

CAPÍTULO 18

Glaciares y glaciaciones

Los glaciares: una parte de dos ciclos básicos

Tipos de glaciares

- Glaciares de valle (alpinos)
- Glaciares de casquete
- Otros tipos de glaciares
- ¿Qué pasaría si se fundiera el hielo?

Formación del hielo glaciar

Movimientos de un glaciar

- Velocidades de movimiento de un glaciar
- Balance de un glaciar

Erosión glaciar

Formas creadas por la erosión glaciar

- Valles glaciares
- Aristas y horns
- Rocas aborregadas

Depósitos glaciares

Formas constituidas por tills

- Morrenas laterales y centrales
- Morrenas terminales y de fondo
- Drumlins

Formas constituidas por derrubios glaciares estratificados

- Llanuras aluviales y «valley trains»
- Depósitos en contacto con el hielo

La teoría glaciar y el período glacial cuaternario

Algunos efectos indirectos de los glaciares del período glacial cuaternario

Causas de las glaciaciones

- Tectónica de placas
- Variaciones en la órbita de la Tierra

En la actualidad, los glaciares cubren casi el 10 por ciento de la superficie terrestre; sin embargo, en el pasado geológico reciente los casquetes polares cubrían enormes áreas con hielo de miles de metros de espesor. Muchas regiones todavía tienen la marca de esos glaciares. El carácter fundamental de lugares tan diversos como los Alpes, Cape Cod y el valle Yosemite fue labrado por masas de hielo glaciario ahora desaparecidas. Además, regiones como Long Island, los Grandes Lagos y los fiordos de Noruega y Alaska deben su existencia a los glaciares. Los glaciares, por supuesto, no son simplemente un fenómeno del pasado geológico. Como veremos, siguen esculpiendo y depositando derrubios en muchas regiones en la actualidad.

Los glaciares: una parte de dos ciclos básicos

Los glaciares forman parte de dos ciclos fundamentales del sistema Tierra: el ciclo hidrológico y el ciclo de las rocas. Antes hemos aprendido que el agua de la hidrosfera está en un ciclo constante por la atmósfera, la biosfera y la Tierra sólida. Una y otra vez el agua se evapora de los océanos a la atmósfera, precipita sobre la superficie terrestre y fluye por los ríos y bajo la tierra de vuelta al mar. Sin embargo, cuando las precipitaciones caen a grandes altitudes o latitudes elevadas, el agua quizá no pueda abrirse camino inmediatamente hacia el mar. En cambio, puede convertirse en parte de un glaciar. Aunque el hielo se acabará fundiendo, permitiendo así que el agua siga su camino hacia el mar, ésta última puede almacenarse en forma de hielo glaciario durante muchos decenios, centenares o incluso miles de años. Durante el tiempo en el que el agua permanece en un glaciar, puede constituir una fuerza erosiva potente. Los procesos erosivos son una parte importante del ciclo de las rocas. Como los ríos y otros procesos erosivos, el hielo en movimiento modifica el paisaje a medida que acumula, transporta y deposita sedimentos.

Tipos de glaciares



Glaciares y glaciaciones

▼ Introducción

Un glaciar es una gruesa masa de hielo que se origina sobre la superficie terrestre por la acumulación, compactación y recristalización de la nieve. Dado que los glaciares son agentes de erosión, también deben *fluir*. Aunque se encuentran glaciares en muchas partes actuales del mundo, la mayoría está localizada en zonas remotas.

Glaciares de valle (alpinos)

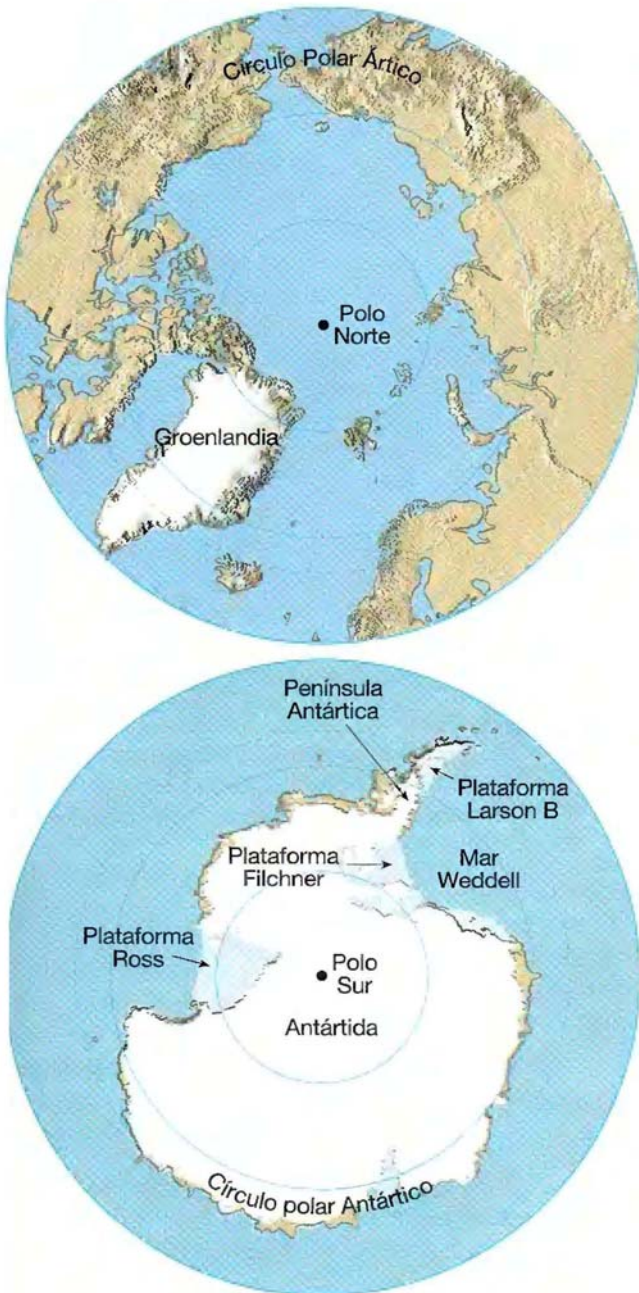
Existen literalmente miles de glaciares relativamente pequeños en zonas montañosas elevadas, donde suelen seguir los valles que en un principio fueron ocupados por corrientes de agua. A diferencia de los ríos que previamente fluyeron por esos valles, los glaciares avanzan con lentitud, quizá sólo unos pocos centímetros al día. Debido a su localización, estas masas de hielo en movimiento se denominan **glaciares de valle** o **glaciares alpinos**. Cada glaciar es en realidad una corriente de hielo, confinada por paredes rocosas escarpadas, que fluyen valle abajo desde un centro de acumulación cerca de su cabecera. Como los ríos, los glaciares de valle pueden ser largos o cortos, anchos o estrechos, únicos o con afluentes que se bifurcan. En general, la anchura de los glaciares alpinos es pequeña en comparación con sus longitudes. Algunos se extienden tan sólo una fracción de kilómetro, mientras que otros continúan durante muchas decenas de kilómetros. La rama occidental del glaciar Hubbard, por ejemplo, transcurre a lo largo de 112 kilómetros de terreno montañoso en Alaska y el territorio Yukon.

Glaciares de casquete

Al contrario que los glaciares de valle, los **glaciares de casquete** existen en una escala mucho mayor. La poca radiación solar anual total que alcanza los polos hace que estas regiones sean idóneas para grandes acumulaciones de hielo. Aunque en el pasado han existido muchos glaciares de casquete, sólo dos alcanzan este estatus en la actualidad (Figura 18.1). En la zona del polo Norte, Groenlandia está cubierta por un glaciar de casquete imponente que ocupa 1,7 millones de kilómetros cuadrados, o alrededor del 80 por ciento de esta gran isla. Con un promedio de casi 1.500 metros de espesor, en algunos lugares el hielo se extiende 3.000 metros por encima del sustrato rocoso de la isla.

En el dominio del polo Sur, el enorme glaciar de casquete de la Antártida alcanza un espesor máximo de casi 4.300 metros y abarca un área de más de 13,9 millones de kilómetros cuadrados. Debido a las proporciones de esas enormes estructuras, a menudo se les denomina *glaciares continentales de casquete*. De hecho, el conjunto de todas las áreas de glaciares continentales de casquete constituye en la actualidad casi el diez por ciento de la superficie terrestre.

Estas enormes masas fluyen en todas direcciones desde uno o más centros de acumulación de la nieve y ocultan por completo todo, excepto las zonas más elevadas del terreno subyacente. Incluso las fuertes variaciones de la topografía que hay debajo del glaciar suelen aparecer como ondulaciones relativamente suavizadas en la superficie del hielo. Esas diferencias topográficas, sin embargo,



▲ **Figura 18.1** Los únicos glaciares continentales de casquete actuales son los que cubren Groenlandia y la Antártida. Sus áreas combinadas representan casi el 10 por ciento del área de superficie de la Tierra. El casquete polar de Groenlandia ocupa 1,7 millones de kilómetros cuadrados, o alrededor del 80 por ciento de la isla. El área del casquete polar antártico abarca casi 14 millones de kilómetros cuadrados. Las plataformas glaciares ocupan los 1,4 millones de kilómetros cuadrados más adyacentes al glaciar de casquete antártico.

afectan al comportamiento de los glaciares de casquete, en especial cerca de sus márgenes, al guiar el flujo en ciertas direcciones y crear zonas de movimiento más rápido y más lento.

A lo largo de porciones de la costa antártica, el hielo glaciar fluye al interior de las bahías, creando las deno-

minadas **plataformas glaciares**. Son masas grandes, relativamente planas, de hielo flotante que se extienden mar adentro desde la costa, pero permanecen ligadas a la tierra por uno o más lados. Las plataformas son más gruesas en los lados situados tierra adentro y se adelgazan hacia el mar. Están sostenidas por el hielo del glaciar de casquete adyacente, además de ser alimentadas por la nieve y la congelación del agua del mar en sus bases. Las plataformas glaciares de la Antártida se extienden a lo largo de casi 1,4 millones de kilómetros cuadrados. Las plataformas glaciares Ross y Filchner son las mayores; la plataforma glaciar Ross abarca ella sola un área de un tamaño próximo al de Texas (Figura 18.1). En los últimos años, el control por satélite ha mostrado que algunas plataformas glaciares se están separando. En el Recuadro 18.1 se analiza este tema.

Otros tipos de glaciares

Además de los glaciares de valle y glaciares de casquete, se han identificado también otros tipos de glaciares. Cubren algunas tierras elevadas y algunas mesetas con masas de hielo glaciar denominadas **glaciares de meseta**. Como las plataformas glaciares, los glaciares de meseta entierran por completo el paisaje subyacente, pero son mucho más pequeños que las estructuras de escala continental. Los glaciares de meseta aparecen en muchos lugares, entre ellos Islandia y algunas de las grandes islas del océano Ártico (Figura 18.2).



▲ **Figura 18.2** El casquete polar de esta imagen captada por satélite es el Vantnajökull, al sureste de Islandia (*jökull* significa «casquete» en danés). En 1996 el volcán Grímsvötn entró en erupción por debajo del casquete y produjo grandes cantidades de agua glaciar de fusión que creó inundaciones. (Imagen Landsat de la NASA.)



Recuadro 18.1 ► Entender la Tierra

El derrumbamiento de los casquetes polares del Antártico

En estudios en los que se han utilizado imágenes recientes captadas por satélite se muestra que partes de algunas plataformas glaciares se están separando. Por ejemplo, durante un intervalo de 35 días de febrero y marzo de 2002, una plataforma glaciaria del lado oriental de la península Antártica, conocida como la plataforma glaciaria Larsen B, se fracturó y se separó del continente (Figura 18.A). El acontecimiento envió miles de icebergs a la deriva en el mar Weddell adyacente (véase Figura 18.1). En total, se separaron unos 3.250 kilómetros cuadrados de plataforma glaciaria. (Como referencia, todo el estado de Rhode Island cubre 2.717 kilómetros cuadrados.) Éste no fue un acontecimiento aislado, sino parte de una ten-



▲ **Figura 18.A** Esta imagen de satélite muestra el casquete polar Larsen B durante su hundimiento a principios de 2002. (Imagen cortesía de la NASA.)

dencia. Durante cinco años, la plataforma glaciaria Larsen B se redujo en unos 5.700 kilómetros. Además, desde 1974, la extensión de siete plataformas glaciares que rodean la península Antártica disminuyó en unos 13.500 kilómetros cuadrados.

¿Por qué se separaron estas masas de hielo flotante? ¿Podrían producirse consecuencias graves?

Los científicos atribuyen la separación de los casquetes polares al fuerte calentamiento climático regional. Desde aproximadamente 1950, las temperaturas en el Antártico han aumentado en 2,5 °C. El ritmo aproximado de calentamiento ha sido de 0,5 °C por década. Si las temperaturas continúan aumentando, una plataforma glaciaria adyacente a Larsen B puede empezar a retroceder en las próximas décadas. Además, el calentamiento regional de sólo unos pocos grados puede ser suficiente para hacer que partes de la enorme plataforma glaciaria Ross se desestabilice y empiece a separarse (véase Figura 18.1).

¿Cuáles serían las consecuencias? Los científicos del National Snow and Ice Data Center (NSIDC) sugieren lo siguiente:

Si bien la separación de los casquetes polares de la península tiene pocas consecuencias en el aumento del nivel del mar, la separación de otras plataformas del Antártico podría tener un gran efecto sobre el ritmo al que el hielo se separa del continente. Los

casquetes polares actúan como un sistema de contrafuerte o freno para los glaciares. Además, los casquetes mantienen el aire marino más caliente alejado de los glaciares; por consiguiente, moderan la cantidad de fusión que se produce en las superficies de los glaciares. Una vez que sus plataformas glaciares se retiran, la velocidad de los glaciares aumenta debido a la percolación del agua de fusión o la reducción de las fuerzas de freno, o ambas cosas, y pueden empezar a liberar más hielo en el océano. Ya se observan aumentos de la velocidad del hielo glaciario en zonas de la Península de las que los casquetes polares se desintegraron en años anteriores*.

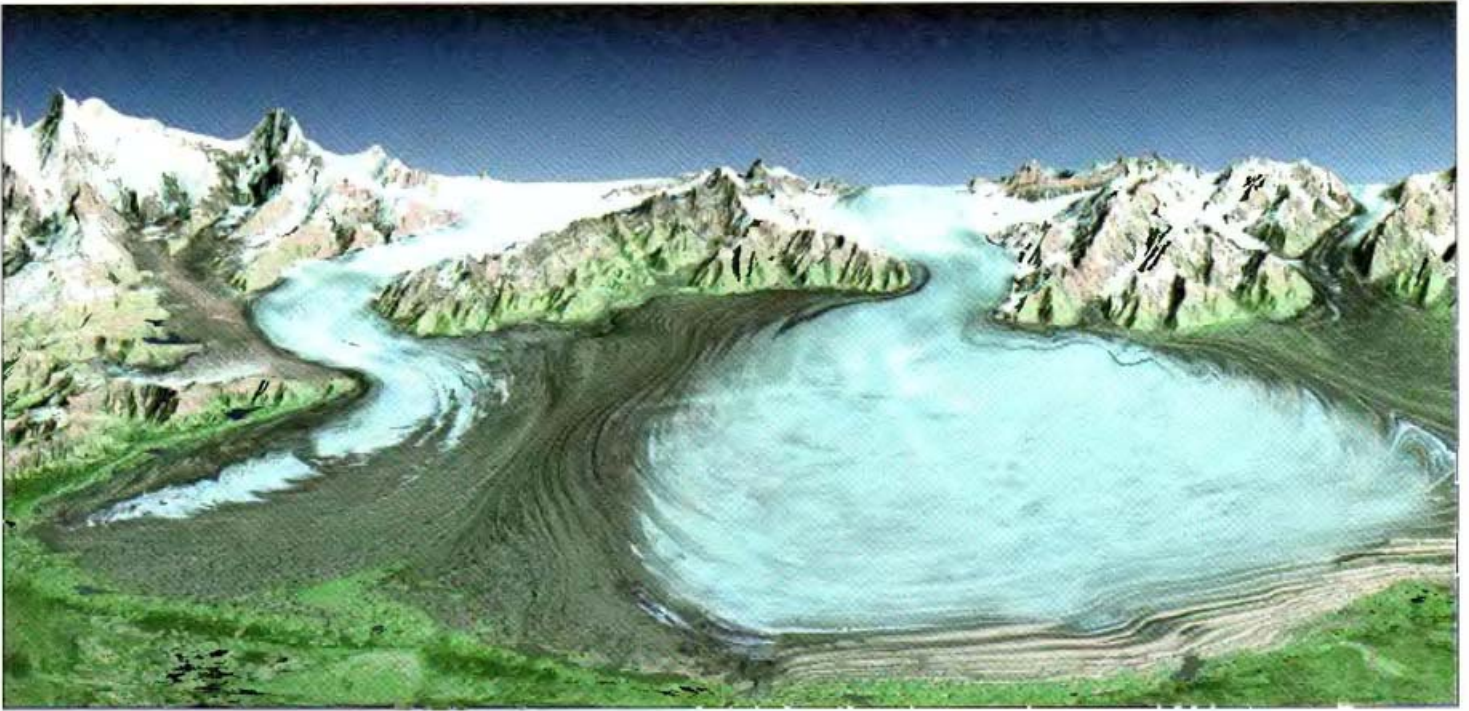
La adición de grandes cantidades de hielo glaciario al océano podría, de hecho, provocar un aumento significativo del nivel del mar.

Recordemos que lo que se sugiere aquí es todavía una especulación, ya que nuestro conocimiento de la dinámica de los casquetes polares y los glaciares de la Antártida es incompleto. Será preciso realizar más controles por satélite y más estudios en este ámbito para predecir con mayor precisión los posibles aumentos del nivel mundial del mar provocados por el mecanismo aquí descrito.

* National Snow and Ice Data Center, «Antarctic Ice-Shelf Collapses», 21 de marzo de 2002, <http://nsidc.org/iceshelves/larsenb2002>.

A menudo, los casquetes polares y los glaciares de casquete alimentan a **glaciares de desbordamiento**. Estas lenguas de hielo fluyen valle abajo extendiéndose hacia fuera de los márgenes de esas masas de hielo más grandes. Las lenguas son esencialmente glaciares de valle que se producen por el movimiento del hielo desde un casquete polar o un glaciario de casquete a través de terreno montañoso, hasta el mar. Cuando encuentran el mar, algunos glaciares de desbordamiento se expanden como plataformas glaciares flotantes. A menudo se producen muchos icebergs.

Los **glaciares de piedemonte** ocupan tierras bajas amplias en las bases de montañas escarpadas y se forman cuando uno o más glaciares alpinos surgen de las paredes de confinamiento de los valles de montaña. En este caso, el hielo que avanza se expande formando una amplia cobertura de hielo. El tamaño de los glaciares de piedemonte varía mucho. Entre los mayores se encuentra el glaciario Malaspina situado a lo largo de la costa del sur de Alaska. Abarca más de 5.000 kilómetros cuadrados de la llanura costera plana situada al pie de la elevada cordillera San Elías (Figura 18.3).



▲ **Figura 18.3** El glaciar Malaspina, al sureste de Alaska, es considerado un ejemplo clásico de un glaciar de piedemonte. Los glaciares de piedemonte se producen cuando los glaciares de valle salen de una cordillera montañosa y entran en tierras bajas extensas, ya no están confinados por los laterales y se expanden hasta convertirse en amplios lóbulos. El glaciar Malaspina es en realidad un glaciar compuesto, formado por la unión de varios glaciares de valle; entre ellos, los glaciares prominentes que aparecen aquí son el glaciar Agassiz (izquierda) y el glaciar Seward (derecha). En total, el glaciar Malaspina mide hasta 65 kilómetros de ancho y se extiende a lo largo de 45 kilómetros, desde el frente montañoso casi hasta el mar. Esta vista perspectiva hacia el norte cubre un área aproximada de 55 kilómetros \times 55 kilómetros. Se creó a partir de una imagen del satélite Landsat y un modelo de elevación generado por la Shuttle Radar Topography Mission (SRTM). Estas imágenes son excelentes herramientas para cartografiar la extensión geográfica de los glaciares y para determinar si estos glaciares están adelgazando o engrosando. (Imagen de NASA/JPL.)

¿Qué pasaría si se fundiera el hielo?

¿Qué cantidad de agua se almacena en el hielo de un glaciar? Los cálculos realizados por el U. S. Geological Survey indican que sólo algo más del 2 por ciento del agua mundial se encuentra en los glaciares. Pero incluso un 2 por ciento de una cantidad enorme es mucho. El volumen total aproximado de sólo los glaciares de valle es 210.000 kilómetros cúbicos, comparable a la combinación del volumen de los lagos de agua salina y de agua dulce más grandes del mundo.

En cuanto a los glaciares de casquete, la de la Antártida está compuesta por el 80 por ciento del hielo mundial y casi dos tercios del agua dulce de la Tierra, y cubre casi 1,5 veces el área de Estados Unidos. Si este hielo se fundiera, el nivel del mar se elevaría alrededor de 60 a 70 metros y el océano inundaría muchas zonas costeras densamente pobladas (Figura 18.4).

La importancia hidrológica del hielo de la Antártida puede ilustrarse de otra manera. Si los glaciares de casquete se fundiera a un ritmo uniforme, podría alimentar (1) el río Mississippi durante más de 50.000 años, (2) todos los ríos de Estados Unidos durante unos

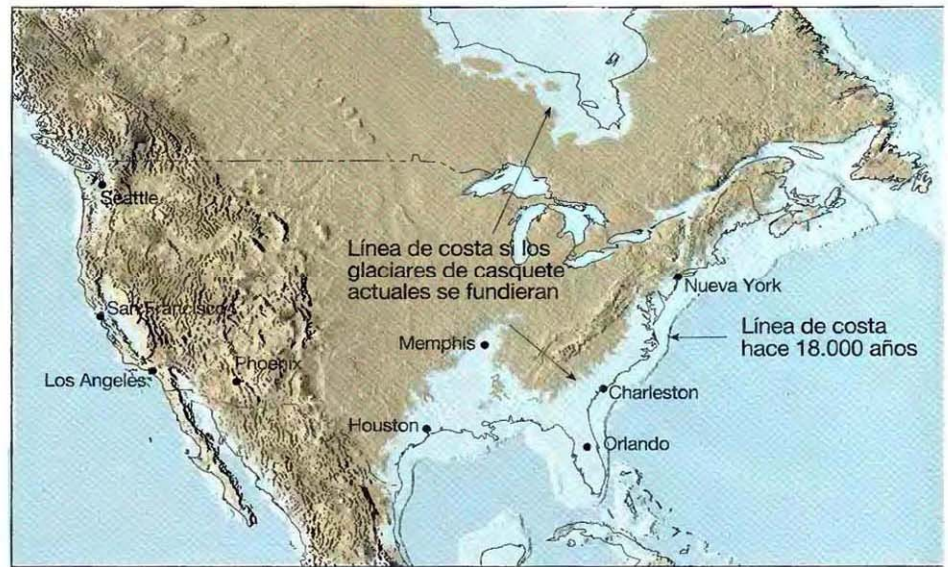
17.000 años, (3) el río Amazonas durante aproximadamente 5.000 años o (4) todos los ríos del mundo durante unos 750 años.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Pueden formarse glaciares en zonas tropicales?

Por supuesto. Los glaciares suelen formarse allí donde hay temperaturas bajas y aportaciones adecuadas de nieve. Dado que las temperaturas descienden al aumentar la altitud, puede haber glaciares en los trópicos a grandes alturas. Incluso cerca del ecuador pueden formarse glaciares a altitudes de más de 5.000 metros. El monte Kilimanjaro de Tanzania, situado prácticamente sobre el ecuador a una altitud de 5.895 metros, es un ejemplo. Su nombre («Kilima» en swahili significa *montaña*, y «Njaro» significa *brillante*) es una referencia a la cima blanca de hielo que, cuando está iluminada, puede verse desde grandes distancias. El cambio climático está provocando la disminución de los glaciares del Kilimanjaro, de modo que en 15 o 20 años el hielo desaparecerá por completo.

► **Figura 18.4** En este mapa de una parte de Norteamérica se muestra la línea de costa actual en comparación con la línea de costa existente durante el último período glacial (hace 18.000 años) y la línea de costa que habría si se fundieran los glaciares de casquete actuales de Groenlandia y la Antártida. (Tomado de R. H. Dott, Jr., y R. L. Battan, *Evolution of the Earth*, Nueva York: McGraw Hill, 1971. Reimpreso con el permiso del editor.)



Formación del hielo glaciar

La nieve es la materia prima a partir de la cual se origina el hielo glaciar; por consiguiente, los glaciares se forman en áreas donde cae más nieve en invierno de la que se derrite durante el verano. Antes de que se cree un glaciar, la nieve debe convertirse en hielo glaciar. Esta transformación se muestra en la Figura 18.5.

Cuando las temperaturas permanecen por debajo del punto de congelación después de una nevada, la acu-



▲ **Figura 18.5** Conversión de la nieve recién caída en hielo glaciar cristalino y denso.

mulación esponjosa de los delicados cristales hexagonales pronto empieza a cambiar. A medida que el aire se infiltra por los espacios que quedan entre los cristales, los extremos de los cristales se evaporan y el vapor de agua se condensa cerca de su centro. De esta manera los copos de nieve se hacen más pequeños, más gruesos y más esféricos, y desaparecen los espacios porosos grandes. Mediante este proceso, el aire es expulsado y, lo que en una ocasión fue nieve esponjosa y ligera, recrystaliza en una masa mucho más densa de pequeños granos que tienen la consistencia de una arena gruesa. Esta nieve recrystalizada granular se denomina **neviza** y suele encontrarse como componente de antiguos bancos de nieve cerca del final del invierno. A medida que se añade más nieve, aumenta la presión en las capas inferiores, compactando con ello los granos de hielo situados en profundidad. Cuando el espesor del hielo y de la nieve supera los 50 metros, el peso es suficiente para fusionar la neviza en una masa sólida de cristales de hielo trabados. Se acaba de formar el hielo glaciar.

Movimientos de un glaciar



Glaciares y glaciaciones
▼ Balance de un glaciar

El movimiento del hielo glaciar se suele denominar *flujo*. El hecho de que el movimiento glaciar se describa de esta manera parece paradójico: ¿cómo puede fluir un sólido? La forma mediante la cual fluye el hielo es compleja y básicamente de dos tipos. El primero de ellos, el **flujo plástico**, implica el movimiento *dentro* del hielo. El hielo se

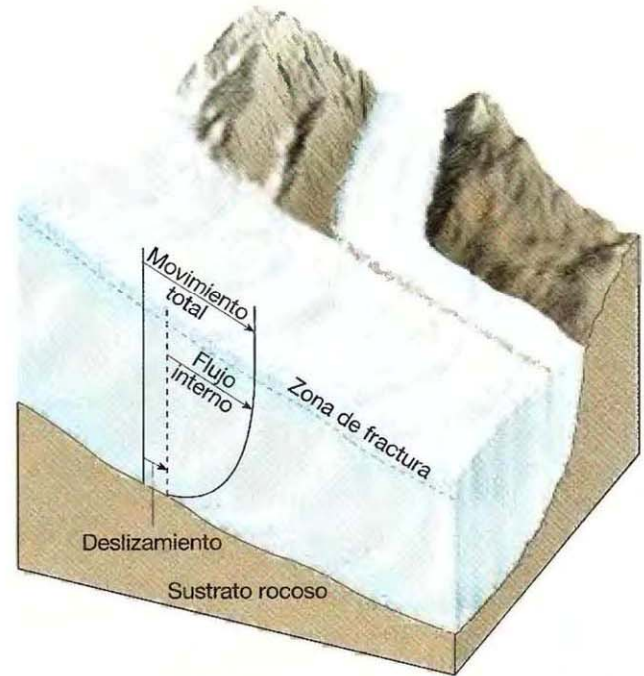
comporta como un sólido quebradizo hasta que la presión que tiene encima es equivalente al peso de unos 50 metros de hielo. Una vez sobrepasada esta carga, el hielo se comporta como un material plástico y empieza a fluir. Este flujo se produce debido a la estructura molecular del hielo. El hielo glaciar consiste en capas de moléculas empaquetadas unas sobre otras. Las uniones entre las capas son más débiles que las existentes dentro de cada capa. Por consiguiente, cuando un esfuerzo sobrepasa la fuerza de los enlaces que mantienen unidas las capas, éstas permanecen intactas y se deslizan unas sobre otras.

Un segundo mecanismo, y a menudo igual de importante, del movimiento glaciar consiste en el desplazamiento de toda la masa de hielo a lo largo del terreno. Con la excepción de algunos glaciares localizados en las regiones polares, donde el hielo está probablemente congelado hasta el lecho de roca sólida, se piensa que la mayoría de los glaciares se mueve mediante este proceso denominado **deslizamiento basal**. En este proceso, el agua de fusión actúa probablemente como un gato hidráulico y quizá como un lubricante que ayuda al desplazamiento del hielo sobre la roca. El origen del agua líquida está relacionado en parte con el hecho de que el punto de fusión del hielo disminuye a medida que aumenta la presión. Por consiguiente, en las zonas profundas del interior de un glaciar, el hielo puede estar en el punto de fusión, aun cuando su temperatura sea inferior a 0 °C.

Además, otros factores pueden contribuir a la presencia de agua de fusión dentro de las zonas profundas del glaciar. Las temperaturas pueden incrementarse mediante el flujo plástico (un efecto similar al calentamiento por fricción), el calor añadido desde el interior de la Tierra y la recongelación del agua de fusión que se ha escurrido desde arriba. El último proceso depende de la propiedad, según la cual, a medida que el agua cambia de estado de líquido a sólido, se libera calor (denominado calor latente de fusión).

En la Figura 18.6 se ilustran los efectos de estos dos tipos básicos de movimiento glaciar. Este perfil vertical a través de un glaciar también demuestra que no todo el hielo fluye hacia delante a la misma velocidad. La fricción por arrastre con el fondo del sustrato rocoso hace que las partes inferiores del glaciar se muevan mucho más despacio.

Al contrario que en la parte inferior del glaciar, los 50 metros superiores, más o menos, no están sometidos a la suficiente presión como para exhibir flujo plástico. Antes bien, el hielo de esta zona superior es frágil y se le suele denominar, con propiedad, **zona de fractura**. El hielo de la zona de fractura es transportado «a caballo» por el hielo inferior. Cuando el glaciar se mueve sobre un terreno irregular, la zona de fractura está sujeta a tensión, lo que provoca hendiduras denominadas **grietas**. Estas hendiduras abismales pueden hacer que sea peligroso viajar a



▲ **Figura 18.6** Corte vertical a través de un glaciar que ilustra el movimiento del hielo. El movimiento del glaciar se divide en dos componentes. Por debajo de los 50 metros, el hielo se comporta plásticamente y fluye. Además, toda la masa de hielo puede deslizarse a lo largo del terreno. El hielo de la zona de fractura es transportado «a cuestras». Obsérvese que la velocidad de movimiento es la más lenta en la base del glaciar donde la fricción por arrastre es mayor.

través de los glaciares y pueden extenderse hasta profundidades de 50 metros. Por debajo de esta profundidad, el flujo plástico las sella.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

He oído que los icebergs podrían utilizarse como una fuente de agua en los desiertos. ¿Es eso posible?

Es cierto que las personas que viven en zonas áridas han estudiado seriamente la posibilidad de remolcar icebergs desde la Antártida para que sirvan de fuente de agua dulce. Seguro que hay un gran abastecimiento. Cada año, en las aguas que rodean la Antártida, unos 1.000 kilómetros cúbicos de hielo glaciar se separan y crean icebergs. Sin embargo, hay problemas tecnológicos significativos que difícilmente se superarán pronto. Por ejemplo, todavía no se han desarrollado buques capaces de remolcar grandes icebergs (de 1 a 2 kilómetros de diámetro). Además, habría una pérdida sustancial de hielo por la fusión y la evaporación que tendrían lugar a medida que el iceberg se arrastrara lentamente (durante un año) a través de las aguas cálidas del océano.

Velocidades de movimiento de un glaciar

A diferencia del flujo de las corrientes de agua, el movimiento de los glaciares no es evidente. Si pudiéramos observar a un glaciar alpino moverse, veríamos que, como el agua de un río, todo el hielo del valle no se mueve valle abajo a una velocidad igual. De la misma manera que la fricción con el fondo del lecho de roca hace más lento el movimiento del hielo en el fondo del glaciar, la fricción creada por las paredes del valle hace que el flujo sea mayor en el centro del glaciar. Esto se demostró por primera vez por experimentos realizados durante el siglo XIX, en los cuales se colocaron unos marcadores en una línea recta que atravesaba la parte superior de un glaciar de valle. Periódicamente se fueron controlando las posiciones de las estacas, que revelaron el tipo de movimiento que se acaba de describir. En el Recuadro 1.2, se amplía la información sobre estos experimentos.

¿Con qué velocidad se mueve el hielo glaciar? Las velocidades medias varían considerablemente de un glaciar a otro. Algunos se mueven tan despacio que los árboles y otro tipo de vegetación pueden establecerse bien en los derrubios que se han acumulado en la superficie del glaciar, mientras que otros se mueven a velocidades de hasta varios metros al día. Por ejemplo, el glaciar Byrd, un glaciar de desbordamiento de la Antártida que fue estudiado durante 10 años utilizando imágenes de satélite, se movía a una velocidad de 750 a 800 metros al año (unos 2 metros al día). Otros glaciares del estudio avanzaban a una cuarta parte de esa velocidad.

El avance de algunos glaciares se caracteriza por períodos de movimientos extremadamente rápidos denomi-

nados **oleadas**. Los glaciares que exhiben dicho movimiento pueden fluir de una manera aparentemente normal y luego acelerar durante un tiempo relativamente corto antes de volver de nuevo a la velocidad normal. Las velocidades de flujo durante las oleadas son de hasta 100 veces la velocidad normal. Las pruebas indican que muchos glaciares pueden ser de este tipo.

Todavía no está claro si el mecanismo que provoca estos movimientos rápidos es el mismo para todos los glaciares de tipo oleada. Sin embargo, los investigadores que estudiaron el glaciar Variegated que aparece en la Figura 18.7 han determinado que las oleadas de esta masa glaciar toman la forma de un aumento rápido del deslizamiento basal causado por aumentos de la presión del agua por debajo del hielo. El incremento de la presión del agua en la base del glaciar actúa para reducir la fricción entre el lecho de roca subyacente y el hielo en movimiento. El aumento de la presión, a su vez, está relacionada con los cambios en el sistema de pasajes que conducen el agua a lo largo del lecho del glaciar y la liberan como un desagüe al final.

Balance de un glaciar

La nieve es la materia prima a partir de la cual se origina el hielo glaciar; por consiguiente, los glaciares se forman en áreas donde cae más nieve en invierno de la que se derrite durante el verano. Los glaciares están constantemente ganando y perdiendo hielo. La acumulación de la nieve y la formación de hielo se producen en la zona de **acumulación**. Sus límites externos se definen como el **límite de las nieves perpetuas**. La altitud del límite de las



Agosto de 1964



Agosto de 1965

▲ **Figura 18.7** La oleada del glaciar Variegated, un glaciar de valle cerca de Yakutat, Alaska, al noroeste de Juneau, es captada en estas dos fotografías aéreas tomadas con un año de diferencia. Durante una oleada, las velocidades del hielo del glaciar Variegated son de 20 a 50 veces mayores que durante una fase inactiva. (Fotos de Austin Post, U. S. Geological Survey.)

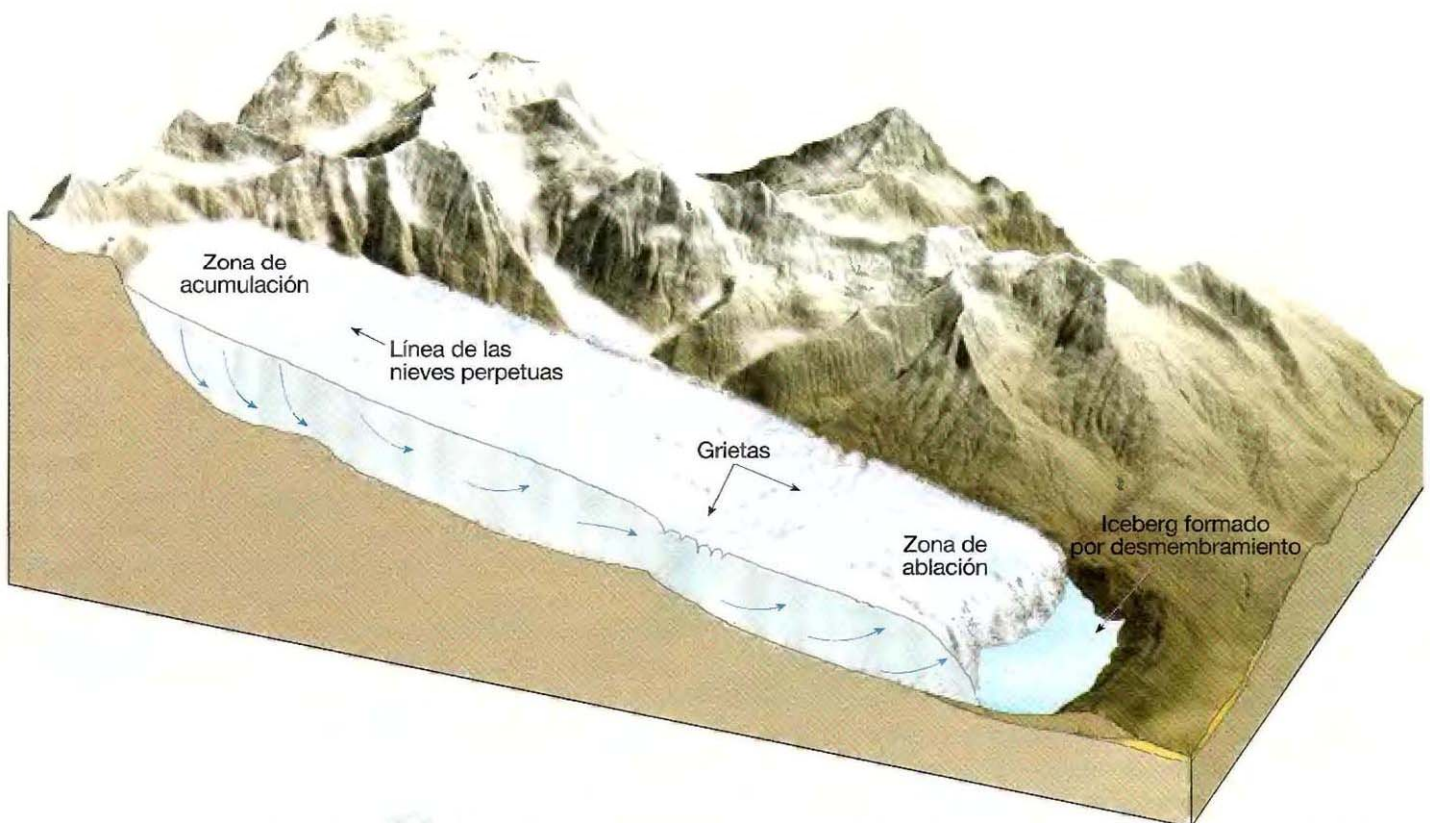
nieves perpetuas varía mucho. En las regiones polares, puede estar al nivel del mar, mientras que en las áreas tropicales, los límites de nieves perpetuas existen sólo en áreas montañosas elevadas, a menudo a altitudes que superan los 4.500 metros. Por encima del límite de las nieves perpetuas, en la zona de acumulación, la adición de nieve aumenta el espesor del glaciar y propicia su movimiento. Más allá del límite de las nieves perpetuas se encuentra la **zona de ablación**. En esta zona se produce una pérdida neta del glaciar, ya que se derrite toda la nieve del invierno anterior, así como algo del hielo glaciar (Figura 18.8).

Además de la fusión, los glaciares también se desgastan cuando se rompen grandes fragmentos de hielo del frente del glaciar en un proceso denominado **desmembramiento**. El desmembramiento glaciar crea *icebergs* en lugares donde el glaciar ha alcanzado el mar o un lago. Ya que los icebergs son ligeramente menos densos que el agua de mar, flotan muy hundidos en el agua, con más del 80 por ciento de su masa sumergida. A lo largo de los márgenes de los glaciares de plataforma de la Antártida, el desmembramiento glaciar es la principal manera por medio de la cual esas masas pierden hielo. Los icebergs relativamente planos producidos aquí pueden tener

un diámetro de varios kilómetros y un espesor de 600 metros. Por comparación, miles de icebergs de forma irregular son producidos por los glaciares de desbordamiento que fluyen desde los márgenes del glaciar de casquete de Groenlandia. Muchos derivan hacia el sur y se abren camino hacia el Atlántico Norte, donde pueden constituir graves peligros para la navegación.

Que el frente de un glaciar avance, retroceda o permanezca estacionario depende del balance del glaciar. El **balance glaciar** es el equilibrio, o desequilibrio, entre la acumulación en el extremo superior del glaciar y la pérdida en el extremo inferior. Esta pérdida se denomina **ablación**. Si la acumulación de hielo supera la ablación, el frente glaciar avanza hasta que los dos factores se equilibran. Cuando esto ocurre, el final del glaciar permanece estacionario.

Si una tendencia al calentamiento aumenta la ablación o si una reducción de las nevadas disminuye la acumulación, o ambas cosas, el frente de hielo retrocederá. A medida que el final del glaciar se retrae, disminuye la extensión de la zona de desgaste. Por consiguiente, con el tiempo se alcanzará un nuevo equilibrio entre acumulación y desgaste, y el frente de hielo volverá a ser estacionario.



▲ **Figura 18.8** La línea de las nieves perpetuas separa la zona de acumulación y la zona de ablación. Por encima de esta línea, cae más nieve cada invierno de la que se derrite cada verano. Por debajo de esta línea, la nieve del invierno anterior se derrite completamente al igual que algo del hielo subyacente. Que el margen del glaciar avance, retroceda o permanezca estacionario depende del equilibrio entre la acumulación y el desgaste (ablación). Cuando un glaciar atraviesa un terreno irregular, se forman *grietas* en la parte frágil.

Ya esté avanzando, retrocediendo o en estado estacionario el margen de un glaciar, el hielo dentro del glaciar sigue fluyendo hacia delante. En el caso de un glaciar en recesión, el hielo todavía fluye hacia delante, pero no con suficiente rapidez como para contrarrestar la ablación. Esta cuestión se ilustra bien en la Figura 1.B. Mientras la línea de estacas colocadas en el glaciar Rhone siguió moviéndose valle abajo, el final del glaciar iba retrocediendo lentamente valle arriba.

Erosión glaciar

Los glaciares son capaces de una gran erosión. Para cualquiera que haya observado el final de un glaciar alpino, las pruebas de su fuerza erosiva son claras. Se puede ser testigo de primera mano de la liberación de material rocoso de varios tamaños, por el hielo, cuando se funde. Todos los signos llevan a la conclusión de que el hielo ha arañado, restregado y roto la roca del fondo y las paredes del valle y las ha transportado valle abajo. De hecho, como medio de transporte de sedimentos, el hielo no tiene parangón.

Una vez que un derrubio rocoso es recogido por el glaciar, la enorme competencia del hielo no permitirá que los derrubios se sedimenten como la carga transportada por una corriente de agua o por el viento. Por consiguiente, los glaciares pueden transportar enormes bloques que ningún otro agente erosivo podría posiblemente mover. Aunque los glaciares actuales son de importancia limitada como agentes erosivos, muchos paisajes que fueron modificados por los glaciares que dominaban el planeta durante el período glacial más reciente reflejan todavía un elevado grado de trabajo del hielo.

Los glaciares erosionan el terreno fundamentalmente de dos maneras: arranque y abrasión. En primer lugar, a medida que un glaciar fluye sobre una superficie fracturada del lecho de roca, ablanda y levanta bloques de roca y los incorpora al hielo. Este proceso, conocido como **arranque**, se produce cuando el agua de fusión penetra en las grietas y las diaclasas del lecho de roca del fondo del glaciar y se congela. Conforme el agua se expande, actúa como una enorme palanca que suelta la roca levantándola. De esta manera, sedimentos de todos los tamaños entran a formar parte de la carga del glaciar.

El segundo proceso erosivo importante es la **abrasión**. A medida que el hielo y su carga de fragmentos rocosos se deslizan sobre el lecho de roca, funcionan como papel de lija que alisa y pule la superficie situada debajo. La roca pulverizada producida por la «molienda» glaciar se denomina con propiedad **harina de roca**. Se puede producir tanta harina de roca que las corrientes de agua de fusión que fluyen fuera de un glaciar a menudo tienen el aspecto grisáceo de la leche desnatada y ofrecen pruebas visibles del poder de molienda del hielo.

Cuando el hielo del fondo de un glaciar contiene grandes fragmentos de roca, pueden incluso excavarse arañazos y surcos en el lecho de roca denominados **estrías glaciares**. Esos surcos lineales proporcionan pistas sobre la dirección del flujo de hielo. Cartografiando las estrías a lo largo de grandes áreas, pueden a menudo reconstruirse los modelos de flujo glaciar. Por otro lado, no toda la acción abrasiva produce estrías. El hielo y su carga de partículas más finas también pueden llegar a pulir mucho las superficies rocosas sobre las cuales se desliza el glaciar. Las grandes superficies de granito suavemente pulido del Parque Nacional Yosemite proporcionan un ejemplo excelente.

Como ocurre con otros agentes de erosión, la velocidad de erosión de un glaciar es muy variable. Esta erosión diferencial llevada a cabo por el hielo está muy controlada por cuatro factores: (1) velocidad de movimiento del glaciar; (2) espesor del hielo; (3) forma, abundancia y dureza de los fragmentos de roca contenidos en el hielo en la base del glaciar, y (4) erosionabilidad de la superficie por debajo del glaciar. Variaciones en uno o en todos esos factores de un momento a otro o de un lugar a otro significan que los rasgos, efectos y grado de modificación del paisaje en las regiones glaciares pueden variar enormemente.

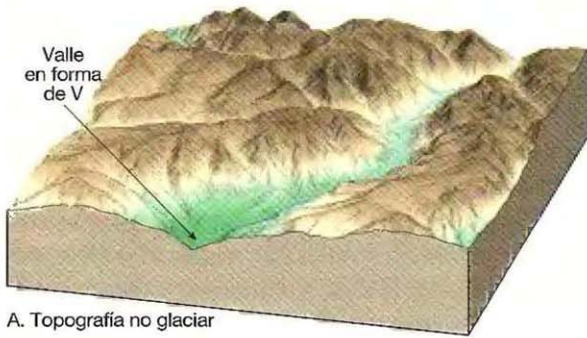
Formas creadas por la erosión glaciar



Glaciares y glaciaciones

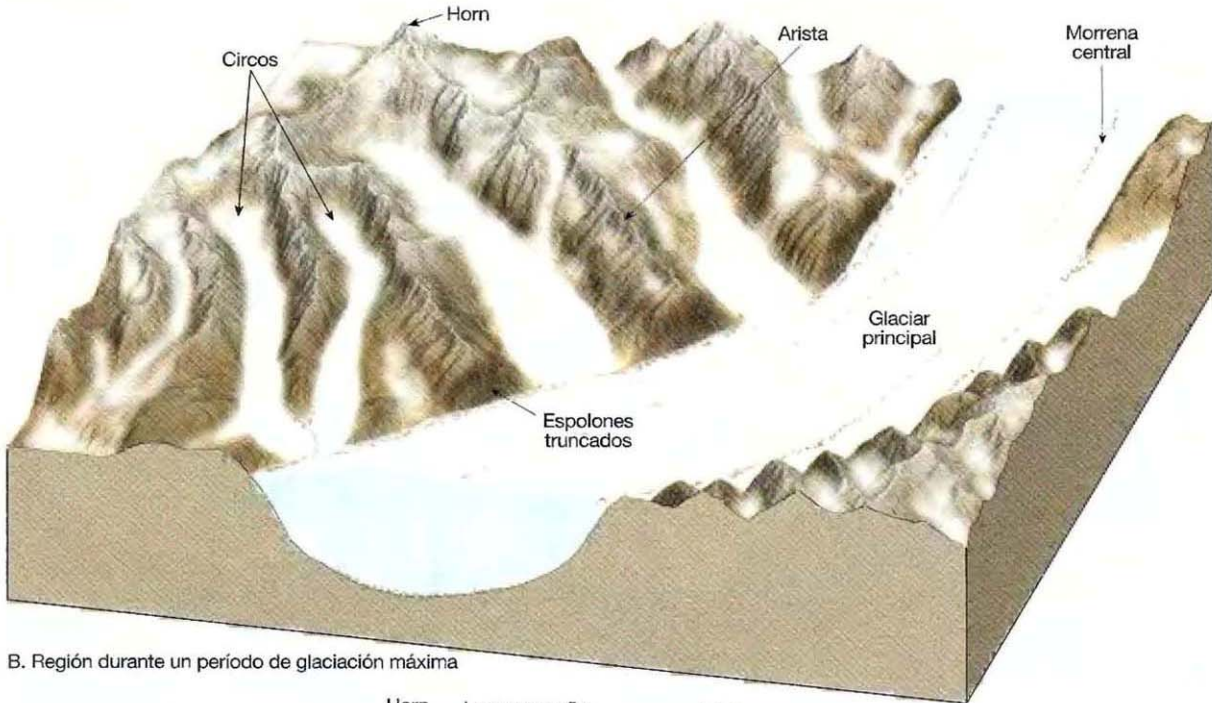
▼ Repaso de las características de un glaciar

Los efectos erosivos de los glaciares de valle y de los glaciares de casquete son bastante diferentes. Es probable que un visitante a una región montañosa llena de glaciares vea una topografía afilada y angulosa. La razón es que, a medida que los glaciares alpinos se desplazan valle abajo, tienden a acentuar las irregularidades del paisaje montañoso creando paredes más escarpadas y haciendo incluso más dentados los marcados picos. Por el contrario, los glaciares de casquete continental generalmente pasan por encima del terreno y, por tanto, suavizan, más que acentúan, las irregularidades que encuentran. Aunque la potencia erosiva de los glaciares de casquete es enorme, las formas esculpidas por esas enormes masas de hielo no suelen inspirar la misma admiración y temor reverente que los rasgos erosivos creados por los glaciares de valle. Gran parte del escarpado escenario montañoso tan celebrado por su majestuosa belleza es el producto de la erosión de los glaciares alpinos. En la Figura 18.9 se muestra un área montañosa antes, durante y después de una glaciación.

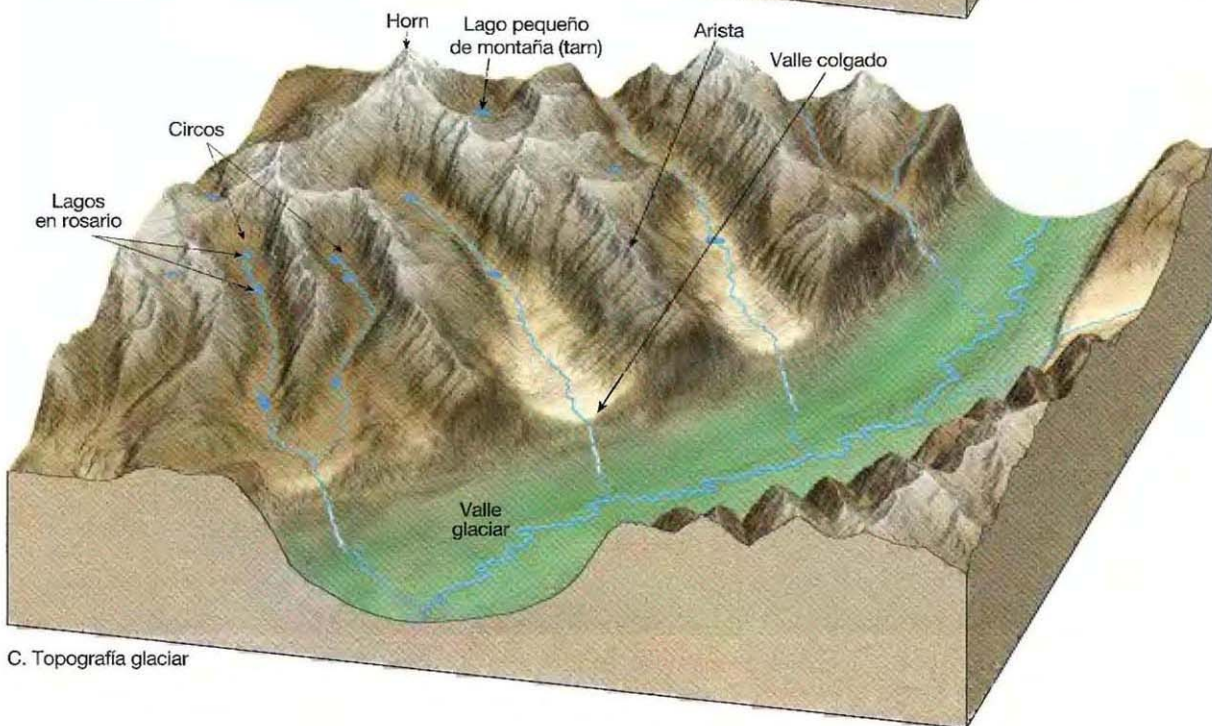


A. Topografía no glacial

◀ **Figura 18.9** En estos diagramas de un área hipotética se muestra el desarrollo de formas erosivas creadas por glaciares alpinos. El paisaje no glacial de la parte A está modificado por glaciares de valle en la parte B. Después del retroceso del hielo, en la parte C, el terreno tiene un aspecto muy diferente al anterior a la glaciación.



B. Región durante un período de glaciación máxima



C. Topografía glacial

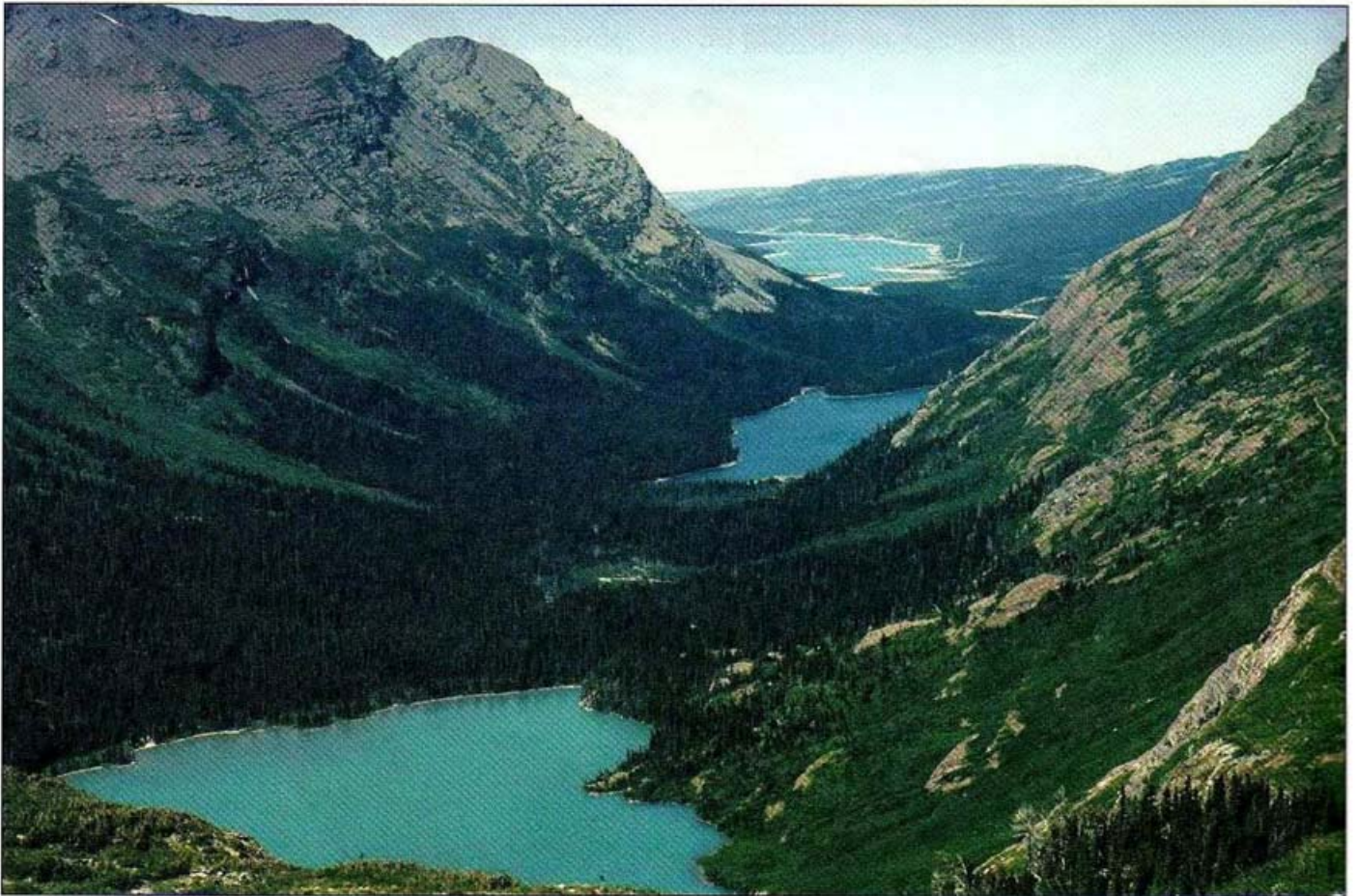
Valles glaciares

Una excursión por un valle glaciar revela una serie de rasgos notables creados por el hielo. El valle, en sí mismo, es a menudo una visión extraordinaria. A diferencia de las corrientes de agua, que crean sus propios valles, los glaciares toman el camino de menor resistencia siguiendo el curso de los valles de corriente existentes. Antes de la glaciación, los valles de montaña son característicamente estrechos y en forma de V, porque las corrientes de agua están muy por encima del nivel de base y, por consiguiente, están ejerciendo erosión en la vertical. Sin embargo, durante la glaciación esos valles estrechos experimentan una transformación conforme el glaciar los ensancha y profundiza, creando un **valle glaciar** en forma de U (Figura 18.9 y Figura 18.10). Además de producir un valle más ancho y más profundo, el glaciar también endereza el valle. A medida que el hielo fluye alrededor de las pronunciadas curvas, su gran fuerza erosiva elimina los espolones de tierra que se extienden en

el valle. Los resultados de esta actividad son acantilados de forma triangular denominados **espolones truncados** (Figura 18.9).

La intensidad de la erosión glaciar depende en parte del espesor del hielo. Por consiguiente, muchos glaciares profundizan sus valles más de lo que lo hacen sus afluentes más pequeños. Por tanto, cuando los glaciares acaban retrocediendo, los valles de los glaciares afluentes quedan por encima de la depresión glaciar principal, y se denominan **valles colgados** (Figura 18.9). Los ríos que fluyen a través de valles colgados pueden producir cascadas espectaculares, como las del Parque Nacional Yosemite (Figura 18.9).

Mientras ascienden por un valle glaciar, los excursionistas pueden pasar por una serie de depresiones de lecho de roca en el suelo del valle que fueron creadas probablemente por arranque y luego pulidas por la fuerza abrasiva del hielo. Si esas depresiones se llenan de agua, se denominan **lagos en rosario** (Figura 18.10).



▲ **Figura 18.10** Antes de la glaciación, un valle de montaña es normalmente estrecho y en forma de V. Durante la glaciación, un glaciar alpino se ensancha, se profundiza y endereza el valle, creando el valle glaciar en forma de U que se ve aquí. La hilera de lagos se denomina lagos en rosario. Este valle se encuentra en el Parque Nacional Glacier, Montana. (Foto de John Montagne.)

En la cabecera de un valle glaciar hay una estructura muy característica y a menudo imponente denominada **circo**. Estas depresiones en forma de tazón tienen paredes escarpadas en tres lados, pero están abiertas por el lado que desciende al valle. El circo es el punto focal de crecimiento del glaciar, porque es la zona de acumulación de nieve y de formación de hielo. Los circos empiezan como irregularidades en el lado de la montaña que luego van siendo aumentadas de tamaño por el acuñaamiento de hielo y el arranque producido en los lados y en el fondo del glaciar. Después de la desaparición del glaciar, la cuenca del circo suele ser ocupada por un pequeño lago de montaña denominado **tarn** (Figura 18.9).

A veces, cuando hay dos glaciares en los lados opuestos de una divisoria, que se alejan uno del otro, la cresta divisoria que queda entre sus circos va siendo eliminada a medida que el arranque y la acción del hielo aumentan el tamaño de cada uno de ellos. Cuando esto ocurre, las dos depresiones glaciares llegan a cruzarse, creando una garganta o paso de un valle al otro. A esta estructura se la denomina **puerto de montaña**. Algunos pasos de montaña importantes y bien conocidos son: el paso de St. Gotthard en los Alpes suizos, el de Tioga en Sierra Nevada, California, y el de Berthoud en las Rocosas, Colorado.

Antes de dejar el tema de los valles glaciares y sus rasgos asociados, deben comentarse unas estructuras bastante bien conocidas: los fiordos. Los **fiordos** son ensenadas profundas, a menudo espectaculares, de laderas escarpadas, presentes en zonas de latitudes altas, donde las montañas están al lado del océano. Se trata de valles glaciares inundados que quedaron sumergidos cuando el hielo abandonaba el valle y el nivel del mar se elevó después del período glacial cuaternario. Las profundidades de los fiordos pueden superar los 1.000 metros. Sin embargo, las grandes profundidades de estos valles inundados se explican sólo parcialmente por la elevación postglaciar del nivel del mar. A diferencia de la situación que gobierna el trabajo erosivo descendente de los ríos, el nivel del mar no actúa como un nivel de base para los glaciares. Por consiguiente, los glaciares son capaces de erosionar sus lechos bastante por debajo de la superficie del mar. Por ejemplo, un glaciar de 300 metros de espesor puede excavar el fondo de su valle más de 250 metros por debajo del nivel del mar antes de que cese la erosión descendente y el hielo empiece a flotar. Noruega, Columbia británica, Groenlandia, Nueva Zelanda, Chile y Alaska tienen líneas de costa caracterizadas por fiordos.

Aristas y horns

Una visita a los Alpes y a las Rocosas del norte, o a muchos otros paisajes montañosos extraordinarios, esculpidos por los glaciares de valle, revelan no sólo valles glaciares,

circos, lagos en rosario y los otros rasgos relacionados que acabamos de comentar. También es probable que muestren crestas sinuosas de bordes agudos denominados **aristas** y picos piramidales agudos denominados **horns** que se proyectan por encima de los alrededores. Los dos rasgos pueden originarse a partir del mismo proceso básico: el aumento de tamaño de los circos producido por arranque y por la acción del hielo (Figura 18.9). En el caso de las cúspides rocosas denominadas horns, los responsables son grupos de circos situados alrededor de una sola montaña elevada. A medida que los circos aumentan de tamaño y convergen, se produce un horn aislado. El ejemplo más famoso es el Matterhorn de los Alpes suizos (Figura 18.9).

Las aristas pueden formarse de una manera similar, a excepción de que los circos no se agrupan alrededor de un punto, sino que existen a los lados opuestos de una divisoria. A medida que crecen los circos, la divisoria que los separa se reduce a una estrecha partición en forma de filo de cuchillo. Una arista, sin embargo, también puede formarse de otra manera. En el caso de que dos glaciares ocupen valles paralelos, puede formarse una arista cuando la divisoria que separa las lenguas de hielo en movimiento se va estrechando progresivamente a medida que los glaciares pulen y ensanchan sus valles adyacentes.

Rocas aborregadas

En muchos paisajes glaciares, pero con más frecuencia allí donde los glaciares continentales de casquete han modificado el terreno, el hielo esculpe pequeñas colinas orientadas aerodinámicamente a partir de protuberancias del lecho de roca. Una protuberancia asimétrica del lecho de roca de este tipo se denomina **roca aborregada**. Las rocas aborregadas se forman cuando la abrasión glaciar alisa la suave pendiente que está en frente del hielo glaciar que se aproxima y el arranque aumenta la inclinación del lado opuesto a medida que el hielo pasa por encima de la protuberancia (Figura 18.11). Las rocas aborregadas indican la dirección del flujo glaciar, porque la pendiente más suave se encuentra generalmente en el lado desde el cual avanzó el hielo.

Depósitos glaciares



Glaciares y glaciaciones ▼ Repaso de las características de un glaciar

Los glaciares recogen y transportan una enorme carga de derrubios a medida que avanzan lentamente a través del terreno. Por fin, esos materiales se depositan cuando se



◀ **Figura 18.11** Roca aborregada en el Parque Nacional Yosemite, California. La pendiente suave experimentó abrasión y el lado más empinado experimentó arranque. El hielo se movió de derecha a izquierda. (Foto de E. J. Tarbuck.)

funde el hielo. En las regiones donde se deposita, el sedimento glaciar puede desempeñar un papel verdaderamente significativo en la formación del paisaje físico. Por ejemplo, muchas áreas, durante el reciente período glacial, estuvieron cubiertas por los glaciares continentales, siendo raro que el sustrato rocoso quede expuesto, porque el terreno está completamente cubierto por depósitos glaciares cuyo espesor es de decenas o incluso centenares de metros. El efecto general de esos depósitos es el de reducir el relieve local y, por tanto, nivelar la topografía. De hecho, las escenas rurales que son familiares para muchos son el resultado directo de la sedimentación glaciar.

Mucho antes de que se propusiera incluso la teoría de una Edad del Hielo generalizada, se reconocía que

gran parte del suelo y los derrubios rocosos que cubren diversas zonas de Europa procedían de algún otro lugar. En aquella época, se creía que esos materiales «foráneos» habían sido «arrastrados» a sus posiciones actuales por hielo flotante durante una inundación antigua. Por consiguiente, en inglés se dio el nombre de *drift* (que significa arrastre) a este sedimento. En castellano se denominan **derrubios glaciares**, término que abarca todos los sedimentos de origen glaciar sin importar cómo, dónde o de qué forma fueron depositados.

Una de las características que distinguen los derrubios glaciares de los sedimentos dejados por otros agentes erosivos es que los depósitos glaciares consisten fundamentalmente en derrubios de roca mecánicamente meteorizada que experimentaron poca o ninguna meteo-

rización química antes de su deposición. Por tanto, los minerales que tienen una notable propensión a la descomposición química, como la hornblenda o las plagioclasas, a menudo son componentes abundantes de los sedimentos glaciares.

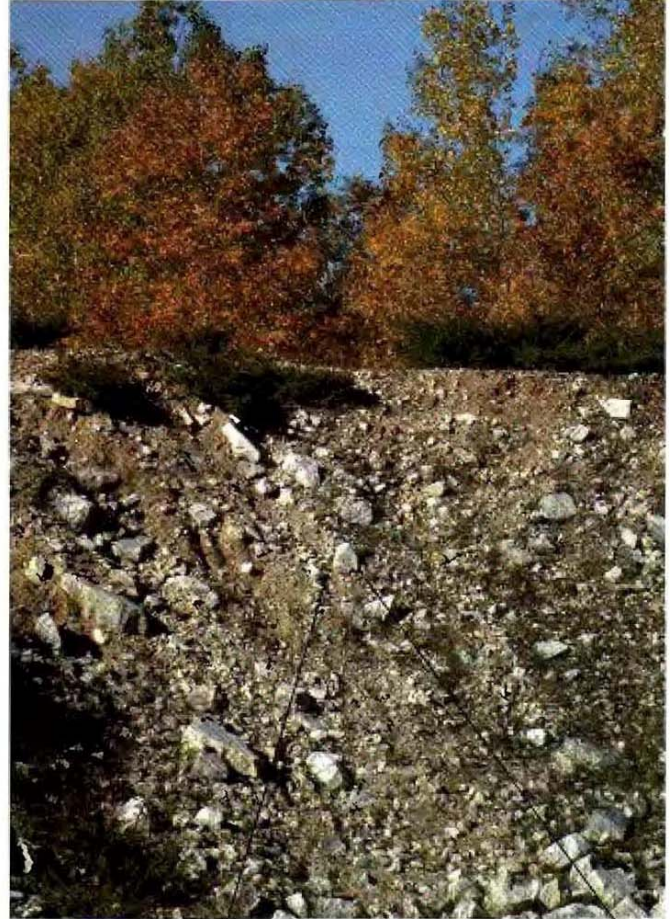
Los geólogos dividen los derrubios glaciares en dos tipos distintos: (1) los materiales depositados directamente por el glaciar, que se conocen como **tills**, y (2) los sedimentos dejados por el agua de fusión del glaciar, denominados **derrubios estratificados**. Consideraremos ahora las formas creadas por cada uno de estos tipos.

Formas constituidas por tills

Un till se deposita a medida que el hielo glacial se funde y deja su carga de fragmentos rocosos. A diferencia de las corrientes de agua y viento, el hielo no puede seleccionar el sedimento que transporta; por consiguiente, los depósitos de till son mezclas característicamente no seleccionadas de granos de muchos tamaños (Figura 18.12). Un examen de cerca de este sedimento demuestra que muchos de sus fragmentos están arañados y pulidos como consecuencia de haber sido arrastrados por el glaciar. Estos fragmentos ayudan a distinguir el till de otros depósitos que son una mezcla de tamaños diferentes de sedimento, como los materiales procedentes de un flujo de derrubios o un deslizamiento de rocas.

Los grandes bloques encontrados en el till o libres sobre la superficie se denominan **erráticos glaciares**, si son diferentes del lecho de roca sobre el que se encuentran. Por supuesto, esto significa que deben haber sido desviados de su lugar de origen, fuera del área donde se encuentran. Aunque se desconoce la localidad de donde proceden muchos bloques erráticos, puede determinarse el origen de algunos. En muchos casos, los enormes bloques fueron transportados hasta 500 kilómetros de su área original y, en unos pocos casos, más de 1.000 kilómetros. Por consiguiente, estudiando los bloques erráticos glaciares, así como la composición mineral del till que queda, los geólogos son a veces capaces de seguir la pista a un lóbulo de hielo.

En zonas de Nueva Inglaterra y otras áreas, los bloques erráticos salpican los pastos y los campos de labranza. De hecho, en algunos lugares estas grandes rocas fueron recogidas de los campos y apiladas para construir vallas y muros. Mantener limpios los campos, sin embargo, es una tarea que nunca se acaba porque cada primavera aparecen bloques erráticos nuevos. El levantamiento del suelo por congelación durante el invierno los saca a la superficie.



Vista de cerca del canto

▲ **Figura 18.12** El till glacial es una mezcla no seleccionada de muchos tamaños de sedimento diferentes. Un examen más próximo revela a menudo grandes cantos que han sido arañados a medida que fueron arrastrados por el glaciar. (Foto de E. J. Tarbuck.)

Morrenas laterales y centrales

El término más común para las formas constituidas por los depósitos glaciares es el de *morrena*. Originalmente, este término lo utilizaron los campesinos franceses para referirse a los rebordes y los terraplenes de derrubios encontrados cerca de los márgenes de los glaciares en los Al-

pes franceses. En la actualidad, sin embargo, morrena tiene un significado más amplio, porque se aplica a una serie de formas, todas ellas compuestas fundamentalmente por till.

Los glaciares alpinos producen dos tipos de morrenas que aparecen exclusivamente en los valles de montaña. El primero de ellos se denomina **morrena lateral**. Como vimos antes, cuando un glaciar alpino se desplaza valle abajo, el hielo erosiona las laderas del valle con gran eficacia. Además, se añaden grandes cantidades de derrubios a la superficie del glaciar a medida que el material cae, o se desliza, desde una posición más elevada en los muros del valle y se acumula en los bordes del hielo en movimiento. Cuando el hielo acaba por derretirse, esta acumulación de derrubios se deja caer cerca de las paredes del valle. Estas acumulaciones de till que corren paralelas a los laterales del valle constituyen las morrenas laterales.

El segundo tipo de morrena que es exclusivo de los glaciares alpinos es la **morrena central**. Las morrenas centrales se crean cuando dos glaciares alpinos se unen para formar una sola corriente de hielo. El till que antes era transportado a lo largo de los laterales de cada glaciar se junta para formar una única banda oscura de derrubios dentro del recién ensanchado glaciar. La creación de estas bandas oscuras dentro de la corriente de hielo es una prueba obvia de que el hielo glaciar se mueve, porque la morrena no podría formarse si el hielo no fluyera valle abajo. Es bastante común ver varias morrenas centrales dentro de un solo glaciar alpino grande, porque se formará una línea cuando un glaciar afluente se una al valle principal.

Morrenas terminales y de fondo

Una **morrena terminal** es un montículo de till que se forma al final de un glaciar. Estas formas relativamente comunes se depositan cuando se alcanza el estado de equilibrio entre la ablación y la acumulación de hielo. Es decir, la morrena terminal se forma cuando el hielo se está fundiendo y evaporando cerca del extremo del glaciar a una velocidad igual a la del avance del glaciar desde su área de alimentación. Aunque el extremo del glaciar es ahora estacionario, el hielo continúa fluyendo hacia delante, liberando un suministro continuo de sedimento, de la misma manera que una cinta transportadora libera los productos al final de una línea de producción. A medida que el hielo se funde, el till se deposita y la morrena terminal crece. Cuanto más tiempo permanezca estable el frente de hielo, mayor tamaño adquirirá el montículo de till.

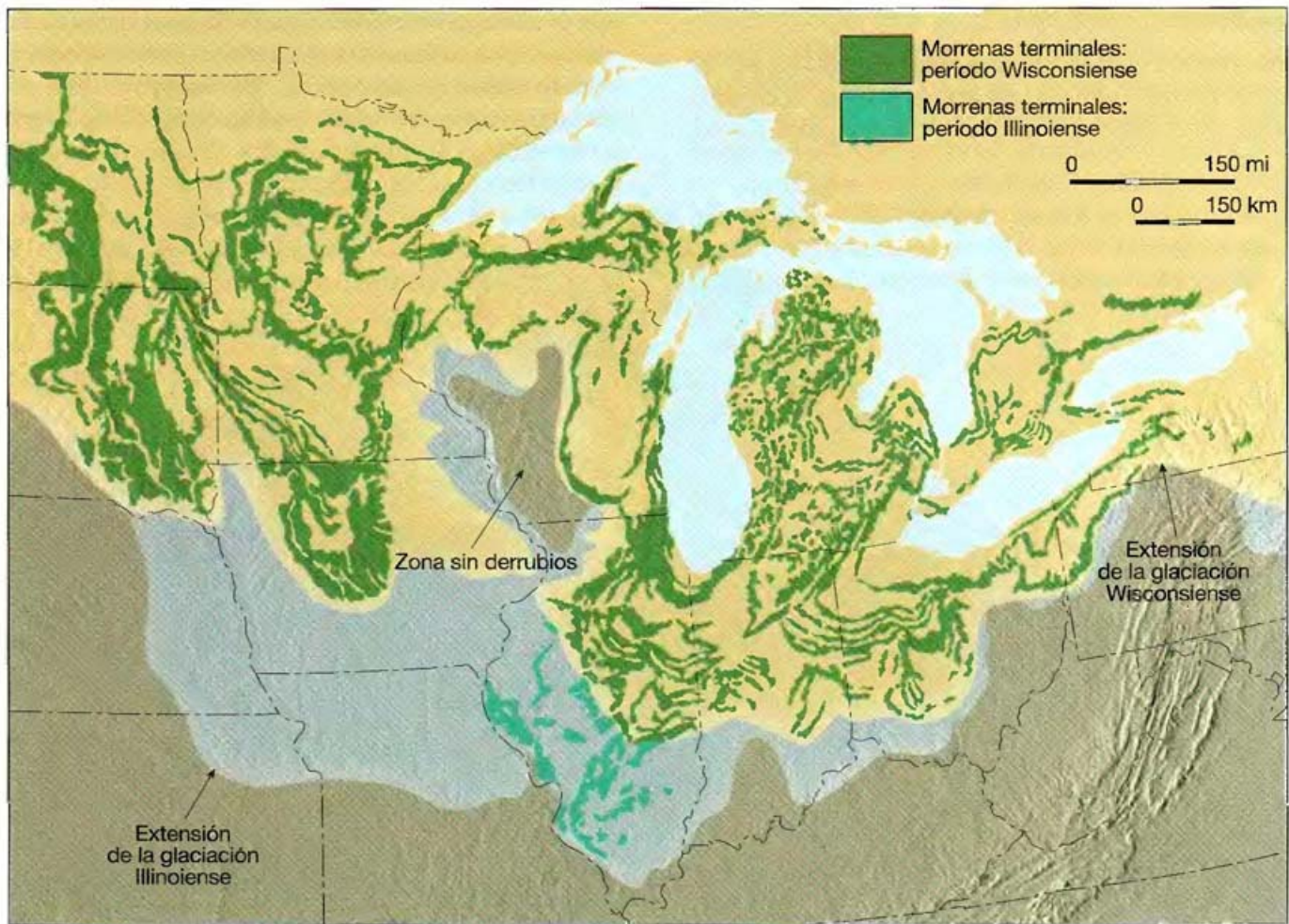
Por fin, llegará el momento en que la ablación supere la alimentación. En este punto, el frente del gla-

ciar empieza a retroceder en la dirección desde la cual avanzaba en un principio. Sin embargo, a medida que el frente de hielo retrocede, la acción de la cinta transportadora del glaciar continúa proporcionando suministros frescos de sedimento al extremo del glaciar. De esta manera, se deposita una gran cantidad de till a medida que el hielo se funde, creando una llanura ondulante de roca diseminada. Esta capa de till suavemente ondulada depositada conforme retrocede el frente de hielo se denomina **morrena de fondo**. La morrena de fondo tiene un efecto nivelador, rellenando los puntos bajos y obturando los viejos cauces de corrientes de agua, induciendo a menudo un desarreglo del sistema de drenaje existente. En áreas donde esta capa de till está todavía relativamente fresca, como en el norte de la región de los Grandes Lagos, son bastante comunes terrenos pantanosos poco drenados.

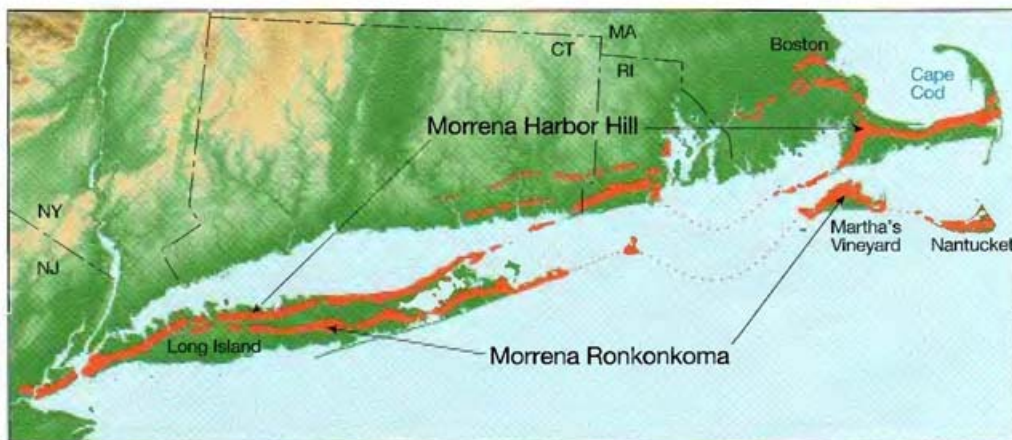
Periódicamente el glaciar retrocederá hasta un punto donde la ablación y la alimentación se equilibrarán una vez más. Cuando esto ocurra, el frente de hielo se estabilizará y se formará una nueva morrena terminal.

El modelo de formación de morrenas terminales y de deposición de morrenas de fondo puede repetirse muchas veces antes de que el glaciar se haya desvanecido por completo. Dicho modelo se ilustra en la Figura 18.13. Debe señalarse que la morrena terminal más exterior marca el límite de avance del glaciar. Las morrenas terminales que se depositaron durante las estabilizaciones ocasionales del frente de hielo durante los retrocesos se denominan **morrenas de retroceso**. Obsérvese que las morrenas terminales y las morrenas de retroceso son esencialmente iguales; la única diferencia entre ellas es su posición relativa.

Las morrenas terminales depositadas durante la mayor etapa de glaciación del período glacial más reciente son estructuras prominentes en muchas partes del medio oeste y del noroeste norteamericano. En Wisconsin, el terreno montañoso y boscoso de la morrena Kettle, cerca de Milwaukee, es un ejemplo particularmente pintoresco. Un ejemplo bien conocido del noroeste es Long Island. Esta tira de sedimento glaciar que se extiende en dirección noreste desde la ciudad de Nueva York forma parte de un complejo de morrenas terminales que se prolonga desde el este de Pensilvania hasta Cape Cod, Massachusetts (Figura 18.14). Las morrenas terminales que constituyen Long Island representan materiales que fueron depositados por un glaciar de casquete continental en las aguas relativamente someras de la costa y que se acumularon muchos metros por encima del nivel del mar. Long Island Sound, el estrecho cuerpo de agua que separa la isla de tierra firme, no acumuló la misma cantidad de depósitos glaciares y, por consiguiente, se inundó durante la elevación del mar que siguió al período glacial.



▲ **Figura 18.13** Morrenas terminales de la región de los Grandes Lagos. Las depositadas durante la etapa más reciente (Wisconsiense) son las más relevantes.



◀ **Figura 18.14** Las morrenas terminales constituyen partes sustanciales de Long Island, Cape Cod, Martha's Vineyard y Nantucket. Aunque algunas porciones están sumergidas, la morrena Ronkonkoma (una morrena terminal) se extiende a través de Long Island central, Martha's Vineyard y Nantucket. Se depositó hace unos 20.000 años. La morrena de retroceso Harbor Hill, que se formó hace unos 14.000 años, se extiende a lo largo de la costa norte de Long Island, a través del sur de Rhode Island y Cape Cod.

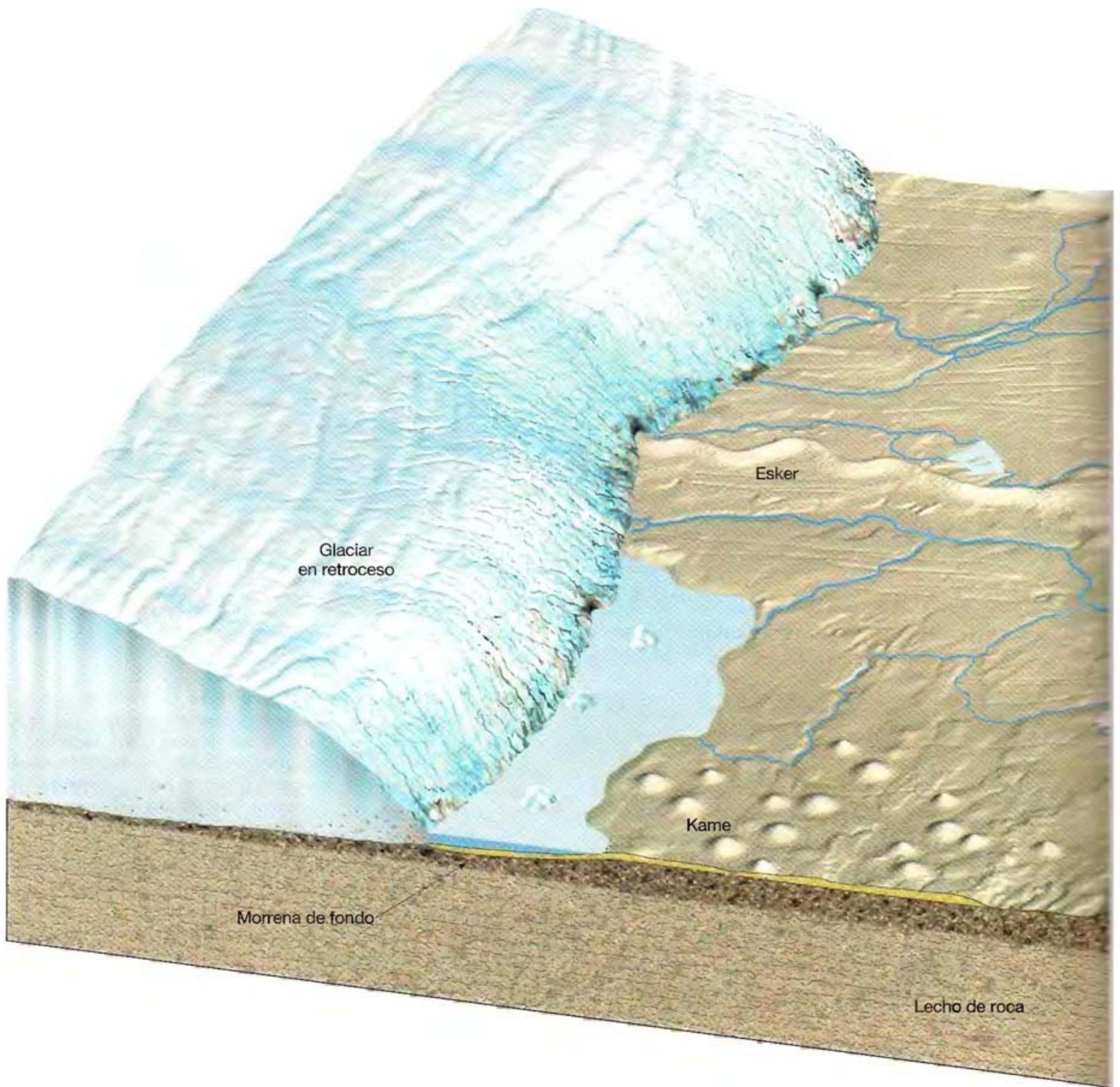
En la Figura 18.15 se representa un área hipotética durante la glaciación y el ulterior retroceso de las plataformas glaciares. Se muestran las morrenas descritas en esta sección, así como las estructuras deposicionales tratadas en las secciones siguientes. En esta figura se repro-

ducen las estructuras del paisaje parecidas a las que encontraríamos al viajar por la parte superior del oeste medio o Nueva Inglaterra. A medida que lea las siguientes secciones que tratan otros depósitos glaciares, será remitido a esta figura varias veces.

Drumlins

Las morrenas no son las únicas formas depositadas por los glaciares. En determinadas áreas que estuvieron en alguna ocasión cubiertas por glaciares continentales de cas-

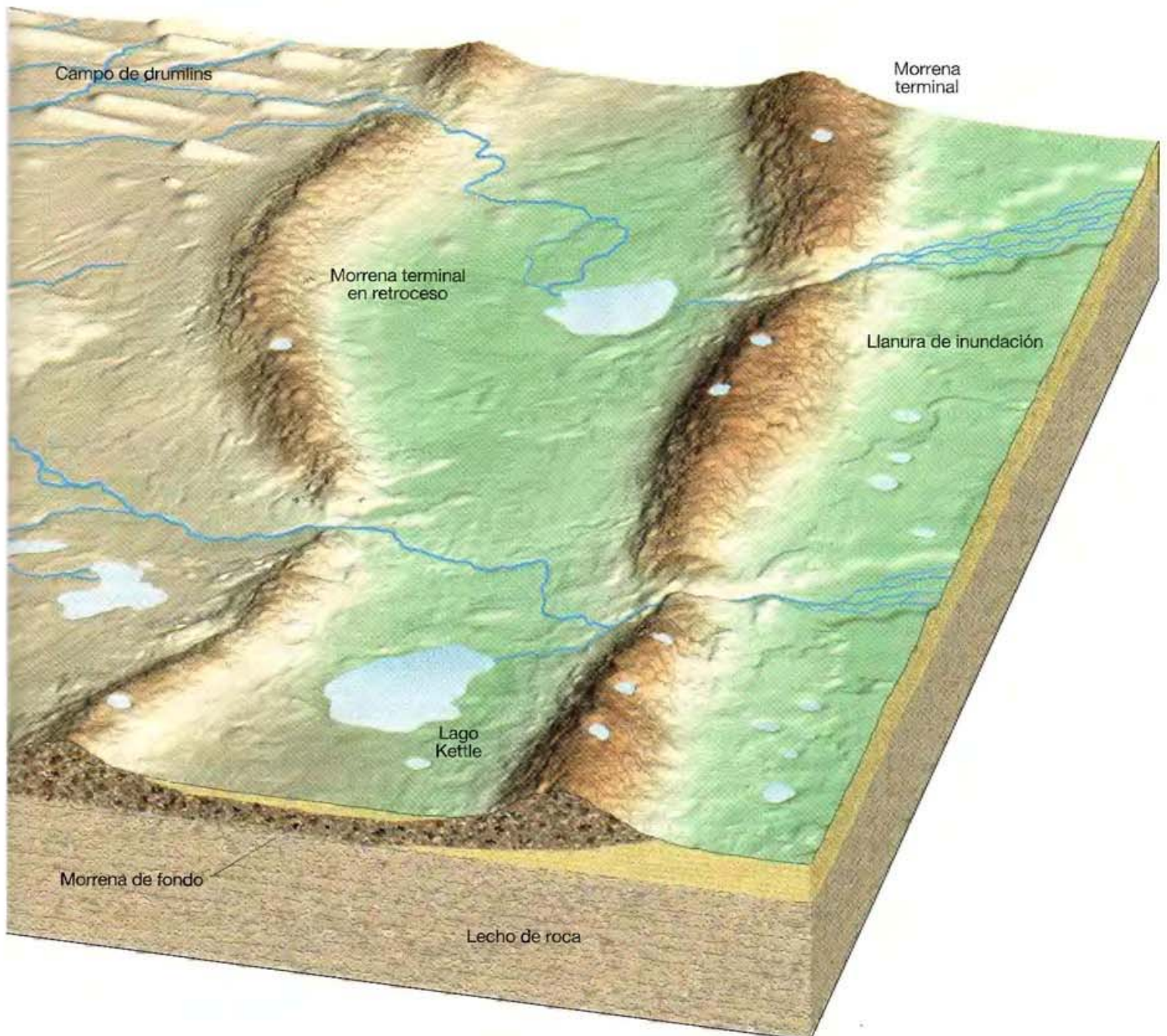
quete existe una variedad especial de paisaje glacial caracterizado por colinas lisas, alargadas y paralelas denominadas **drumlins** (Figura 18.15). Por supuesto, uno de los drumlins mejor conocidos es el Bunker Hill de Boston.



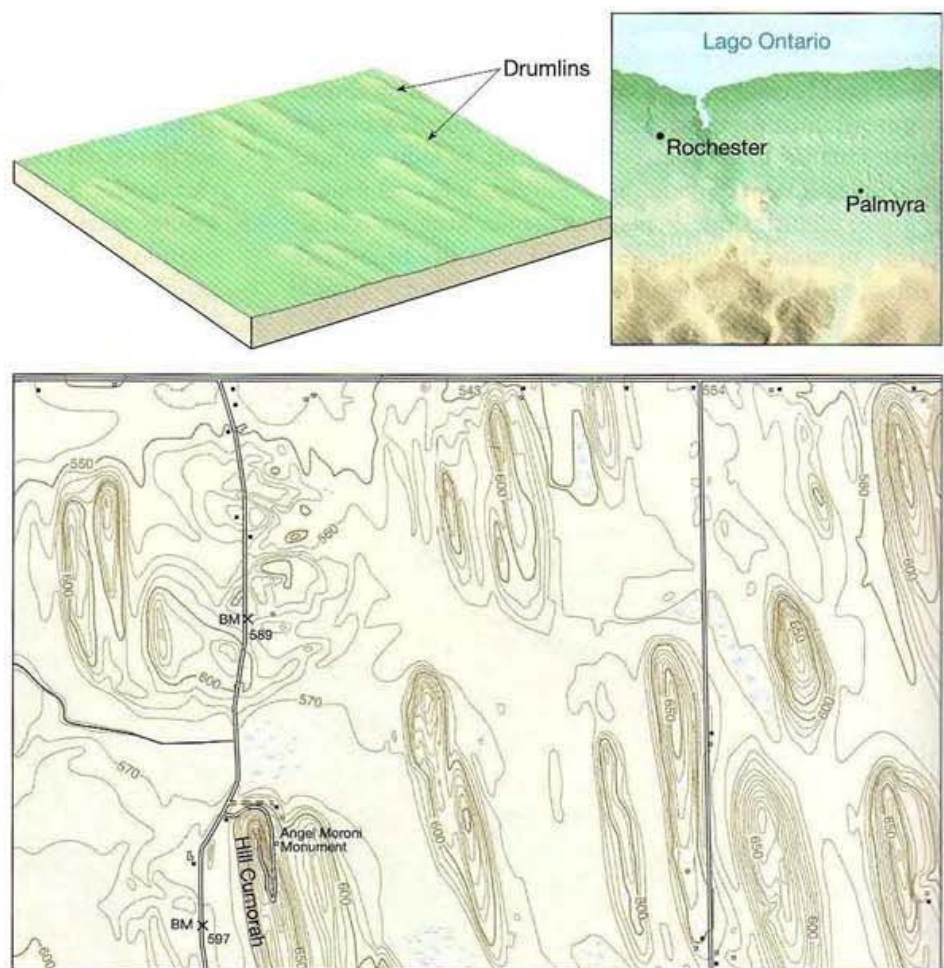
▲ **Figura 18.15** Esta área hipotética ilustra muchas formas deposicionales comunes.

Un examen del Bunker Hill u otros drumlins menos famosos revelaría que los drumlins son colinas asimétricas de perfil aerodinámico compuestas fundamentalmente por till. Su altura oscila entre 15 y 50 metros y pueden llegar a medir un kilómetro de longitud. El lado empinado de la colina mira en la dirección desde la cual avanzó el hielo, mientras que la pendiente más larga y suave sigue la misma dirección de movimiento del hielo. Los drumlins no se encuentran como formas aisladas; muy al

contrario, aparecen en grupos denominados *campos de drumlins* (Figura 18.16). Uno de esos grupos, al oeste de Rochester, Nueva York, se calcula que contiene unos 10.000 drumlins. Aunque la formación de los drumlins no se conoce del todo, su forma aerodinámica indica que fueron modelados en la zona de flujo plástico dentro de un glaciar activo. Se cree que muchos drumlins se originan cuando los glaciares avanzan sobre derrubios glaciares previamente depositados, remodelando el material.



► **Figura 18.16** Porción de un campo de drumlins mostrada en el mapa topográfico de Palmyra, Nueva York. El norte está arriba. Los drumlins son más empujados en la ladera norte, lo que indica que el hielo avanzó desde esa dirección.



Formas constituidas por derrubios glaciares estratificados

Como su nombre indica, los derrubios glaciares estratificados están seleccionados de acuerdo con el peso y el tamaño de los granos. Dado que el hielo no es capaz de esta actividad de selección, esos materiales no son depositados directamente por el glaciar, como ocurre con los tills; en cambio, reflejan la acción de selección del agua de fusión del glaciar. Las acumulaciones de derrubios glaciares estratificados suelen estar constituidos fundamentalmente de arena y grava (es decir, material de carga de fondo) porque la harina de roca más fina permanece suspendida y, por consiguiente, es normalmente transportada bastante más allá del glaciar por las corrientes de agua de fusión.

Llanuras aluviales y «valley trains»

Al mismo tiempo que se forma una morrena terminal, el agua del glaciar que se funde cae en cascada por encima

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Hay algún tipo de depósito glaciar valioso?

Sí. En las regiones glaciares, los paisajes constituidos por derrubios glaciares estratificados, como los eskers, suelen ser excelentes fuentes de arena y grava. Aunque el valor por tonelada es bajo, se utilizan grandes cantidades de estos materiales en la industria de la construcción. Además, las arenas y las gravas de los glaciares son valiosas porque forman acuíferos excelentes y, por tanto, son fuentes significativas de aguas subterráneas en algunas zonas. Las arcillas de lagos glaciares antiguos se han utilizado en la fabricación de ladrillos.

del till, arrastrando algo de este último hacia fuera por delante de la cresta en crecimiento de derrubios no seleccionados. El agua de fusión surge generalmente del hielo en corrientes de movimiento rápido que, a menudo, son obstruidas por material suspendido y que transportan ade-

más una sustancial carga de fondo. A medida que el agua abandona el glaciar, se desplaza sobre la superficie relativamente plana del frente del glaciar y pierde rápidamente velocidad. Por consiguiente, mucha de su carga de fondo se deja caer y el agua de fusión empieza a entretejer un modelo complejo de canales anastomosados (Figura 18.15). De esta manera, se crea una amplia superficie en forma de rampa, compuesta por derrubios glaciares estratificados, adyacente al borde corriente abajo de la mayoría de las morrenas terminales. Cuando esta estructura se forma en asociación con un glaciar de casquete, se denomina **llanura aluvial** y cuando está fundamentalmente confinada a un valle de montaña, se la suele denominar **tren de valle**.

Las llanuras de aluvión y los trenes de valle suelen estar salpicados de cuencas conocidas como **kettles** (Figura 18.15). Las depresiones glaciares se producen también en depósitos de till. Se forman cuando bloques de hielo estancado resultan completa o parcialmente enterrados en el derrubio glaciar y acaban por derretirse, dejando hoyos en el sedimento glaciar. Aunque la mayoría de las depresiones glaciares no superan los 2 kilómetros de diámetro, en Minnesota hay algunas cuyo diámetro es superior a los 10 kilómetros. De igual manera, la profundidad normal de la mayoría de las depresiones glaciares es inferior a 10 metros, aunque las dimensiones verticales de algunas se aproximan a los 50 metros. En muchos casos, el agua acaba rellenando la depresión y forma un lago o una laguna.

Depósitos en contacto con el hielo

Cuando el final de un glaciar que se está derritiendo se encoge hasta un punto crítico, el flujo se detiene prácticamente y el hielo se estanca. El agua de fusión que fluye por encima, en el interior y en la base del hielo inmóvil deja depósitos de derrubios estratificados. Entonces, a medida que el hielo sustentador se va derritiendo, se va dejando atrás sedimento estratificado en forma de colinas, terrazas y cúmulos. Dichas acumulaciones se denominan colectivamente **depósitos en contacto con el hielo** y se clasifican en función de su forma.

Cuando el derrubio estratificado en contacto con el hielo tiene la forma de una colina de laderas empinadas o montículos, se denomina **kame** (Figura 18.15). Algunos kames representan cuerpos de sedimento depositados por el agua de fusión en aperturas del interior del hielo o en depresiones de su superficie. Otros se originan cuando se van formando deltas o abanicos hacia el exterior del hielo por las corrientes de agua de fusión. Por último, cuando el hielo estancado se funde, las diversas acumulaciones de sedimento se unen para formar montículos aislados e irregulares.

Cuando el hielo glaciar ocupa un valle, pueden formarse **terrazas de kame** a lo largo de los lados del valle. Estas estructuras suelen ser masas estrechas de derrubios estratificados depositados entre el glaciar y la ladera del valle por corrientes que dejan los derrubios a lo largo de los márgenes de la masa de hielo que se va encogiendo.

Un tercer tipo de depósito en contacto con el hielo es una cresta larga, estrecha y sinuosa, compuesta fundamentalmente por arena y grava. Algunos tienen una altura superior a los 100 metros y longitudes que superan los 100 kilómetros. Las dimensiones de muchos otros son bastante menos espectaculares. Conocidas como **eskers**, estas crestas son depositadas por ríos de agua de fusión que fluyen dentro, encima y debajo de una masa de hielo glaciar estancada inmóvil (Figura 18.15). Los torrentes de agua de fusión transportan sedimentos de muchos tamaños en los canales con riberas de hielo, pero sólo el material más grueso puede depositarse por la corriente turbulenta.

La teoría glaciaria y el período glacial cuaternario

En las páginas precedentes mencionamos el período glacial, una época en la que los glaciares de casquete y los glaciares alpinos eran mucho más extensos que en la actualidad. Como se observó, hubo un tiempo en el que la explicación más popular para lo que ahora conocemos como depósitos glaciares era que el material había sido arrastrado allí por medio de icebergs o, quizá, simplemente arrastrado a través del paisaje por una inundación catastrófica. ¿Qué convenció a los geólogos de que un período glacial generalizado fue el responsable de esos depósitos y muchas otras estructuras glaciares?

En 1821, un ingeniero suizo, Ignaz Venetz, presentó un artículo en el que sugería la presencia de rasgos de paisaje glaciar a distancias considerables de los glaciares existentes en los Alpes. Esto implicaba que los glaciares habían sido alguna vez mayores y ocupado posiciones más distantes valle abajo. Otro científico suizo, Louis Agassiz, dudó de la actividad glaciar generalizada propuesta por Venetz. Se propuso demostrar que la idea no era válida. Irónicamente, su trabajo de campo de 1836 en los Alpes le convenció de los méritos de la hipótesis de su colega. De hecho, un año más tarde Agassiz planteó la hipótesis de un gran período glacial que había tenido efectos generales y de largo alcance: una idea que iba a proporcionar a Agassiz fama mundial.

La prueba de la teoría glaciaria propuesta por Agassiz y otros constituye un ejemplo clásico de la aplicación del principio del uniformismo. Al darse cuenta de que

ciertas estructuras no pueden formarse por procesos conocidos distintos de la acción glaciaria, los investigadores fueron capaces de empezar a reconstruir la extensión de los glaciares de casquete ahora desaparecidos en función de la presencia de rasgos y depósitos encontrados bastante más allá de los márgenes de los glaciares actuales. De esta manera, el desarrollo y la verificación de la teoría glaciaria continuó durante el siglo XIX y, a través de los esfuerzos de muchos científicos, se aclaró el conocimiento sobre la naturaleza y la extensión de los antiguos glaciares de casquete.

Al comenzar el siglo XX, los geólogos habían determinado en gran medida la extensión que había alcanzado la glaciación durante el período glacial cuaternario. Además, durante sus investigaciones habían descubierto que muchas regiones glaciares no tenían solamente una capa de derrubios glaciares, sino varias. Por otro lado, un examen de cerca de esos antiguos depósitos demostró zonas bien desarrolladas de meteorización química y formaciones de suelo, así como los restos de plantas que precisan temperaturas cálidas. Las pruebas eran claras: no había habido sólo un avance glaciario, sino muchos, separados cada uno por períodos extensos cuyos climas habían sido tan cálidos o más que el actual. El período glacial no había sido simplemente una época en la que el hielo avanzó sobre la Tierra, la cubrió durante una época y luego retrocedió. Más bien fue un acontecimiento muy complejo, caracterizado por una serie de avances y retrocesos del hielo glaciario.

A principios del siglo XX se había establecido una división cuádruple del período glacial cuaternario para Norteamérica y Europa. Las divisiones se basaron sobre todo en estudios de los depósitos glaciares. En América del Norte, cada una de las cuatro etapas principales fue nombrada con el estado donde los depósitos de esa etapa estaban bien expuestos o fueron estudiados por primera vez. Se trata, en orden de aparición, del Nebrasquiense, Kansaniense, Illinoiense y Wisconsiense. Estas divisiones tradicionales permanecieron hasta hace relativamente poco, cuando se supo que testigos de sondeos de sedimentos procedentes del suelo oceánico contienen un registro mucho más completo del cambio climático ocurrido durante el período glacial cuaternario*. A diferencia del registro glaciario de la Tierra, que está interrumpido por muchas discontinuidades estratigráficas, los sedimentos del suelo oceánico proporcionan un registro ininterrumpido de los ciclos climáticos durante este período. Los estudios de esos sedimentos del fondo oceánico demostraron que se habían producido ciclos glaciares/interglaciares aproxima-

damamente cada 100.000 años. Se identificaron alrededor de veinte de esos ciclos de enfriamiento y calentamiento para el intervalo que denominamos período glacial cuaternario.

Durante la época glaciaria, el hielo dejó su impronta sobre casi el 30 por ciento del área de superficie de la Tierra, abarcando unos 10 millones de kilómetros cuadrados de América del Norte, 5 millones de kilómetros cuadrados de Europa y 4 millones de kilómetros cuadrados de Siberia (Figura 18.17). La cantidad de hielo glaciario del hemisferio norte era alrededor del doble que la del hemisferio sur. La razón fundamental es que el hielo polar meridional no pudo expandirse más allá de los márgenes de la Antártida. Por el contrario, Norteamérica y Eurasia proporcionaron grandes espacios de tierra para la expansión de los glaciares de casquete.

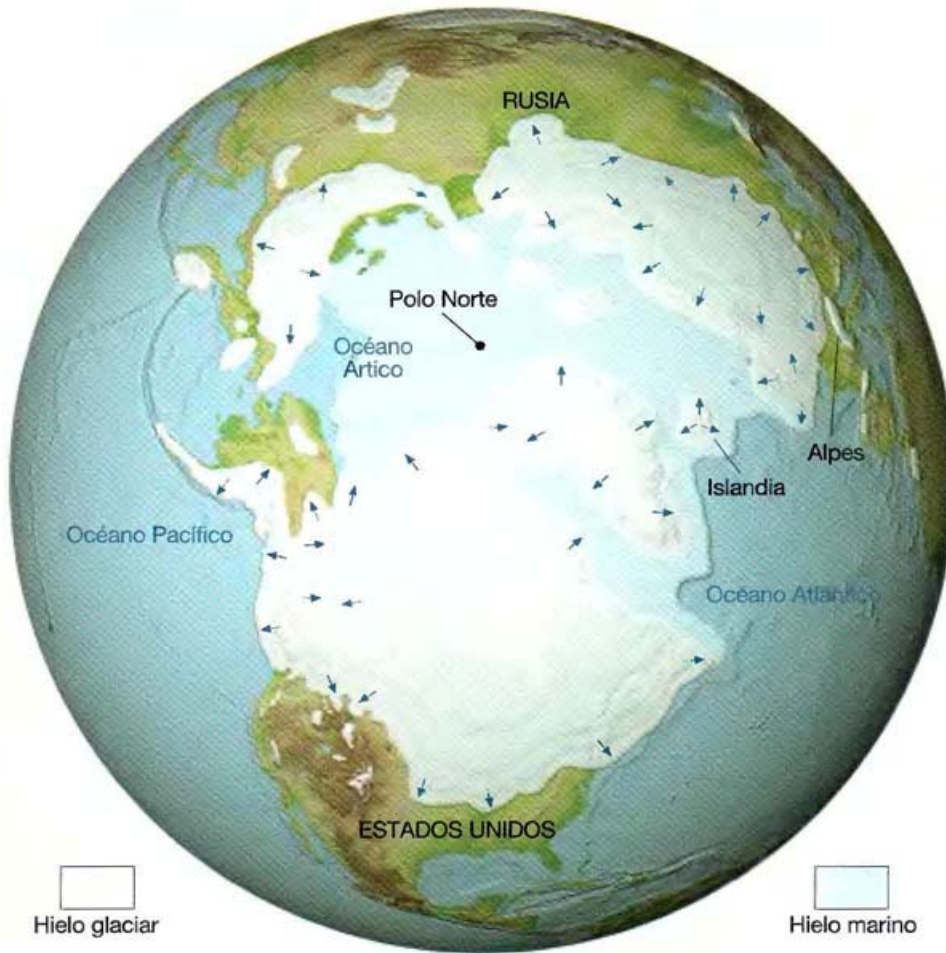
En la actualidad, sabemos que el período glacial empezó hace entre 2 y 3 millones de años. Esto significa que la mayoría de las principales etapas glaciares se produjo durante una división de la escala de tiempo geológico denominada **Pleistoceno**. Aunque el Pleistoceno se utiliza normalmente como sinónimo de período glacial, observaremos que esta época no abarca todo el último período glacial. El glaciario de casquete de la Antártida, por ejemplo, se formó probablemente hace al menos 14 millones de años y, de hecho, podría ser mucho más antiguo.

Algunos efectos indirectos de los glaciares del período glacial cuaternario

Además del trabajo erosivo y deposicional masivo llevado a cabo por los glaciares del Pleistoceno, los glaciares de casquete tuvieron otros efectos, a veces profundos, sobre el paisaje. Por ejemplo, a medida que el hielo avanzaba y retrocedía, los animales y las plantas se vieron obligados a migrar. Esto indujo a esfuerzos que algunos organismos no pudieron tolerar. Por consiguiente, se extinguió una serie de plantas y animales. Además, muchos de los cursos de corrientes de agua actuales no tienen nada que ver con sus rutas preglaciares. En el Recuadro 18.2 se describe este efecto. Otros ríos, que en la actualidad llevan poca agua pero ocupan cauces amplios, son testimonio del hecho de que en alguna ocasión transportaron torrentes de agua de fusión glaciaria.

En zonas que fueron centros de acumulación glaciaria, como Escandinavia y el escudo canadiense, la tierra se ha ido levantando lentamente en los últimos miles de años. En la región de la bahía de Hudson se ha producido un levantamiento de casi 300 metros. Esto es también

* En el Recuadro 7.2, «El uso de los sedimentos del fondo oceánico para aclarar los climas del pasado», se proporciona más información sobre este tema.



◀ **Figura 18.17** Extensión máxima de los glaciares de casquete en el hemisferio septentrional durante el período glacial cuaternario.

consecuencia de los glaciares continentales de casquete. Pero, ¿cómo el hielo glaciar puede producir esos movimientos verticales de la corteza? Ahora sabemos que la tierra se está levantando porque el peso añadido de la masa de hielo de 3 kilómetros de espesor produjo un pandeo hacia abajo de la corteza de la Tierra. Después de la eliminación de esta inmensa carga, la corteza se ha ido ajustando desde entonces mediante reajuste gradual hacia arriba (Figura 18.18)*.

Por supuesto, uno de los efectos más interesantes y quizá dramáticos del período glacial fue el descenso y la elevación del nivel del mar que acompañó al avance y retroceso de los glaciares. En secciones anteriores de este capítulo se ha señalado que el nivel del mar se elevaría unos 60 o 70 metros si el agua ahora atrapada en el glaciar del casquete de la Antártida se derritiera por completo. Dicho suceso inundaría muchas áreas costeras densamente pobladas.

Aunque el volumen total de hielo glaciar es grande, superior a 25 millones de kilómetros cúbicos, durante el

período glacial cuaternario el volumen de hielo glaciar ascendía a unos 70 millones de kilómetros cúbicos, o 45 millones más que en la actualidad. Dado que sabemos que la nieve a partir de la cual se forman los glaciares procede en último término de la evaporación del agua de los océanos, el crecimiento de los glaciares de casquete debe haber causado un descenso mundial del nivel del mar (Figura 18.19). De hecho, los cálculos sugieren que el nivel del mar estuvo hasta 100 metros por debajo del actual. Por tanto, tierra que en la actualidad está inundada por los océanos estaba seca. La costa atlántica de Estados Unidos se encontraba a más de 100 kilómetros al este de la ciudad de Nueva York; Francia y Gran Bretaña estaban unidas donde en la actualidad está el canal de la Mancha; Alaska y Siberia estaban conectadas a través del estrecho de Bering; y el sureste asiático estaba conectado con las islas de Indonesia por tierra.

Si bien la formación y crecimiento de los glaciares de casquete fue una respuesta obvia a cambios significativos del clima, la existencia de los propios glaciares desencadenó importantes cambios climáticos en las regiones situadas más allá de sus márgenes. En las zonas áridas y semiáridas de todos los continentes, las temperaturas

* En la sección «Isostasia» del Capítulo 14 se proporciona un comentario más completo de este concepto, denominado ajuste isostático.



Recuadro 18.2 ▶ Entender la Tierra

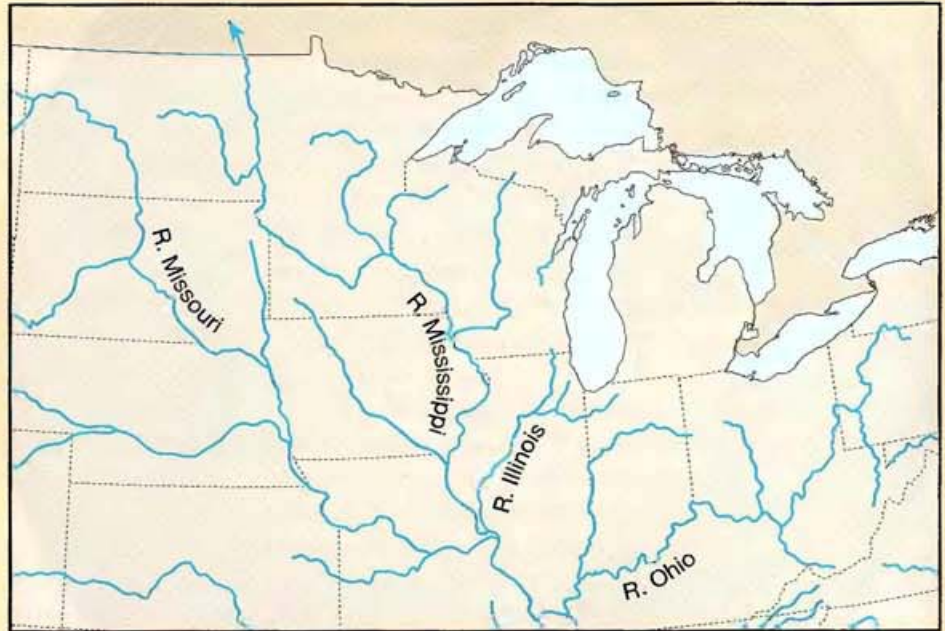
Los ríos antes y después del período glacial cuaternario

En la Figura 18.B se muestra la familiar distribución actual de los ríos en el centro de Estados Unidos, con los ríos Missouri, Ohio e Illinois como principales afluentes del Mississippi. En la Figura 18.C se muestran los sistemas de drenaje en esta región antes de la Edad de Hielo. La distribución es *muy* diferente de la actual. Esta notable transformación de los sistemas fluviales fue el resultado del avance y el retroceso de los casquetes polares.

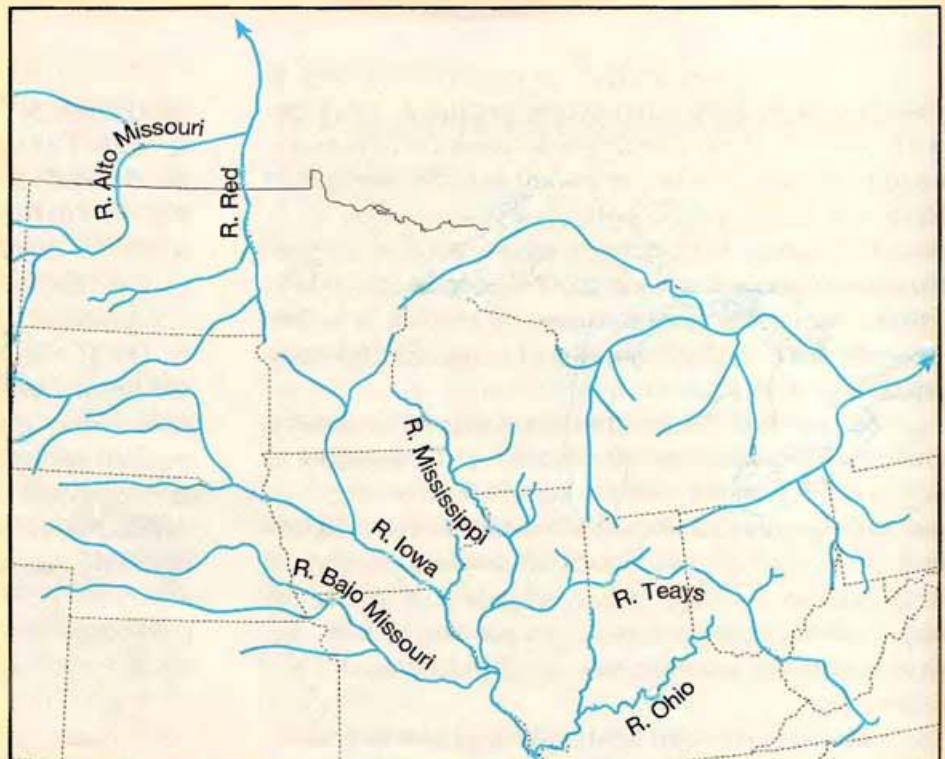
Nótese que antes de la Edad de Hielo, una parte significativa del río Missouri se desvió al norte hacia la bahía de Hudson. Además, el río Mississippi no seguía el límite actual entre Iowa e Illinois, sino que fluía a través del oeste y el centro de Illinois, por donde pasa el río Illinois en la actualidad. El río Ohio preglacial apenas alcanzaba el actual estado de Ohio, y los ríos que en la actualidad alimentan el Ohio al oeste de Pensilvania fluían hacia el norte y desembocaban en el océano Atlántico. Los Grandes Lagos fueron creados por la erosión glacial durante la Edad de Hielo. Antes del Pleistoceno, las cuencas ocupadas por estos grandes lagos eran tierras bajas con ríos que fluían en dirección este hacia el golfo de San Lorenzo.

El gran río Teays era una estructura significativa antes de la Edad de Hielo (Figura 18.C). Fluía desde el oeste de Virginia a través de Ohio, Indiana e Illinois, donde desembocaba en el río Mississippi, no muy lejos de la actual Peoria. Este valle fluvial, que hubiese competido en tamaño con el Mississippi, desapareció por completo durante el Pleistoceno, enterrado por depósitos glaciares de centenares de metros de espesor. En la actualidad, las arenas y las gravas enterradas en el valle de Teays lo convierten en un importante acuífero.

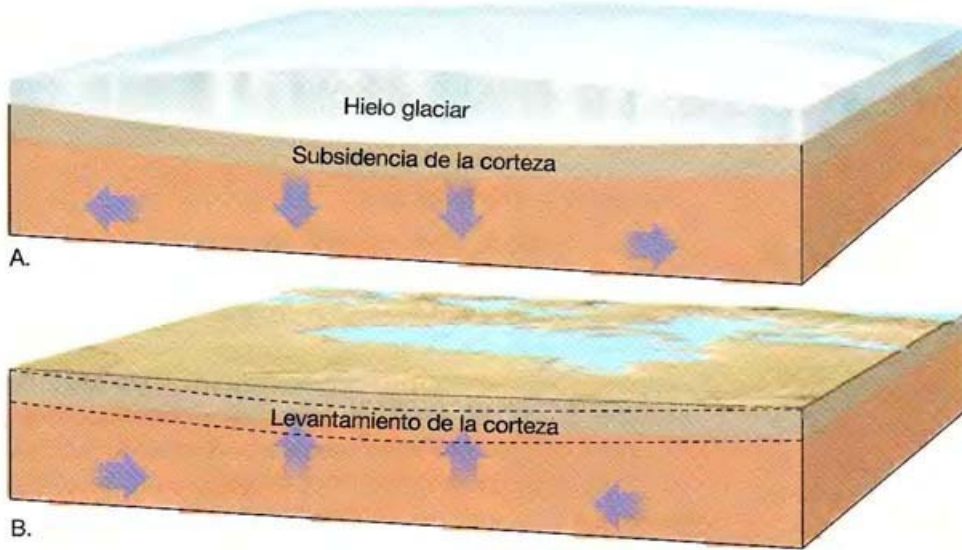
Evidentemente, para entender la distribución actual de los ríos en el centro de Estados Unidos (y también en otros muchos lugares), debemos conocer la historia glacial.



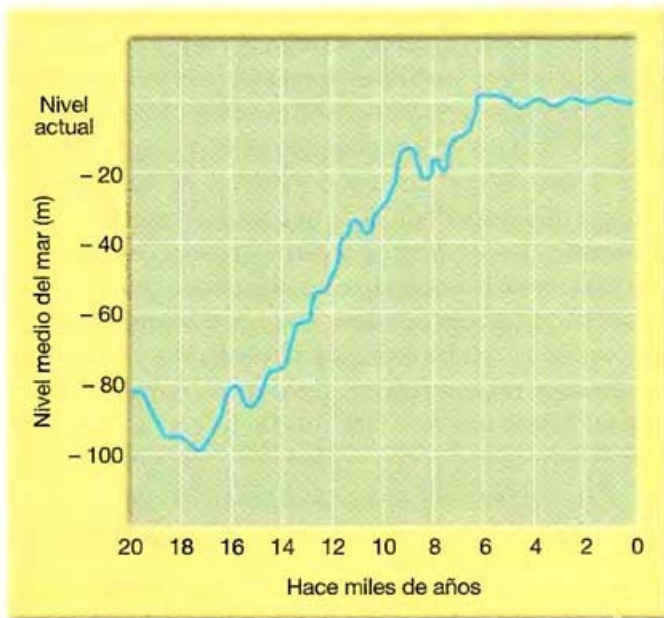
▲ **Figura 18.B** En este mapa se muestran los Grandes Lagos y la familiar distribución actual de los ríos en el centro de Estados Unidos. Los glaciares de casquete del Pleistoceno representaron un papel protagonista en la creación de esta distribución.



▲ **Figura 18.C** Reconstrucción de los sistemas de drenaje del centro de Estados Unidos antes de la Edad de Hielo. La distribución era muy distinta de la actual y los Grandes Lagos no existían.

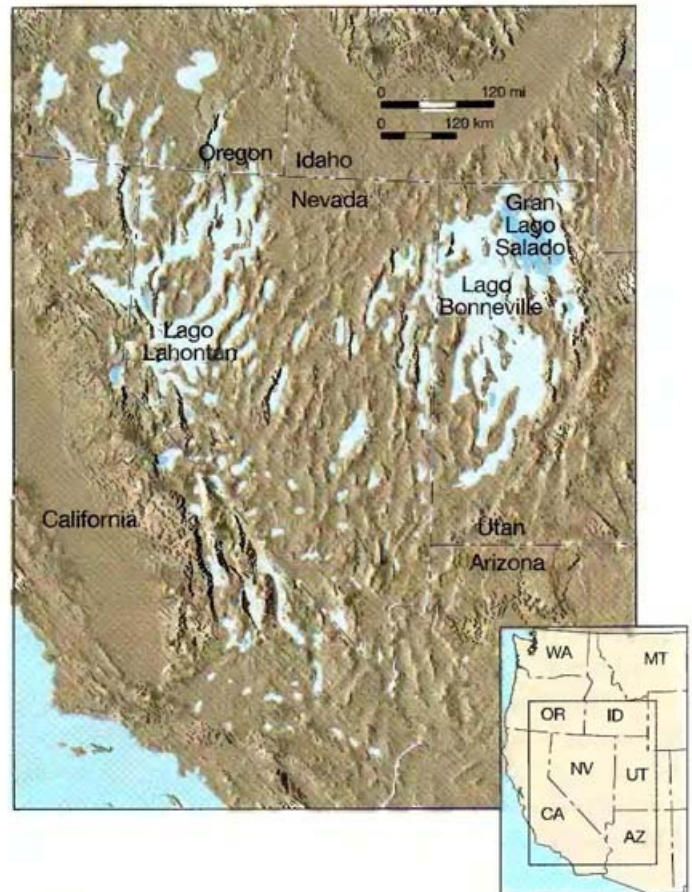


◀ **Figura 18.18** Ilustración simplificada que muestra la subsidencia de la corteza y el rebote consecutivo a la adición y la eliminación de los glaciares continentales de casquete. **A.** En el norte de Canadá y Escandinavia, donde se produjo la mayor acumulación de hielo glacial, el peso añadido causó abombamiento descendente de la corteza. **B.** Desde que se fundió el hielo, ha habido un levantamiento gradual, o reajuste, de la corteza.



▲ **Figura 18.19** Modificación del nivel del mar durante los últimos 20.000 años. El nivel más bajo mostrado en la gráfica representa una época de hace unos 18.000 años, cuando el avance de hielo más reciente estaba en su apogeo.

eran inferiores y, por tanto, la evaporación era menor; pero, al mismo tiempo, se experimentaron precipitaciones totales moderadas. Este clima más húmedo y más frío formó muchos **lagos pluviales** (del latín *pluvia*, que significa *lluvia*). En Norteamérica, la mayor concentración de lagos pluviales se produjo en la enorme región Basin and Range de los estados de Nevada y Utah (Figura 18.20). Con mucho, el mayor de los lagos de esta región fue el lago Bonneville. Con profundidades máximas que superan los 300 metros y un área de 5.000 kilómetros cuadrados, el lago Bonneville tenía casi el mismo tamaño



▲ **Figura 18.20** Lagos pluviales de Estados Unidos occidental. (Tomado de R. F. Flint, *Glacial and Quaternary Geology*, Nueva York: John Wiley & Sons.)

que el actual lago Michigan. A medida que los glaciares de casquete iban menguando, el clima se volvió de nuevo más árido y los niveles de los lagos, como respuesta, disminuyeron. Aunque la mayoría de los lagos desapareció

por completo, quedan unos pequeños restos del lago Bonnevill, entre ellos el más grande y el más conocido, el Gran Lago Salado.

Causas de las glaciaciones

Se sabe mucho sobre los glaciares y las glaciaciones (véase Recuadro 18.3). Se ha aprendido mucho sobre la formación y el movimiento de los glaciares, la extensión de los glaciares en el pasado y en la actualidad, y las formas creadas por los glaciares, tanto erosivas como deposicionales. Sin embargo, todavía no se ha establecido una teoría generalmente aceptada para explicar las causas de los períodos glaciales. Aunque han transcurrido más de 160 años desde que Louis Agassiz propuso su teoría de una gran «Edad del Hielo», no existe acuerdo completo con respecto a las causas de esos acontecimientos.

Aunque la glaciación generalizada ha sido rara en la historia de la Tierra, esa Edad del Hielo que abarcó el Pleistoceno no es el único período glacial del que existen datos. Depósitos denominados **tillitas**, una roca sedimentaria formada cuando se litifica el till glacial, indican la existencia de glaciaciones anteriores. Esos depósitos, encontrados en estratos de edades diferentes, contienen normalmente fragmentos de roca estriada, y algunas están superpuestas a superficies de lecho de roca pulida y acanalada o están asociadas con areniscas y conglomerados que muestran rasgos de depósitos de llanura aluvial. Se han identificado dos episodios glaciares Precámbricos en el registro geológico, el primero hace aproximadamente 2.000 millones de años y el segundo hace unos 600 millones de años. También, en rocas del Paleozoico tardío, que tienen una antigüedad de unos 250 millones de años y que existen en varias masas continentales, se encontró un registro bien documentado de una época glacial anterior.

Cualquier teoría que intente explicar las causas de las épocas glaciales debe responder satisfactoriamente a dos preguntas básicas. (1) *¿Qué causa el comienzo de las condiciones glaciares?* Para que se formen glaciares continentales de casquete, la temperatura media debe haber sido algo inferior a la actual y quizá sustancialmente inferior a la reinante durante gran parte del tiempo geológico. Por tanto, una teoría satisfactoria tendría que explicar el enfriamiento que condujo finalmente a las condiciones glaciares; (2) *¿Qué causó la alternancia de etapas glaciales e interglaciales que han sido documentadas para el Pleistoceno?* La primera pregunta se enfrenta a las tendencias a largo plazo de la temperatura en una escala de millones de años, pero esta segunda cuestión se refiere a cambios a un plazo mucho más corto.

Aunque la literatura científica contiene una gran cantidad de hipótesis relativas a las posibles causas de los períodos glaciales, discutiremos sólo unas pocas ideas principales que resumen el pensamiento actual.

Tectónica de placas

Probablemente la propuesta más atractiva para explicar el hecho de que hubo glaciaciones extensas tan sólo unas pocas veces en el pasado geológico procede de la teoría de la tectónica de placas. Dado que los glaciares se pueden formar sólo sobre tierra firme, sabemos que debían existir masas continentales en algún lugar de las latitudes más altas antes de que pudiera comenzar un período glacial. Muchos científicos sugieren que los períodos glaciales se han producido sólo cuando las placas de corteza terrestre a la deriva han transportado los continentes de las latitudes tropicales a posiciones más próximas a los polos.

Estructuras glaciares en los continentes africano, australiano, suramericano e indio actuales indican que esas regiones, que son ahora tropicales o subtropicales, experimentaron un período glacial cerca del final del Paleozoico, hace unos 250 millones de años. Sin embargo, no hay pruebas de que existieran glaciares de casquete durante ese mismo período en lo que en la actualidad son latitudes más altas de Norteamérica y Eurasia. Durante muchos años, esto desconcertó a los científicos. ¿Fue el clima en esas latitudes relativamente tropicales semejante en alguna ocasión al clima actual de Groenlandia y la Antártida? ¿Por qué no se formaron glaciares en Norteamérica y Eurasia? Hasta que no se formuló la teoría de la tectónica de placas, no hubo una explicación razonable.

En la actualidad, los científicos saben que las áreas que contienen esos rasgos glaciares antiguos estuvieron juntas en un supercontinente localizado en latitudes lejanas a sus posiciones meridionales actuales. Más tarde, esta masa de tierra se separó y sus fragmentos, cada uno desplazándose en una placa diferente, derivaron hacia sus posiciones actuales (Figura 18.21). Ahora sabemos que durante el pasado geológico, los movimientos de placa fueron responsables de muchos cambios climáticos extraordinarios a medida que los continentes se desplazaban unos en relación con otros y se dirigían a posiciones latitudinales diferentes. También debieron ocurrir cambios en la circulación oceánica, que alteraron el transporte del calor y la humedad, y, por consiguiente, también el clima. Debido a que la velocidad de movimiento de las placas es muy lenta (unos pocos centímetros al año), sólo se producen cambios apreciables en las posiciones de los continentes a lo largo de grandes períodos de tiempo geológico. Por tanto, los cambios climáticos desencadenados por el desplazamiento de las placas son extremadamente graduales y ocurren a una escala de millones de años.



Recuadro 18.3 ▶ Entender la Tierra

El hielo glaciar: un almacén de datos climáticos

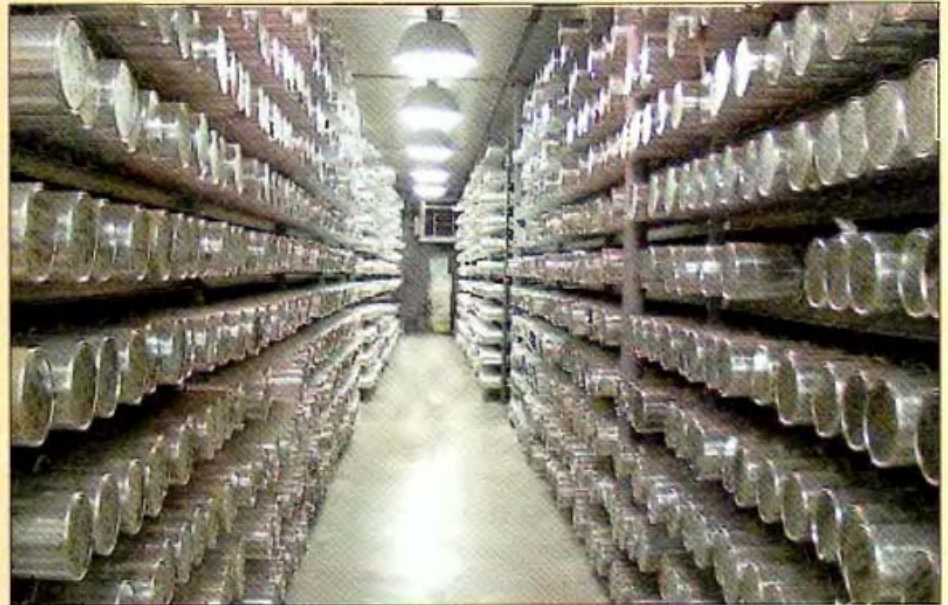
La climatología trabaja con un inconveniente en comparación con muchas otras ciencias. En otros campos de estudio, las hipótesis pueden probarse mediante la experimentación directa en el laboratorio. Sin embargo, eso no suele ser posible en el estudio del clima. Antes bien, los científicos deben construir modelos por computador de cómo funciona el sistema climático de nuestro planeta. Si entendemos correctamente el sistema climático y construimos el modelo de manera aproximada, el comportamiento del sistema climático modelo debe imitar el comportamiento del sistema climático terrestre.

Una de las mejores maneras de probar un modelo de este tipo es ver si puede reproducir cambios climáticos que ya han ocurrido. Para ello, se precisan registros climáticos detallados que retrocedan centenares de miles de años. Los testigos de sondeo glaciares son una fuente indispensable de datos para reconstruir climas del pasado. La investigación basada en las muestras de sondeo verticales tomadas de los casquetes polares de Groenlandia y la Antártida ha cambiado nuestra comprensión básica del funcionamiento del sistema climático.

Los científicos recogen muestras por medio de una torre de perforación, que es como una versión en pequeño de una perforadora petrolífera. Una vara hueca sigue a la cabeza de perforación y se extrae una muestra de hielo. De esta manera se obtienen para estudio muestras que a veces superan los 2.000 metros de longitud y pueden representar más de 200.000 años de historia climática (Figura 18.D).

El hielo proporciona un registro detallado del cambio de las temperaturas ambientales y de la nieve caída. Las burbujas de aire atrapadas en el hielo registran variaciones de la composición atmosférica. Los cambios en el dióxido de carbono y el metano están ligados a la fluctuación de temperaturas. En las muestras se encuentran también otros productos atmosféricos, como el polvo que había en el aire, cenizas volcánicas, polen y la contaminación moderna.

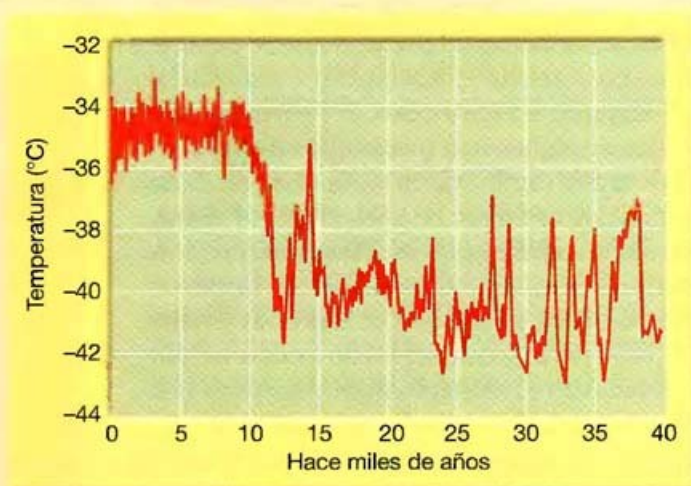
Las temperaturas pasadas se determinan mediante *análisis isotópico del oxígeno*. Esta técnica se basa en la determinación precisa del cociente entre dos isótopos de oxígeno:



▲ **Figura 18.D** El National Ice Core Laboratory es una planta de almacenaje y estudio de los testigos de hielo extraído de los glaciares de todo el mundo. Estos testigos representan un registro a largo plazo de material depositado desde la atmósfera. El laboratorio proporciona a los científicos la capacidad de examinar testigos de hielo, y conserva la integridad de estas muestras en un depósito para estudiar el cambio climático mundial y las condiciones ambientales del pasado. (Foto de USGS/National Ice Core Laboratory.)

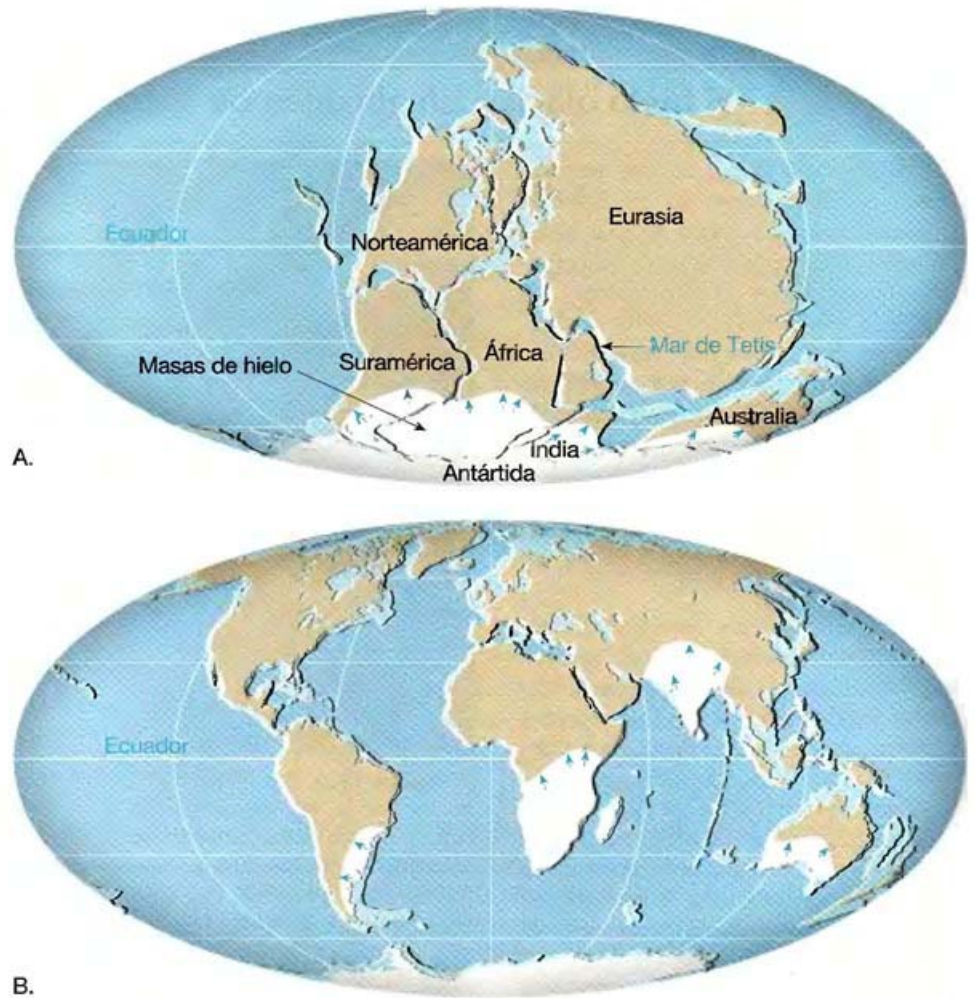
O^{16} , que es el más común, y O^{18} , el más pesado. Se evapora más O^{18} de los océanos cuando las temperaturas son elevadas y menos cuando las temperaturas son bajas. Por consiguiente, el isótopo más pesado es más abundante en las precipitaciones de los pe-

ríodos cálidos, y menos abundante durante los períodos más fríos. Utilizando este principio, los científicos pueden elaborar un registro de los cambios de temperatura en el pasado. Una porción de dicho registro se muestra en la Figura 18.E.



▲ **Figura 18.E** Este gráfico, en el que se muestran las variaciones de temperatura durante los últimos 40.000 años, se obtiene a partir del análisis del isótopo de oxígeno recuperado del casquete polar de Groenlandia. (Tomado de U. S. Geological Survey.)

► **Figura 18.21** A. Supercontinente Pangea que muestra el área cubierta por el hielo glacial hace 300 millones de años. B. Los continentes como se encuentran en la actualidad. Las áreas blancas indican dónde existen pruebas de los antiguos glaciares de casquete.



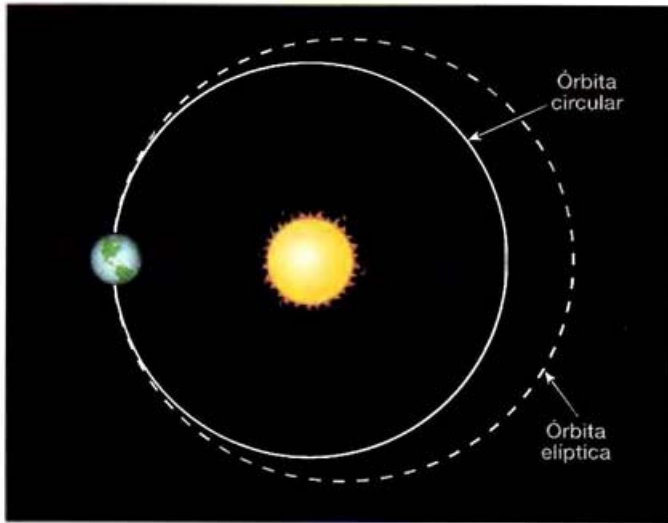
Variaciones en la órbita de la Tierra

Dado que los cambios climáticos producidos por el movimiento de las placas son extremadamente graduales, la teoría de la tectónica de placas no puede utilizarse para explicar la alternancia entre los climas glacial e interglacial que se produjo durante el Pleistoceno. Por consiguiente, debemos considerar algún otro mecanismo desencadenante que pueda causar cambios climáticos a una escala de millares, antes que de millones, de años. Muchos científicos creen en la actualidad que las oscilaciones climáticas que caracterizaron al Pleistoceno pueden estar vinculadas a variaciones de la órbita terrestre. Esta hipótesis fue desarrollada por primera vez y defendida con intensidad por el científico serbio Milutin Milankovitch y se basa en la premisa de que las variaciones de la radiación solar entrante son un factor principal en el control del clima terrestre.

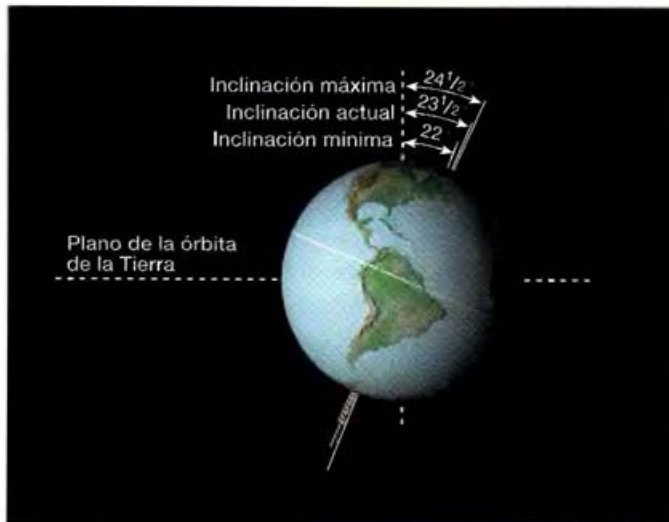
Milankovitch formuló un modelo matemático exhaustivo basándose en los siguientes elementos (Figura 18.22):

1. Variaciones en la forma (*excentricidad*) de la órbita de la Tierra alrededor del Sol;
2. Cambios en la *oblicuidad*, es decir, cambios en el ángulo que forma el eje con el plano de la órbita terrestre, y
3. El bamboleo (fluctuación) del eje de la Tierra, denominado *precesión*.

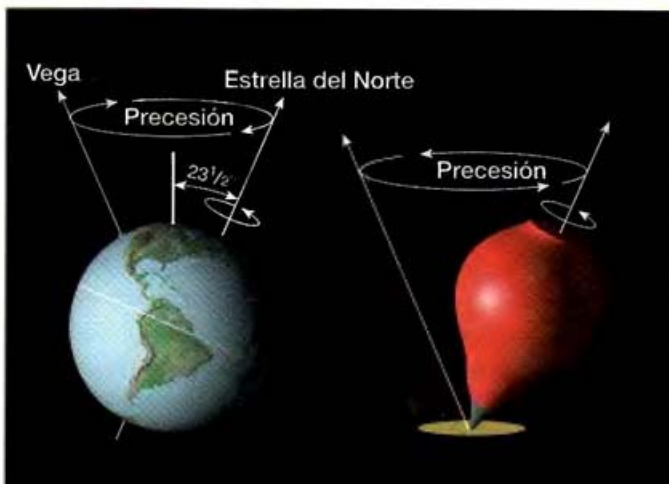
Utilizando estos factores, Milankovitch calculó variaciones en la recepción de energía solar y la correspondiente temperatura superficial de la Tierra en épocas pretéritas en un intento de correlacionar esos cambios con las fluctuaciones climáticas del Pleistoceno. Al explicar los cambios climáticos que resultan de estas tres variables, obsérvese que causan poca o ninguna variación en el total de la energía solar que alcanza el suelo. En cambio, su efecto se deja sentir porque cambia el grado de contraste entre las estaciones. Inviernos algo más suaves en las latitudes medias a altas significan mayores nevadas totales, mientras que veranos más fríos producirían una reducción de la fusión de la nieve.



A.



B.



C.

◀ **Figura 18.22** Variaciones orbitales. A. La forma de la órbita de la Tierra cambia durante un ciclo que dura unos 100.000 años. Cambia gradualmente de una órbita casi circular a una más elíptica y luego al revés otra vez. Este diagrama exagera mucho la magnitud del cambio. B. En la actualidad el eje de rotación está inclinado unos $23,5^\circ$ con respecto al plano de la órbita terrestre. Durante un ciclo de 41.000 años, este ángulo oscila entre $21,5^\circ$ y $24,5^\circ$. C. Precesión. El eje de la Tierra se tambalea como el de una peonza. Por consiguiente, el eje apunta a diferentes puntos del cielo durante un ciclo de unos 26.000 años.

Entre los estudios que han añadido credibilidad a la teoría astronómica de Milankovitch se cuenta uno en el que se analizaron sedimentos marinos profundos que contenían ciertos microorganismos climáticamente sensibles para establecer una cronología de los cambios de temperatura mirando hacia atrás casi medio millón de años*. Esta escala temporal de cambio climático se comparó entonces con los cálculos astronómicos de excentricidad, oblicuidad y precesión para determinar si existía de hecho una correlación. Aunque el estudio era muy complicado y matemáticamente complejo, las conclusiones fueron contundentes. Los investigadores observaron que las variaciones principales del clima durante los últimos centenares de miles de años estaban asociadas de manera muy directa con los cambios de la geometría de la órbita terrestre, es decir, se demostró que los ciclos de cambio climático se corresponden estrechamente con los períodos de oblicuidad, precesión y excentricidad orbital. De manera más específica, los autores afirmaron: «Se concluye que los cambios en la geometría de la órbita terrestre son la causa fundamental de la sucesión de los períodos glaciares durante el Cuaternario»**.

Resumamos brevemente las ideas que se acaban de describir. La teoría de la tectónica de placas nos proporciona una explicación para lapsos ampliamente espaciados y no periódicos de las condiciones glaciares en diversos momentos del pasado geológico, mientras que la teoría propuesta por Milankovitch y apoyada por el trabajo de J. D. Hays y sus colaboradores proporciona una explicación para la alternancia de episodios glaciares e interglaciares del Pleistoceno.

En conclusión, destacamos que las ideas que se acaban de discutir no representan las únicas explicaciones posibles de los períodos glaciares. Aunque interesantes y atractivas, estas proposiciones no están desde luego exentas de críticas; ni son tampoco las únicas posibilidades actualmente en estudio. Quizá intervengan, y probablemente sea así, otros factores.

* J. D. Hays, John Imbrie y N. J. Shackleton, «Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages», *Science* 194 (1976): 1121-1132.

** J. D. Hays y cols., pág. 1131. El término *Cuaternario* se refiere al período de tiempo geológico que abarca los últimos 1,8 millones de años.

Resumen

- Un *glaciar* es una gruesa masa de hielo que se origina en la superficie terrestre como consecuencia de la compactación y recristalización de la nieve, y muestra signos de flujo pasado o presente. En la actualidad, se encuentran *glaciares de valle* o *alpinos* en áreas montañosas donde suelen fluir por valles que fueron originalmente ocupados por corrientes de agua. Existen *glaciares de casquete* a una escala mucho mayor, que cubren la mayor parte de Groenlandia y la Antártida.
- Cerca de la superficie de un glaciar, en la *zona de fractura*, el hielo es quebradizo. Sin embargo, unos 50 metros por debajo, la presión es grande, haciendo que el hielo *fluya* como un *material plástico*. Un segundo mecanismo importante de movimiento glaciar consiste en el *deslizamiento* de toda la masa de hielo a lo largo del terreno.
- La velocidad media de movimiento glaciar suele ser bastante lenta, pero varía considerablemente de un glaciar a otro. El avance de algunos glaciares se caracteriza por períodos de movimientos extremadamente rápidos denominados *oleadas glaciares*.
- Los glaciares se forman en áreas donde cae más nieve en invierno de la que se derrite en verano. La acumulación de nieve y la formación de hielo se producen en la *zona de acumulación*. Sus límites externos se definen por el *límite de las nieves perpetuas*. Más allá del límite de nieves perpetuas se encuentra la *zona de ablación*, donde hay una pérdida neta para el glaciar. El *balance glaciar* es el equilibrio, o falta de equilibrio, entre la acumulación en el extremo superior del glaciar y la pérdida, denominada *ablación* en el extremo inferior.
- Los glaciares erosionan la tierra mediante *arranque* (levantamiento de fragmentos del lecho de roca de su lugar) y *abrasión* (molienda y raspado de la superficie rocosa). Entre los rasgos erosivos producidos por los glaciares de valle se cuentan los *valles glaciares*, los *valles colgados*, los *lagos en rosario*, los *fiordos*, los *circos*, las *aristas*, los *horns* y las *rocas aborregadas*.
- Cualquier sedimento de origen glaciar se denomina *derrubio glaciar*. Los dos tipos claros de derrubios glaciares son: (1) los *tills*, que es sedimento no clasificado depositado directamente por el hielo, y (2) los *derrubios glaciares estratificados*, que es sedimento relativamente bien clasificado depositado por el agua de fusión glaciar.
- Las formas más generalizadas creadas por el depósito glaciar son capas o crestas de till, denominadas *morrenas*. Asociadas con los glaciares de valle se encuentran las *morrenas laterales*, que se forman a lo largo de los laterales del valle, y las *morrenas centrales*, formadas entre dos glaciares de valle que se juntan. Las *morrenas terminales*, que marcan la posición original del frente de un glaciar, y las *morrenas de fondo*, capas ondulantes de till depositados a medida que el frente de hielo retrocede, son comunes tanto para los glaciares de valle como para los de casquete. Una *llanura aluvial* está asociada con la morrena terminal de un glaciar de casquete. Un «valley train» se forma cuando el glaciar está confinado a un valle. Otras estructuras deposicionales son los *drumlins* (colinas asimétricas de perfil aerodinámico compuestas por till), los *eskers* (crestas sinuosas compuestas sobre todo de arena y grava depositadas por corrientes que fluyen en túneles debajo del hielo, cerca del final de un glaciar) y los *kames* (colinas de laderas empinadas que están compuestas por arena y grava).
- El período glacial, que empezó hace unos dos millones de años, fue un período muy complejo caracterizado por una serie de avances y retrocesos del hielo glaciar. La mayoría de los episodios glaciales se produjo durante una división del tiempo geológico denominado *Pleistoceno*. Quizá la prueba más consistente de la existencia de varios avances glaciales durante el período glacial es la existencia generalizada de *múltiples capas de derrubios glaciares* y un registro ininterrumpido de ciclos climáticos conservado en los *sedimentos del fondo oceánico*.
- Además del trabajo erosivo y deposicional, otros efectos de los glaciares del período glacial son la *migración forzada de organismos*, *cambio en los cursos de las corrientes*, *ajuste de la corteza* por rebote después de la eliminación de la inmensa carga de hielo y los *cambios climáticos* causados por la existencia de los propios glaciares. En el mar, el efecto de mayor alcance del período glacial cuaternario fue el *cambio mundial* en el *nivel del mar* que acompañó a cada avance y retroceso de los glaciares de casquete.
- Cualquier teoría que intente explicar las causas de las épocas glaciales debe responder a dos preguntas básicas: (1) ¿qué causa el comienzo de las condiciones glaciales? y (2) ¿qué causó la alternancia de etapas glaciales e interglaciales que han sido documentadas para el Pleistoceno? Dos de las principales hipótesis que explican la causa de los períodos glaciales implican: (1) la tectónica de placas, y (2) variaciones en la órbita terrestre.

Preguntas de repaso

- ¿Dónde se encuentran los glaciares en la actualidad? ¿Qué porcentaje de la superficie terrestre cubren los glaciares? ¿Cómo se compara esta superficie con el área cubierta por los glaciares durante el Pleistoceno?
- Describa cómo encajan los glaciares en el ciclo hidrológico. ¿Qué papel desempeñan en el ciclo de las rocas?
- Cada una de las afirmaciones siguientes se refiere a un tipo de glaciar concreto. Indique el tipo de glaciar.
 - El término *continental* se suele utilizar para describir este tipo de glaciar.
 - Este tipo de glaciar se denomina también *glaciar alpino*.
 - Se trata de una corriente de hielo que va desde el margen de un glaciar de casquete a través de las montañas hasta el mar.
 - Éste es un glaciar formado cuando uno o más glaciares de valle se expanden en la base de un frente de montaña empinado.
 - Groenlandia es el único ejemplo en el hemisferio septentrional.
- Describa los dos componentes del flujo glaciar. ¿A qué velocidad se desplazan los glaciares? En un glaciar de valle, se mueve todo el hielo a la misma velocidad. Explíquelo.
- ¿Por qué se forman grietas en la porción superior de un glaciar, pero no a 50 metros?
- ¿Bajo qué circunstancias avanzará el frente de un glaciar? ¿Retrocederá? ¿Permanecerá estacionario?
- Describa los procesos de erosión glaciar.
- ¿Cómo difiere en aspecto un valle de glaciar de montaña y uno que no estuvo cubierto por un glaciar?
- Enumere y describa los rasgos erosivos que cabría esperar ver en una zona donde existen o han existido recientemente glaciares de valle.
- ¿Qué es un derrubio glaciar? ¿Cuál es la diferencia entre un till y un derrubio glaciar estratificado? ¿Qué efectos generales tienen los depósitos glaciares sobre el paisaje?
- Enumere los 4 tipos básicos de morrenas. ¿Qué tienen en común todas ellas? ¿Cuál es la importancia de las morrenas terminales y de retroceso?
- ¿Por qué las morrenas centrales prueban que los glaciares de valle deben moverse?
- ¿Cómo se forman las depresiones glaciares (kettles)?
- ¿Qué dirección llevaba el movimiento del glaciar de casquete que afectó al área mostrada en la Figura 18.16? Explique cómo ha podido determinarlo.
- ¿Qué son los depósitos en contacto con el hielo? Distinga entre kames y eskers.
- El desarrollo de la teoría glaciar es un buen ejemplo de aplicación del principio del uniformismo. Explíquelo brevemente.
- Durante el Pleistoceno la cantidad de hielo glaciar en el hemisferio norte era alrededor del doble de la existente en el hemisferio sur. Explique brevemente por qué.
- Enumere tres efectos indirectos de los glaciares del período glacial cuaternario.
- ¿Cómo podría contribuir la tectónica de placas a explicar la causa de las épocas glaciales? ¿Puede explicar la tectónica de placas la alternancia entre climas glaciales e interglaciales durante el Pleistoceno?

Términos fundamentales

ablación
 abrasión
 arista
 arranque
 balance glaciar
 bloque errático glaciar

circo
 depósito en contacto con el hielo
 derrubio estratificado
 derrubio glaciar
 deslizamiento basal

desmembramiento
 drumlin
 esker
 espolón truncado
 estría glaciar
 fiordo

flujo plástico
 glaciar
 glaciar alpino
 glaciar de desbordamiento
 glaciar de meseta
 glaciar de piedemonte

glaciar de valle	límite de las nieves perpetuas	oleada	till
grieta	llanura aluvial	pequeño lago de montaña (tarn)	tillita
harina de roca	morrena central	plataforma glaciar	valley train
horn	morrena de fondo	Pleistoceno	valle colgado
kame	morrena de retroceso	puerto de montaña (paso)	valle glaciar
kettle	morrena lateral	roca aborregada	zona de ablación
lago en rosario	morrena terminal	terrazza de kame	zona de acumulación
lago pluvial	neviza		zona de fractura

Recursos de la web



La página Web *Earth* utiliza los recursos y la flexibilidad de Internet para ayudarle en su estudio de los temas de este capítulo. Escrito y desarrollado por profesores de Geología, este sitio le ayudará a comprender mejor esta ciencia. Visite <http://www.librosite.net/tarbuck> y haga clic sobre la cubierta de *Ciencias de la Tierra*, octava edición. Encontrará:

- Cuestionarios de repaso en línea.
- Reflexión crítica y ejercicios escritos basados en la web.
- Enlaces a recursos web específicos para el capítulo.
- Búsquedas de términos clave en toda la red.

<http://www.librosite.net/tarbuck>