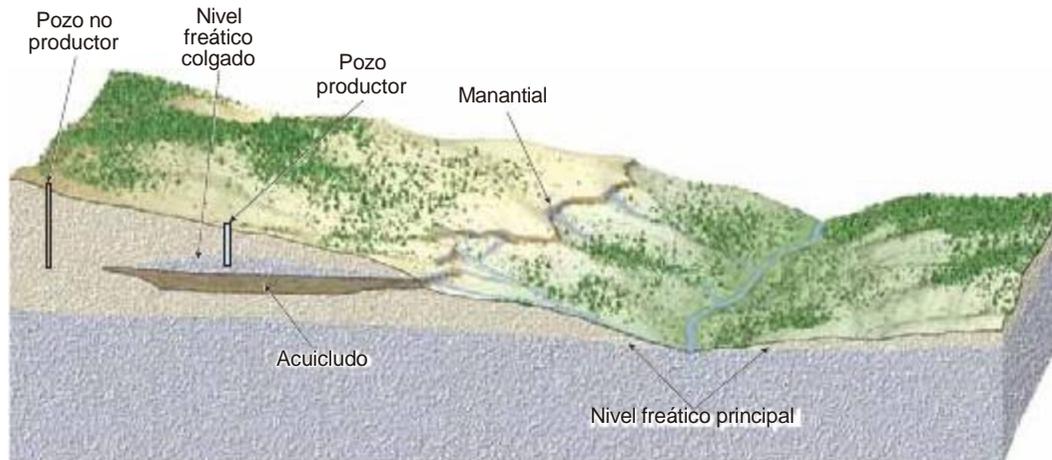
Solo a mediados del siglo XVII, el físico francés Pierre Perrault, invalidó la antigua suposición de que la precipitación no podía explicar de manera adecuada la cantidad de agua que manaba de los manantiales y fluía a los ríos. Durante varios años, Perrault calculó la cantidad de agua que cayó en la cuenca del río Sena. Calculó luego la escorrentía anual media midiendo el caudal del río. Después de tener en cuenta la pérdida de agua por evaporación, demostró que quedaba suficiente agua para alimentar los manantiales. Gracias a los esfuerzos pioneros de Perrault y a las determinaciones realizadas por muchos después de él, sabemos ahora que el origen de los manantiales es el agua procedente de la zona de saturación y que la fuente de esta agua son las precipitaciones.

Cuando el nivel freático intersecta la superficie terrestre, se produce un flujo natural de salida del agua subterránea, que se denomina **manantial** (Figura 17.11). Los manantiales, como el que se muestra en la Figura 17.11, se forman cuando un acuícluido detiene la circulación descendente del agua subterránea y la obliga a moverse lateralmente. Allí donde aflora un estrato permeable, aparece un manantial. Otra situación que lleva a la formación de una fuente es la ilustrada en la Figura 17.12. Aquí, un acuícluido se sitúa por encima del nivel freático principal. Conforme el agua se filtra hacia abajo, una porción de ella es interceptada por el acuícluido, creando así una zona local de saturación y un **nivel freático colgado**.

Los manantiales, sin embargo, no están confinados a lugares donde un nivel freático colgado crea un flujo hacia la superficie. Muchas situaciones geológicas llevan a la formación de manantiales porque las condiciones subterráneas varían mucho de un lugar a otro. Incluso en áreas donde las capas subyacentes son rocas cristalinas impermeables, pueden existir zonas permeables en forma de fracturas o canales de disolución. Si



**FIGURA 17.11.** Thousand Springs en el río Snake en Hagerman Valley, Idaho (Foto de David R. Frazier/Alamy).



**FIGURA 17.12.** Cuando un acuífido está situado por encima del nivel freático principal, puede producirse una zona de saturación localizada. Donde el nivel freático colgado hace intersección con la ladera del valle, fluye un manantial. El nivel freático colgado también hizo que el pozo de la derecha diera agua, mientras que el de la izquierda no producirá agua a menos que sea perforado a mayor profundidad.

estas aperturas se llenan con agua y hacen intersección con la superficie de terreno a lo largo de una pendiente, se producirá un manantial.

## FUENTES TERMALES Y GÉISERES

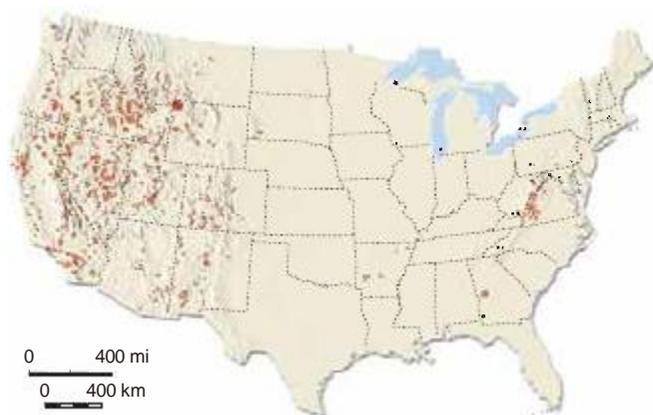
Por definición, el agua de una **fente termal** está entre 6 y 9 °C más caliente que la temperatura media anual del aire para las localidades donde aparece. Solo en Estados Unidos, hay más de 1.000 de estas fuentes (Figura 17.13).

Las temperaturas de las minas profundas y de los pozos petrolíferos normalmente se elevan, al aumentar la profundidad, una media de unos 2 °C cada 100 m. Por consiguiente, cuando el agua subterránea circula a grandes profundidades, se calienta. Si se eleva a la

superficie, el agua puede emerger como una fuente termal. El agua de algunas fuentes termales del este de Estados Unidos se calienta de esta manera. Sin embargo, la gran mayoría (más del 95 por ciento) de las fuentes termales (y géiseres) de Estados Unidos se encuentra en el oeste (Figura 17.13). La razón para esta distribución es que la fuente de calor de la mayoría de las fuentes termales es el enfriamiento de las rocas ígneas, y es en el oeste donde la actividad ígnea se produjo más recientemente.

Los **géiseres** son fuentes termales intermitentes en las cuales las columnas de agua son expulsadas con gran fuerza a diversos intervalos, alcanzando a menudo 30-60 m en el aire. Después de cesar el chorro de agua, se lanza una columna de vapor normalmente con un rugido atronador. Quizá el géiser más famoso del mundo es el Old Faithful del Parque Nacional Yellowstone (Figura 17.14). La gran abundancia, diversidad y naturaleza espectacular de los géiseres de Yellowstone y otras características térmicas fueron indudablemente la razón principal para que se convirtiera en el primer parque nacional de Estados Unidos. También se encuentran géiseres en otras partes del mundo, sobre todo en Nueva Zelanda e Islandia. De hecho, la palabra islandesa *geysa*, que significa salir a chorros, nos proporcionó el nombre de «géiser».

Los géiseres aparecen donde existen extensas cámaras subterráneas dentro de las rocas ígneas calientes. En la Figura 17.15 se muestra cómo funcionan. Cuando agua subterránea relativamente fría entra en las cámaras, se calienta gracias a la roca circundante. En el fondo de las cámaras, el agua está bajo una gran presión debido al peso del agua suprayacente. Esta gran presión evita que el agua hierva a la temperatura superficial normal de 100 °C. Por ejemplo, el agua del fondo de una cámara



**FIGURA 17.13** Distribución de las fuentes termales y de los géiseres en Estados Unidos. Obsérvese la concentración en el oeste, donde la actividad ígnea ha sido más reciente (De G. A. Waring, U. S. Geological Survey Professional Paper 492, 1965).



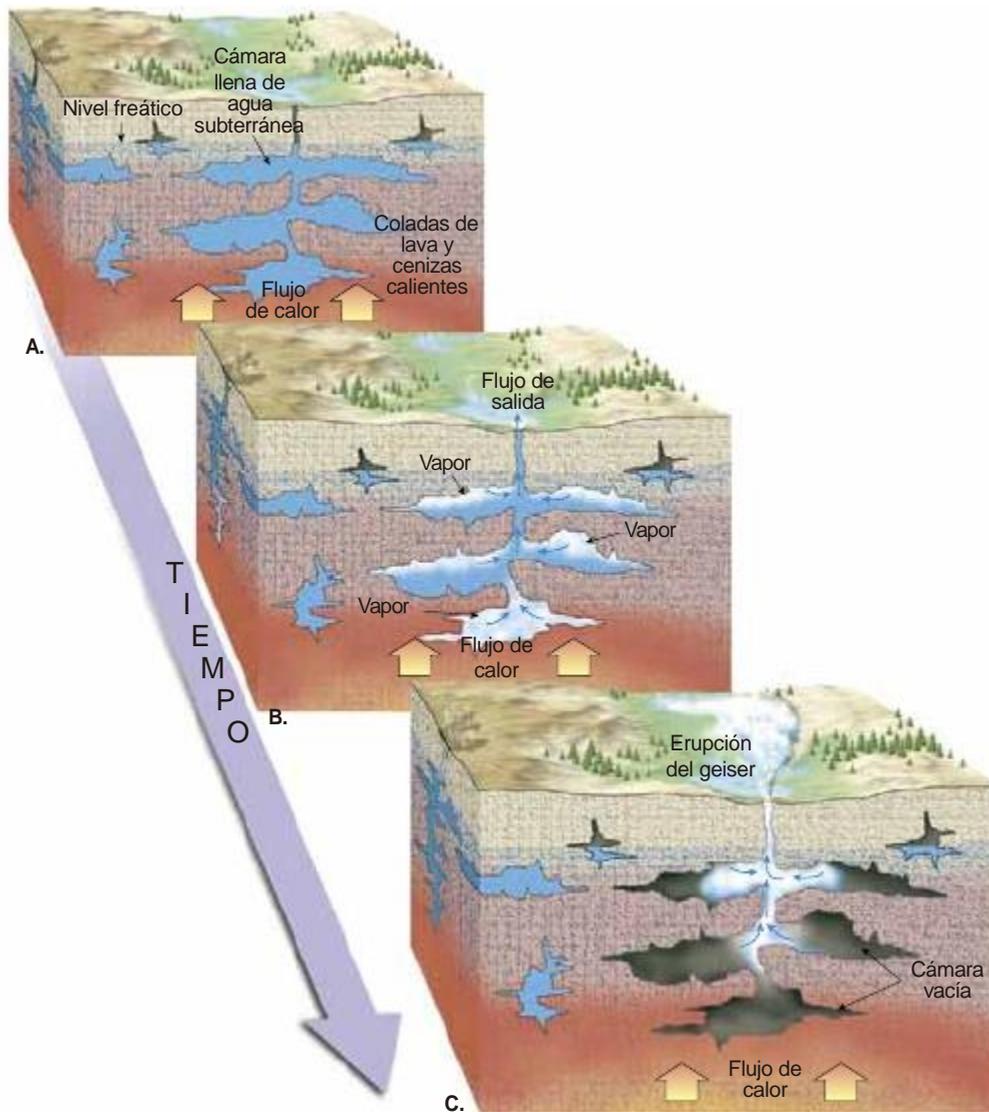
**FIGURA 17.14.** Old Faithful en Yellowstone es uno de los géiseres más famosos del mundo. Cada erupción dura de 1,5 a 5 minutos más o menos. Expulsa hasta unos 32.000 l de agua caliente y vapor hacia arriba, hasta unos 55 m (Foto de Jeff Vanuga/Corbis).

llena de agua situada a 300 m debe alcanzar casi 230 °C antes de hervir. El calentamiento hace que el agua se expanda, con el resultado de que algo del agua se ve forzado a salir a la superficie. Esta pérdida de agua reduce la presión de la que queda en la cámara, lo que reduce el punto de ebullición. Una porción del agua que hay en profundidad dentro de la cámara se convierte rápidamente en vapor y el géiser entra en erupción (Figura 17.15). Después de la erupción, agua subterránea fría vuelve a entrar en la cámara y el ciclo vuelve a empezar.

Cuando el agua subterránea de las fuentes termales y los géiseres fluye hacia fuera en la superficie, el material en disolución suele precipitar, produciendo una acumulación de roca sedimentaria química. El material depositado en cualquier lugar determinado refleja habitualmente la composición química de la roca a través de

la cual el agua circuló. Cuando el agua contiene sílice disuelta, se deposita alrededor de la fuente un material denominado *toba silíceo* o *geiserita*. Cuando el agua contiene disuelto carbonato cálcico, se deposita una forma de caliza que se denomina *travertino* o *toba calcárea*. El último término se utiliza si el material es esponjoso y poroso.

Los depósitos de las fuentes termales Mammoth del Parque Nacional Yellowstone son más espectaculares que la mayoría (Figura 17.16). Conforme el agua caliente fluye hacia arriba a través de una serie de canales y luego a la superficie, la presión reducida permite que se separe el dióxido de carbono y escape del agua. Esta pérdida hace que el agua se sobresature en carbonato cálcico, que entonces precipita. Además de contener sílice y carbonato cálcico disueltos, algunas fuentes termales contienen azufre, que proporciona al agua un



**FIGURA 17.15** Diagramas idealizados de un géiser. Un géiser puede formarse si el calor no se distribuye por convección. **A.** En esta figura, el agua situada cerca del fondo se calienta hasta casi su punto de ebullición. El punto de ebullición es más alto allí que en la superficie, porque el peso del agua que tiene por encima aumenta la presión. **B.** El agua situada por encima en el sistema géiser también se calienta. Por consiguiente, se expande y fluye hacia arriba, reduciendo la presión del agua situada en el fondo. **C.** Al reducirse la presión en el fondo, se produce la ebullición. Algo del agua del fondo sale en forma de vapor y el vapor expansivo produce una erupción.

mal sabor y un olor desagradable. Indudablemente la fuente Rotten Egg (huevo podrido) de Nevada es de este tipo.

### A veces los alumnos preguntan...

¿Es realmente el géiser Old Faithful tan fiable como dice todo el mundo?

Mucha gente dice que las erupciones del Old Faithful se producen con tanta fiabilidad (cada hora a la hora en punto) que sirven para poner en hora los relojes. Esta es la leyenda pero no es cierta. Los intervalos entre las erupciones varían de unos 65 minutos a más de 90, y por lo general han aumentado con el paso del tiempo debido a cambios en las cañerías del géiser.

## POZOS



### GROUNDWATER

Springs and Wells

El método más común para extraer agua subterránea es el **pozo**, un agujero taladrado en la zona de saturación (Figura 17.17). Los pozos sirven a modo de pequeños depósitos a los cuales migra el agua subterránea y de los cuales puede bombearse a la superficie. La utilización de pozos se remonta a muchos siglos y sigue siendo un método importante para la obtención de agua en la actualidad. Con mucho, la utilización principal



**FIGURA 17.16.** Las fuentes termales Mammoth en el Parque Nacional de Yellowstone. Aunque la mayoría de los depósitos que se asocian a los géiseres y las fuentes termales en el parque de Yellowstone son de geiserita rica en sílice, los depósitos de las fuentes termales de Mammoth están compuestos por un tipo de caliza llamada travertino (Foto de Stephen Trimble).

de esta agua en Estados Unidos es la irrigación para la agricultura. Más del 65 por ciento del agua subterránea utilizada cada año se emplea para este fin. El nivel freático puede fluctuar considerablemente a lo largo de un año, descendiendo durante las estaciones secas y elevándose tras los periodos de lluvia. Por consiguiente, para asegurar un abastecimiento continuo de agua, un pozo debe penetrar debajo del nivel freático. Cuando se extrae agua de un pozo, el nivel freático alrededor del pozo se reduce. Este efecto, denominado **descenso de nivel**, disminuye al aumentar la distancia desde el pozo. El resultado es una depresión en el nivel freático, de forma aproximadamente cónica, conocida como **cono de depresión** (Figura 17.18). Dado que el cono de depresión aumenta el gradiente hidráulico cerca del pozo, el agua subterránea fluirá más deprisa hacia la apertura. Para la mayoría de los pozos domésticos más pequeños, el cono de depresión es despreciable. Sin embargo, cuando los pozos están siendo bombeados con mucha intensidad para el regadío o con fines industriales, la extracción del agua puede ser lo bastante grande como para crear un cono de depresión muy ancho y empinado. Esto puede reducir sustancialmente el nivel freático de un área y secar los pozos poco profundos de los alrededores. En la Figura 17.18 se ilustra esta situación.



**FIGURE 17.17.** Los pozos son la forma más común de obtener agua subterránea (Foto de ASP/YPP/agefotostock).

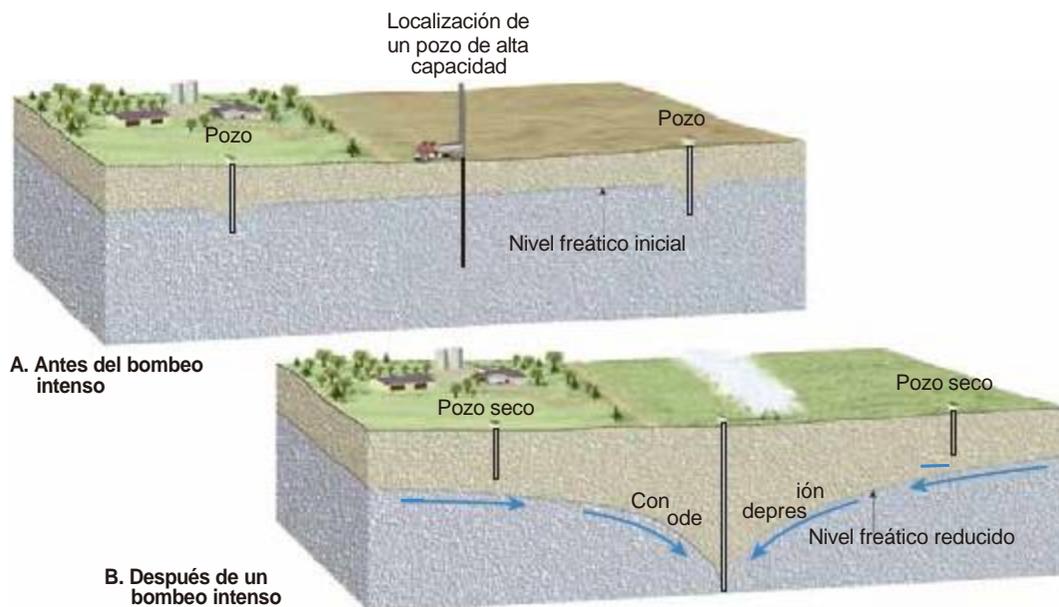
La excavación de un pozo satisfactorio es un problema familiar para las personas que viven en áreas donde el agua subterránea es la fuente principal de abastecimiento. Un pozo puede ser satisfactorio a una profundidad de 10 m, mientras que un vecino puede tener que profundizar dos veces más para encontrar un abastecimiento adecuado. Otros pueden verse

### A veces los alumnos preguntan...

**He oído decir que los suministros de agua subterránea pueden localizarse utilizando un palo bifurcado. ¿Realmente se puede hacer así?**

Lo que describe es una práctica denominada «hidroscopia». En el método clásico, una persona, zahorí, sosteniendo un palo bifurcado, anda de un lado a otro sobre una zona. Cuando se detecta agua, se supone que la parte inferior de la «Y» percibe una atracción hacia abajo.

Los geólogos y los ingenieros, como poco, dudan. Las historias de casos y las demostraciones pueden parecer convincentes, pero cuando la hidroscopia se somete al escrutinio científico, fracasa. Los ejemplos más «satisfactorios» de hidroscopia se producen en lugares donde sería difícil que el agua pasara desapercibida. En una región con las lluvias adecuadas y una geología favorable, ¡es difícil perforar y no encontrar agua!



**FIGURA 17.18.** Suele formarse un cono de depresión en el nivel freático alrededor de un pozo de bombeo. Si un bombeo intenso reduce el nivel freático, pueden secarse los pozos superficiales.

obligados a llegar a mayor profundidad o a intentarlo en un sitio diferente. Cuando los materiales subsuperficiales son heterogéneos, la cantidad de agua que un pozo es capaz de proporcionar puede variar mucho en distancias cortas. Por ejemplo, cuando se perforan dos pozos próximos al mismo nivel y solo uno produce agua, puede deberse a la presencia de un nivel freático colgado debajo de uno de ellos. Este caso se muestra en la Figura 17.12. Las rocas metamórficas e ígneas masivas proporcionan un segundo ejemplo. Estas rocas cristalinas no suelen ser muy permeables, excepto cuando son cortadas por muchas diaclasas y fracturas que intersectan entre sí. Por consiguiente, cuando un pozo perforado en una roca de este tipo no se encuentra con una red adecuada de fracturas, es probable que sea improductivo.

## POZOS ARTESIANOS



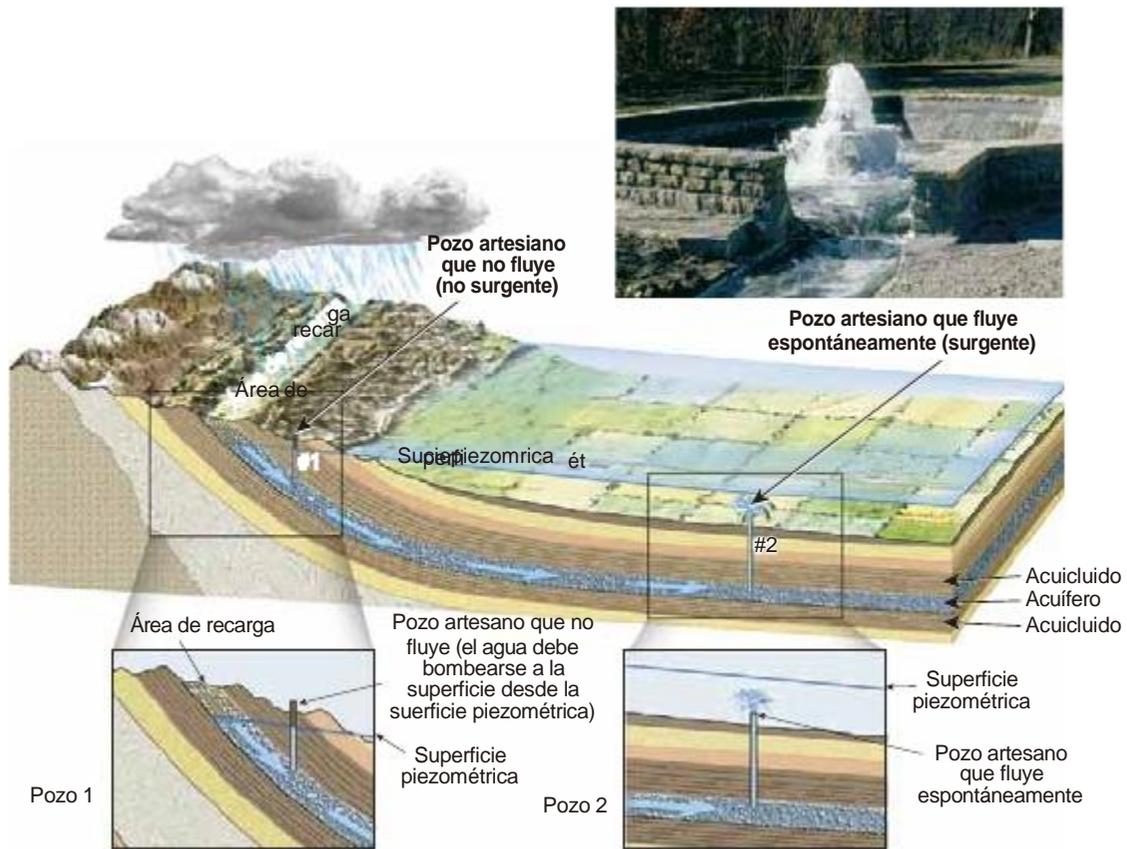
**GROUNDWATER**  
Springs and Wells

En la mayoría de los pozos, el agua no puede ascender por sí misma. Si el agua se encuentra por primera vez a 30 m de profundidad, permanecerá a ese nivel, fluctuando quizá un metro o dos con los periodos estacionales de humedad y sequía. Sin embargo, en algunos pozos, el agua asciende, derramándose a veces por la superficie. Estos pozos son abundantes en la región *Artois* del norte de Francia y por eso denominamos a estos pozos autoascendentes *artesianos*.

Para muchas personas el término *artésiano* se aplica a cualquier pozo perforado a grandes profundidades. Este uso del término es incorrecto. Otros creen que un pozo artésiano debe fluir libremente a la superficie. Aunque esta es una idea más correcta que la primera, constituye una definición muy restringida. El término **artésiano** se aplica a *cualquier* situación en la cual el agua subterránea bajo presión asciende por encima del nivel del acuífero. Como veremos, esto no significa siempre una salida de flujo libre a la superficie.

Para que exista un sistema artésiano, deben cumplirse dos condiciones (Figura 17.19): (1) el agua debe estar confinada a un acuífero inclinado, de modo que un extremo pueda recibir agua, y (2) debe haber acuíferos, encima y debajo del acuífero, para evitar que el agua escape, denominado **acuífero confinado**. Cuando se pincha esta capa, la presión creada por el peso del agua situada encima obligará al agua a elevarse. Si no hay fricción, el agua del pozo se elevará al nivel del agua situada encima del acuífero. Sin embargo, la fricción reduce la altura de la superficie piezométrica. Cuanto mayor sea la distancia desde el área de recarga (donde el agua entra en el acuífero inclinado), mayor será la fricción y menor la elevación del agua.

En la Figura 17.19, el pozo 1 es un **pozo artésiano no surgente**, porque en esta localización la superficie piezométrica está por debajo del nivel del suelo. Cuando la superficie piezométrica está por encima del terreno y el pozo se perfora en el acuífero, se crea un **pozo artésiano surgente** (pozo 2, Figura 17.19). No todos los sistemas artesianos son pozos. También existen *fuentes*



**FIGURA 17.19.** Los sistemas artesianos se producen cuando un acuífero inclinado está confinado entre estratos impermeables. Este acuífero se denomina *acuífero confinado*. La foto muestra un pozo artésiano que fluye (Foto de James E. Patterson).

*artesianas*. En este caso, el agua subterránea alcanza la superficie elevándose a través de una fractura natural, en lugar de hacerlo a través de un agujero producido artificialmente.

Los sistemas artesianos actúan como conductos, transmitiendo a menudo el agua a grandes distancias desde áreas remotas de recargas hasta los puntos de descarga. Un sistema artésiano bien conocido en Dakota del Sur es un buen ejemplo de esto. En la parte occidental del estado, los bordes de una serie de capas sedimentarias se han doblado hacia la superficie a lo largo de los flancos de las Black Hills. Una de esas capas, la arenisca Dakota permeable, se encuentra entre capas impermeables y buza gradualmente en el terreno hacia el este. Cuando se pinchó el acuífero por primera vez, el agua brotó a la superficie del terreno, creando fuentes de muchos metros de altura (Figura 17.20). En algunos lugares, la fuerza del agua fue suficiente como para proporcionar energía a turbinas hidráulicas. Sin embargo, escenas como las de la imagen de la Figura 17.20 ya no pueden ocurrir, porque se han perforado miles de pozos adicionales en el mismo acuífero. Esto agotó el depósito, y descendió el nivel freático del área de recarga. Como consecuencia, la presión cayó hasta el punto de

que muchos pozos dejaron de fluir y tuvieron que ser bombeados.

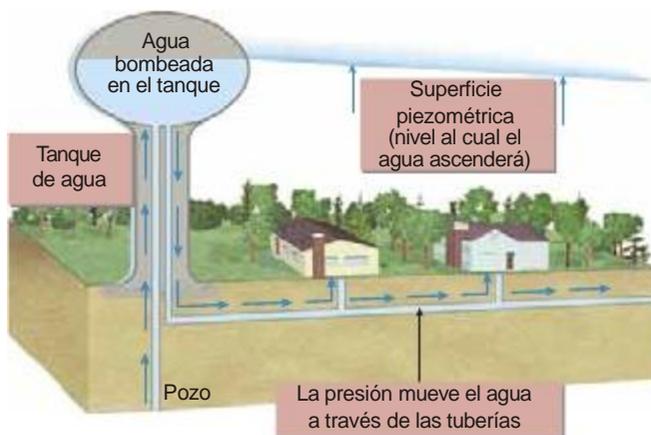
A una escala diferente, los sistemas de abastecimiento de las ciudades pueden ser considerados ejemplos de sistemas artesianos artificiales (Figura 17.21). El depósito de agua, en el que se bombea el agua, representaría el área de recarga; las tuberías, el acuífero confinado, y los grifos de las casas, los pozos artesianos surgentes.

## PROBLEMAS RELACIONADOS CON LA EXTRACCIÓN DEL AGUA SUBTERRÁNEA

Como ocurre con muchos de nuestros valiosos recursos naturales, el agua subterránea está siendo explotada a un ritmo creciente. En algunas zonas, la sobreexplotación amenaza la existencia del abastecimiento de agua subterránea. En otros lugares, su extracción ha hecho que se hunda el terreno y todo lo que descansaba sobre él. En otros lugares hay preocupación por la posible contaminación del abastecimiento de las aguas subterráneas.



**FIGURA 17.20.** Pozo artesiano que fluye «en forma de surtidor» en Dakota del Sur a principios del siglo xx. El vapor de agua de una tubería de unos 7,6 cm alcanzó una altura de unos 27 m. En la actualidad se explota el mismo acuífero limitado a través de millares de pozos adicionales; por tanto, la presión ha descendido hasta el punto de que muchos pozos han dejado de fluir por completo y deben bombearse (Foto de N. H. Darton, U. S. Geological Survey).



**FIGURA 17.21.** Los sistemas de abastecimiento de agua de las ciudades pueden considerarse sistemas artesianos artificiales.

## Tratamiento del agua subterránea como un recurso no renovable

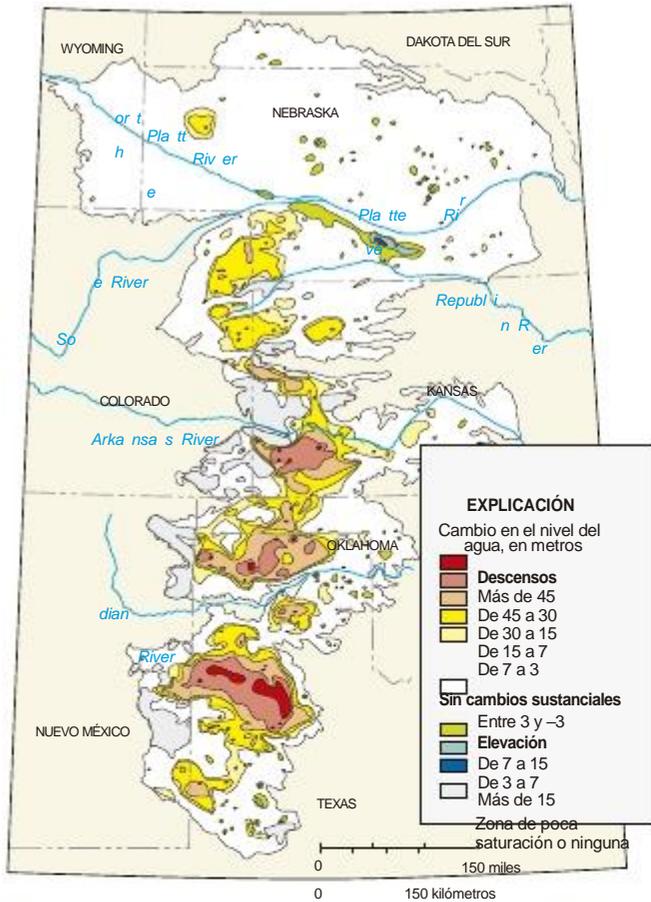
Muchos sistemas naturales tienden a establecer un estado de equilibrio. El sistema de aguas subterráneas no es una excepción. La altura del nivel freático refleja un equilibrio entre la velocidad de infiltración y la velocidad de descarga y extracción. Cualquier desequilibrio elevará o reducirá el nivel freático. Desequilibrios a largo plazo pueden inducir una caída significativa del nivel freático si hay una reducción de la recarga debido a una sequía prolongada o a un aumento de la descarga o la extracción de las aguas subterráneas.

A muchas personas les parece que el agua subterránea es un recurso interminablemente renovable, porque es continuamente relleno por el agua de la lluvia y el deshielo de la nieve. Pero en algunas regiones, el agua subterránea ha sido y continúa siendo tratada como un recurso *no renovable*. Donde esto ocurre, el agua disponible para recargar el acuífero se queda significativamente corta con respecto a la cantidad que se extrae.

El acuífero de la región de los High Plains (Estados Unidos) proporciona un ejemplo (Figura 17.22). Uno de los acuíferos estadounidenses más extenso y más relevante para la agricultura, subyace bajo unos 450.000 km<sup>2</sup> de terreno en partes de los ocho estados occidentales. Proporciona un 30 por ciento de toda el agua subterránea que se extrae para la irrigación en el país. La precipitación media anual es modesta, oscilando entre los 40 cm en las partes occidentales y unos 71 cm en las orientales. Por otro lado, la velocidad de evaporación es alta: entre unos 150 cm en las zonas más frías al norte de la región a unos 265 cm en las zonas septentrionales más cálidas. Dado que los niveles de evaporación son elevados en relación a las precipitaciones, hay poca agua de lluvia que pueda recargar el acuífero. Por tanto, en aquellas zonas de la región en las que se lleva practicando la irrigación intensa durante bastante tiempo se ha producido un gran agotamiento del agua subterránea, lo que puede comprobarse en la Figura 17.22. La U.S. Geological Survey calcula que durante los últimos 50 a 60 años, el agua que se almacena en el acuífero High Plains descendió unos 250.000 m<sup>3</sup> (25 billones de litros) y un 62 por ciento del descenso total tuvo lugar en Texas.

## Subsidencia

Como se verá más tarde en este mismo capítulo, la subsidencia superficial puede ser consecuencia de procesos naturales relacionados con el agua subterránea. Sin embargo, el terreno puede hundirse también cuando el agua se bombea desde los pozos más rápidamente de lo que pueden reemplazarla los procesos de recarga



**FIGURA 17.22.** Fluctuación en los niveles de agua subterránea en el acuífero de High Plains desde antes del desarrollo al 2005. El bombeo masivo para la irrigación ha provocado un descenso del nivel del agua de unos 30 m en zonas de Kansas, Oklahoma, Texas, y Nuevo México. El aumento del nivel del agua se ha producido donde se emplea agua superficial para la irrigación, como a lo largo del río Platte en Nebraska (De la U.S. Geological Survey).

natural. Este efecto es particularmente pronunciado en áreas con estratos potentes de sedimentos no consolidados superpuestos. Conforme se extrae el agua, la presión del agua desciende y el peso de la sobrecarga se transfiere al sedimento. La mayor presión compacta herméticamente los granos de sedimento y el terreno se hunde. El tamaño de la zona afectada por esta subsidencia es significativo. En los estados contiguos, ya son casi unos 26.000 km<sup>2</sup>, ¡un área casi del tamaño de Massachusetts!

Pueden utilizarse muchas zonas para ilustrar la subsidencia del terreno causada por el bombeo excesivo del agua subterránea a partir de sedimento relativamente suelto. Un ejemplo clásico en Estados Unidos se produjo en el valle de San Joaquín, en California, y se comenta en el Recuadro 17.2. Existen muchos otros casos de subsidencia de terreno debido a bombeo del agua subterránea en Estados Unidos, entre ellos Las Vegas, Nevada; Nueva Orleans y Baton Rouge, Luisiana; partes de

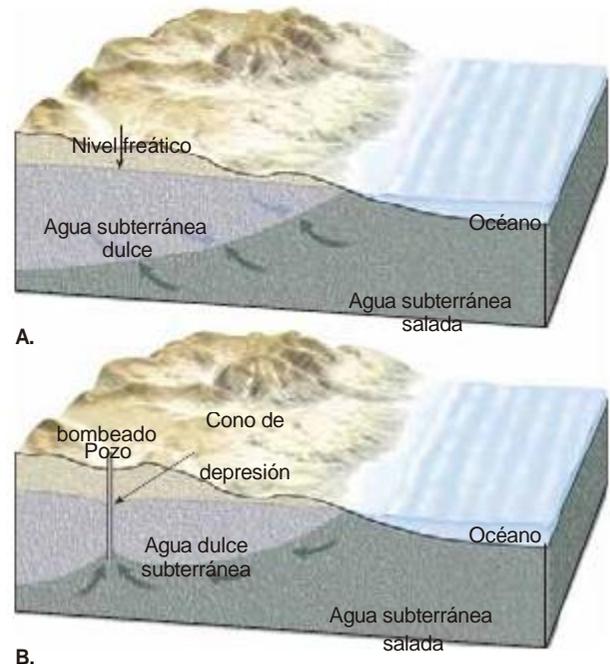
Arizona del sur; y el área Houston-Galveston de Texas. En el área costera baja entre Houston y Galveston, la subsidencia del terreno oscila entre 1,5 m y 3 m. El resultado es que alrededor de 78 km<sup>2</sup> están permanentemente inundados.

Fuera de Estados Unidos, uno de los ejemplos más espectaculares de subsidencia se produjo en la ciudad

de México, que está construida en lo que antes era el fondo de un lago. En la primera mitad del siglo xx se perforaron miles de pozos en los sedimentos saturados de agua debajo de la ciudad. A medida que se iba extrayendo el agua, zonas de la ciudad se hundieron hasta 6 o 7 m. En algunos lugares, los edificios se han hundido hasta tal punto que el acceso a ellos desde la calle se realiza por donde jantes era el segundo piso!

### Contaminación salina

En muchas áreas costeras, el recurso de las aguas subterráneas está siendo amenazado por la intrusión de agua de mar. Para entender este problema, debemos examinar la relación entre el agua subterránea dulce y el agua subterránea salada. La Figura 17.23A es un diagrama de un corte que ilustra esta relación en un área costera situada encima de materiales homogéneos permeables. El agua dulce es menos densa que el agua salada,



**FIGURA 17.23.** A. Dado que el agua dulce es menos densa que el agua salada, flota sobre esta última y forma un cuerpo lenticular que puede extenderse hasta profundidades considerables debajo del nivel del mar. B. Cuando un bombeo excesivo reduce el nivel freático, la base de la zona de agua dulce se elevará 40 veces esa cantidad. El resultado puede ser la contaminación de los pozos con agua salada.

## EL HOMBRE Y EL MEDIO AMBIENTE

### Subsidencia del terreno en el valle de San Joaquín

**RECUADRO 17.2**

El valle de San Joaquín es una amplia cuenca que contiene un potente relleno de sedimentos. Del tamaño de Maryland, constituye los dos tercios meridionales del valle central de California, una tierra plana que separa dos cordilleras montañosas, la cordillera Costera al oeste y la Sierra Nevada al este (Figura 17.C). El sistema de acuíferos del valle es una mezcla de materiales de aluvión procedentes de las montañas circundantes. La potencia de sedimentos tiene un valor medio de unos 870 m. El clima del valle es entre árido y semiárido, con una precipitación anual media que oscila entre 12 y 35 milímetros.

El valle de San Joaquín tiene una fuerte economía agrícola que exige grandes cantidades de agua para el regadío. Durante muchos años, hasta el 50 por ciento de esta necesidad se satisfizo con el agua subterránea. Además, casi todas las ciudades de la región utilizan el agua para uso doméstico e industrial.

Aunque el desarrollo del agua subterránea del valle para regadío empezó a finales

del siglo XIX, la subsidencia del terreno no se inició hasta la década de 1920, cuando aumentó notablemente la extracción de agua. A principios de los setenta, los niveles de agua habían disminuido hasta 120 m. La subsidencia resultante del terreno superó los 8,5 m en un lugar de la región (Figura 17.D). En ese momento, había áreas del valle en las que se producía subsidencia a una velocidad superior a 0,3 m al año.

Entonces, dado que el agua de superficie se estaba importando y el bombeo de agua subterránea se redujo, los niveles de agua de los acuíferos se recuperaron y la subsidencia se interrumpió. Sin embargo, durante la sequía de 1976-1977, el intenso bombeo de agua subterránea indujo una reactivación de la subsidencia. En esta época, los niveles de agua descendieron mucho más rápido debido a la menor capacidad de almacenamiento causada por la compactación previa de los sedimentos. En total, se vio afectada por la subsidencia la mitad del valle. Según el U. S. Geological Survey:

La subsidencia en el valle de San Joaquín representa probablemente una de las mayores alteraciones de la configuración de la superficie terrestre... Ha producido problemas graves y económicamente costosos en la construcción y en el mantenimiento de las estructuras de transporte del agua, carreteras y estructuras superficiales; también se han gastado muchos millones de dólares en la reparación y sustitución de pozos de agua subterránea. La subsidencia, además de cambiar el gradiente y el curso de las corrientes y los arroyos del valle, ha producido inundaciones inesperadas, que han costado a los granjeros muchos centenares de miles de dólares para nivelar el terreno.

Se han documentado efectos similares en el área de San José del valle de Santa Clara, California, donde, entre 1916 y 1966, la subsidencia se acercó a los 4 m. La inundación de las tierras que bordean la parte meridional de la bahía de San Francisco

fue uno de los resultados. Como ocurrió en el valle de San Joaquín, la subsidencia se interrumpió cuando aumentó la importación del agua de superficie, permitiendo la disminución de la extracción del agua subterránea.



**FIGURA 17.C.** La zona sombreada muestra el valle San Joaquín en California.



**FIGURA 17.D.** Las marcas en este poste indican el nivel de la tierra circundante en los años anteriores. En 1925 y 1975 esta parte del valle de San Joaquín Valley cedió unos 9 m debido a la extracción de agua subterránea y a la compactación de los sedimentos resultantes (Foto cortesía de la U.S. Geological Survey).

R. L. Ireland, J. F. Poland y F. S. Riley, *and subsidencia in the San Joaquín Valley, California, as of 1975*, U. S. Geological Survey Professional Paper 437-1 (Washington, DC: U.S. Government Printing Office, 1984), pág. 11

de manera que flota sobre ella y forma un cuerpo lenticular grande que puede extenderse a profundidades considerables por debajo del nivel del mar. En dicha situación, si el nivel freático se encuentra a un metro por encima del nivel del mar, la base del volumen de agua dulce se extenderá hasta una profundidad de unos 40 m por debajo del nivel del mar. Dicho de otra manera, la profundidad del agua dulce por debajo del nivel del mar es unas 40 veces mayor que la elevación del nivel freático por encima del nivel del mar. Por tanto, cuando el bombeo excesivo hace descender el nivel freático en una cierta cantidad, el fondo de la zona de agua dulce se elevará unas 40 veces esa cantidad. Por consiguiente, si continúa la extracción de agua dulce hasta exceder la recarga, llegará un momento en que la elevación del agua salada será suficiente como para ser extraída de los pozos, contaminando así el suministro de agua dulce (Figura 17.23B). Los pozos profundos y los pozos próximos a la costa son normalmente los primeros en verse afectados.

En las zonas costeras urbanizadas, los problemas creados por bombeo excesivo están agravados por un descenso del ritmo de recarga natural. A medida que aumentan las calles, los aparcamientos y los edificios que cubren la superficie, disminuye la infiltración en el suelo.

Para intentar corregir el problema de la contaminación del agua subterránea con agua salada, puede utilizarse una red de pozos de recarga. Estos pozos permiten el bombeo de las aguas de nuevo al sistema de aguas subterráneas. Un segundo método de corrección se lleva a cabo mediante la construcción de grandes cuencas. Estas cuencas recogen el drenaje de superficie y permiten que se infiltre en el terreno. En Long Island, Nueva York, donde el problema de la contaminación salina se reconoció hace más de 50 años, se han utilizado estos dos métodos con considerable éxito.

La contaminación de los acuíferos de agua dulce por agua salada constituye fundamentalmente un problema en las zonas costeras, pero también puede amenazar a zonas no costeras. Muchas rocas sedimentarias antiguas de origen marino se depositaron cuando el océano cubría lugares que ahora se encuentran bastante en el interior. En algunos casos, cantidades significativas de agua de mar quedaron atrapadas y todavía permanecen en la roca. Estos estratos a veces contienen cantidades de agua dulce y pueden ser bombeadas para su uso. Sin embargo, si el agua dulce se elimina más deprisa de lo que puede reponerse, el agua salada puede introducirse y dejar inutilizables los pozos. Una situación como esta amenazó a los usuarios de un acuífero de arenisca antigua (del Cámbrico) en la zona de Chicago. Para contrarrestarlo, se distribuyó agua del lago Michigan a las

comunidades afectadas con objeto de compensar la velocidad de extracción del acuífero.

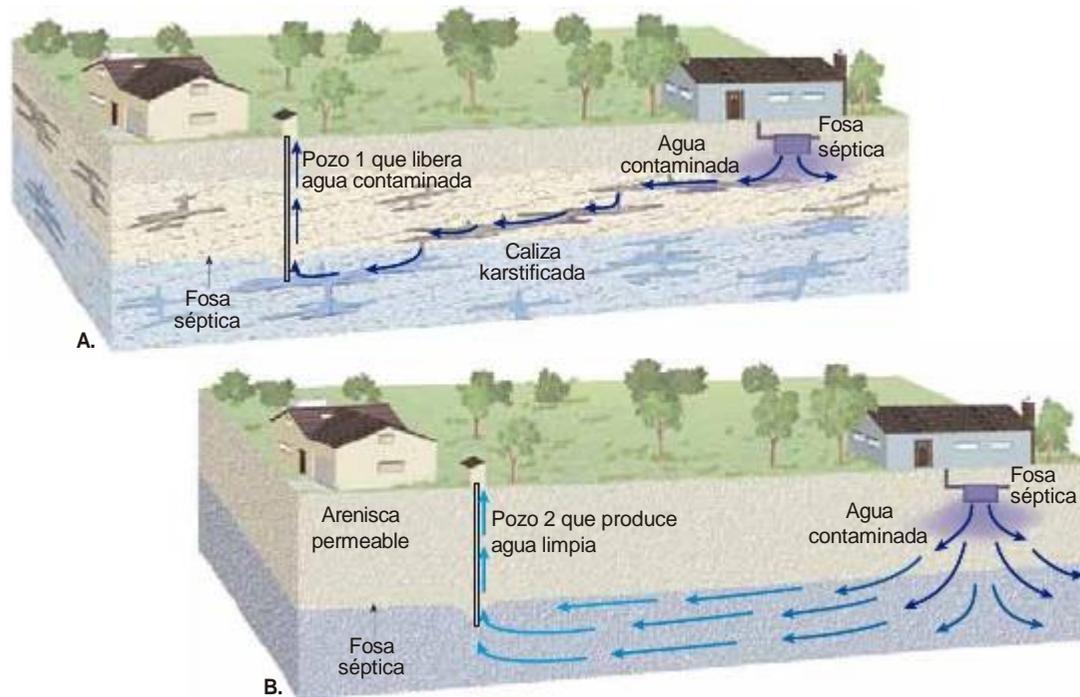
## Contaminación del agua subterránea

La contaminación del agua subterránea es una cuestión seria, en particular en las áreas donde los acuíferos proporcionan una gran parte del suministro de agua. Un origen común de la contaminación del agua subterránea son las aguas fecales. Entre sus fuentes se cuenta un número creciente de fosas sépticas, así como sistemas de alcantarillado inadecuados o rotos, y los desechos de las granjas.

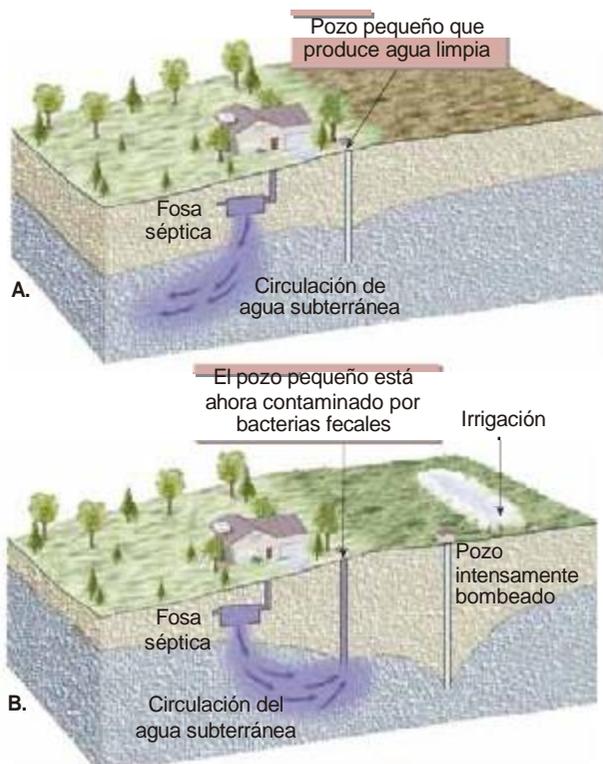
Si las aguas residuales que están contaminadas con bacterias entran en el sistema de aguas subterráneas, pueden purificarse mediante procesos naturales. Las bacterias peligrosas pueden ser filtradas mecánicamente por el sedimento a través del cual el agua percola, destruida por oxidación química o asimilada por otros microorganismos. Para que se produzca purificación, sin embargo, el acuífero debe ser de la composición correcta. Por ejemplo, acuíferos extremadamente permeables (como rocas cristalinas muy fracturadas, grava gruesa o caliza carstificada) tienen aperturas tan grandes que el agua subterránea contaminada puede recorrer grandes distancias sin ser purificada. En este caso, el agua fluye con demasiada rapidez y no está en contacto con el material circundante el tiempo suficiente para que se produzca su purificación. Este es el problema del pozo 1 de la Figura 17.24A.

Por otro lado, cuando el acuífero está compuesto por arena o arenisca permeable, a veces puede purificarse después de viajar por él solo unas docenas de metros. Los huecos entre los granos de arena son lo bastante grandes como para permitir el movimiento del agua, pero este movimiento es, por otro lado, lo bastante lento como para permitir un tiempo prolongado de purificación (pozo 2, Figura 17.24B).

A veces, el hundimiento de un pozo puede inducir problemas de contaminación del agua subterránea. Si el pozo bombea una cantidad suficiente de agua, el cono de depresión incrementará localmente la pendiente del nivel freático. En algunos casos, la pendiente original puede incluso invertirse. Esto podría inducir contaminación de los pozos que producían agua no contaminada antes de que empezara el bombeo intenso (Figura 17.25). También recordemos que la velocidad de circulación del agua subterránea aumenta conforme lo hace la inclinación de la pendiente del nivel freático. Esto podría producir problemas porque una velocidad de circulación más rápida permite menos tiempo para la purificación del agua en el acuífero antes de ser bombeada a la superficie.



**FIGURA 17.24.** A. Aunque el agua contaminada ha viajado más de 100 m antes de alcanzar el pozo 1, se mueve demasiado deprisa a través de la caliza karstificada para ser purificada. B. Conforme la descarga desde el pozo séptico percola a través de la arenisca permeable, es purificada en una distancia relativamente corta.



**FIGURA 17.25.** A. Originalmente el flujo de salida de la fosa séptica se alejaba del pozo pequeño. B. El intenso bombeo del pozo cambió la pendiente del nivel freático, haciendo que el agua subterránea contaminada fluyera hacia el pozo pequeño.

Otras fuentes y tipos de contaminación amenazan también los suministros de agua subterránea (Figura 17.26). Entre ellos se cuentan sustancias muy utilizadas como la sal de carretera, los fertilizantes que se extienden por toda la superficie del terreno y los pesticidas. Además, puede escaparse una amplia variedad de productos químicos y materiales industriales de las tuberías, los tanques de almacenamiento, los depósitos y los estanques de retención. Algunos de esos contaminantes se clasifican como *peligrosos*, lo que significa que son inflamables, corrosivos, explosivos o tóxicos. En los vertederos, los posibles contaminantes se amontonan en montículos o se expanden directamente sobre el terreno. Cuando el agua de la lluvia rebosa a través de las basuras, puede disolver una variedad de materiales orgánicos e inorgánicos. Si el material lixiviado alcanza el nivel freático, se mezclará con el agua subterránea y contaminará el suministro. Problemas similares pueden producirse como consecuencia del escape de excavaciones superficiales, denominadas estanques de retención, en los que se acumulan desechos diversos de residuos líquidos.

Dado que el movimiento de las aguas subterráneas suele ser lento, el agua contaminada puede pasar desapercibida durante mucho tiempo. De hecho, la mayor parte de la contaminación se descubre solo después de haberse visto afectada el agua potable y de que las personas enfermen. Llegados a este punto, el volumen de



A.



B.

**FIGURA 17.26.** A veces, las sustancias químicas agrícolas **A.** y los materiales lixiviados de los vertederos **B.** se abren camino hacia las aguas subterráneas. Estas son dos de las posibles fuentes de la contaminación de las aguas subterráneas (Foto de F. Rossotto/Corbis/The Stock Market).

agua contaminada puede ser muy grande y, aun cuando se elimine inmediatamente la fuente de contaminación, no se resuelve el problema. Aunque las fuentes de contaminación del agua subterránea son numerosas, hay relativamente pocas soluciones.

Una vez identificado y eliminado el origen del problema, la práctica más común consiste simplemente en abandonar el suministro de agua y dejar que los contaminantes se vayan limpiando de manera gradual. Esta es la solución menos costosa y más fácil, pero el acuífero debe permanecer sin utilizarse durante muchos años. Para acelerar este proceso, a veces se bombea el agua contaminada y se trata. Después de eliminar el agua infectada, se deja que el acuífero se recargue de forma natural o, en algunos casos, se bombea de vuelta al acuífero el agua tratada o agua limpia. Este proceso es costoso y largo, y puede ser arriesgado, pues no hay manera de asegurar que se ha eliminado toda la contaminación. Por supuesto, la solución más eficaz a la contaminación del agua subterránea es la prevención.

## EL TRABAJO GEOLÓGICO DEL AGUA SUBTERRÁNEA

El agua subterránea disuelve la roca. Este hecho es clave para comprender cómo se forman cuevas y dolinas. Dado que las rocas solubles, especialmente las calizas, cubren millones de kilómetros cuadrados bajo la superficie terrestre, es aquí donde el agua subterránea realiza su importante papel como agente erosivo. La caliza es casi insoluble en el agua pura, pero se disuelve con bastante facilidad en el agua que contiene pequeñas cantidades de ácido carbónico, y la mayor parte del

agua subterránea contiene este ácido. Se forma porque el agua de la lluvia disuelve fácilmente el dióxido de carbono del aire y el procedente de la descomposición de las plantas. Por consiguiente, cuando el agua subterránea entra en contacto con la caliza, el ácido carbónico reacciona con la calcita (carbonato cálcico) de las rocas para formar bicarbonato cálcico, un material soluble que es transportado luego en disolución.

### Cuevas

Los resultados más espectaculares del trabajo erosivo del agua subterránea son las **cuevas** de caliza. Solo en Estados Unidos se han descubierto unas 17.000 y otras nuevas se descubren cada año. Aunque la mayoría son relativamente pequeñas, algunas tienen dimensiones espectaculares. La cueva de Mammoth en Kentucky y las cuevas Carlsbad en el sureste de Nuevo México son ejemplos famosos. El sistema de cuevas de Mammoth es el más extenso del mundo, con más de 540 km de pasajes interconectados. Las dimensiones de las cuevas Carlsbad son impresionantes, aunque de una manera distinta. Aquí encontramos la cámara única más grande y quizá más espectacular. La Big Room de las cuevas Carlsbad tiene un área equivalente a 14 campos de rugby y una altura suficiente para acomodar el edificio del Capitolio de Estados Unidos.

La mayoría de las cuevas se crea en el nivel freático, o inmediatamente debajo de él, en la zona de saturación. Aquí, el agua subterránea ácida sigue las líneas de debilidad de la roca, como diaclasas y planos de estratificación. Conforme pasa el tiempo, el proceso de disolución crea lentamente cavidades, que aumentan de tamaño de manera gradual hasta convertirse en grutas. El material disuelto por el agua subterránea acaba siendo descargado en las corrientes y transportado al océano.

### A veces los alumnos preguntan...

¿El ácido carbónico es el único ácido que crea cuevas de caliza?

No. Parece que el ácido sulfúrico ( $H_2SO_4$ ) crea algunas cuevas. Un ejemplo es la cueva Lechuquilla de las montañas de Guadalupe, cerca de Carlsbad, Nuevo México, donde las disoluciones bajo presión que contienen sulfuro de hidrógeno ( $H_2S$ ) derivaron de sedimentos profundos ricos en petróleo que habían migrado hacia arriba a través de las fracturas de las rocas. Cuando estas disoluciones se mezclaron con las aguas subterráneas, que contienen oxígeno, formaron ácido sulfúrico y disolvieron la caliza. La cueva Lechuquilla es una de las cuevas más profundas que se conocen en los Estados Unidos, con una extensión vertical de 478 m, y es también una de las más grandes del país, con 170 km de pasajes.

En muchas grutas, se ha producido un desarrollo en varios niveles, correspondiendo la actividad actual a la menor elevación. Esta situación refleja la estrecha relación entre la formación de conductos subterráneos importantes y los valles de los ríos en los cuales drenan. A medida que las corrientes profundizan sus valles, el nivel freático disminuye al hacerlo la elevación del río. Por consiguiente, durante periodos en los que las corrientes superficiales están realizando una rápida erosión descendente, los niveles de agua subterránea

circundante caen rápidamente y los conductos de las grutas son abandonados por el agua mientras tienen un área transversal todavía relativamente pequeña. A la inversa, cuando el encajamiento de las corrientes es lento o despreciable, hay tiempo para la formación de grandes conductos subterráneos.

Por supuesto, las características que despiertan mayor curiosidad a la mayoría de los visitantes de las grutas son las formaciones rocosas que les proporcionan su aspecto maravilloso. No son rasgos erosivos, como la propia gruta, sino deposicionales, creados por el goteo aparentemente interminable de agua a lo largo de grandes lapsos de tiempo. El carbonato cálcico que queda produce la calcita que denominamos travertino. Estos depósitos de cueva, sin embargo, se conocen también como *rocas de precipitación por goteo*, una referencia obvia a su modo de originarse. Aunque la formación de las cuevas tiene lugar en la zona de saturación, la deposición de las rocas por goteo no es posible hasta que las cuevas estén por encima del nivel freático en la zona de aireación. En cuanto la cámara se llena de aire, está ya dispuesto el escenario para que empiece la fase decorativa de la construcción de la cueva.

Las diversas rocas de precipitación encontradas en las grutas se denominan colectivamente **espeleotemas** (*spelaiion* = cueva; *them* = colocar); ninguna es exactamente igual a otra (Figura 17.27). Quizá los espeleotemas



**FIGURA 17.27.** Hay muchos tipos de espeleotemas como las estalactitas, las estalagmitas y las columnas. El Chinese Theater, Parque nacional Carlsbad Caverns (Foto de David Muench/David Muench Photography).

más familiares sean las **estalactitas** (*stalaktos* = escurrimiento). Estos colgantes en forma de carámbanos cuelgan del techo de las grutas y se forman allí donde el agua se filtra a través de las grietas situadas por encima. Cuando el agua alcanza el aire de la cueva, algo del dióxido de carbono disuelto se escapa de la gota y la calcita precipita. El depósito se produce en forma de anillo alrededor del borde de la gota de agua. A medida que una gota sigue a otra gota, cada una deja una huella infinitesimal de calcita detrás y se crea un tubo hueco de caliza. Entonces, el agua se mueve a través del tubo, permaneciendo suspendida transitoriamente al final del mismo, aportando un diminuto anillo de calcita y cayendo al suelo de la cueva. La estalactita que acaba de describirse se denomina *macarrón* (Figura 17.28). A menudo, el tubo hueco del macarrón se obstruye o aumenta su suministro de agua. En cualquier caso, el agua se ve obligada a fluir y, por consiguiente, a depositarse, a lo largo del lado externo del tubo. A medida que continúa la precipitación, la estalactita adopta la forma cónica más común.

Los espeleotemas que se forman en el suelo de una cueva y se acumulan en sentido ascendente hacia el techo se denominan **estalagmitas** (*stalagmos* = goteo). El agua que suministra la calcita para el crecimiento de las estalagmitas cae del techo y salpica sobre la superficie.



**FIGURA 17.28.** Una estalactita *macarrón* «en formación» en la cueva Chinn Springs, Independence County, Arkansas. Para ver otro ejemplo, véase la Figura 7.11, pág. 240 (Foto de Dante Fenolio/Photo Researchers, Inc.).

Como consecuencia, las estalagmitas no tienen un tubo central y suelen ser de aspecto más masivo y redondeado en sus extremos superiores que las estalactitas. Con tiempo suficiente, pueden juntarse una estalactita que crece hacia abajo y una estalagmita que crece hacia arriba para formar una *columna*.

## Topografía kárstica

Muchas zonas del mundo tienen paisajes que, en gran medida, se han formado por la capacidad disolvente del agua subterránea. Se dice que esas zonas muestran **topografía kárstica**, que debe su nombre a la llanura de Kras (Karst en alemán) en Eslovenia (antigua parte de Yugoslavia), localizada a lo largo de la costa nororiental del mar Adriático, donde dicha topografía está extraordinariamente desarrollada. En Estados Unidos, los paisajes kársticos aparecen en muchas áreas situadas sobre calizas, entre ellas Kentucky, Tennessee, Alabama, el sur de Indiana y el centro y el norte de Florida (Figura 17.29). En general, las zonas áridas y semiáridas son demasiado secas para desarrollar topografía kárstica. Cuando existen en esas regiones, son probablemente restos de una época en la que predominaban condiciones más lluviosas.

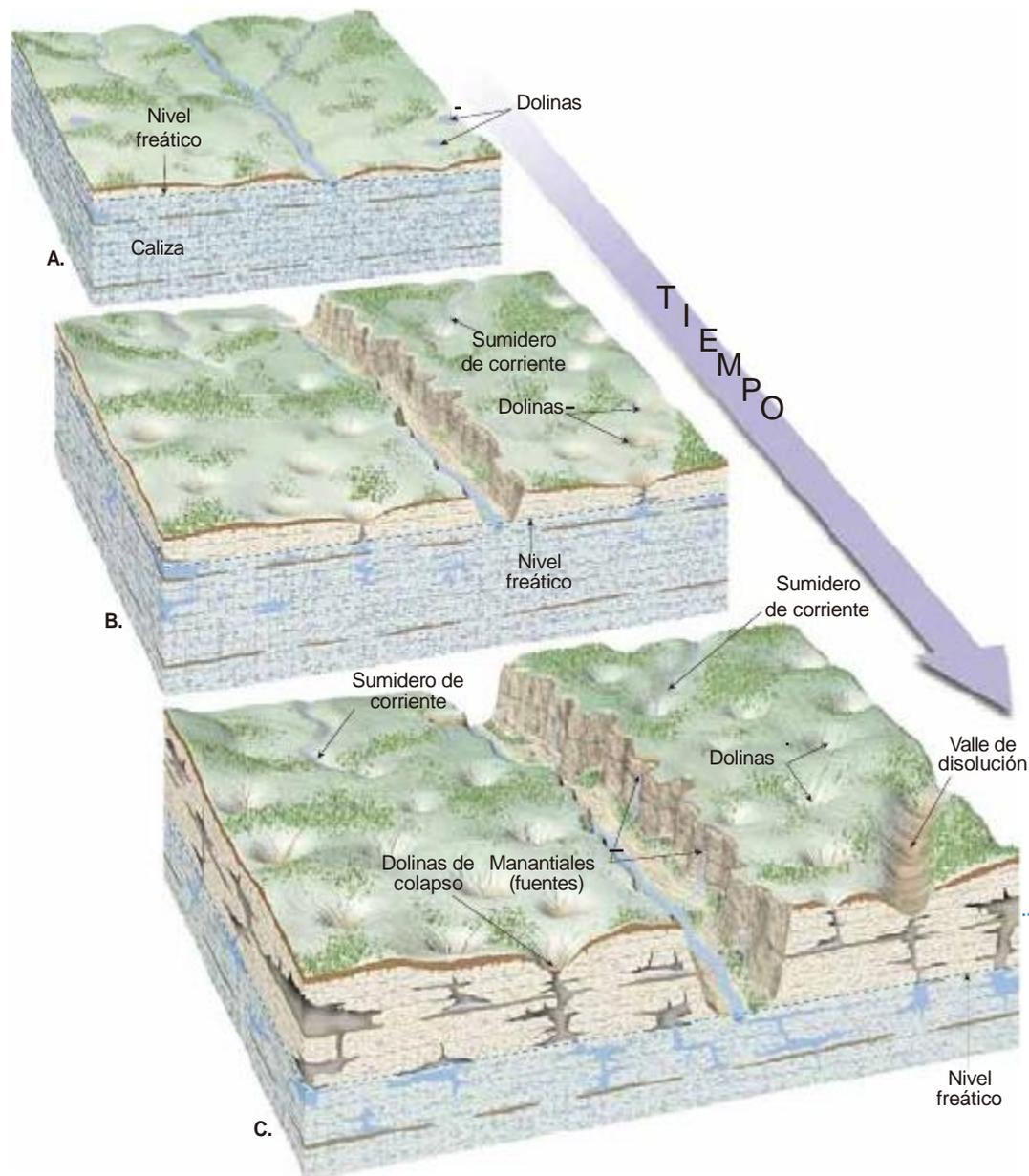
Las zonas kársticas típicas están compuestas por un terreno irregular interrumpido por muchas depresiones denominadas **dolinas** (Figura 17.30). En las zonas calizas de Florida, Kentucky y el sur de Indiana, hay literalmente decenas de miles de esas depresiones, cuya profundidad oscila entre tan solo 1 o 2 m y un máximo de más de 50 m.

Las dolinas se forman normalmente de dos maneras. Algunas se desarrollan de manera gradual a lo largo de muchos años sin alteración física de la roca. En esas situaciones, la caliza situada inmediatamente debajo del suelo se disuelve por el agua de la lluvia descendente, que está recién cargada de dióxido de carbono. Con el tiempo, la superficie rocosa se va reduciendo y las fracturas en las cuales entra el agua se van agrandando. A medida que las fracturas aumentan de tamaño, el suelo se hunde en las aperturas ensanchadas, de las que se ve desalojado por el agua subterránea que fluye hacia

### A veces los alumnos preguntan...

¿La caliza es el único tipo de roca que desarrolla estructuras kársticas?

No. Por ejemplo, se produce desarrollo kárstico en otras rocas carbonatadas como el mármol y la dolomía. Además, las evaporitas como el yeso y la sal (halita) son muy solubles y se disuelven con facilidad para formar estructuras kársticas como dolinas, cuevas y corrientes que desaparecen. Esta última situación se denomina *karst de evaporitas*.



**FIGURA 17.29.** Desarrollo de un paisaje kárstico. **A.** Durante las primeras etapas, el agua subterránea percola a través de la caliza a lo largo de las diaclasas y los planos de estratificación. La actividad de la disolución crea grutas en el nivel freático y por debajo, y las aumenta de tamaño. **B.** En esta vista, las colinas están bien desarrolladas y las corrientes de superficie son canalizadas por debajo del terreno. **C.** Con el paso del tiempo, las grutas se hacen mayores y aumenta el número y tamaño de las dolinas. El hundimiento de las cavernas y la unión de dolinas forman depresiones de suelo plano más grandes. Finalmente la actividad de la disolución puede extraer la mayor parte de la caliza de la zona, dejando solo restos aislados.

los conductos inferiores. Estas depresiones suelen ser superficiales y tienen pendientes suaves.

Por el contrario, las dolinas pueden formarse también de manera abrupta y sin advertencia cuando el techo de una gruta se desploma bajo su propio peso. Normalmente, las depresiones creadas de esta manera son profundas y de laderas empinadas. Cuando se forman en zonas muy pobladas, constituyen un riesgo geológico grave.

Además de una superficie con muchas cicatrices por las dolinas, las regiones kársticas muestran una falta

notable de drenaje superficial (escorrentía). Después de una precipitación, el agua de escorrentía es rápidamente encauzada debajo del terreno a través de las depresiones. Fluye luego a través de las cuevas hasta que alcanza el nivel freático. En los lugares donde existen corrientes superficiales, sus trayectorias suelen ser cortas. Los nombres de dichas corrientes dan a menudo una pista de su destino. En la zona de la cueva de Mammoth de Kentucky, por ejemplo, hay un Sinking Creek, un Little Sinking Creek y un Sinking Branch (*sink* = hundirse).



A.



B.

**FIGURA 17.30.** A. El agua subterránea fue responsable de crear estas dolinas en una plataforma de caliza al norte de Jajce, Bosnia-Herzegovina (Foto de Jerome Wyckoff). B. Esta pequeña dolina se formó de pronto en 1991 cuando se hundió el techo de una cueva, destruyendo esta casa en Frostproof, Florida (Foto de St. Petersburg Times/Getty Images, Inc/Liaison).

Algunas dolinas se obstruyen con arcilla y derrubios, creando pequeños lagos o lagunas

Algunas zonas de desarrollo kárstico exhiben paisajes muy diferentes del terreno salpicado de dolinas descrito en la Figura 17.29. Un ejemplo notable es una región extensa del sur de China que se describe

como una zona que exhibe *mogotes*. Como muestran la Figura 17.31 y la fotografía con la que comienza el capítulo, el término *mogote* es adecuado porque el paisaje está formado por un laberinto de colinas empinadas aisladas que se elevan de manera abrupta desde el suelo. Cada una está acribillada de cuevas y pasajes



A.



B.

**FIGURA 17.31** A. Una pintura de un mogote chino titulada «El jardín de los melocotoneros de los inmortales» por Qiu Ying (Asian Art and Archaeology, Inc./CORBIS NY). B. Uno de los desarrollos de mogotes más conocidos y distintivos es el distrito Guilin del sureste de China (Foto de Topham/The Image Works).

interconectados. Este tipo de topografía kárstica se forma en las regiones tropicales y subtropicales y tiene capas potentes de caliza altamente diaclasada. Aquí el agua subterránea ha disuelto grandes volúmenes de caliza y deja solo estas torres residuales. El desarrollo kárstico es más rápido en los climas tropicales debido a las precipitaciones abundantes y la mayor

disponibilidad de dióxido de carbono procedente de la desintegración de la exuberante vegetación tropical. El dióxido de carbono adicional del suelo significa que hay más ácido carbónico para la disolución de la caliza. Otras zonas tropicales de desarrollo kárstico avanzado son partes de Puerto Rico, el oeste de Cuba y el norte de Vietnam.

## CAPÍTULO 17 Aguas subterráneas

### RESUMEN

Como recurso, el *agua subterránea* representa el máximo depósito de agua dulce asequible para los seres humanos. Desde el punto de vista geológico, la acción disolvente del agua subterránea produce *cuevas* y *dolinas*. El agua subterránea es también un equilibrador del flujo de corrientes fluviales.

Cada día se consumen unos 1.300 miles de millones de agua dulce en los Estados Unidos. El agua subterránea proporciona unos 300.000 millones de litros o el 24 por ciento del total. Se emplea más agua subterránea para la irrigación que para todos los usos combinados.

El agua subterránea es el agua que llena completamente los espacios porosos del sedimento y las rocas en la *zona de saturación* de la subsuperficie. El límite superior de esta zona es el *nivel freático*. La *zona no saturada* está por encima del nivel freático, donde el suelo, el sedimento y la roca no están saturados en agua.

La interacción entre las corrientes superficiales y las aguas subterráneas se produce de tres maneras diferentes: las corrientes reciben agua de la aportación de agua subterránea (*efluentes*); pierden agua a través del cauce hacia el sistema de aguas subterráneas (*influyentes*); o ambas cosas, recibiendo agua en algunas secciones y perdiéndola en otras.

Los materiales con espacios porosos muy pequeños (como la arcilla) obstaculizan o impiden el movimiento del agua subterránea y se denominan *acuicluídos*. Los *acuíferos* consisten en materiales con espacios porosos más grandes (como la arena) que son permeables y transmiten libremente el agua subterránea.

El agua subterránea se mueve en curvas serpenteantes que son algo intermedio entre el empuje hacia abajo de la gravedad y la tendencia del agua a desplazarse hacia zonas de presión reducida.

Los principales factores que influyen en la velocidad de la circulación de aguas subterráneas son la

pendiente del nivel freático (*gradiente hidráulico*) y la permeabilidad del acuífero (*conductividad hidráulica*).

Los *manantiales* o *fuentes*, aparecen en los puntos donde el nivel freático intersecta con la superficie del terreno, produciendo un flujo natural de agua subterránea. Los *pozos*, aperturas taladradas en la zona de saturación, extraen el agua subterránea y crean depresiones aproximadamente cónicas en el nivel freático conocidas como *conos de depresión*. Los *pozos artesianos* aparecen cuando el agua se eleva por encima del nivel en el que se encontró inicialmente.

Cuando el agua subterránea circula a grandes profundidades, se calienta. Si asciende, el agua puede surgir como *fuentes termales*. Los *géiseres* aparecen cuando el agua subterránea se calienta en cámaras subterráneas, se expande y parte pasa rápidamente a vapor, haciendo que brote el géiser. La fuente de calor para la mayoría de las fuentes termales y los géiseres es la roca ígnea caliente.

Algunos de los problemas ambientales actuales que afectan al agua subterránea son: (1) la *sobreexplotación* por el regadío intenso; (2) la *subsistencia del terreno* causada por la extracción de agua subterránea; (3) la *contaminación salina*, y (4) la *contaminación por otros contaminantes*.

La mayoría de las *cuevas* se forman en la caliza o por debajo del nivel freático cuando el agua subterránea ácida disuelve la roca a lo largo de líneas de debilidad, como las diaclasas y los planos de estratificación. Las diversas *rocas de precipitación por goteo* encontradas en las cuevas se denominan colectivamente *espeleotemas*. Los paisajes que se han formado en gran medida por el poder disolvente del agua subterránea exhiben una *topografía kárstica*, un terreno irregular, interrumpido por muchas depresiones denominadas *dolinas*.

## TÉRMINOS FUNDAMENTALES

- |                                    |                            |                                 |
|------------------------------------|----------------------------|---------------------------------|
| acuicluido, 539                    | efluente, corriente, 536   | nivel freático, 535             |
| acuífero, 539                      | espeleotema, 536           | nivel freático colgado, 543     |
| acuífero confinado, 548            | estalactita, 557           | permeabilidad, 538              |
| agua subterránea, 535              | estalagmita, 557           | porosidad, 538                  |
| artesiano, 548                     | franja capilar, 535        | pozo, 546                       |
| cueva, 555                         | fuelle termal, 544         | pozo artesiano no surgente, 548 |
| cinturón de humedad del suelo, 535 | géiser, 544                | pozo artesiano surgente, 548    |
| conductividad hidráulica, 540      | gradiente hidráulico, 540  | topografía kárstica, 557        |
| cono de depresión, 547             | influyente, corriente, 538 | zona de saturación, 535         |
| descenso de nivel, 547             | ley de Darcy, 540          | zona no saturada, 535           |
| dolina, 557                        | manantial o fuente, 543    |                                 |

## PREGUNTAS DE REPASO

- ¿Qué porcentaje de agua dulce es agua subterránea? Si se excluye el hielo glaciar y solo se considera el agua dulce líquida, ¿aproximadamente qué porcentaje corresponde al agua subterránea?
- Desde un punto de vista geológico, el agua subterránea es importante como agente erosivo. Nombre otro papel geológico significativo del agua subterránea.
- Compare y contraste las zonas de aireación y de saturación. ¿Cuál de esas zonas contiene agua subterránea?
- Aunque normalmente creemos que los niveles son planos, el nivel freático no lo es. Explique por qué no.
- Aunque la sequía meteorológica puede haber acabado, la sequía hidrológica puede continuar todavía. Explíquelo. (Véase Recuadro 17.1).
- Contraste una corriente efluente y una influyente.
- Distinga entre porosidad y permeabilidad.
- ¿Cuál es la diferencia entre un acuicluido y un acuífero?
- ¿Bajo qué circunstancias puede un material tener gran porosidad pero no ser un buen acuífero?
- Como se muestra en la Figura 17.8, el agua subterránea se mueve de manera serpenteante. ¿Qué factores hacen que siga esos cursos?
- Describa brevemente la importante contribución que Henri Darcy hizo a nuestro conocimiento de la circulación de las aguas subterráneas.
- Cuando un acuicluido está situado por encima del nivel freático principal, puede crearse una zona saturada localizada. ¿Qué término se aplica a esta situación?
- ¿Cuál es el origen del calor para la mayoría de las fuentes termales y los géiseres? ¿Cómo se refleja esto en la distribución de esas estructuras?
- Dos vecinos excavan un pozo. Aunque los dos pozos penetran a la misma profundidad, el de un vecino produce agua y el del otro no. Describa una circunstancia que podría explicar lo que ocurrió.
- ¿Qué se entiende por el término *artesiano*?
- Para que existan los pozos artesianos, deben darse dos condiciones. Nómbralas.
- Cuando se pinchó por primera vez la arenisca Dakota, el agua brotó libremente de muchos pozos artesianos. En la actualidad esos pozos deben ser bombeados. Explíquelo.
- ¿Qué problema se asocia a la extracción de agua subterránea para la irrigación en la parte meridional de las High Plains?
- Explique brevemente lo que sucedió en el valle de San Joaquín como consecuencia de la extracción excesiva de agua subterránea. (Véase Recuadro 17.2).
- En una zona costera determinada el nivel freático es de 4 m por encima del nivel del mar. ¿Aproximadamente a qué distancia por debajo del nivel del mar se encuentra el agua dulce?
- ¿Por qué disminuye la descarga de agua subterránea natural conforme se desarrollan las áreas urbanas?
- ¿Qué acuífero sería más eficaz para purificar el agua subterránea contaminada: de grava gruesa, de arena o de caliza karstificada?
- ¿Qué se entiende cuando se clasifica como peligroso un contaminante del agua subterránea?
- Indique dos espeleotemas comunes y distíngalos.
- ¿Qué clase de topografía exhiben las zonas cuyos paisajes reflejan, en gran medida, el trabajo erosivo de las aguas subterráneas?
- Describa dos formas de creación de las dolinas.

## MasteringGeology

La plataforma Mastering es el tutorial (en inglés) más eficaz y ampliamente utilizado para la evaluación de Ciencias.

Con MasteringGeology el profesor puede: personalizar el contenido, asignar distintas tareas, exportar las calificaciones, comparar el rendimiento del alumnado, comunicarse con los estudiantes... Mientras que el alumno puede disfrutar de un Study Area diferente por cada uno de los capítulos.

En MasteringGeology, además, podrá encontrar los siguientes contenidos y materiales interactivos extra:

- Encounter Earth
- Geoscience Animations
- GEODe
- Pearson eText

Para acceder a todos estos contenidos adicionales solo se necesita el código de acceso de las tarjetas que podrás adquirir con la compra del libro o por separado.

