

Ciencias de la Tierra

UNA INTRODUCCIÓN A LA GEOLOGÍA FÍSICA

Octava edición

**Edward J. Tarbuck
Frederick K. Lutgens**

Ilustrado por
Dennis Tasa

Traducción

AMR Traducciones científicas

Revisión técnica y adaptación

Manuel Pozo Rodríguez
José Manuel González Casado

Universidad Autónoma de Madrid



Madrid • México • Santafé de Bogotá • Buenos Aires • Caracas • Lima • Montevideo
San Juan • San José • Santiago • Sao Paulo • White Plains

CIENCIAS DE LA TIERRA

Tarbuck, E. J.; Lutgens, F. K., y Tasa, D.

Pearson Educación S. A., Madrid, 2005

ISBN edición española: **84-205-4400-0**

ISBN edición latinoamericana: 978-84-832-2690-2

Materia: Geología, 55

Formato 21,5 x 27

Páginas: 736

Todos los derechos reservados.

Queda prohibida, salvo excepción prevista en la ley, cualquier forma de reproducción, distribución, comunicación pública y transformación de esta obra sin contar con autorización de los titulares de la propiedad intelectual. La infracción de los derechos mencionados puede ser constitutiva de delito contra la propiedad intelectual (*arts. 270 y sgts. Código Penal*).

DERECHOS RESERVADOS

© 2005 por PEARSON EDUCACIÓN S. A.

Ribera del Loira, 28

28042 Madrid

CIENCIAS DE LA TIERRA

Tarbuck, E. J.; Lutgens, F. K., y Tasa, D.

ISBN edición española: 84-205-4400-0

ISBN edición latinoamericana: 84-205-4998-3

Depósito Legal:

PEARSON PRENTICE HALL es un sello editorial autorizado de PEARSON EDUCACIÓN S. A.

Authorized translation from the English language edition, entitled EARTH: AN INTRODUCTION TO PHYSICAL GEOLOGY, 8th Edition, by TARBUCK, EDWARD J.; LUTGENS, FREDERICK K.; TASA, DENNIS, published by Pearson Education, Inc, publishing as Prentice Hall, Copyright © 2005. ISBN: 0-13-114865-6

All rights reserved. No part of this book may be reproduced or transmitted in any form or by any means, electronic or mechanical, including photocopying, recording or by any information storage retrieval system, without permission from Pearson Education, Inc.

Equipo editorial:

Editor: Miguel Martín-Romo

Técnico editorial: Marta Caicoya

Equipo de producción:

Director: José A. Clares

Técnico:

Diseño de cubierta: Equipo de diseño de Pearson Educación S. A.

Impreso por: Diego Marín

IMPRESO EN ESPAÑA - PRINTED IN SPAIN



CAPÍTULO 4

Rocas ígneas

Magmas: el material de las rocas ígneas

- Naturaleza de los magmas
- De los magmas a las rocas

Texturas ígneas

- Factores que afectan al tamaño de los cristales
- Tipos de texturas ígneas

Composiciones ígneas

- Composiciones graníticas frente a composiciones basálticas
- Otros grupos composicionales
- El contenido de sílice como indicador de la composición

Denominación de las rocas ígneas

- Rocas félsicas (graníticas)

- Rocas intermedias (andesíticas)

- Rocas máficas (basálticas)

- Rocas piroclásticas

Origen de los magmas

- Generación de magmas a partir de roca sólida

Evolución de los magmas

- Serie de reacción de Bowen y composición de las rocas ígneas
- Asimilación y mezcla de magmas

Fusión parcial y formación de los magmas

- Formación de magmas basálticos
- Formación de magmas andesíticos y graníticos

Las rocas ígneas forman la mayor parte de la corteza terrestre. De hecho, con la excepción del núcleo exterior líquido, la porción sólida restante de nuestro planeta es básicamente una enorme roca ígnea parcialmente cubierta por una delgada capa de rocas sedimentarias. Por consiguiente, para comprender la estructura, composición y funcionamiento interno de nuestro planeta, es esencial un conocimiento básico de las rocas ígneas.

Magmas: el material de las rocas ígneas



Rocas ígneas ▼ Introducción

En nuestra discusión del ciclo de las rocas, se señaló que las **rocas ígneas** (*ignis* = fuego) se forman conforme se enfría y solidifica una roca fundida. Abundantes pruebas apoyan el hecho de que el material parental de las rocas ígneas, denominado *magma*, se forma por un proceso denominado *fusión parcial*. La fusión parcial se produce a varios niveles dentro de la corteza terrestre y el manto superior a profundidades que pueden superar los 250 kilómetros. Exploraremos el origen de los magmas más adelante en este capítulo.

Una vez formado, un cuerpo magmático asciende por flotación hacia la superficie porque es menos denso que las rocas que le rodean. Cuando la roca fundida se abre camino hacia la superficie, produce una erupción volcánica espectacular. El magma que alcanza la superficie de la Tierra se denomina **lava**. A veces la lava se emite en forma de surtidores que se producen cuando los gases que escapan impulsan la roca fundida desde la cámara magmática. En otras ocasiones el magma es expulsado de una chimenea de una manera explosiva, provocando una erupción catastrófica. Sin embargo, no todas las erupciones son violentas; algunos volcanes generan tranquilas emisiones de lavas muy fluidas.

Las rocas ígneas que se forman cuando se solidifica la roca fundida en la *superficie terrestre* se clasifican como **extrusivas** (*ex* = fuera; *trudere* = empujar) o **volcánicas** (de Vulcano, el dios del fuego). Las rocas ígneas extrusivas son abundantes en la costa occidental del continente americano, incluidos los conos volcánicos de la cordillera Cascade y las extensas coladas de lava de la llanura de Columbia. Además, muchas islas oceánicas, tipificadas por la cadena Hawaiana, están compuestas casi por completo de rocas ígneas extrusivas.

El magma que pierde su movilidad antes de alcanzar la superficie acaba cristalizando en profundidad. Las rocas ígneas que *se forman en profundidad* se denominan

intrusivas (*in* = dentro; *trudere* = empujar) o **plutónicas** (de Plutón, el dios del mundo inferior en la mitología clásica). Las rocas ígneas intrusivas nunca se observarían si la corteza no ascendiera y las rocas que no fueran eliminadas por la erosión. (Cuando una masa de roca de la corteza está expuesta, es decir, no cubierta por un suelo, se denomina *afloramiento*.) En muchas partes existen afloramientos de rocas ígneas intrusivas, como el monte Washington, New Hampshire; la Stone Mountain, Georgia; las Black Hills, Dakota del Sur, y el Parque Nacional Yosemite, California.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Son las lavas y los magmas lo mismo?

No, pero su *composición* podría ser similar. Ambos términos describen roca fundida o líquida. El magma existe debajo de la superficie de la Tierra, y la lava es roca fundida que ha alcanzado la superficie. Por esta razón pueden tener una composición similar. La lava se produce a partir del magma, pero en general ha perdido los materiales que escapan en forma gaseosa, como el vapor de agua.

Naturaleza de los magmas

Los **magmas** son material completa o parcialmente fundido, que al enfriarse se solidifica y forma una roca ígnea. La mayoría de los magmas constan de tres partes: un componente líquido, un componente sólido y una fase gaseosa.

La porción líquida, llamada **fundido**, está compuesta por iones móviles de los elementos que se encuentran comúnmente en la corteza terrestre. El fundido está formado principalmente por iones de silicio y oxígeno que se combinan fácilmente y forman sílice (SiO_2), así como cantidades menores de aluminio, potasio, calcio, sodio, hierro y magnesio.

Los componentes sólidos (si los hay) del magma son silicatos ya cristalizados desde el fundido. Conforme una masa de magma se enfría, aumentan el tamaño y la cantidad de los cristales. Durante el último estadio del enfriamiento, una masa de magma es, básicamente, un sólido cristalino con cantidades sólo menores de fundido.

El vapor de agua (H_2O), el dióxido de carbono (CO_2) y el dióxido de azufre (SO_2) son los gases más comunes hallados en el magma y están confinados por la inmensa presión ejercida por las rocas suprayacentes. Estos componentes gaseosos, denominados **volátiles**, se disuelven dentro del fundido. (Los volátiles son los materiales que se evaporarán [formarán un gas] fácilmente a las pre-

siones de la superficie.) Los volátiles continúan formando parte del magma hasta que éste se acerca a la superficie (ambiente de baja presión) o hasta que la masa de magma cristaliza, momento en el que cualquiera de los volátiles restantes migra libremente. Estos fluidos calientes representan un papel importante en el metamorfismo y se considerarán en el Capítulo 8.

De los magmas a las rocas

Conforme se enfría un magma, los iones del fundido empiezan a perder movilidad y a disponerse en estructuras cristalinas ordenadas. Este proceso, denominado **cristalización**, genera granos minerales silicatados que se encuentran dentro del fundido remanente.

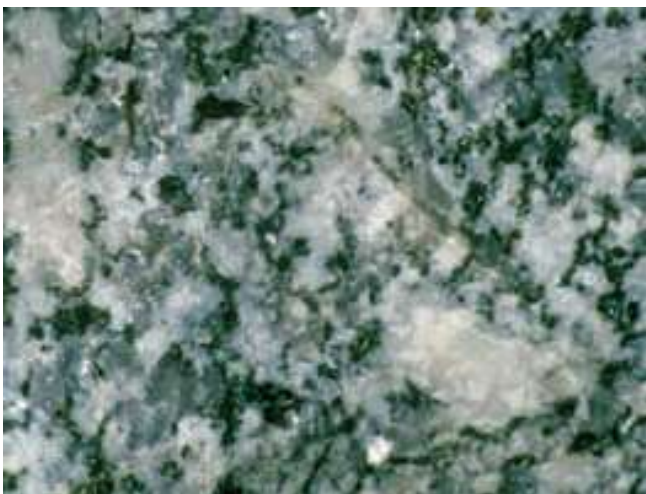
Antes de examinar cómo cristaliza un magma, veamos primero cómo se funde un sólido cristalino sencillo. En cualquier sólido cristalino, los iones están dispuestos según un empaquetado regular. Sin embargo, no carecen de movimiento. Exhiben un tipo de vibración restringida alrededor de puntos fijos. Conforme la temperatura aumenta, los iones vibran cada vez más deprisa y, por consiguiente, colisionan con más intensidad con sus vecinos. Por tanto, el calentamiento hace que los iones ocupen más espacio provocando la expansión del sólido. Cuando los iones vibran con suficiente rapidez como para superar la fuerza de los enlaces químicos, el sólido empieza a fundirse. En esta etapa, los iones pueden deslizarse unos al lado de otros, y así desintegrar su estructura cristalina ordenada. Por tanto, la fusión convierte un sólido, que consiste en iones uniformemente empaquetados, en un líquido compuesto por iones desordenados que se mueven libremente.

En el proceso de cristalización, el enfriamiento invierte los acontecimientos de la fusión. Conforme disminuye la temperatura del líquido, los iones se acercan a medida que disminuye su velocidad de movimiento. Cuando se enfrían suficientemente, las fuerzas de los enlaces químicos confinarán de nuevo los átomos en una disposición cristalina ordenada.

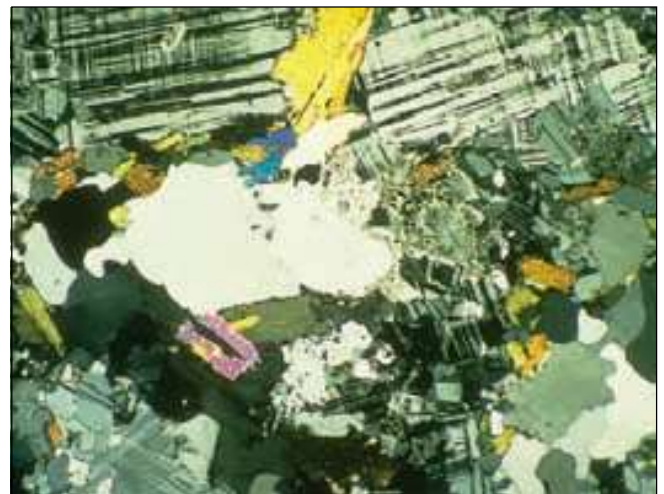
Cuando el magma se enfría, son generalmente los átomos de silicio y oxígeno los que primero se enlazan para formar tetraedros de silicio-oxígeno, los bloques de construcción básica de los silicatos. Conforme el magma sigue perdiendo calor hacia su entorno, los tetraedros se unen entre sí y con otros iones para formar embriones de núcleos de cristales. Los núcleos crecen lentamente conforme los iones pierden su movilidad y se unen a la red cristalina.

Los primeros minerales que se forman tienen espacio para crecer y tienden a tener caras cristalinas mejor desarrolladas que los últimos, que rellenan el espacio restante. Por último, todo el magma se transforma en una masa sólida de silicatos interpenetrados que denominamos *rocas ígneas* (Figura 4.1).

Como veremos más adelante, la cristalización del magma es mucho más compleja de lo que se acaba de describir. Mientras que un compuesto sencillo, como el agua, cristaliza a una temperatura específica, la solidificación del magma con su diversidad química a menudo abarca un intervalo de temperatura de 200 °C. Durante la cristalización, la composición del fundido cambia continuamente a medida que los iones son retirados de manera selectiva e incorporados en los primeros minerales que se forman. Si el fundido se separa de los primeros minerales que se forman, su composición será distinta de la del



A.



B.

▲ **Figura 4.1** **A.** Vista de cerca de cristales entrecrecidos en una roca ígnea de grano grueso. Los cristales más grandes tienen alrededor de un centímetro de longitud. **B.** Microfotografía de cristales entrecrecidos en una roca ígnea de grano grueso. (Fotos de E. J. Tarbuck.)

magma original. Por tanto, un solo magma puede generar rocas con una composición muy diferente. Por consiguiente, existe una gran variedad de rocas ígneas. Volvemos a esta importante idea más adelante, en este capítulo.

La cristalización del magma es compleja. No obstante, es posible clasificar las rocas ígneas en función de su composición mineral y de las condiciones bajo las cuales se formaron. El ambiente durante la cristalización puede deducirse de manera aproximada del tamaño y la ordenación de los granos minerales, una propiedad denominada *textura*. Por consiguiente, *las rocas ígneas se clasifican por su textura y composición mineral*. Consideramos estas dos características de las rocas en las siguientes secciones.

Texturas ígneas



Rocas ígneas ▼ Texturas ígneas

El término **textura**, cuando se aplica a una roca ígnea, se utiliza para describir el aspecto general de la roca en función del tamaño, forma y ordenamiento de sus cristales (Figura 4.2). La textura es una característica importante porque revela datos sobre el ambiente en el que se formó la roca. Esto permite a los geólogos hacer deducciones sobre el origen de la roca mientras trabajan en el campo donde no disponen de un equipo sofisticado.

Factores que afectan al tamaño de los cristales

Tres factores contribuyen a la textura de las rocas ígneas: (1) *la velocidad a la cual se enfría el magma*; (2) *la cantidad de sílice presente*, y (3) *la cantidad de gases disueltos en el magma*. De ellos, la velocidad de enfriamiento es el factor dominante, pero, como todas las generalizaciones, ésta tiene numerosas excepciones.

Conforme una masa de magma se enfría, disminuye la movilidad de sus iones. Un cuerpo magmático muy grande localizado a gran profundidad se enfriará durante un período de quizá decenas o centenares de millares de años. Al principio, se forman relativamente pocos núcleos cristalinos. El enfriamiento lento permite la migración de los iones a grandes distancias de forma que pueden juntarse con alguna de las escasas estructuras cristalinas existentes. Por consiguiente, el enfriamiento lento promueve el crecimiento de menos cristales, pero de mayor tamaño.

Por otro lado, cuando el enfriamiento se produce más deprisa (por ejemplo, en una delgada colada de lava)

los iones pierden rápidamente su movilidad y se combinan con facilidad. Esto provoca el desarrollo de numerosos núcleos embrionarios, que compiten a la vez por los iones disponibles. La consecuencia es una masa sólida de pequeños cristales intercrecidos.

Cuando el material fundido se enfría rápidamente puede no haber tiempo suficiente para que los iones se dispongan en una red cristalina. A las rocas que consisten en iones desordenados se las denomina **vidrios**.

Tipos de texturas ígneas

Como hemos visto, el efecto del enfriamiento sobre las texturas de las rocas es bastante directo. El enfriamiento lento promueve el crecimiento de grandes cristales, mientras que el enfriamiento rápido tiende a generar cristales más pequeños. Consideraremos los otros dos factores que afectan al crecimiento del cristal conforme examinemos los principales tipos de textura.

Textura afanítica (de grano fino). Las rocas ígneas, que se forman en la superficie o como masas pequeñas dentro de la corteza superior donde el enfriamiento es relativamente rápido, poseen una estructura de grano muy fino denominada **afanítica** (*a* = no; *phaner* = visible). Por definición, los cristales que constituyen las rocas afaníticas son demasiado pequeños para que los minerales individuales se distingan a simple vista (Figura 4.2A). Dado que la identificación del mineral no es posible, normalmente caracterizamos las rocas de grano fino por su color claro, intermedio u oscuro. Utilizando esta clasificación, las rocas afaníticas de color claro son las que contienen fundamentalmente silicatos no ferromagnesianos y de color claro, y así sucesivamente (véase la sección titulada «Silicatos comunes» del Capítulo 3).

En muchas rocas afaníticas se pueden observar los huecos dejados por las burbujas de gas que escapan conforme se solidifica el magma. Esas aberturas esféricas o alargadas se denominan **vesículas** y son más abundantes en la parte superior de las coladas de lava. Es en la zona superior de una colada de lava donde el enfriamiento se produce lo bastante deprisa como para «congelar» la lava, conservando así las aberturas producidas por las burbujas de gas en expansión.

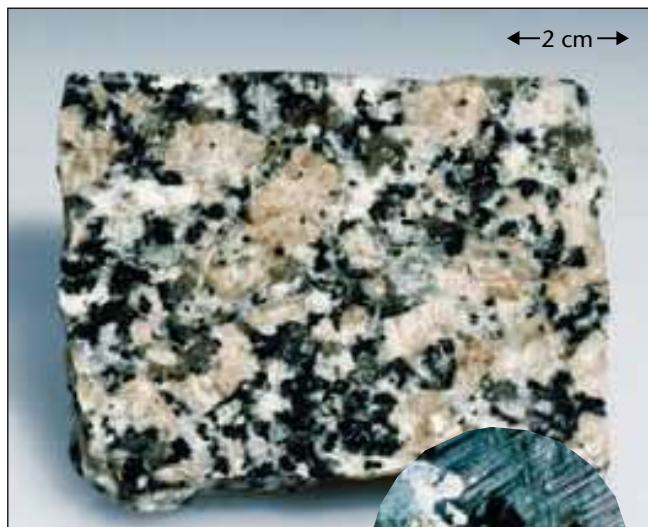
Textura fanerítica (de grano grueso). Cuando grandes masas de magma se solidifican lentamente bastante por debajo de la superficie, forman las rocas ígneas que muestran una estructura de grano grueso denominada **fanerítica**. Estas rocas de grano grueso consisten en una masa de cristales intercrecidos que son aproximadamente del mismo tamaño y lo suficientemente grandes como para que los minerales individuales puedan identificarse sin la ayuda de un microscopio (Figura 4.2B). (Los geólogos



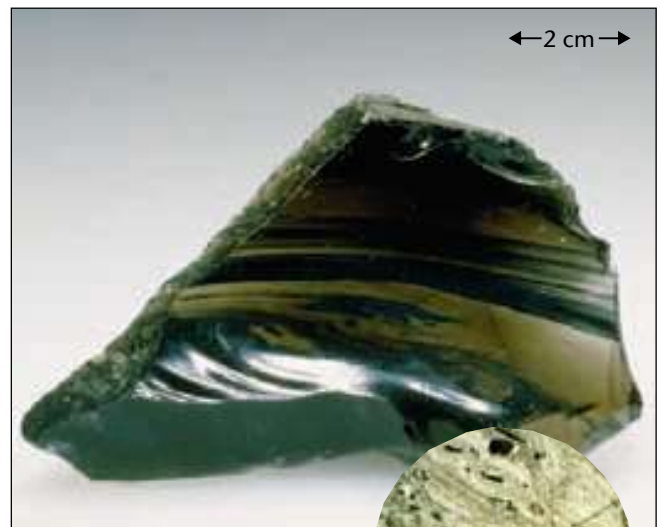
A. Afanítica



B. Fanerítica



C. Porfídica



D. Vítreo

▲ **Figura 4.2** Texturas de las rocas ígneas. **A.** Afanítica (grano fino). **B.** Fanerítica (grano grueso). **C.** Porfídica (granos grandes rodeados por una matriz). **D.** Vítreo (enfriamiento demasiado rápido para formar cristales). (Fotos de E. J. Tarbuck.)

suelen utilizar una lupa que les ayuda a identificar los minerales de grano grueso.) Dado que las rocas faneríticas se forman en el interior de la corteza terrestre, su afloramiento en la superficie de la Tierra sólo ocurre después de que la erosión elimina el recubrimiento de rocas que una vez rodearon la cámara magmática.

Textura porfídica. Una gran masa de magma localizada profundamente puede necesitar de decenas a centenares de miles de años para solidificar. Dado que los diferentes minerales cristalizan a temperaturas diferentes (así como a velocidades diferentes) es posible que algunos cristales se hagan bastante grandes mientras que otros estén em-

pezando a formarse. Si el magma que contiene algunos cristales grandes cambia de condiciones (por ejemplo, saliendo a la superficie) la porción líquida restante de la lava se enfriará relativamente rápido. Se dice que la roca resultante, que tiene grandes cristales incrustados en una matriz de cristales más pequeños, tiene una **textura porfídica** (Figura 4.2C). Los grandes cristales que hay en una roca de este tipo se denominan **fenocristales** (*pheno* = mostrar; *cristal* = cristal), mientras que la matriz de cristales más pequeños se denomina **pasta**. Una roca con una textura de este tipo se conoce como **pór-fido**.

Textura vítrea. Durante algunas erupciones volcánicas la roca fundida es expulsada hacia la atmósfera donde se enfría rápidamente. Este enfriamiento rápido puede generar rocas que tienen una **textura vítrea**. Como indicamos antes, el vidrio se produce cuando los iones desordenados se «congelan» antes de poder unirse en una estructura cristalina ordenada. La *obsidiana*, un tipo común de vidrio natural, es de aspecto similar a una pieza oscura de vidrio corriente o manufacturado (Figura 4.2D).

En algunos lugares aparecen capas de obsidiana (denominadas coladas de obsidiana) de varias decenas de centímetros (Figura 4.3). Por tanto, el enfriamiento rápido no es el único mecanismo mediante el cual puede formarse una textura vítrea. Como regla general, los magmas con un elevado contenido en sílice tienden a formar estructuras largas y en cadena antes de que la cristalización sea completa. Estas estructuras, a su vez, impiden el transporte iónico y aumentan la viscosidad del magma. (La *viscosidad* es una medida de la resistencia del fluido a fluir.)

El magma granítico, que es rico en sílice, puede ser emitido como una masa extremadamente viscosa que acaba solidificando como un vidrio. Por el contrario, el magma basáltico, que contiene poco sílice, forma lavas muy fluidas que, tras enfriarse, suelen generar rocas cristalinas de grano fino. Sin embargo, la superficie de la lava basáltica puede enfriarse con la suficiente rapidez como para dar lugar a una fina capa vítrea. Además, los volcanes hawaianos a veces emiten fuentes de lava que arrojan la lava basáltica decenas de metros en el aire. Una actividad de este tipo puede producir hilos de vidrio volcánico denominado *cabellos de Pele*, que reciben su nombre de la diosa hawaiana de los volcanes.

Textura piroclástica. Algunas rocas ígneas se forman por la consolidación de fragmentos de roca individuales que son emitidos durante erupciones volcánicas violentas. Las partículas expulsadas pueden ser cenizas muy finas, gotas fundidas o grandes bloques angulares arrancados de las paredes de la chimenea volcánica durante la erupción. Las rocas ígneas formadas por estos fragmentos de roca se dice que tienen una **textura piroclástica** o **fragmental** (Figura 4.4).

Un tipo común de roca piroclástica denominada *toba soldada* está compuesta por finos fragmentos de vidrio que permanecieron lo suficientemente calientes durante su vuelo como para fundirse juntos tras el impacto. Otras rocas piroclásticas están compuestas por fragmentos que se solidificaron antes del impacto y se cementaron juntos algún tiempo después. Dado que las rocas piroclásticas están compuestas de partículas o fragmentos individuales antes de que de cristales interconectados, sus texturas suelen ser más parecidas a las de las rocas sedimentarias que a las de las otras rocas ígneas.



◀ **Figura 4.3** Esta colada de obsidiana fue emitida desde una chimenea a lo largo de la pared meridional de la caldera New Bery, Oregón. Obsérvese la carretera para escala. (Foto de E. J. Tarbuck.)



▲ **Figura 4.4** Textura piroclástica. Esta roca volcánica consiste en fragmentos de roca angulares englobados en una matriz de cenizas de color claro. (Foto de E. J. Tarbuck.)

Textura pegmatítica. Bajo condiciones especiales, pueden formarse rocas ígneas de grano especialmente grueso, denominadas **pegmatitas**. Esas rocas, que están compuestas por cristales interconectados todos mayores de un centímetro de diámetro, se dice que tienen una **textura pegmatítica**. La mayoría de las pegmatitas se encuentra alrededor de los márgenes de las rocas plutónicas como pequeñas masas o venas delgadas que comúnmente se extienden en la roca huésped adyacente.

Las pegmatitas se forman en las últimas etapas de la cristalización, cuando el agua y otros volátiles, como el cloro, el flúor y el azufre, forman un porcentaje inusualmente elevado del fundido. Dado que la migración iónica aumenta en estos ambientes ricos en líquido, los cristales que se forman son anormalmente grandes. Por tanto, los grandes cristales de las pegmatitas no son consecuencia de

historias de enfriamiento excesivamente largas, sino que son consecuencia del ambiente rico en líquido en el que tiene lugar la cristalización.

La composición de la mayor parte de las pegmatitas es parecida a la del granito. Por tanto, las pegmatitas contienen cristales grandes de cuarzo, feldespato y moscovita. Sin embargo, algunas contienen cantidades significativas de minerales comparativamente raros y, por tanto, valiosos (véase Recuadro 4.1).

Composiciones ígneas



Rocas ígneas

▼ Composiciones ígneas

Las rocas ígneas están compuestas fundamentalmente por silicatos. Además, la composición mineral de una roca ígnea concreta está determinada en última instancia por la composición química del magma a partir del cual cristaliza. Recordemos que el magma está compuesto fundamentalmente por los ocho elementos químicos que son los principales constituyentes de los silicatos. El análisis químico demuestra que el oxígeno y el silicio (normalmente expresado como contenido en sílice $[\text{SiO}_2]$ de un magma) son los constituyentes mayoritarios de las rocas ígneas. Estos dos elementos, más los iones aluminio (Al), calcio (Ca), sodio (Na), potasio (K), magnesio (Mg), hierro (Fe) constituyen aproximadamente el 98 por ciento en peso de muchos magmas. Además, el magma contiene pequeñas cantidades de muchos otros elementos, entre ellos el titanio y el manganeso, y trazas de muchos elementos más raros, como oro, plata y uranio.



Recuadro 4.1 ► Entender la Tierra

Pegmatitas

Pegmatita es un nombre dado a una roca ígnea compuesta por cristales anormalmente grandes. ¿Qué se entiende por *grande*? Los cristales de la mayoría de muestras de pegmatita tienen más de un centímetro de diámetro. En algunas muestras, son comunes los cristales que tienen un diámetro de un metro o superior. Se han encontrado cristales hexagonales gigantes de moscovita que miden unos pocos metros de diámetro en Ontario, Canadá. En las colinas Negras de Dakota del Sur, se han extraído cristales tan grandes como un poste telefónico del mineral rico en litio espo-

dumena. El más grande de estos cristales medía más de 12 metros de longitud. Además, se han extraído masas de feldespato del tamaño de casas de una pegmatita localizada en Carolina del Norte.

La mayor parte de pegmatitas tiene la composición del granito y es poco habitual que contenga cristales grandes de cuarzo, feldespato y moscovita. Además de ser una fuente importante de muestras minerales excelentes, las pegmatitas graníticas se han explotado por sus constituyentes minerales. El feldespato, por ejemplo, se utiliza en la producción de

cerámica, y la moscovita se utiliza para el aislamiento eléctrico. Aunque las pegmatitas graníticas son las más comunes, también se conocen pegmatitas con composiciones químicas parecidas a las de otras rocas ígneas. Además, las pegmatitas pueden contener cantidades significativas de algunos de los elementos menos abundantes. Así, además de los silicatos comunes, se conocen pegmatitas con minerales que contienen los elementos litio, cesio, uranio y tierras raras. Además, a veces se encuentran piedras semipreciosas como el berilo, el topacio y la turmalina.

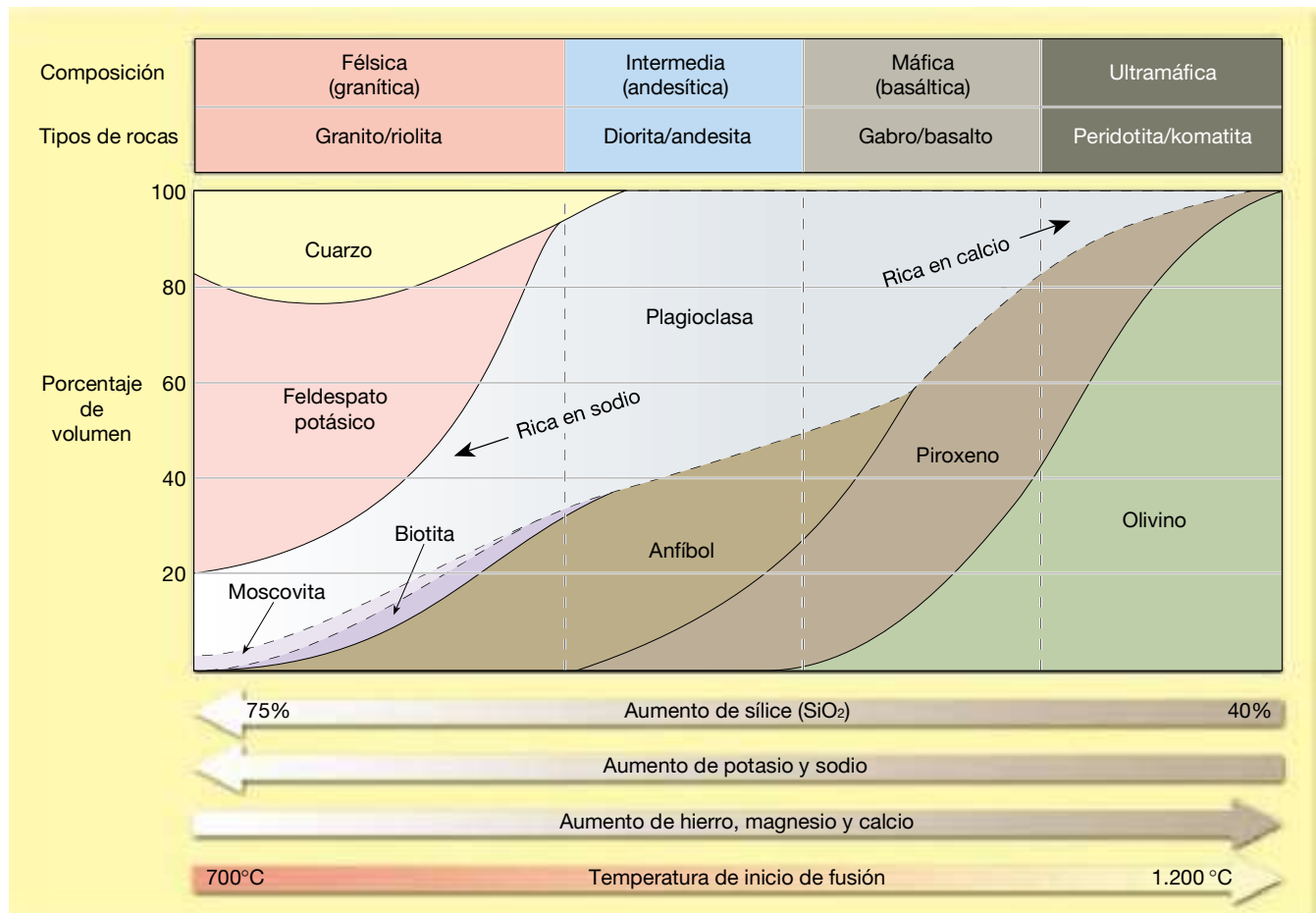
Conforme el magma se enfría y solidifica, esos elementos se combinan para formar dos grupos importantes de silicatos. Los *silicatos oscuros* (o *ferromagnesianos*) son minerales ricos en hierro y en magnesio, o en ambos, y normalmente con bajo contenido en sílice. El *olivino*, el *piroxeno*, el *anfíbol* y la *biotita* son los constituyentes ferromagnesianos comunes de la corteza terrestre. Por el contrario, los silicatos claros contienen mayores cantidades de potasio, sodio y calcio que de hierro y magnesio. Como grupo, esos minerales son más ricos en sílice que los silicatos oscuros. Entre los silicatos claros se cuentan el *cuarzo*, la *moscovita* y el grupo mineral más abundante, los *feldespatos*. Los feldespatos constituyen al menos el 40 por ciento de la mayoría de las rocas ígneas. Por tanto, además del feldespato, las rocas ígneas contienen alguna combinación de los otros silicatos claros y oscuros que se han enumerado.

Composiciones graníticas frente a composiciones basálticas

Pese a su gran diversidad composicional, las rocas ígneas (y los magmas de los que se forman) pueden clasificarse

grosso modo en función de sus proporciones de minerales oscuros y claros. Cerca de uno de los extremos se encuentran las rocas compuestas fundamentalmente por silicatos de colores claros: cuarzo y feldespatos. Las rocas ígneas en las que éstos son los minerales dominantes tienen una **composición granítica**. Los geólogos también se refieren a las rocas graníticas como **félsicas**, un término derivado de *feldespato* y *sílice* (cuarzo). Además del cuarzo y el feldespato, la mayoría de las rocas ígneas contiene alrededor del 10 por ciento de silicatos oscuros, normalmente biotita y anfíbol. Las rocas graníticas son ricas en sílice (aproximadamente el 70 por ciento) y son constituyentes principales de la corteza continental.

Las rocas que contienen cantidades sustanciales de silicatos oscuros y plagioclasa rica en calcio (pero no cuarzo) se dice que tienen una **composición basáltica** (Figura 4.5). Dado que las rocas basálticas contienen un elevado porcentaje de minerales ferromagnesianos, los geólogos pueden referirse también a ellas como rocas **máficas** (de *magnesium* y *ferrum*, el nombre en latín para el hierro). Debido a su contenido en hierro, las ro-



▲ **Figura 4.5** Mineralogía de las rocas ígneas comunes y de los magmas a partir de los que se forman. (Tomado de Dietrich, Daily y Larsen.)

cas máficas son normalmente más oscuras y densas que otras rocas ígneas. Los basaltos constituyen el suelo oceánico, así como muchas de las islas volcánicas localizadas dentro de las cuencas oceánicas. Los basaltos se encuentran también en los continentes.

Otros grupos composicionales

Como se puede observar en la Figura 4.5, las rocas con una composición comprendida entre las rocas graníticas y las basálticas se dice que tienen una **composición intermedia o andesítica**, por la roca volcánica común *andesita*. Las rocas intermedias contienen al menos un 25 por ciento de silicatos oscuros, principalmente anfíbol, piroxeno y biotita, el otro mineral dominante es la plagioclasa. Esta importante categoría de rocas ígneas se asocia con la actividad volcánica que normalmente se localiza en los márgenes de los continentes.

Otra roca ígnea importante, la *peridotita*, contiene fundamentalmente olivino y piroxeno, y por tanto se encuentra en el lado opuesto del espectro composicional de las rocas graníticas (Figura 4.5). Dado que la peridotita está compuesta casi por completo por minerales ferromagnesianos, se hace referencia a su composición química como **ultramáfica**. Aunque las rocas ultramáficas son infrecuentes en la superficie de la Tierra, se cree que las peridotitas son el constituyente principal del manto superior.

El contenido de sílice como indicador de la composición

Un aspecto importante de la composición química de las rocas ígneas es su contenido en sílice (SiO_2). Recordemos que el silicio y el oxígeno son los dos elementos más abundantes de las rocas ígneas. Normalmente, el contenido en sílice de las rocas de la corteza oscila entre un porcentaje por debajo del 45 por ciento, en las rocas ultramáficas, y un porcentaje por encima del 70 por ciento, en las rocas félsicas (Figura 4.5). El porcentaje de sílice de las rocas ígneas varía en realidad de una manera sistemática, que es paralela a la abundancia de los otros elementos. Por ejemplo, rocas con contenido comparativamente bajo en sílice contienen cantidades grandes de hierro, magnesio y calcio. Por el contrario, rocas con elevado contenido en sílice contienen cantidades muy pequeñas de estos elementos y, en cambio, están enriquecidas en sodio y potasio. Por consiguiente, la composición química de una roca ígnea puede deducirse directamente de su contenido en sílice.

Además, la cantidad de sílice presente en un magma condiciona en gran medida su comportamiento. El magma granítico, que tiene un contenido elevado en sílice, es bastante viscoso (pegajoso) a temperaturas de tan solo

700 °C. Por otro lado, los magmas basálticos tienen bajo contenido en sílice y generalmente son más fluidos. Además, los magmas basálticos cristalizan a temperaturas superiores que los magmas graníticos y son completamente sólidos cuando se enfrían a 1.000 °C.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

A veces he oído describir como «graníticas» a algunas rocas ígneas. ¿Todas las rocas graníticas son granito?

Técnicamente no. El verdadero granito es una roca intrusiva de grano grueso con un determinado porcentaje de minerales clave, principalmente cuarzo de color claro y feldespato, con otros minerales oscuros secundarios. Sin embargo, entre los geólogos se ha convertido en algo habitual aplicar el término granito a cualquier roca intrusiva de grano grueso compuesta predominantemente por minerales silicatados de color claro. Además, algunas rocas se pulen y se venden como granito para encimeras o como losas, cuando, además de no ser granito, ¡ni siquiera son rocas ígneas!

En resumen, las rocas ígneas pueden dividirse grosso modo en grupos de acuerdo con las proporciones de minerales claros y oscuros que contengan. Las rocas graníticas (félsicas), que están casi totalmente compuestas por los minerales claros cuarzo y feldespato, se encuentran en un extremo del espectro composicional (Figura 4.5). Las rocas basálticas (máficas), que contienen abundantes silicatos oscuros además de plagioclasa, forman el otro grupo principal de rocas ígneas de la corteza terrestre. Entre estos grupos se encuentran las rocas con una composición intermedia (andesítica), mientras que las rocas ultramáficas, que no contienen minerales claros, se sitúan en el extremo opuesto del espectro composicional de las rocas graníticas.

Denominación de las rocas ígneas



Rocas ígneas

▼ Denominación de las rocas ígneas

Como indicamos anteriormente, las rocas ígneas son clasificadas, o agrupadas, en función de su textura y de su composición mineral (Figura 4.6). Las diferentes texturas ígneas son consecuencia fundamentalmente de distintas historias de enfriamiento, mientras que la composición mineral lógica de una roca ígnea es consecuencia del contenido químico de su magma primario (véase Recuadro 4.2). Dado que las rocas ígneas se clasifican en función de



Recuadro 4.2 ► Entender la Tierra

Láminas delgadas e identificación de las rocas

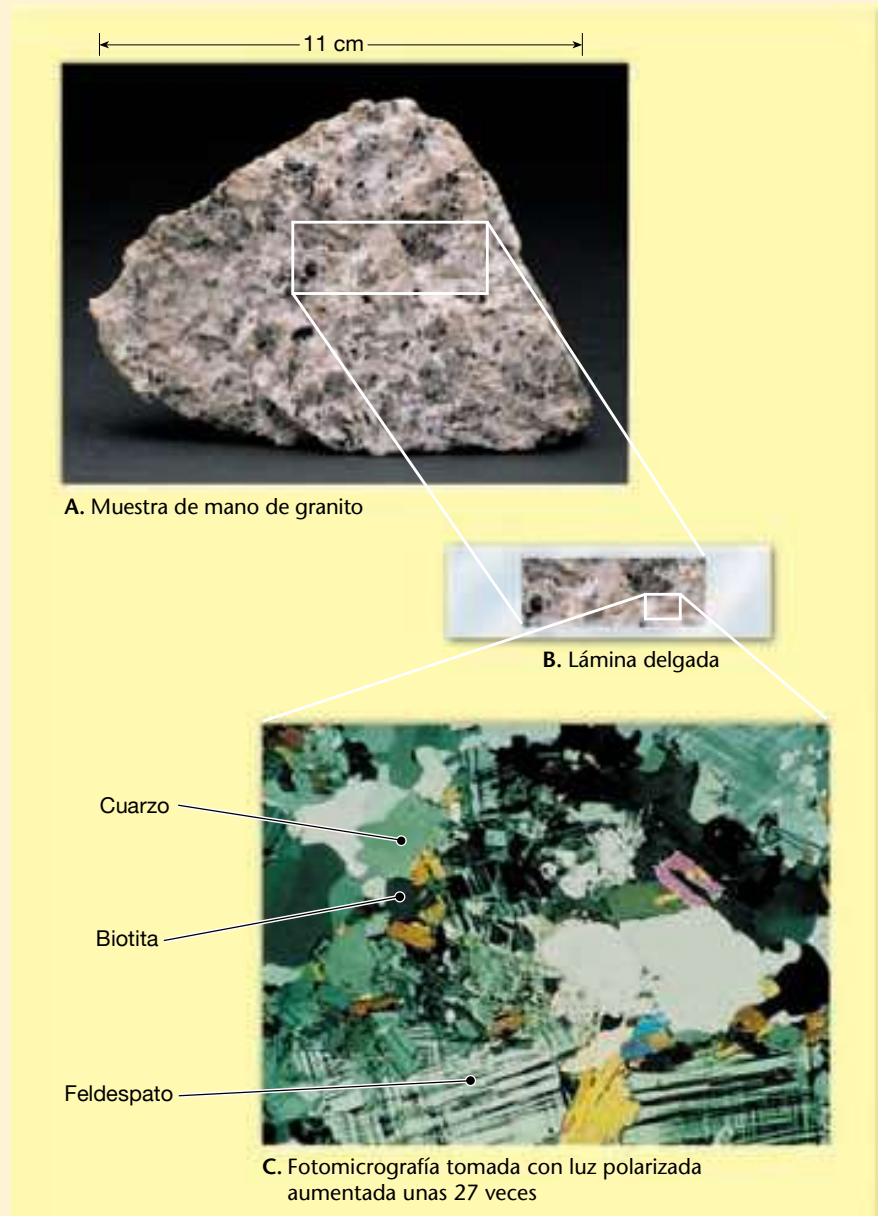
Las rocas ígneas se clasifican en función de su composición mineral y de su textura. Cuando analizan las muestras, los geólogos las examinan de cerca para identificar los minerales presentes y determinar el tamaño y la disposición de los cristales. Si esto ocurre en el campo, los geólogos utilizan técnicas *megascópicas* para estudiar las rocas. Las características megascópicas de las rocas son los rasgos que pueden determinarse a simple vista o utilizando una lupa de poco aumento ($\times 10$). Cuando resulta práctico hacerlo así, los geólogos recogen muestras de mano que pueden llevarse al laboratorio, donde pueden emplear métodos *microscópicos* o de gran aumento. El examen microscópico es importante para identificar los minerales, así como los rasgos texturales que son demasiado pequeños para verse a simple vista.

Dado que la mayoría de las rocas no son transparentes, el trabajo microscópico precisa la preparación de un corte muy delgado de la roca conocido como *lámina delgada* (Figura 4.A). En primer lugar, se utiliza una sierra con diamantes en su hoja para cortar una lámina fina de la muestra. A continuación, un lado de la lámina se pule utilizando polvo de pulir y luego se pega a un portaobjetos para microscopio. Una vez que la muestra montada está firmemente sujeta, el otro lado es pulido hasta un grosor de unos 0,03 milímetros. Cuando una sección de roca es de este grosor, suele ser transparente. No obstante, algunos minerales metálicos, como la pirita y la magnetita, siguen siendo opacos.

Una vez hechas, las secciones delgadas se examinan bajo un microscopio, especialmente diseñado, denominado *microscopio de polarización*. Dicho instrumento tiene una fuente de luz debajo de la platina, de manera que la luz puede transmitirse hacia arriba a través de la lámina delgada. Dado que los minerales tienen estructuras cristalinas que influyen en la luz polarizada de una manera medible, este procedimiento permite identificar hasta los componentes menores de una roca. El apartado C de la Figura 4.A es una microfotografía (fotografía tomada con un mi-

croscopio) de una lámina delgada de granito mostrada bajo luz polarizada. Los constituyentes minerales se identifican por sus peculiares propiedades ópticas. Ade-

más de ayudar al estudio de las rocas ígneas, las técnicas microscópicas se utilizan con gran éxito en el análisis de las rocas sedimentarias y metamórficas.



▲ **Figura 4.A** Las secciones o láminas delgadas son muy útiles en la identificación de los componentes minerales de las rocas. **A.** A partir de la muestra de mano se corta una porción plana mediante una sierra de diamante. **B.** Esta porción se pega a un portaobjetos siendo sometida a desbaste hasta hacerse transparente a la luz (aproximadamente 0,03 mm de grosor). Esta porción muy fina de roca se denomina sección o lámina delgada. **C.** Lámina delgada de granito observada con luz polarizada. (Fotos de E. J. Tarbuck.)

| Composición química | | | Granítica (félsica) | Andesítica (intermedia) | Basáltica (máfica) | Ultramáfica | |
|---|-----------------------------|---|---|---|--|----------------------------|--------------|
| Minerales dominantes | | | Cuarzo Feldespato potásico Plagioclasa rica en sodio y calcio | Anfibol Plagioclasa rica en sodio y calcio | Piroxeno Plagioclasa rica en calcio | Olivino Piroxeno | |
| Minerales accesorios | | | Anfibol Moscovita Biotita | Piroxeno Biotita | Anfibol Olivino | Plagioclasa rica en calcio | |
| TEXTURA | Fanerítica (grano grueso) |  | Granito | Diorita | Gabro | Peridotita | |
| | Afanítica (grano fino) |  | Riolita | Andesita | Basalto | Komatita (poco común) | |
| | Porfídica |  | «Porfídico» precede cualquiera de los nombres anteriores siempre que haya fenocristales apreciables | | | | Poco comunes |
| | Vítrea |  | Obsidiana (vidrio compacto) Pumita (vidrio vacuolar) | | | | |
| | Piroclástica (fragmentaria) |  | Toba (fragmentos de menos de 2 mm) Brecha volcánica (fragmentos de más de 2 mm) | | | | |
| Color de la roca (basado en el % de minerales oscuro) | | | 0% a 25% | 25% a 45% | 45% a 85% | 85% a 100% | |

▲ **Figura 4.6** Clasificación de los principales grupos de rocas ígneas según su composición mineral y su textura. Las rocas de grano grueso son plutónicas y solidifican en profundidad debajo de la superficie. Las rocas de grano fino son volcánicas o solidifican como pequeños plutones. Las rocas ultramáficas son oscuras y densas, compuestas casi en su totalidad por minerales que contienen hierro y magnesio. Aunque son relativamente poco comunes en la superficie terrestre, estas rocas son constituyentes principales del manto superior.

su composición mineral y de su textura, dos rocas pueden tener los mismos constituyentes minerales pero diferentes texturas y, por consiguiente, nombres diferentes. Por ejemplo, el *granito*, una roca plutónica de grano grueso, tiene un equivalente volcánico de grano fino denominado *riolita*. Aunque estas rocas son mineralógicamente idénticas, tienen texturas diferentes y no tienen en absoluto la misma apariencia (Figura 4.7).

Rocas félsicas (graníticas)

Granito. El *granito* es quizá la mejor conocida de todas las rocas ígneas (Figura 4.7A). Esto se debe en parte a su belleza natural, que se intensifica cuando se pule, y en parte a su abundancia en la corteza continental. Las losas de granito pulido se utilizan habitualmente para las tumbas y los monumentos y como piedras de construcción. Son zonas bien conocidas de Estados Unidos de donde se extrae el granito, entre otras, Barre, Vermont; el monte Airy, Carolina del Norte, y Saint Cloud, Minnesota.

El granito es una roca fanerítica compuesta por alrededor del 25 por ciento de cuarzo y aproximadamente el 65 por ciento de feldespato, principalmente las variedades ricas en potasio y sodio. Los cristales de cuarzo, de forma aproximadamente esférica, suelen ser vítreos y de color claro a gris claro. Por el contrario, los cristales de feldespato no son vítreos, tienen un color generalmente de blanco a gris o rosa salmón, y exhiben una forma rectangular más que esférica. Cuando el feldespato potásico domina y es de color rosa oscuro, el granito es casi rojizo. Esta variedad es popular como piedra de construcción. Sin embargo, los granos de feldespato suelen ser de color blanco a gris, de modo que cuando se mezclan con cantidades menores de silicatos oscuros, el granito parece tener un color gris claro.

Otros constituyentes menores del granito son la moscovita y algunos silicatos oscuros, en particular la biotita y el anfíbol. Aunque los componentes oscuros constituyen generalmente menos del 10 por ciento de la mayor parte de los granitos, los minerales oscuros destacan más de lo que indicaría su porcentaje.



A. Granito

Vista de cerca



B. Riolita

Vista de cerca



▲ **Figura 4.7** A. Granito, una de las rocas ígneas faneríticas más comunes. B. Las riolitas, el equivalente afanítico del granito son menos abundantes. (Fotos de E. J. Tarbuck.)

El granito puede tener también una textura porfídica. Estos tipos contienen cristales de feldespato de un centímetro o más de longitud que están repartidos entre la matriz de grano grueso de cuarzo y anfíbol.

El granito y otras rocas cristalinas relacionadas suelen ser productos secundarios de la formación de montañas. Dado que el granito es muy resistente a la meteorización, frecuentemente forma el núcleo de montañas erosionadas. Por ejemplo, Pikes Peak de las Montañas Rocosas, el monte Rushmore en las Colinas Negras y las montañas blancas de New Hampshire, la Stone Mountain en Georgia y el parque nacional Yosemite en Sierra Nevada son áreas donde afloran grandes cantidades de granito.

El granito es una roca muy abundante. Sin embargo, se ha convertido en una práctica común entre los geólogos aplicar el término *granito* a cualquier roca de silicatos claros que contenga cuarzo. Continuaremos con esta práctica en virtud de la sencillez. Debe tenerse en cuenta que este uso del término *granito* abarca rocas que tienen un espectro de composiciones más amplio.

Riolita. La *riolita* es el equivalente extrusivo del granito y, como el granito, está esencialmente compuesta por silicatos claros (Figura 4.7B). Este hecho explica su color, que suele ser de marrón claro a rosa o, a veces, un gris

muy claro. La riolita es afanítica y contiene frecuentemente fragmentos vítreos y huecos que indican un rápido enfriamiento en un ambiente superficial. Cuando la riolita contiene fenocristales, son normalmente pequeños y están compuestos por cuarzo o por feldespato potásico. Al contrario que el granito, que está muy distribuido como grandes masas plutónicas, los depósitos de riolita son menos frecuentes y, en general, menos voluminosos. El parque Yellowstone es una excepción bien conocida. Aquí, los depósitos de lavas riolíticas y los de cenizas de composición similar son extensos.

Obsidiana. La *obsidiana* es una roca vítrea de color oscuro que normalmente se forma cuando lava rica en sílice se enfría rápidamente (Figura 4.8). Al contrario que en los minerales donde hay una disposición ordenada de los iones, en el *vidrio*, los iones están desordenados. Por consiguiente, las rocas vítreas como la obsidiana no están compuestas por minerales en el sentido estricto.

Aunque normalmente de color negro o marrón rojizo, la obsidiana tiene un elevado contenido en sílice (Figura 4.8). Por tanto, su composición es más parecida a la de las rocas ígneas claras, como el granito, que a las rocas oscuras de composición basáltica. Por sí misma, la sílice es clara como el cristal de las ventanas; el color oscuro es



A. Colada de obsidiana



B. Muestra de mano de una obsidiana

consecuencia de la presencia de iones metálicos. Si examinamos un borde delgado de un fragmento de obsidiana, será casi transparente. Debido a su excelente fractura concoide y a su capacidad para conservar un borde duro y cortante, la obsidiana fue un material preciado con el cual los nativos americanos elaboraron puntas de flecha y útiles cortantes.

Pumita. La *pumita* es una roca volcánica que, como la obsidiana, tiene textura vítrea. Normalmente asociada con la obsidiana, la pumita se forma cuando grandes cantidades de gases escapan a través de la lava para generar una masa gris y porosa (Figura 4.9). En algunas muestras, los agujeros son bastante evidentes, mientras que en otros, la pumita recuerda a fragmentos finos de cristal entretejido. Debido al gran porcentaje de huecos, muchas muestras de pumita flotarán cuando se las coloque en agua. A veces, en las pumitas se ven estructuras de flujo, que indican que hubo algún movimiento antes de que se completara la solidificación. Además, la pumita y la obsidiana pueden encontrarse a menudo en la misma masa rocosa, alternando en capas.

◀ **Figura 4.8** La obsidiana es una roca vítrea de color oscuro formada a partir de lava rica en sílice. La imagen A muestra la base de un domo de lava al sur del lago Mono, California. (Fotos de E. J. Tarbuck.)



▲ **Figura 4.9** Pumita, una roca vítrea que contiene numerosas vesículas. (Foto de E. J. Tarbuck.)

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

Dijo que los nativos americanos utilizaban la obsidiana para hacer puntas de flecha y utensilios cortantes. ¿Es el único material que utilizaron?

No. Los nativos americanos utilizaban cualquier material del que dispusieran en su zona para hacer herramientas, incluido cualquier material rocoso compacto y duro que pudiera ser moldeado. Eso incluye materiales como las rocas metamórficas pizarra y cuarcita, depósitos sedimentarios formados por sílice llamados jaspe, distintas variedades de cuarzo, ópalo, sílex e incluso jade. Algunos de estos depósitos tienen una distribución geográfica limitada y en la actualidad pueden ayudar a los antropólogos a reconstruir las rutas comerciales entre los diferentes grupos de indios.

Rocas intermedias (andesíticas)

Andesita. La *andesita* es una roca de color gris medio, de grano fino y de origen volcánico. Su nombre procede de los Andes de América del Sur, donde numerosos volcanes están formados por este tipo de roca. Además de los volcanes de los Andes, muchas de las estructuras volcánicas que rodean el océano Pacífico son de composición andesítica. La andesita muestra frecuentemente una textura porfídica (Figura 4.10). Cuando éste es el caso, los fenocristales suelen ser cristales claros y rectangulares de plagioclasa o cristales negros y alargados de anfíbol. La andesita se parece a menudo a la riolita, de modo que su identificación suele requerir el examen microscópico para verificar la abundancia, o la falta, de cristales de cuarzo. La andesita contiene cantidades pequeñas de cuarzo, mientras que la riolita está compuesta de aproximadamente un 25 por ciento de cuarzo.

Diorita. La *diorita* es el equivalente plutónico de la andesita. Es una roca intrusiva de grano grueso que tiene un aspecto similar al granito gris. Sin embargo, puede distinguirse del granito por la ausencia de cristales de cuarzo visibles y porque contiene un porcentaje más elevado de silicatos oscuros. La composición mineral de la diorita es fundamentalmente plagioclasa rica en sodio y anfíbol, con cantidades menores de biotita. Debido a que los granos de feldespato de color claro y los cristales de anfíbol oscuros parecen ser aproximadamente iguales en abundancia, la diorita tiene un aspecto de «sal y pimienta» (Figura 4.11).

Rocas máficas (basálticas)

Basalto. El *basalto* es una roca volcánica de grano fino y de color verde oscuro a negro, compuesta fundamen-



A. Andesita porfídica



B. Vista de cerca

▲ **Figura 4.10** Andesita porfídica. **A.** Muestra de mano de un pórfido andesítico, una roca volcánica común. **B.** Microfotografía de una sección delgada de un pórfido andesítico para ver su textura. Obsérvese que unos pocos cristales grandes (fenocristales) están rodeados de cristales mucho más pequeños (matriz microgranuda). (Foto de E. J. Tarbuck.)

talmente por piroxeno y plagioclasa rica en calcio con cantidades menores de olivino y anfíbol (Figura 4.12A). Cuando es porfídico, el basalto contiene comúnmente fenocristales pequeños de plagioclasa cálcica de colores claros o fenocristales de olivino de aspecto vítreo embebidos en una pasta oscura.

El basalto es la roca ígnea extrusiva más común (Figura 4.12). Muchas islas volcánicas, como las islas Hawái e Islandia, están compuestas fundamentalmente de basalto. Además, las capas superiores de la corteza oceánica son de basalto. En Estados Unidos, grandes áreas de la parte central de Oregón y de Washington fueron zonas de extensas erupciones basálticas (véase Figura 5.14). En algunas localizaciones, esas coladas basálticas se han acumulado hasta alcanzar grosores que se aproximan a los 3 kilómetros.

Gabro. El *gabro* es el equivalente intrusivo del basalto (Figura 4.12B). Como el basalto, es de color verde muy oscuro a negro y está compuesto fundamentalmente de piroxeno y de plagioclasa rica en calcio. Aunque el gabro



Vista de cerca



▲ **Figura 4.11** La diorita es una roca ígnea fanerítica de composición intermedia. Los cristales blancos son plagioclasa y los cristales negros son anfíbol y biotita. (Foto de E. J. Tarbuck.)

no es un constituyente común de la corteza continental, indudablemente constituye un porcentaje significativo de la corteza oceánica. Aquí, grandes proporciones del mag-

ma que formó los depósitos subterráneos que una vez alimentaron las erupciones basálticas acabaron por solidificarse en profundidad, formando gabros.



A. Basalto

Vista de cerca



B. Gabro

Vista de cerca



▲ **Figura 4.12** Estas rocas máficas de color oscuro están compuestas fundamentalmente de piroxeno y de plagioclasa rica en calcio. **A.** El basalto es una roca afanítica y una roca extrusiva muy común. **B.** El gabro, el equivalente fanerítico del basalto, es menos abundante. (Fotos de E. J. Tarbuck.)

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

En la ferretería, vi una barbacoa con material que el dependiente llamó «roca de lava». ¿Se trata realmente de una roca volcánica?

No sólo encuentra «roca de lava» en su ferretería, sino también en los comercios de bricolaje para utilizarla como material de construcción y paisajismo y se suele encontrar en las tiendas con productos para acuarios. Los geólogos dan a este material el nombre de *escoria*, que es una roca máfica roja u oscura caracterizada por una textura vesicular (llena de agujeros). También se denomina *ceniza volcánica*. En las barbacoas de gas, la roca de lava se utiliza para absorber y reirradiar el calor para garantizar la cocción uniforme.

Rocas piroclásticas

Las rocas piroclásticas están compuestas por fragmentos expulsados durante una erupción volcánica. Una de las rocas piroclásticas más comunes, denominada *toba*, se compone fundamentalmente de diminutos fragmentos del tamaño de cenizas que se cementaron después de su caída. En situaciones donde las partículas de cenizas permanecieron lo suficientemente calientes como para fundirse, la roca se denomina *toba soldada*. Aunque las tobas soldadas son fundamentalmente diminutos copos vítreos, pueden contener fragmentos de pumita del tamaño de una nuez y otros fragmentos de roca.

Las tobas soldadas cubren enormes regiones del occidente de Estados Unidos que fueron volcánicamente activas en el pasado. Algunos de esos depósitos de toba tienen grosores de centenares de metros y se extienden a lo largo de decenas de kilómetros desde su origen. La mayoría se formó hace millones de años conforme las cenizas volcánicas arrojadas de grandes estructuras volcánicas (calderas) en forma de avalanchas, se expandieron lateralmente a velocidades de aproximadamente 100 kilómetros por hora. Los primeros investigadores de esos depósitos los clasificaron, de manera incorrecta, como coladas de riolitas. En la actualidad, sabemos que esta lava rica en sílice es demasiado viscosa (pegajosa) para fluir más allá de unos pocos kilómetros desde la chimenea volcánica.

Las rocas piroclásticas compuestas fundamentalmente por partículas de tamaño mayor que la ceniza se denominan *brechas volcánicas*. En las brechas volcánicas, las partículas pueden consistir en fragmentos con perfil aerodinámico que se solidificaron en el aire, bloques procedentes de las paredes de la chimenea, cristales y fragmentos vítreos.

A diferencia de algunos nombres de rocas ígneas, como el granito y el basalto, los términos *toba* y *brecha*

volcánica no indican composición mineral. Por tanto, suelen utilizarse a menudo con un calificador, por ejemplo, toba riolítica.

Origen de los magmas

Aunque algunos magmas exhiben pruebas de al menos algunos componentes derivados de la fusión de las rocas de la corteza, hoy los geólogos están seguros de que la mayor parte de los magmas se genera por la fusión del manto terrestre. También está claro que la tectónica de placas desempeña un papel importante en la generación de la mayor parte del magma. La mayor cantidad de actividad ígnea tiene lugar en los límites de placa divergentes en asociación con la expansión del fondo oceánico. También se producen cantidades sustanciales de magma en las zonas de subducción en las que la litosfera oceánica desciende al manto. El magma generado allí contiene componentes del manto, así como corteza y sedimentos subducidos. Además, parece que algunos magmas se generan en las profundidades del manto, donde no recibe la influencia directa de los movimientos de placas.

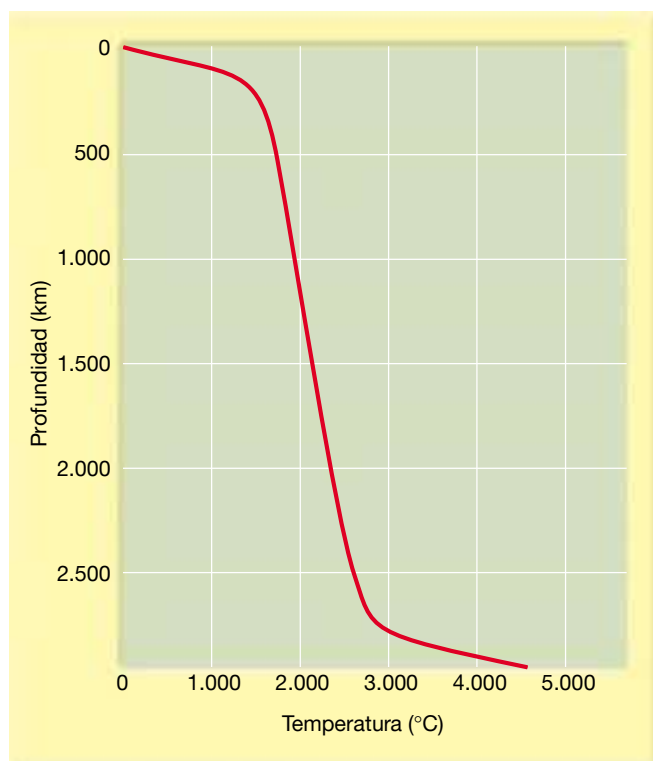
Generación de magmas a partir de roca sólida

En función de las pruebas científicas disponibles, *la corteza y el manto terrestres están compuestos fundamentalmente de rocas sólidas, no fundidas*. Aunque el núcleo externo es fluido, está formado por un material rico en hierro, muy denso y que está situado a bastante profundidad dentro de la Tierra. Así pues ¿cuál es el origen de los magmas que producen la actividad ígnea?

Los geólogos proponen que la mayor parte de los magmas se originan cuando se funden rocas esencialmente sólidas, localizadas en la corteza y el manto superior. La forma más obvia para generar magma a partir de roca sólida consiste en elevar la temperatura por encima del punto de fusión de la roca.

Papel del calor. ¿Qué fuente de calor es suficiente para fundir las rocas? Los trabajadores de las minas subterráneas saben que la temperatura aumenta con la profundidad. Aunque la velocidad con que aumenta la temperatura varía de un lugar a otro, en la corteza superior *oscila* entre 20 y 30 °C por kilómetro. El cambio de la temperatura con la profundidad se conoce como **gradiente geotérmico** (Figura 4.13). Los cálculos indican que la temperatura a 100 kilómetros de profundidad oscila entre 1.200 y 1.400 °C*. A estas elevadas temperaturas, las rocas

* Trataremos las fuentes de calor para el gradiente geotérmico en el Capítulo 12.



▲ **Figura 4.13** Este gráfico muestra la distribución de temperaturas calculadas para el manto y la corteza. Obsérvese que la temperatura aumenta significativamente desde la superficie hasta la base de la litosfera y que el gradiente de temperatura (ritmo de cambio) es mucho menor en el manto. Dado que la diferencia de temperatura entre la parte superior y la inferior del manto es relativamente pequeña, los geólogos deducen que debe producirse en él un flujo convectivo lento (el material caliente asciende y el manto frío desciende).

de la corteza inferior y del manto superior están próximas a sus puntos de fusión, pero todavía están algo por debajo. Por tanto, están muy calientes pero, en esencia, todavía sólidas.

Hay varias maneras por medio de las cuales se puede generar, dentro de la corteza o el manto superior, el calor adicional suficiente para producir magma. En primer lugar, en las zonas de subducción, la fricción genera calor conforme grandes placas de corteza se deslizan unas sobre otras. En segundo lugar, las rocas de la corteza se calientan a medida que descienden hacia el manto durante la subducción. En tercer lugar, las rocas calientes del manto pueden ascender e introducirse en las rocas de la corteza. Aunque todos estos procesos generan algo de magma, las cantidades producidas son relativamente pequeñas y la distribución está muy limitada.

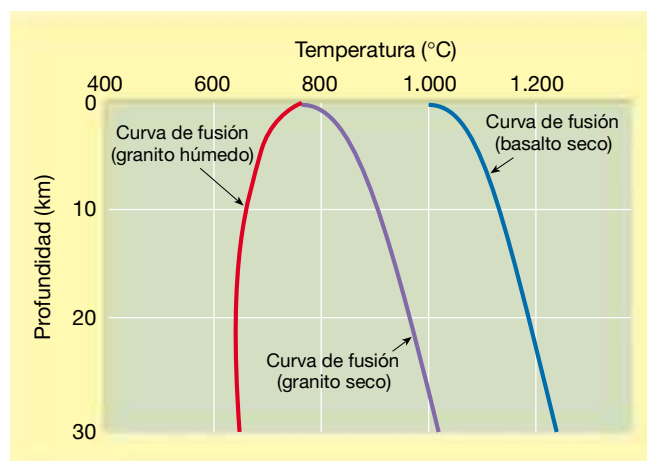
Como veremos, la mayor parte del magma se genera sin la adición de otra fuente de calor. Las rocas que están cerca de su punto de fusión pueden empezar a fundirse si la presión de confinamiento disminuye o si se in-

troducen fluidos (volátiles). Ahora vamos a considerar los papeles de la presión y los volátiles en la generación de los magmas.

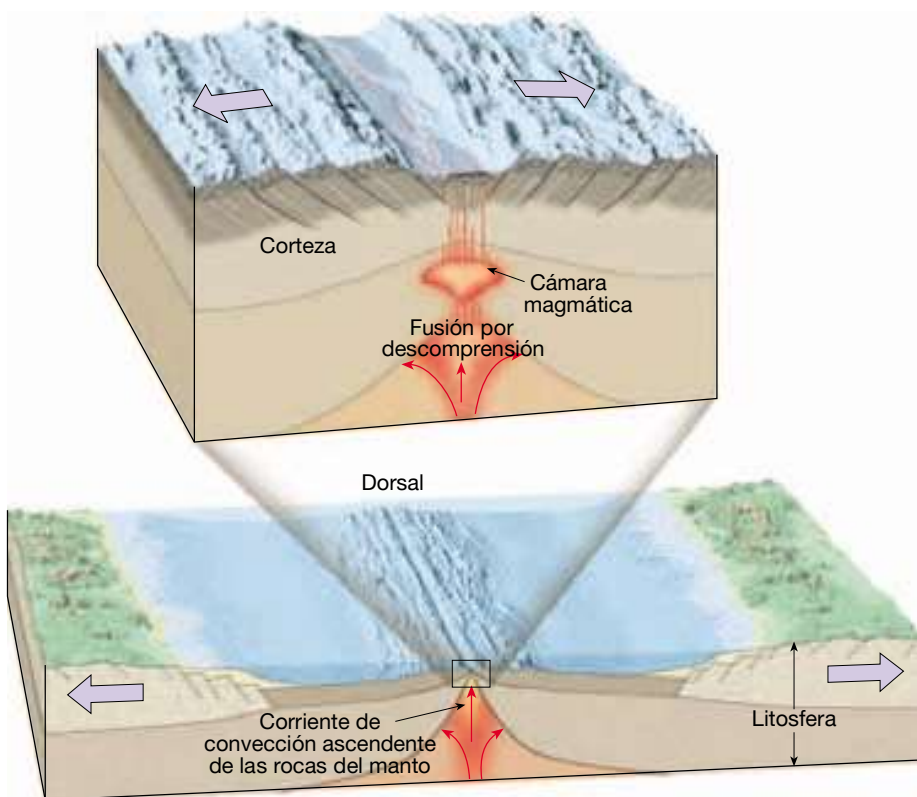
Papel de la presión. Si la temperatura fuera el único factor que determinara si una roca se funde o no, nuestro planeta sería una bola fundida cubierta por una fina capa exterior sólida. Esto, por supuesto, no es así. La razón es que la presión también aumenta con la profundidad.

La fusión, que se acompaña de un aumento de volumen, *se produce a temperaturas más altas en profundidad* debido a una mayor presión de confinamiento (Figura 4.14). O sea, un aumento de la presión de confinamiento produce un incremento de la temperatura de fusión de las rocas. A la inversa, la reducción de la presión de confinamiento reduce la temperatura de fusión de una roca. Cuando la presión de confinamiento disminuye lo suficiente, se dispara **la fusión por descompresión**. Esto puede ocurrir cuando la roca *asciende* como consecuencia de una corriente convectiva ascendente, desplazándose así a zonas de menor presión. (Recordemos que, aun cuando el manto es un *sólido*, *fluye* a velocidades muy lentas a lo largo de escalas temporales de millones de años.) Este proceso es responsable de la generación de magmas a lo largo de los límites de placa divergentes (dorsales oceánicas) donde las placas se están separando (Figura 4.15).

Papel de los volátiles. Otro factor importante que afecta a la temperatura de fusión de las rocas es su contenido en agua. El agua y otras sustancias volátiles actúan al igual que la sal para fundir el hielo. Es decir, las sustancias volátiles hacen que la roca se funda a temperaturas inferior-



▲ **Figura 4.14** Curvas idealizadas de temperatura de fusión. Estas curvas muestran las temperaturas mínimas necesarias para fundir una roca dentro de la corteza terrestre. Obsérvese que el granito y el basalto anhidros funden a temperaturas cada vez más elevadas conforme aumenta la profundidad. Por el contrario, la temperatura de fusión del granito húmedo disminuye en realidad a medida que aumenta la presión de confinamiento.



◀ **Figura 4.15** Conforme asciende una roca caliente del manto, se desplaza continuamente hacia zonas de menor presión. Esta disminución de la presión de confinamiento puede desencadenar la fusión, incluso sin calor adicional.

res. Además, el efecto de los volátiles se incrementa con el aumento de la presión. Por consiguiente, una roca «húmeda» en profundidad tiene una temperatura de fusión mucho menor que una roca «seca» de la misma composición y bajo la misma presión de confinamiento (Figura 4.14). Por consiguiente, además de la composición de una roca, su temperatura, la profundidad (presión de confinamiento) y su contenido acuoso determinan si estará en estado sólido o líquido.

Las sustancias volátiles desempeñan un papel importante en la generación de magmas en los límites de placa divergentes, donde láminas frías de litosfera oceánica descienden hacia el manto (Figura 4.16). Conforme una placa oceánica se hunde, el calor y la presión expulsan el agua de las rocas de la corteza subducida. Estas sustancias volátiles, que son muy móviles, migran hacia el manto caliente que se encuentra por encima. Se cree que este proceso disminuye la temperatura de fusión de la



◀ **Figura 4.16** Conforme una placa oceánica desciende hacia el manto, el agua y otros compuestos volátiles desaparecen de las rocas de la corteza subducida. Estos volátiles disminuyen la temperatura de fusión de las rocas del manto lo bastante como para generar fusión.

roca del manto lo suficiente como para generar algunos fundidos. Los estudios de laboratorio han demostrado que la adición de tan sólo un 0,1 por ciento de agua puede reducir el punto de fusión del basalto en hasta 100 °C.

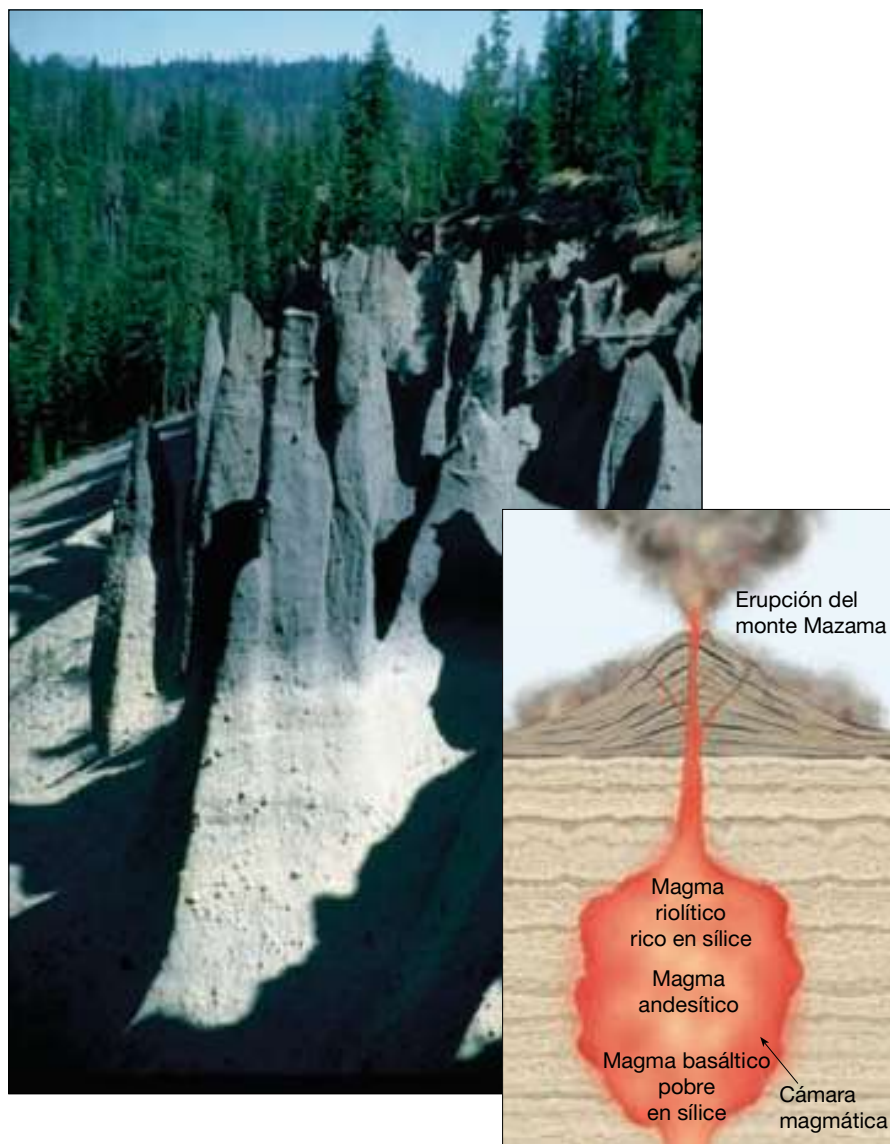
Cuando se forme suficiente magma basáltico derivado del manto, ascenderá flotando hacia la superficie. En un ambiente continental, el magma basáltico puede «estancarse» debajo de las rocas de la corteza, que tienen una densidad menor y están muy cerca de su temperatura de fusión. Esto puede provocar algo de fusión de la corteza y la formación de magmas secundarios ricos en sílice.

En resumen, los magmas pueden generarse bajo tres tipos de condiciones: (1) por aumento de la temperatura; por ejemplo, un cuerpo magmático de una fuente profunda intruye y funde las rocas de la corteza; (2) una

disminución de la presión (sin la adición de calor) puede causar *fusión por descompresión*, y (3) la *introducción de volátiles* (principalmente agua) puede reducir la temperatura de fusión de las rocas del manto lo bastante como para generar magma.

Evolución de los magmas

Dado que existe una gran variedad de rocas ígneas, es lógico suponer que también debe existir una variedad igualmente grande de magmas. Sin embargo, los geólogos descubrieron que algunos volcanes pueden generar lavas que tienen composiciones bastante diferentes (Figura 4.17). Este tipo de datos les llevaron a examinar la posibilidad de que el magma pudiera cambiar (evolucio-



◀ **Figura 4.17** Cenizas y pumitas expulsadas durante una gran erupción del monte Mazama (Crater Lake). Obsérvese la gradación desde cenizas ricas en sílice y colores claros en la base hasta rocas de colores oscuros en la parte superior. Es probable que antes de esta erupción el magma empezara a segregarse conforme el magma rico en sílice y menos denso migraba hacia arriba en la cámara magmática. La zonación observada en las rocas se produjo porque una erupción sostenida expulsaba niveles cada vez más profundos de la cámara magmática. Por tanto, esta secuencia de rocas es una representación invertida de la zonación composicional en la cámara magmática; es decir, el magma de la parte superior de la cámara hizo erupción primero y se encuentra en la base de esos depósitos de ceniza y viceversa. (Foto de E. J. Tarbuck.)

nar) y, por tanto, llegar a ser el origen de varias rocas ígneas. Para explorar esta idea N. L. Bowen llevó a cabo una investigación pionera sobre la cristalización de los magmas en el primer cuarto del siglo XX.

Serie de reacción de Bowen y composición de las rocas ígneas

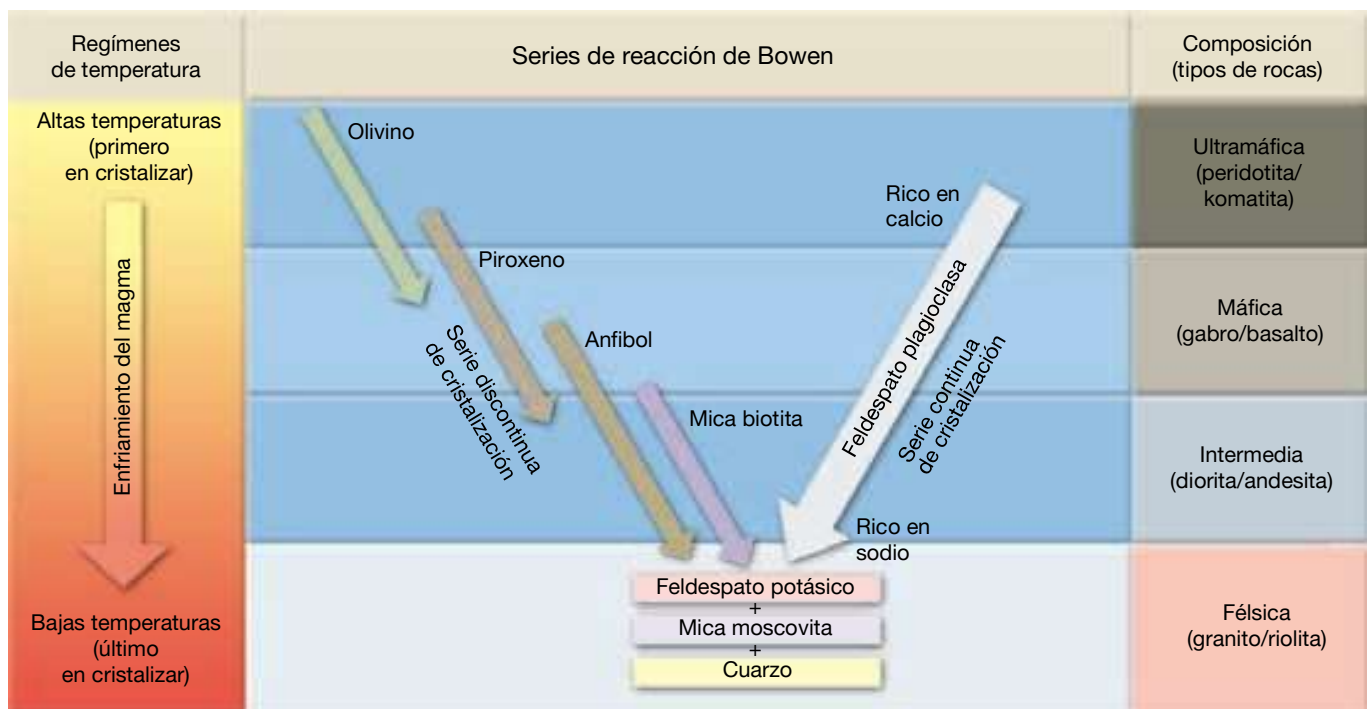
Recordemos que el hielo se congela a una única temperatura mientras que un magma cristaliza en un intervalo de al menos 200 °C. En el laboratorio, el equipo de Bowen demostró que, conforme se enfría un magma basáltico, los minerales tienden a cristalizar de una manera sistemática que está en función de sus puntos de fusión. Como se muestra en la Figura 4.18, el primer mineral que cristaliza a partir de un magma basáltico es el ferromagnesiano olivino. El enfriamiento adicional genera plagioclasa rica en calcio, así como piroxeno, y así sucesivamente según el diagrama.

Durante el proceso de cristalización, la composición de la porción líquida del magma cambia continuamente. Por ejemplo, en la etapa en la que alrededor de una tercera parte del magma se ha solidificado, el fundido carecerá casi por completo de hierro, magnesio y calcio porque esos elementos son constituyentes de los minerales que se formaron primero. La eliminación de esos elementos del fundido hará que se enriquezca en sodio y potasio. Además,

dado que el magma basáltico original contenía alrededor del 50 por ciento de sílice (SiO_2), la cristalización del mineral formado primero, el olivino, que contiene sólo alrededor del 40 por ciento de sílice, deja el fundido restante más rico en SiO_2 . Por tanto, el componente sílice del fundido también se enriquece conforme evoluciona el magma.

Bowen demostró también que si los componentes sólidos de un magma permanecen en contacto con el fundido restante, reaccionarán químicamente y evolucionarán al siguiente mineral de la secuencia mostrada en la Figura 4.18. Por esta razón, esta disposición de minerales llegó a ser conocida como **serie de reacción de Bowen** (Recuadro 4.3). Como comentaremos más adelante, en algunos ambientes naturales los minerales formados en primer lugar suelen separarse del fundido, interrumpiendo así cualquier reacción química ulterior.

El diagrama de la serie de reacción de Bowen de la Figura 4.18 describe la secuencia de cristalización de los minerales a partir del magma de una composición media en condiciones de laboratorio. Pruebas de que este modelo de cristalización tan idealizado se aproxima a lo que puede ocurrir en la naturaleza proceden del análisis de las rocas ígneas. En particular, encontramos que los minerales que se forman bajo el mismo régimen de temperaturas general en la serie de reacción de Bowen se encuentran juntos en las rocas ígneas. Por ejemplo, nótese en la Figura 4.18 que los minerales cuarzo, feldespato



▲ **Figura 4.18** La serie de reacción de Bowen muestra la secuencia en la cual cristalizan los minerales a partir de un magma. Compare esta figura con la composición mineral de los grupos de rocas de la Figura 4.6. Obsérvese que cada grupo de rocas está definido por minerales que cristalizan en el mismo intervalo de temperaturas.



Recuadro 4.3 ► Entender la Tierra

Un acercamiento a la serie de reacción de Bowen

Aunque muy idealizada, la serie de reacción de Bowen nos proporciona una representación visual del orden en el que los minerales cristalizan a partir de un magma de composición media (véase Figura 4.18). Este modelo supone que el magma se enfría lentamente en profundidad en un ambiente por lo demás inalterable. Nótese que la serie de reacción de Bowen se divide en dos ramas: una serie discontinua y una serie continua.

Serie de reacción discontinua. La rama superior izquierda de la serie de reacción de Bowen indica que, conforme un magma se enfría, el primer mineral que cristaliza es el olivino. Una vez formado, el olivino reaccionará químicamente con el fundido restante para formar piroxeno (Figura 4.18). En esta reacción, el olivino, que está compuesto por tetraedros de sílice-oxígeno aislados, incorpora más sílice en su estructura, de forma que sus tetraedros forman estructuras en cadena características de los piroxenos. (Nota: los piroxenos tienen una temperatura de cristalización más baja que el olivino y son más estables a temperaturas bajas.) Conforme el cuerpo magmático se enfría más, los cristales de piroxeno reaccionarán a su vez con el fundido para generar estructuras de cadena doble típicas de los anfíboles. Esta reacción continuará hasta que se forme el último mineral de la serie, la biotita. En la naturaleza, estas reacciones no suelen transcurrir hasta completarse, de manera que pueden existir diversas cantidades de cada uno de esos minerales en cualquier momento dado, y algunos de esos minerales, como la biotita, quizá no se formen nunca.

Esta parte de la serie de reacción de Bowen se denomina *serie de reacción discontinua* porque en cada etapa se forma un silicato con distinta estructura. El olivino, el primer mineral de la secuencia en formarse, está compuesto por tetraedros aislados, mientras que el piroxeno está compuesto por cadenas sencillas, el anfíbol por cadenas dobles y la biotita por estructuras laminares.

Serie de reacción continua. La rama derecha de la serie de reacción, denominada la *serie de reacción continua*, muestra que los cristales de plagioclasa rica en calcio reaccionan con los iones sodio en el fundido para enriquecerse progresivamente en ellos (véase Figura 4.18). Aquí los iones sodio se difunden en los cristales de feldespato y desplazan los iones calcio en la red cristalina. A menudo, la velocidad de enfriamiento ocurre con la suficiente rapidez como para impedir una sustitución completa de los iones calcio por los iones sodio. En esos casos, los cristales de feldespato tendrán interiores ricos en calcio rodeados por zonas progresivamente más ricas en sodio (Figura 4.B).

Durante la última etapa de la cristalización, después de que se haya solidificado gran parte del magma, se forma el feldespato potásico. (Se formará moscovita en las pegmatitas y otras rocas ígneas plutónicas que cristalizan a profundidades considerables.) Por último, si el magma remanente tiene exceso de sílice, se formará el cuarzo.

Prueba de la serie de reacción de Bowen. Durante una erupción del volcán hawaiano Kilauea en 1965, se vertió lava basáltica en el orificio de un cráter, formando un lago de lava que se convirtió en un laboratorio natural para probar la serie de reacción de Bowen. Cuando la superficie del lago de lava se enfrió lo bastante como para formar una corteza, los geólogos perforaron hacia el magma

y extrajeron con periodicidad muestras que se templaron para conservar el fundido y los minerales que crecían en su interior. Mediante el muestreo de la lava en los estadios sucesivos del enfriamiento, se registró una historia de la cristalización.

Como la serie de reacción predice, el olivino cristalizó inicialmente, pero después dejó de formarse y fue parcialmente reabsorbido en el fundido que se enfriaba. (En un cuerpo magmático más grande que se enfriaba más despacio, cabría esperar que la mayor parte del olivino, si no todo, reaccionaría con el fundido y se convertiría en piroxeno.) Lo que es más importante es que la composición del fundido cambió en el curso de la cristalización. A diferencia de la lava basáltica original, que contenía alrededor del 50 por ciento de sílice (SiO_2), el fundido final contenía más del 75 por ciento de sílice y tenía una composición similar al granito.

Aunque la lava en este ambiente se enfriaba rápidamente en comparación con las velocidades observadas en las cámaras magmáticas profundas, lo hacía con suficiente lentitud como para verificar que los minerales cristalizan de una manera sistemática que más o menos va paralela a la serie de reacción de Bowen. Además, si el fundido se hubiera separado en cualquier estadio en el proceso de enfriamiento, habría formado una roca con una composición muy diferente de la lava original.



◀ **Figura 4.B** Fotomicrografía de un cristal de plagioclasa dividido en zonas. Después de la solidificación de este cristal (compuesto por feldespato rico en calcio), un enfriamiento ulterior provocaría que los iones sodio desplazaran los iones calcio. Dado que no se completó la sustitución, este cristal de feldespato tiene un interior rico en calcio rodeado por zonas progresivamente más ricas en sodio. (Foto de E. J. Tarbuck.)

potásico y moscovita, que están localizados en la misma región del diagrama de Bowen, suelen encontrarse juntos como constituyentes principales de la roca ígnea plutónica *granito*.

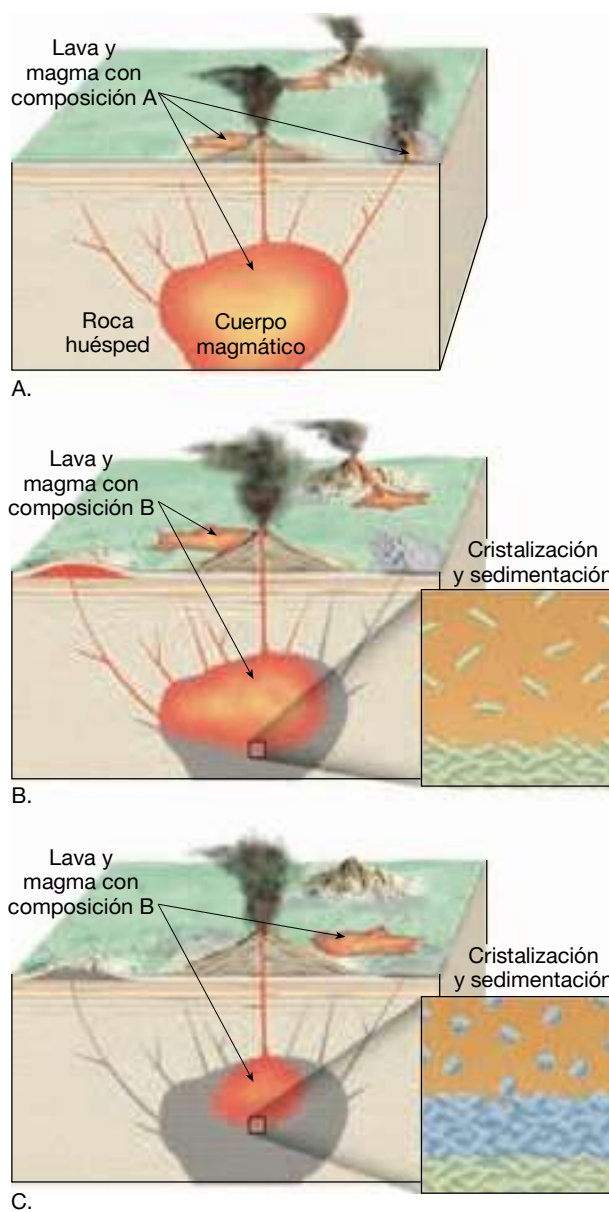
Diferenciación magmática. Bowen demostró que los minerales cristalizan a partir del magma de una manera sistemática. Pero, ¿cómo explica la serie de reacción de Bowen la gran diversidad de rocas ígneas? Se ha demostrado que, en una o en más etapas durante la cristalización, puede producirse la separación de los componentes sólido y líquido de un magma. Un ejemplo es la denominada **sedimentación cristalina**. Este proceso ocurre si los minerales formados en primer lugar son más densos (más pesados) que la porción líquida y se hunden hacia el fondo de la cámara magmática, como se muestra en la Figura 4.19. Cuando la colada restante se solidifica (ya sea en el lugar donde se encuentra o en otra localización si migra a través de las fracturas de las rocas circundantes), formará una roca con una composición química muy diferente del magma inicial (Figura 4.19). La formación de uno o más magmas secundarios a partir de un solo magma inicial se denomina **diferenciación magmática**.

Un ejemplo clásico de diferenciación magmática es el que se encuentra en el Sill de Palisades (Estados Unidos), que es una masa tabular de 300 metros de grosor de roca ígnea oscura, que aflora a lo largo del margen occidental del río Hudson en su curso inferior. Debido a su gran grosor y lenta velocidad de solidificación posterior, los cristales de olivino (el primer mineral que se forma) se hundieron y constituyen alrededor del 25 por ciento de la parte inferior del Sill. Por el contrario, cerca de la parte superior de este cuerpo ígneo, donde cristalizaron los remanentes del fundido, el olivino representa sólo un 1 por ciento de la masa rocosa*.

En cualquier etapa de la evolución de un magma, los componentes sólido y líquido pueden separarse en dos unidades químicamente distintas. Además, la diferenciación magmática en el fundido secundario puede generar fracciones adicionales químicamente distintas. Por consiguiente, la diferenciación magmática y la separación de los componentes sólido y líquido en varias etapas de cristalización puede producir varios magmas químicamente diversos y, en último extremo, una variedad de rocas ígneas (Figura 4.19).

Asimilación y mezcla de magmas

Bowen demostró satisfactoriamente que, a través de la diferenciación magmática, un magma primario puede ge-



▲ **Figura 4.19** Ilustración de la evolución del magma conforme los minerales formados primero (los más ricos en hierro, magnesio y calcio) cristalizan y sedimentan en el fondo de la cámara magmática, dejando el fundido restante más rico en sodio, potasio y sílice (SiO_2). **A.** La localización de un cuerpo magmático y la actividad ígnea asociada genera rocas con una composición similar a la del magma inicial. **B.** Después de un período de tiempo, la cristalización y la sedimentación modifican la composición del fundido y a la vez generan rocas con una composición bastante diferente de la del magma original. **C.** Una mayor diferenciación magmática tiene como consecuencia otro fundido altamente evolucionado con sus tipos de roca asociados.

nerar varias rocas ígneas mineralógicamente diferentes. Sin embargo, trabajos más recientes indican que este proceso por sí solo no puede explicar la gran diversidad de rocas ígneas.

* Estudios recientes indican que este cuerpo ígneo se produjo por inyecciones múltiples de magma y representa algo más que un simple caso de sedimentación cristalina.

Una vez formado el cuerpo magmático, su composición puede cambiar a través de la incorporación de material extraño. Por ejemplo, conforme el magma asciende, puede incorporar alguna de las rocas de sus alrededores, un proceso denominado **asimilación** (Figura 4.20). Este proceso puede operar en un ambiente próximo a la superficie donde las rocas son frágiles. Conforme el magma empuja hacia arriba, las presiones producen numerosas grietas en la roca caja. La fuerza del magma inyectado es a menudo lo suficientemente fuerte como para romper bloques de roca «extraña» e incorporararlos en el cuerpo magmático. En ambientes más profundos, el magma puede estar lo suficientemente caliente como para simplemente fundir y asimilar algunas de las rocas calientes de su alrededor, que estén cerca de sus temperaturas de fusión.

Otro medio a través del cual puede alterarse la composición de un cuerpo magmático se denomina **mezcla de magmas**. Este proceso se produce cuando un cuerpo magmático es intruido por otro (Figura 4.20). Una vez combinados, el flujo convectivo puede agitar los dos magmas y generar una mezcla con una composición intermedia. La mezcla de magmas puede ocurrir durante el ascenso de dos cuerpos magmáticos químicamente distintos conforme la masa más flotante alcanza la masa de magma que está ascendiendo con más lentitud.

En resumen, Bowen demostró satisfactoriamente que, mediante la diferenciación magmática, un único magma original puede generar varias rocas ígneas mineralógicamente diferentes. Por tanto, este proceso, de acuerdo con la mezcla de magmas y la contaminación por las rocas de la corteza, explica en parte la gran variedad de magmas

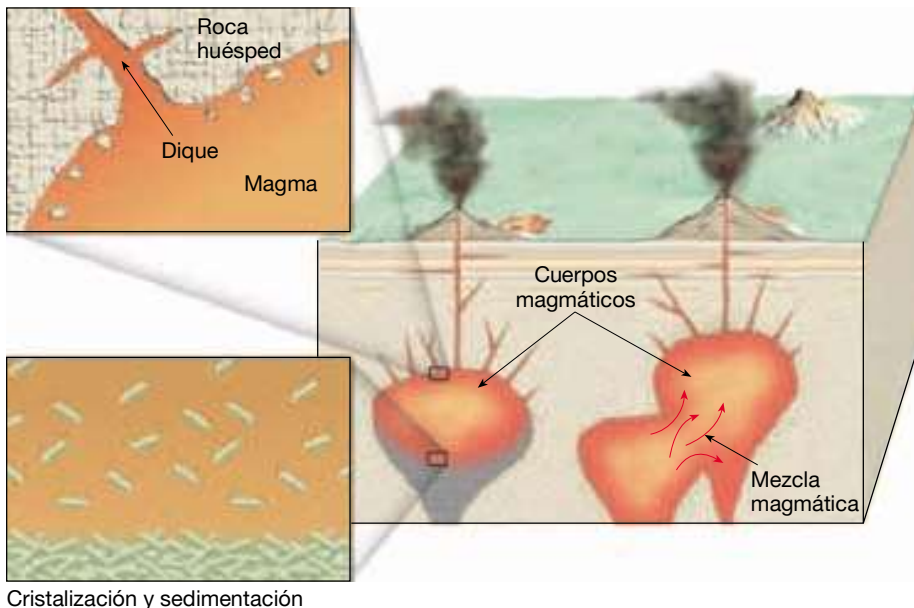
y rocas ígneas. A continuación, consideraremos otro proceso importante, la fusión parcial, que también genera magmas con composiciones variantes.

Fusión parcial y formación de los magmas

Recordemos que la cristalización de un magma sucede en un intervalo de temperaturas de al menos 200 °C. Como cabe esperar, la fusión, el proceso inverso, abarca un intervalo de temperaturas similar. A medida que la roca empieza a fundirse, los minerales con las temperaturas de fusión más bajas son los primeros que se funden. Si la fusión continúa, los minerales con puntos de fusión más elevados empiezan a fundirse y la composición magmática se aproxima a un ritmo constante a la composición general de la roca a partir de la cual derivó. Sin embargo, es mucho más frecuente que la fusión no sea completa. La fusión incompleta de las rocas se conoce como **fusión parcial**, un proceso que produce la mayor parte, si no la totalidad, de los magmas.

Nótese en la Figura 4.18 que las rocas con una composición granítica están compuestas de minerales con las temperaturas de fusión (cristalización) más bajas: concretamente el cuarzo y el feldespato potásico. Nótese también que, a medida que ascendemos por la serie de reacción de Bowen, los minerales tienen temperaturas de fusión progresivamente más elevadas y que el olivino, que se encuentra en la parte superior, tiene el punto de fusión más elevado. Cuando una roca experimenta la fusión parcial, formará un fundido enriquecido en iones

Asimilación de la roca huésped



◀ **Figura 4.20** Esta ilustración muestra tres formas por medio de las cuales puede alterarse la composición de un cuerpo magmático: mezcla magmática; asimilación de la roca huésped; y sedimentación cristalina (diferenciación magmática).

procedentes de minerales con las temperaturas de fusión más bajas. Los cristales no fundidos son los de los minerales con temperaturas de fusión más elevadas. La separación de estas dos fracciones produciría un fundido con una composición química más rica en sílice y más próxima al extremo granítico del espectro que la roca de la que derivó.

Formación de magmas basálticos

La mayor parte de los magmas basálticos se originan probablemente a partir de la fusión parcial de la roca ultramáfica *peridotita*, el principal constituyente del manto superior. Los magmas basálticos que se originan de la fusión directa de las rocas del manto se denominan magmas *primarios* porque todavía no han evolucionado. La fusión necesaria para producir estos magmas derivados del manto puede estar provocada por una reducción de la presión de confinamiento (fusión por descompresión). Esto puede producirse, por ejemplo, en los lugares donde las rocas del manto ascienden como parte del flujo convectivo de movimiento muy lento en las dorsales centrooceánicas (véase Figura 4.15). Recordemos que los magmas basálticos también se generan en zonas de subducción, donde el agua procedente de la capa descendente de la corteza oceánica provoca la fusión parcial de las rocas del manto (véase Figura 4.16).

Dado que la mayoría de magmas basálticos se forman aproximadamente entre los 50 y los 250 kilómetros por debajo de la superficie, cabe esperar que este material se enfríe y cristalice en profundidad. Sin embargo, conforme el magma basáltico migra hacia arriba, la presión de confinamiento disminuye proporcionalmente y reduce la temperatura de fusión. Como veremos en el siguiente capítulo, existen ambientes en los que los magmas basálticos ascienden lo bastante rápido como para que la pérdida de calor hacia su entorno sea compensada por una disminución de la temperatura de fusión. Por consiguiente, en la superficie de la Tierra son comunes los grandes flujos de magmas basálticos. No obstante, en algunas situaciones, los magmas basálticos que son comparativamente densos se estancarán debajo de las rocas de la corteza y cristalizarán en la profundidad.

Formación de magmas andesíticos y graníticos

Si la fusión parcial de las rocas del manto genera magmas basálticos, ¿cuál es el origen de los magmas que generan rocas andesíticas y graníticas? Recordemos que los magmas intermedios y félsicos no son expulsados por los volcanes de las cuencas oceánicas profundas; antes bien, se encuentran sólo en los márgenes continentales, o adya-

centes a ellos. Ésta es una prueba evidente de que las interacciones entre los magmas basálticos derivados del manto y los componentes más ricos en sílice de la corteza terrestre generan esos magmas. Por ejemplo, conforme un magma basáltico migra hacia arriba, puede fundir y asimilar algo de las rocas de la corteza a través de las cuales asciende. El resultado es la formación de un magma más rico en sílice de composición andesítica (intermedio entre el basáltico y el granítico).

El magma andesítico puede evolucionar también de un magma basáltico por el proceso de diferenciación magmática. Recordemos, en relación con lo que se comentó sobre la serie de reacción de Bowen, que, conforme se solidifica un magma basáltico, son los minerales ferromagnesianos pobres en sílice los que cristalizan primero. Si estos componentes ricos en hierro se separan del líquido por sedimentación cristalina, el fundido restante, que está ahora enriquecido en sílice, tendrá una composición más parecida a la andesita. Estos magmas evolucionados (cambiados) se denominan *magmas secundarios*.

Las rocas graníticas se encuentran en una cantidad demasiado grande como para que se generen solamente a partir de la diferenciación magmática de los magmas basálticos primarios. Lo más probable es que sean el producto final de la cristalización de un magma andesítico, o el producto de la fusión parcial de las rocas continentales ricas en sílice. El calor para fundir las rocas de la corteza a menudo procede de los magmas basálticos calientes derivados del manto que se formaron por encima de una placa en subducción y que después se sitúan dentro de la corteza.

Los fundidos graníticos tienen un alto contenido en sílice y son por tanto más viscosos (pegajosos) que otros magmas. Por consiguiente, al contrario que los magmas basálticos que producen a menudo enormes flujos de lava, los magmas graníticos suelen perder su movilidad antes de alcanzar la superficie y tienden a producir grandes estructuras plutónicas. En las ocasiones en que los magmas ricos en sílice alcanzan la superficie, las erupciones piroclásticas explosivas, como las del volcán Santa Elena, son lo habitual.

En resumen, la serie de reacción de Bowen es una guía simplificada útil para comprender el proceso de fusión parcial. En general, los minerales de temperatura baja de la parte inferior de la serie de reacción de Bowen se funden primero y producen un magma más rico en sílice (menos basáltico) que la roca madre. Por consiguiente, la fusión parcial de las rocas ultramáficas del manto produce los basaltos máficos que forman la corteza oceánica. Además, la fusión parcial de las rocas basálticas generará un magma intermedio (andesítico) comúnmente asociado con los arcos volcánicos.

Resumen

- Las *rocas ígneas* se forman cuando un *magma se enfría* y se solidifica. Las rocas ígneas *extrusivas* o *volcánicas* se forman cuando una *lava* se enfría sobre la superficie. El magma que se solidifica en zonas profundas produce rocas ígneas *intrusivas* o *plutónicas*.
- Conforme el magma se enfría los iones que lo componen se disponen según modelos ordenados durante un proceso denominado *cristalización*. El enfriamiento lento se traduce en la formación de cristales bastante grandes. A la inversa, cuando el enfriamiento se produce rápidamente, el resultado es una masa sólida que consiste en diminutos cristales intercrecidos. Cuando el material fundido se enfría instantáneamente, se forma una masa de átomos desordenados a los que se conoce como vidrio.
- Las rocas ígneas se clasifican casi siempre por su *textura* y su *composición mineral*.
- Por textura de una roca ígnea se entiende el aspecto general de la roca basado en el tamaño y disposición de los cristales. El factor más importante que condiciona la textura es la velocidad de enfriamiento del magma. Las texturas comunes de las rocas ígneas son *afanítica*, con granos demasiado pequeños para ser distinguidos a simple vista; *fanerítica*, con cristales intercrecidos de aproximadamente igual tamaño y lo suficientemente grandes para ser identificados a simple vista; *porfídica*, que tiene cristales grandes (*fenocristales*) englobados en una matriz de cristales más pequeños, y *vítrea*.
- La composición mineral de una roca ígnea es consecuencia de la composición química del magma inicial y del ambiente de cristalización. Por consiguiente, la clasificación de las rocas ígneas se corresponde estrechamente con la serie de reacción de Bowen. Las *rocas félsicas* (por ejemplo, el granito y la riolita) se forman a partir de los últimos minerales que cristalizan, el feldespato potásico y el cuarzo, y son de colores claros. Las rocas de composición *intermedia* (por ejemplo, la andesita y la diorita) están formadas por los minerales plagioclasa y anfíbol. Las *rocas máficas* (por ejemplo, el basalto y el gabro) se forman con los primeros minerales que cristalizan (olivino, piroxeno y plagioclasas cálcicas); tienen elevado contenido en hierro, magnesio y calcio, y bajo en silicio, y son de color gris oscuro a negro.
- La composición mineral de una roca ígnea viene determinada en último extremo por la composición química del magma a partir del cual cristalizó. N. L. Bowen descubrió que, conforme se enfría un magma en el laboratorio, los minerales con puntos de fusión más altos cristalizan antes que los minerales con puntos de fusión más bajos. La *serie de reacción de Bowen* ilustra la secuencia de formación mineral en un magma basáltico.
- Durante la cristalización del magma, si los minerales formados primero son más densos que el líquido residual, se depositarán en el fondo de la cámara magmática durante un proceso denominado *sedimentación cristalina*. Debido al hecho de que la sedimentación cristalina elimina los minerales formados en primer lugar, el fundido restante formará una roca con una composición química muy diferente de la del magma inicial. El proceso de formación de más de un tipo de magma a partir de un magma común se denomina *diferenciación magmática*.
- Una vez formado el cuerpo magmático, su composición puede cambiar mediante la incorporación de material extraño, un proceso denominado *asimilación* o por *mezcla magmática*.
- Los magmas se originan a partir de rocas esencialmente sólidas de la corteza y el manto. Además de la composición de las rocas, su temperatura, profundidad (presión de confinamiento) y su contenido en volátiles determinan si estará en forma sólida o líquida. Por tanto, el magma puede generarse *mediante la elevación de la temperatura de una roca*, como ocurre cuando una pluma caliente ascendente del manto «se estanca» debajo de las rocas de la corteza. Una *disminución de la presión* también puede fundir las rocas. Además, la *introducción de volátiles* (agua) puede disminuir el punto de fusión de una roca lo bastante para generar un magma. Dado que la fusión no es generalmente completa, un proceso denominado *fusión parcial* produce un fundido originado a partir de los minerales que funden a menos temperatura, que tienen un contenido más elevado en sílice que la roca original. Por tanto, los magmas generados por fusión parcial están más próximos al extremo félsico del espectro de composición que las rocas de las cuales proceden.

Preguntas de repaso

1. ¿Qué es un magma?
2. ¿Cómo se diferencia una lava de un magma?
3. ¿Cómo influye la velocidad de enfriamiento en el proceso de cristalización?
4. Además de la velocidad de enfriamiento, ¿qué otros dos factores influyen en el proceso de cristalización?
5. La clasificación de las rocas ígneas se basa fundamentalmente en dos criterios. Nombre esos criterios.
6. Las definiciones siguientes están relacionadas con términos que describen las texturas de las rocas ígneas. Para cada una de ellas, identifique el término apropiado.
 - a) Aperturas producidas por los gases que escapan.
 - b) La obsidiana tiene esta textura.
 - c) Una matriz de cristales finos que rodea a los fenocristales.
 - d) Los cristales son demasiado pequeños para verse a simple vista.
 - e) Una textura caracterizada por dos tamaños de cristales claramente diferentes.
 - f) Grano grueso con cristales de tamaños aproximadamente iguales.
 - g) Cristales excepcionalmente grandes que superan 1 centímetro de diámetro.
7. ¿Por qué los cristales son tan grandes en las pegmatitas?
8. ¿Qué indica una textura porfídica sobre las rocas ígneas?
9. ¿En qué se diferencian el granito y la riolita? ¿En qué se parecen?
10. Compare y contraste cada uno de los siguientes pares de rocas:
 - a) Granito y diorita.
 - b) Basalto y gabro.
 - c) Andesita y riolita.
11. ¿Cómo se diferencian las tobas y las brechas volcánicas de otras rocas ígneas, como los granitos y los basaltos?
12. ¿Qué es el gradiente geotérmico?
13. Describa las tres condiciones que se piensa que originan la fusión de las rocas.
14. ¿Qué es la diferenciación magmática? ¿Cómo podría inducir este proceso la formación de varias rocas ígneas diferentes a partir de un solo magma?
15. Relacione la clasificación de las rocas ígneas con la serie de reacción de Bowen.
16. ¿Qué es la fusión parcial?
17. ¿En qué se diferencia composicionalmente un fundido originado por fusión parcial de la roca de la que procede?
18. ¿Cómo se genera la mayor parte de los magmas basálticos?
19. El magma basáltico se forma a grandes profundidades. ¿Por qué no cristaliza conforme asciende a través de la corteza relativamente fría?
20. ¿Por qué las rocas de composición intermedia (andesítica) y félsica (granítica) *no* se encuentran generalmente en las cuencas oceánicas?

Términos fundamentales

| | | | |
|----------------|--------------------------|----------------------------|----------------------|
| andesítico | fusión parcial | pasta | textura fanerítica |
| asimilación | fusión por descompresión | pegmatita | textura pegmatítica |
| basáltico | gradiente geotérmico | plutónico | textura piroclástica |
| cristalización | granítico | pórfido | textura porfídica |
| diferenciación | intermedio | roca ígnea | textura vesicular |
| magmática | intrusivo | sedimentación cristalina | textura vítrea |
| extrusivo | lava | serie de reacción de Bowen | ultramáfico |
| félsico | máfico | textura | vidrio |
| fenocristal | magma | textura afanítica | volátiles |
| fundido | mezcla de magmas | | volcánico |

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>

CAPÍTULO 7

Rocas sedimentarias

¿Qué es una roca sedimentaria?

Transformación del sedimento en roca sedimentaria: diagénesis y litificación

Tipos de rocas sedimentarias

Rocas sedimentarias detríticas

- Lutita
- Arenisca
- Conglomerado y brecha

Rocas sedimentarias químicas

- Caliza
- Dolomía

Rocas silíceas (sílex)

Evaporitas

Carbón

Clasificación de las rocas sedimentarias

Ambientes sedimentarios

Tipos de ambientes sedimentarios

Facies sedimentarias

Estructuras sedimentarias

El Capítulo 6 nos proporcionó la información necesaria para entender el origen de las rocas sedimentarias. Recordemos que la meteorización de las rocas existentes inicia el proceso. A continuación, agentes erosivos como las aguas de escorrentía, el viento, las olas y el hielo extraen los productos de meteorización y los transportan a una nueva localización, donde son depositados. Normalmente las partículas se descomponen aún más durante la fase de transporte. Después de la sedimentación, este material, que se denomina ahora sedimento, se litifica. En la mayoría de los casos, el sedimento se litifica en roca sedimentaria mediante los procesos de compactación y cementación.

¿Qué es una roca sedimentaria?



Rocas sedimentarias ▼ Introducción

Los productos de la meteorización mecánica y química constituyen la materia prima para las rocas sedimentarias. La palabra *sedimentaria* indica la naturaleza de esas rocas, pues deriva de la palabra latina *sedimentum*, que hace referencia al material sólido que se deposita a partir de un fluido (agua o aire). La mayor parte del sedimento, pero no todo, se deposita de esta manera. Los restos meteorizados son barridos constantemente desde el lecho de roca, transportados y por fin depositados en los lagos, los valles de los ríos, los mares y un sinnúmero de otros lugares. Los granos de una duna de arena del desierto, el lodo del fondo de un pantano, la grava del lecho de un río e incluso el polvo de las casas son ejemplos de este proceso interminable. Dado que la meteorización del lecho de roca, el transporte y el depósito de los productos de meteorización son continuos, se encuentran sedimentos en casi cualquier parte. Conforme se acumulan las pilas de sedimentos, los materiales próximos al fondo se compactan. Durante largos períodos, la materia mineral depositada en los espacios que quedan entre las partículas cementa estos sedimentos, formando una roca sólida.

Los geólogos calculan que las rocas sedimentarias representan sólo alrededor del 5 por ciento (en volumen) de los 16 km externos de la Tierra. Sin embargo, su importancia es bastante mayor de lo que podría indicar este porcentaje. Si tomáramos muestras de las rocas expuestas en la superficie, encontraríamos que la gran mayoría son sedimentarias. De hecho alrededor del 75 por ciento de todos los afloramientos de roca de los continentes está compuesto por rocas sedimentarias. Por consiguiente, podemos considerar las rocas sedimentarias como una capa algo discontinua y relativamente delgada de la porción más externa de la corteza. Este hecho se entiende con facilidad cuando consideramos que el sedimento se acumula en la superficie.

Dado que los sedimentos se depositan en la superficie terrestre, las capas de roca que finalmente se forman contienen evidencias de acontecimientos pasados que ocurrieron en la superficie. Por su propia naturaleza, las rocas sedimentarias contienen en su interior indicaciones de ambientes pasados en los cuales se depositaron sus partículas y, en algunos casos, pistas de los mecanismos que intervinieron en su transporte. Además, las rocas sedimentarias son las que contienen los fósiles, herramientas vitales para el estudio del pasado geológico. Por tanto, este grupo de rocas proporciona a los geólogos mucha de la información básica que necesitan para reconstruir los detalles de la historia de la Tierra.

Por último, debe mencionarse la gran importancia económica de muchas rocas sedimentarias. El carbón, que se quema para proporcionar una porción significativa de la energía eléctrica de Estados Unidos, es una roca sedimentaria. Nuestras otras fuentes principales de energía, el petróleo y el gas natural, están asociadas con las rocas sedimentarias. Son también fuentes importantes de hierro, aluminio, manganeso y fertilizantes, además de numerosos materiales esenciales para la industria de la construcción.

Transformación del sedimento en roca sedimentaria: diagénesis y litificación

El sedimento puede experimentar grandes cambios desde el momento en que fue depositado hasta que se convierte en una roca sedimentaria y posteriormente es sometido a las temperaturas y las presiones que lo transforman en una roca metamórfica. El término **diagénesis** (*dia* = cambio; *genesis* = origen) es un término colectivo para todos los cambios químicos, físicos y biológicos que tienen lugar después de la deposición de los sedimentos, así como durante y después de la litificación.

El enterramiento promueve la diagénesis, ya que conforme los sedimentos van siendo enterrados, son sometidos a temperaturas y presiones cada vez más elevadas. La diagénesis se produce en el interior de los primeros kilómetros de la corteza terrestre a temperaturas que en general son inferiores a los 150 °C a 200 °C. Más allá de este umbral algo arbitrario, se dice que tiene lugar el metamorfismo.

Un ejemplo de cambio diagenético es la *recristalización*, el desarrollo de minerales más estables a partir de algunos menos estables. El mineral aragonito, la forma menos estable del carbonato cálcico (CaCO_3), lo ilustra. Muchos organismos marinos segregan el aragonito para formar conchas y otras partes duras, como las estructuras esqueléticas producidas por los corales. En algunos am-

bientes se acumulan como sedimento grandes cantidades de estos materiales sólidos. A medida que tiene lugar el enterramiento, el aragonito recrystaliza a la forma más estable del carbonato cálcico, la calcita, que es el principal constituyente de la roca sedimentaria caliza.

La diagénesis incluye la **litificación**, término que se refiere a los procesos mediante los cuales los sedimentos no consolidados se transforman en rocas sedimentarias sólidas (*lithos* = piedra; *fic* = hacer). Los procesos básicos de litificación son la compactación y la cementación.

El cambio diagenético físico más habitual es la **compactación**. Conforme el sedimento se acumula a través del tiempo, el peso del material suprayacente comprime los sedimentos más profundos. Cuanto mayor es la profundidad a la que está enterrado el sedimento, más se compacta y más firme se vuelve. Al inducirse cada vez más la aproximación de los granos, hay una reducción considerable del espacio poroso (el espacio abierto entre las partículas). Por ejemplo, cuando las arcillas son enterradas debajo de varios miles de metros de material, el volumen de la arcilla puede reducirse hasta en un 40 por ciento. Conforme se reduce el espacio del poro, se expulsa gran parte del agua que estaba atrapada en los sedimentos. Dado que las arenas y otros sedimentos gruesos son sólo ligeramente compresibles, la compactación, como proceso de litificación, es más significativa en las rocas sedimentarias de grano fino.

La **cementación** es el proceso más importante mediante el cual los sedimentos se convierten en rocas sedimentarias. Es un cambio diagenético químico que implica la precipitación de los minerales entre los granos sedimentarios individuales. Los materiales cementantes son transportados en solución por el agua que percola a través de los espacios abiertos entre las partículas. A lo largo del tiempo, el cemento precipita sobre los granos de sedimento, llena los espacios vacíos y une los clastos. De la misma manera que el espacio del poro se reduce durante la compactación, la adición de cemento al depósito sedimentario reduce también su porosidad.

La calcita, la sílice y el óxido de hierro son los cementos más comunes. Hay una manera relativamente sencilla de identificar el material cementante. Cuando se trata de calcita, se producirá efervescencia con el ácido clorhídrico diluido. La sílice es el cemento más duro y produce, por tanto, las rocas sedimentarias más duras. Un color de naranja a rojo oscuro en una roca sedimentaria significa que hay óxido de hierro.

La mayoría de las rocas sedimentarias se litifica por medio de la compactación y la cementación. Sin embargo, algunas se forman inicialmente como masas sólidas de cristales intercrecidos, antes de empezar como acumulaciones de partículas independientes que más tarde se solidifican. Otras rocas sedimentarias cristalinas no empie-

zan de esta manera, sino que se transforman en masas de cristales intercrecidos algún tiempo después de que se haya depositado el sedimento.

Por ejemplo, con el tiempo y el enterramiento, los sedimentos sueltos que consisten en delicados restos esqueléticos calcáreos pueden recrystalizar en una caliza cristalina relativamente densa. Dado que los cristales crecen hasta que rellenan todos los espacios disponibles, normalmente las rocas sedimentarias cristalinas carecen de porosidad. A menos que las rocas desarrollen más tarde diaclasas y fracturas, serán relativamente impermeables a fluidos como el agua y el petróleo.

Tipos de rocas sedimentarias



Rocas sedimentarias

▼ Tipos de rocas sedimentarias

El sedimento tiene dos orígenes principales. En primer lugar, el sedimento puede ser una acumulación de material que se origina y es transportado en forma de clastos sólidos derivados de la meteorización mecánica y química. Los depósitos de este tipo se denominan **detríticos** y las rocas sedimentarias que forman, **rocas sedimentarias detríticas**. La segunda fuente principal de sedimento es el material soluble producido en gran medida mediante meteorización química. Cuando estas sustancias disueltas son precipitadas mediante procesos orgánicos o inorgánicos, el material se conoce como sedimento químico y las rocas formadas a partir de él se denominan **rocas sedimentarias químicas**.

Consideraremos a continuación cada uno de los tipos de roca sedimentaria y algunos ejemplos de ellas.

Rocas sedimentarias detríticas



Rocas sedimentarias

▼ Rocas sedimentarias detríticas

Si bien puede encontrarse una gran variedad de minerales y fragmentos de roca en las rocas detríticas, los constituyentes fundamentales de la mayoría de las rocas sedimentarias de esta categoría son los minerales de arcilla y el cuarzo. Recordemos (Capítulo 6) que los minerales de arcilla son el producto más abundante de la meteorización química de los silicatos, en especial de los feldespatos. Las arcillas son minerales de grano fino con estructuras cristalinas laminares, similares a las micas. El otro mineral común, el cuarzo, es abundante porque es extremadamente duradero y muy resistente a la meteorización química.

Por tanto, cuando las rocas ígneas, como el granito, son atacadas por los procesos de meteorización, se liberan los granos de cuarzo.

Otros minerales comunes de las rocas detríticas son los feldespatos y las micas. Dado que la meteorización química transforma rápidamente estos minerales en nuevas sustancias, su presencia en las rocas sedimentarias indica que la erosión y la deposición fueron lo bastante rápidas como para conservar algunos de los minerales principales de la roca original antes de que pudieran descomponerse.

El tamaño del clasto es la base fundamental para distinguir entre las diversas rocas sedimentarias detríticas. En la Tabla 7.1 se representan las categorías de tamaño para los clastos que constituyen las rocas detríticas. El tamaño del clasto no es sólo un método conveniente de división de las rocas detríticas; también proporciona información útil relativa a los ambientes deposicionales. Las corrientes de agua o de aire seleccionan los clastos por tamaños; cuanto más fuerte es la corriente, mayor será el tamaño del clasto transportado. La grava, por ejemplo, es desplazada por ríos de corriente rápida, así como por las avalanchas y los glaciares. Se necesita menos energía para transportar la arena; por tanto, esta última es común en accidentes geográficos como las dunas movidas por el viento o algunos depósitos fluviales y playas. Se necesita muy poca energía para transportar la arcilla, ya que se deposita muy lentamente. La acumulación de esas diminutas partículas suele estar asociada con el agua tranquila de un lago, una laguna, un pantano o ciertos ambientes marinos.

Rocas sedimentarias detríticas comunes, ordenadas por tamaño de clasto creciente son la lutita, la arenisca y el conglomerado o la brecha. Consideraremos ahora cada uno de estos tipos y cómo se forma.

Lutita

La *lutita* es una roca sedimentaria compuesta por partículas del tamaño de la arcilla y el limo (Figura 7.1). Estas rocas detríticas de grano fino constituyen más de la mitad

Tabla 7.1 Clasificación de las rocas detríticas según el tamaño del clasto

| Intervalos de tamaño (milímetros) | Nombre del clasto | Nombre del Sedimento | Roca detrítica |
|-----------------------------------|-------------------|----------------------|-----------------------|
| >256 | Bloque | Grava | Conglomerado o brecha |
| 64-256 | | | |
| 4-64 | Canto | Grava | Conglomerado o brecha |
| 2-4 | | | |
| 1/16-2 | Grano | Arena | Arenisca |
| 1/256-1/16 | Gránulo | Limo | Limolita |
| <1/256 | Partícula | Arcilla | Lutita |

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

Según la Tabla 7.1, arcilla es un término utilizado para referirse al tamaño microscópico de un clasto.

Creía que las arcillas eran un grupo de minerales silicatados laminares. ¿Qué afirmación es correcta?

Ambas lo son. En el contexto del tamaño del clasto detrítico, el término *arcilla* se refiere sólo a aquellos granos con un tamaño inferior a 1/256 milímetros, es decir, un tamaño microscópico. No significa que estos clastos tengan una composición particular. Sin embargo, el término *arcilla* también se utiliza para designar una composición específica: concretamente, un grupo de minerales silicatados relacionados con las micas. Aunque la mayor parte de estos minerales arcillosos tiene el tamaño de la arcilla, no todos los sedimentos del tamaño de la arcilla están formados por minerales arcillosos.

de todas las rocas sedimentarias. Las partículas de estas rocas son tan pequeñas que no pueden identificarse con facilidad sin grandes aumentos y, por esta razón, resulta más difícil estudiar y analizar las lutitas que la mayoría de las otras rocas sedimentarias.

Mucho de lo que sabemos sobre esta roca se basa en el tamaño de sus clastos. Las diminutas partículas de la lutita indican que se produjo un depósito como consecuencia de la sedimentación gradual de corrientes no tur-



▲ **Figura 7.1** La lutita es una roca detrítica de grano fino que es la más abundante de todas las rocas sedimentarias. Las lutitas oscuras que contienen restos vegetales son relativamente comunes. (Foto cortesía de E. J. Tarbuck.)

bulentas relativamente tranquilas. Entre esos ambientes se cuentan los lagos, las llanuras de inundación de ríos, lagunas y zonas de las cuencas oceánicas profundas. Incluso en esos ambientes «tranquilos» suele haber suficiente turbulencia como para mantener suspendidas casi indefinidamente las partículas de tamaño arcilloso. Por consiguiente, mucha de la arcilla se deposita sólo después de que las partículas se reúnen para formar agregados mayores.

A veces, la composición química de la roca proporciona información adicional. Un ejemplo es la lutita negra, que es negra porque contiene abundante materia orgánica (carbón). Cuando se encuentra una roca de este tipo, indica con fuerza que la sedimentación se produjo en un ambiente pobre en oxígeno, como un pantano, donde los materiales orgánicos no se oxidan con facilidad y se descomponen.

Conforme se acumulan el limo y la arcilla, tienden a formar capas delgadas, a las que se suele hacer referencia como *láminas* (*lamin* = capa delgada). Inicialmente las partículas de las láminas se orientan al azar. Esta disposición desordenada deja un elevado porcentaje de espacio vacío (denominado *espacio de poros*), que se llena con agua. Sin embargo, esta situación cambia normalmente con el tiempo conforme nuevas capas de sedimento se apilan y compactan el sedimento situado debajo.

Durante esta fase las partículas de arcilla y limo adoptan una alineación más paralela y se amontonan. Esta reordenación de los granos reduce el tamaño de los espacios de los poros, expulsando gran parte del agua. Una vez que los granos han sido compactados mediante presión, los diminutos espacios que quedan entre las partículas no permiten la circulación fácil de las soluciones que contienen el material cementante. Por consiguiente, las lutitas suelen describirse como débiles, porque están poco cementadas y, por consiguiente, no bien litificadas.

La incapacidad del agua para penetrar en sus espacios porosos microscópicos explica por qué la lutita forma a menudo barreras al movimiento subsuperficial del agua y el petróleo. De hecho, las capas de roca que contienen agua subterránea suelen estar situadas por encima de los lechos de lutita que bloquean su descenso. En el caso de los depósitos de petróleo ocurre lo contrario. Suelen estar coronados por capas de lutita que evitan con eficacia el escape del petróleo y el gas a la superficie*.

Es común aplicar el término *lutita* a todas las rocas sedimentarias de grano fino, en especial en un contexto no técnico. Sin embargo, hay que tener en cuenta que hay un uso más restringido del término. En este último, la lutita

físil (shale) debe mostrar capacidad para escindirse en capas finas a lo largo de planos espaciales próximos y bien desarrollados. Esta propiedad se denomina **fisilidad** (*fissilis* = lo que se puede agrietar o separar). Si la roca se rompe en fragmentos o bloques, se aplica el nombre de *lutita no físil* (*mudstone*). Otra roca sedimentaria de grano fino que, como esta última, suele agruparse con la lutita pero carece de fisilidad es la *limolita*, compuesta fundamentalmente por clastos de tamaño limo, que contiene menos clastos de tamaño arcilla que las lutitas.

Aunque la lutita es, con mucho, más común que las otras rocas sedimentarias, normalmente no atrae tanto la atención como otros miembros menos abundantes de este grupo. La razón es que la lutita no forma afloramientos tan espectaculares como suelen hacer la arenisca y la caliza. En cambio, la lutita disgrega con facilidad y suele formar una cubierta de suelo que oculta debajo la roca no meteorizada. Esto se pone de manifiesto en el Gran Cañón, donde las suaves pendientes de lutitas meteorizadas pasan casi desapercibidas y están cubiertas por vegetación, en claro contraste con los empinados acantilados producidos por las rocas más resistentes.

Aunque las capas de lutita no pueden formar acantilados escarpados ni afloramientos destacables, algunos depósitos tienen valor económico. Algunas lutitas se extraen como materia prima para la cerámica, la fabricación de ladrillos, azulejos y porcelana china. Además, mezclados con la caliza, se utilizan para fabricar el cemento portland. En el futuro, un tipo de lutita, denominada lutita bituminosa, puede convertirse en un recurso energético valioso. Esta posibilidad se explorará en el Capítulo 21.

Arenisca

La *arenisca* es el nombre que se da a las rocas en las que predominan los clastos de tamaño arena. Después de la lutita, la arenisca es la roca sedimentaria más abundante; constituye aproximadamente el 20 por ciento de todo el grupo. Las areniscas se forman en diversos ambientes y a menudo contienen pistas significativas sobre su origen, entre ellas la selección, la forma del grano y la composición.

La **selección** es el grado de semejanza del tamaño del clasto en una roca sedimentaria. Por ejemplo, si todos los granos de una muestra de arenisca tienen aproximadamente el mismo tamaño, se considera que la arena está *bien seleccionada*. A la inversa, si la roca contiene clastos grandes y pequeños mezclados, se dice que la arena está *mal seleccionada*. Estudiando el grado de selección, podemos aprender mucho con respecto a la corriente que deposita el sedimento. Los depósitos de arena transportada por el viento suelen estar mejor seleccionados que los depósitos seleccionados por el oleaje. Los clastos lavados

* La relación entre capas impermeables con la existencia y movimiento de aguas subterráneas se examina en el Capítulo 17. Las capas de lutita como roca tapadera en las trampas petrolíferas se tratan en el Capítulo 21.

por las olas están normalmente mejor seleccionados que los materiales depositados por las corrientes de agua. Cuando los clastos son transportados sólo durante un tiempo relativamente breve y luego se depositan rápidamente, suelen producirse acumulaciones de sedimentos que muestran mala selección. Por ejemplo, cuando una corriente turbulenta alcanza las pendientes más suaves en la base de una montaña empinada, su velocidad se reduce rápidamente y depositan de manera poco seleccionada arenas y grava.

La forma de los granos arenosos puede también contribuir a descifrar la historia de una arenisca. Cuando las corrientes de agua, el viento o las olas mueven la arena y otros clastos sedimentarios, los granos pierden sus bordes y esquinas angulosos y se van redondeando más a medida que colisionan con otras partículas durante el transporte. Por tanto, es probable que los granos redondeados hayan sido transportados por el aire o por el agua. Además, el grado de redondez indica la distancia o el tiempo transcurrido en el transporte del sedimento por corrientes de aire o agua. Granos muy redondeados indican que se ha producido una gran abrasión y, por consiguiente, un prolongado transporte.

Los granos muy angulosos, por otro lado, significan dos cosas: que los materiales sufrieron transporte durante una distancia corta antes de su depósito, y que quizá los haya transportado algún otro medio. Por ejemplo, cuando los glaciares mueven los sedimentos, los clastos suelen volverse más irregulares por la acción de trituración y molienda del hielo.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Por qué muchas de las rocas sedimentarias fotografiadas en este capítulo tienen tanto colorido?

En el oeste y el suroeste de Estados Unidos, los acantilados empinados y las paredes de los cañones hechos de rocas sedimentarias a menudo exhiben una gama brillante de colores diferentes. En las paredes del Gran Cañón de Arizona, pueden observarse capas rojas, naranjas, moradas, grises, marrones y de color de ante. Las rocas sedimentarias del Cañón Bryce de Utah son de un color rosa claro. Las rocas sedimentarias de lugares más húmedos también presentan mucho colorido, pero normalmente están cubiertas por suelo y vegetación.

Los «pigmentos» más importantes son los óxidos de hierro, y se necesitan sólo cantidades muy pequeñas para dar color a una roca. La hematites tiñe las rocas de color rojo o rosa, mientras que la limonita produce sombras amarillas y marrones. Cuando las rocas sedimentarias contienen materia orgánica, a menudo ésta les da un color negro o gris.

Además de afectar al grado de redondez y al grado de selección que los clastos experimentan, la duración del transporte a través de corrientes de agua y aire turbulentas influye también en la composición mineral de un depósito sedimentario. Una meteorización sustancial y un transporte prolongado llevan a la destrucción gradual de los minerales más débiles y menos estables, entre ellos los feldespatos y los ferromagnesianos. Dado que el cuarzo es muy duradero, suele ser el mineral que sobrevive a las largas excursiones en un ambiente turbulento.

Los párrafos anteriores han demostrado que el origen y la historia de la arenisca pueden deducirse a menudo examinando la selección, la redondez y la composición mineral de los granos que la constituyen. Conocer esta información nos permite deducir que una arenisca bien seleccionada y rica en cuarzo compuesta por granos muy redondeados debe ser el resultado de una gran cantidad de transporte. Dicha roca, de hecho, puede representar varios ciclos de meteorización, transporte y sedimentación. También podemos concluir que una arenisca que contenga cantidades significativas de feldespato y de granos angulosos de minerales ferromagnesianos experimentó poca meteorización química y transporte, y probablemente fue depositada cerca del área de origen de los clastos.

Debido a su durabilidad, el cuarzo es el mineral predominante en la mayoría de las areniscas. Cuando éste es el caso, la roca puede denominarse simplemente *cuarzarenita*. Cuando una arenisca contiene cantidades apreciables de feldespato, la roca se denomina *arcosa*. Además de feldespato, la arcosa normalmente contiene cuarzo y laminillas resplandecientes de mica. La composición mineral de la arcosa indica que los granos proceden de rocas de origen granítico. Los clastos suelen estar generalmente mal seleccionados y suelen ser angulosos, lo que sugiere una distancia de transporte corta, una mínima meteorización química en un clima relativamente seco, y una sedimentación y un enterramiento rápidos.

Una tercera variedad de arenisca se conoce como *grauvaca*. Además de cuarzo y feldespato, esta roca de colores oscuros contiene abundantes fragmentos rocosos y una matriz. Por *matriz* se entiende los clastos de tamaño arcilloso y limoso ubicados en los espacios comprendidos entre los granos de arena más grandes. Más del 15 por ciento del volumen de la grauvaca es matriz. La mala selección y los granos angulosos característicos de la grauvaca sugieren que los clastos fueron transportados sólo a una distancia relativamente corta desde su área de origen y luego se depositaron rápidamente. Antes de que el sedimento pudiera ser más seleccionado y reelaborado, fue enterrado por capas adicionales de material. La grauvaca suele estar asociada con depósitos submarinos compuestos por torrentes saturados con sedimentos de gran densidad denominados corrientes de turbidez.

Conglomerado y brecha

El *conglomerado* consiste fundamentalmente en grava (Figura 7.2). Como se indica en la Tabla 7.1, estos clastos pueden oscilar en tamaño desde grandes cantos rodados hasta clastos tan pequeños como un guisante. Los clastos suelen ser lo bastante grandes como para permitir su identificación en los tipos de roca distintivos; por tanto, pueden ser valiosos para identificar las áreas de origen de los sedimentos. Lo más frecuente es que los conglomerados estén mal seleccionados porque los huecos entre los grandes clastos de grava contienen arena o lodo.

La grava se acumula en diversos ambientes y normalmente indica la existencia de pendientes acusadas o corrientes muy turbulentas. En un conglomerado, los clastos gruesos quizá reflejan la acción de corrientes montañosas enérgicas o son consecuencia de una fuerte actividad de las olas a lo largo de una costa en rápida erosión. Algunos depósitos glaciares y de avalanchas también contienen gran cantidad de grava.

Si los grandes clastos son angulosos en vez de redondeados, la roca se denomina *brecha* (Figura 7.3). Debido a que los cantos experimentan abrasión y se redondean muy deprisa durante el transporte, los cantos rodados



▲ **Figura 7.2** El conglomerado está compuesto fundamentalmente de cantos redondeados del tamaño de la grava. (Fotos de E. J. Tarbuck.)



▲ **Figura 7.3** Cuando los clastos del tamaño de la grava de una roca detrítica son angulosos, la roca se llama brecha. (Foto de E. J. Tarbuck.)

y los clastos de una brecha indican que no viajaron muy lejos desde su área de origen antes de ser depositados. Por tanto, como ocurre con muchas rocas sedimentarias, los conglomerados y las brechas contienen pistas de su propia historia. Los tamaños de sus clastos revelan la fuerza de las corrientes que las transportaron, mientras que el grado de redondez indica cuánto viajaron los clastos. Los fragmentos que hay dentro de una muestra permiten identificar las rocas de las que proceden.

Rocas sedimentarias químicas



Rocas sedimentarias

▼ Rocas sedimentarias químicas

Al contrario que las rocas detríticas, que se forman a partir de los productos sólidos de la meteorización, los sedimentos químicos derivan del material que es transportado *en solución* a los lagos y los mares. Sin embargo, este material no permanece disuelto indefinidamente en el agua. Una parte precipita para formar los sedimentos químicos, que se convierten en rocas como la caliza, el sílex y la sal de roca.

Esta precipitación del material se produce de dos maneras. Mediante procesos *inorgánicos* (*in* = no; *orgánico* = vida) como la evaporación y la actividad química que pueden producir sedimentos químicos. Los procesos *orgánicos* (vida) de los organismos acuáticos también forman sedimentos químicos, cuyo origen se dice que es **bioquímico**.

Un ejemplo de un depósito producido mediante procesos químicos inorgánicos es el que da origen a las estalactitas y las estalagmitas que decoran muchas cavernas (Figura 7.4). Otra es la sal que queda después de la evaporación de un determinado volumen de agua marina. Por el contrario, muchos animales y plantas que viven en el agua extraen la materia mineral disuelta para formar caparazones y otras partes duras. Una vez muertos los organismos, sus esqueletos se acumulan por millones en el fondo de un lago o un océano como sedimento bioquímico (Figura 7.5).

Caliza

Representando alrededor del 10 por ciento del volumen total de todas las rocas sedimentarias, la *caliza* es la roca sedimentaria química más abundante. Está compuesta



▲ **Figura 7.4** Dado que muchos depósitos de las cuevas se han creado por el goteo aparentemente infinito de agua durante largos períodos de tiempo, se suelen llamar *goterones*. El material que se deposita es carbonato cálcico (CaCO_3) y la roca es una forma de caliza llamada *travertino*. El carbonato cálcico precipita cuando una parte del dióxido de carbono disuelto se escapa de una gota de agua. (Foto de Clifford Stroud/Parque Nacional Wind Cave.)



Vista de cerca

▲ **Figura 7.5** Esta roca, denominada coquina, consiste en fragmentos de conchas; por consiguiente, tiene un origen bioquímico. (Foto de E. J. Tarbuck.)

fundamentalmente del mineral calcita (CaCO_3) y se forma o bien por medios inorgánicos o bien como resultado de procesos bioquímicos (véase Recuadro 7.1). Con independencia de su origen, la composición mineral de toda la caliza es similar, aunque existen muchos tipos diferentes. Esto es cierto porque las calizas se producen bajo diversas condiciones. Las formas que tienen un origen bioquímico marino son con mucho las más comunes.

Arrecifes de coral Los corales son un ejemplo importante de organismos capaces de crear grandes cantidades de caliza marina. Estos invertebrados relativamente sencillos segregan un esqueleto externo calcáreo (rico en calcita). Aunque son pequeños, los corales son capaces de crear estructuras masivas denominadas *arrecifes*. Los arrecifes consisten en colonias de coral compuestas por un número abundante de individuos que viven codo a codo sobre una estructura de calcita segregada por ellos mismos. Además, con los corales viven algas secretoras de carbonato cálcico, que contribuyen a cementar la estructura entera en una masa sólida. También vive en los arrecifes, o cerca, una gran variedad de otros organismos.

Desde luego, el arrecife moderno mejor conocido es el arrecife gran-barrera de Australia de 2.000 km de largo, pero existen también otros muchos más pequeños. Se



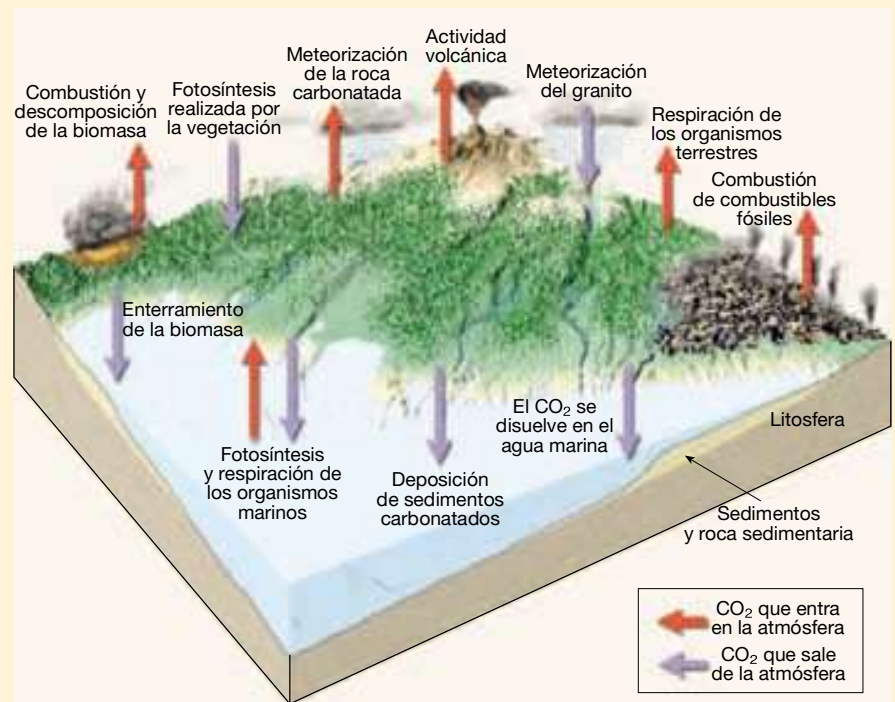
Recuadro 7.1 ► La Tierra como sistema

El ciclo del carbono y las rocas sedimentarias

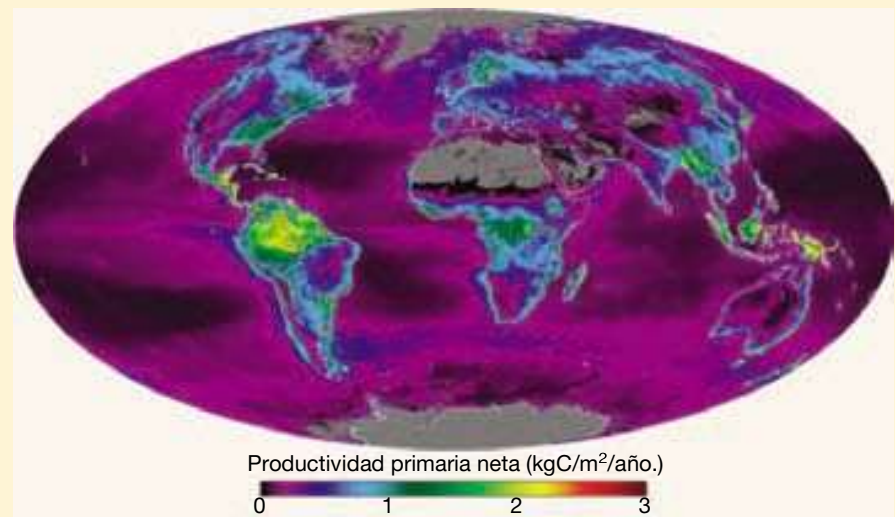
Para ilustrar el movimiento de materia y energía en el sistema Tierra, echemos un breve vistazo al *ciclo del carbono* (Figura 7.A). El carbono puro es relativamente poco común en la naturaleza. Se encuentra, sobre todo, en dos minerales: el diamante y el grafito. La mayor parte del carbono está enlazado químicamente a otros elementos para formar compuestos como el dióxido de carbono, el carbonato cálcico y los hidrocarburos que se encuentran en el carbón y el petróleo. El carbono también es el componente básico de la vida, ya que se combina fácilmente con el hidrógeno y el oxígeno para formar los compuestos orgánicos fundamentales que constituyen los seres vivos.

En la atmósfera, el carbono se halla principalmente en forma de dióxido de carbono (CO_2). El dióxido de carbono atmosférico es importante porque es un gas invernadero, lo cual significa que es un absorbente eficaz de la energía emitida por la Tierra y, por tanto, influye en el calentamiento de la atmósfera*. Dado que el dióxido de carbono interviene en muchos de los procesos que operan en la Tierra, este gas entra y sale constantemente de la atmósfera (Figura 7.B). Por ejemplo, mediante el proceso de la fotosíntesis, las plantas absorben el dióxido de carbono procedente de la atmósfera y producen los compuestos orgánicos esenciales necesarios para el crecimiento. Los animales que consumen estas plantas (o consumen otros animales herbívoros) utilizan estos compuestos orgánicos como fuente de energía y, a través del proceso de la respiración, devuelven el dióxido de carbono a la atmósfera. (Las plantas también devuelven una parte del CO_2 a la atmósfera por medio de la respiración.) Además, cuando las plantas mueren y se descomponen o se queman, esta biomasa se oxida y el dióxido de carbono vuelve a la atmósfera.

No todo el material vegetal muerto se descompone inmediatamente en dió-



▲ **Figura 7.A** Diagrama simplificado del ciclo del carbono, con énfasis en el flujo de carbono entre la atmósfera y la hidrosfera, la litosfera y la biosfera. Las flechas coloreadas muestran si el flujo de carbono entra o sale de la atmósfera.



▲ **Figura 7.B** Este mapa se creó utilizando medidas basadas en el espacio de una variedad de propiedades vegetales y muestra la productividad neta de la vegetación continental y oceánica en 2002. Se calcula determinando cuánto CO_2 es captado por la vegetación durante la fotosíntesis menos la cantidad liberada durante la respiración. Los científicos esperan que esta medida global de la actividad biológica proporcione nuevas perspectivas en el complejo ciclo del carbono en la Tierra. (Imagen de la NASA.)

* En el Recuadro 5.3 «La Tierra como sistema: una posible conexión entre el vulcanismo y el cambio climático en el pasado geológico» y en la sección sobre «El dióxido de carbono y el calentamiento global» del Capítulo 21 encontrará más sobre esta idea.

xido de carbono. Un pequeño porcentaje es depositado como sedimento. Durante largos espacios de tiempo geológico, se entierra una cantidad considerable de biomasa con sedimentos. Bajo las condiciones apropiadas, algunos de estos depósitos ricos en carbono se convierten en combustibles fósiles, como carbón, petróleo o gas natural. Al final algunos de los combustibles se recuperan (mediante excavaciones o bombeos de un pozo) y se queman para hacer funcionar las fábricas y alimentar nuestro sistema de transporte con combustible. Un resultado de la combustión de combustibles fósiles es la liberación de grandes cantidades de CO_2 a la atmósfera. Desde luego una de las partes más activas del ciclo de carbono es el movimiento de CO_2 desde la atmósfera a la biosfera y de vuelta otra vez.

El carbono también se mueve de la litosfera y la hidrosfera a la atmósfera y

viceversa. Por ejemplo, se cree que la actividad volcánica en las primeras etapas de la historia de la Tierra es la fuente de gran parte del dióxido de carbono que se halla en la atmósfera. Una manera en la que el dióxido de carbono regresa a la hidrosfera y luego a la Tierra sólida es combinándose primero con agua para formar ácido carbónico (H_2CO_3), que después ataca las rocas que componen la litosfera. Un producto de esta meteorización química de la roca sólida es el ion bicarbonato soluble (2HCO_3^-), que es transportado por las aguas subterráneas y los ríos hacia el océano. Aquí, los organismos acuáticos extraen este material disuelto para producir partes duras de carbonato cálcico (CaCO_3). Cuando los organismos mueren, estos restos esqueléticos se depositan en el fondo oceánico como sedimentos bioquímicos y se convierten en roca sedimentaria. De he-

cho, la litosfera es con mucho el mayor depósito terrestre de carbono, donde es el constituyente de una variedad de rocas, la más abundante de las cuales es la caliza. La caliza acaba quedando expuesta en la superficie de la Tierra, donde la meteorización química provocará que el carbono almacenado en la roca se libere en la atmósfera en forma de CO_2 .

En resumen, el carbono se mueve entre las cuatro esferas principales de la Tierra. Es esencial para cualquier ser vivo de la biosfera. En la atmósfera el dióxido de carbono es un gas invernadero importante. En la hidrosfera, el dióxido de carbono se disuelve en los lagos, los ríos y el océano. En la litosfera los sedimentos carbonatados y las rocas sedimentarias contienen carbono y éste se almacena como materia orgánica descompuesta por las rocas sedimentarias y en forma de depósitos de carbón y petróleo.

desarrollan en aguas cálidas y someras de los Trópicos y las zonas subtropicales en dirección al Ecuador en una latitud de alrededor de 30° . En las Bahamas y los Cayos de Florida existen ejemplos notables.

Por supuesto, no sólo los corales modernos construyen arrecifes. Los corales han sido responsables de la producción de enormes cantidades de caliza en el pasado geológico también. En Estados Unidos, los arrecifes del Silúrico son notables en Wisconsin, Illinois e Indiana. En el oeste de Texas y en la zona suoriental adyacente de Nuevo México, un complejo arrecife masivo formado durante el Pérmico ha quedado extraordinariamente expuesto en el Parque Nacional de las Montañas de Guadalupe.

Coquina y creta Aunque la mayor parte de la caliza es producto de los procesos biológicos, este origen no siempre es evidente, porque los caparzones y los esqueletos pueden experimentar un cambio considerable antes de litificarse para formar una roca. Sin embargo, una caliza bioquímica de fácil identificación es la *coquina*, una roca de grano grueso compuesta por caparzones y fragmentos de caparazón poco cementados (véase Figura 7.5). Otro ejemplo menos obvio, aunque familiar, es la *creta*, una roca blanda y porosa compuesta casi por completo de las partes duras de microorganismos marinos. Entre los depósitos de creta más famosos se cuentan los expuestos a lo largo de la costa suroccidental de Inglaterra.

Calizas inorgánicas Las calizas que tienen un origen inorgánico se forman cuando los cambios químicos o las

temperaturas elevadas del agua aumentan la concentración del carbonato cálcico hasta el punto de que éste precipita. El *travertino*, el tipo de caliza normalmente observado en las cavernas, es un ejemplo (véase Figura 7.4). Cuando el travertino se deposita en cavernas, el agua subterránea es la fuente del carbonato cálcico. Conforme las gotitas de agua son expuestas al aire de la caverna, parte del dióxido de carbono disuelto en el agua se escapa, causando la precipitación del carbonato cálcico.

Otra variedad de caliza inorgánica es la *caliza oolítica*. Se trata de una roca compuesta por pequeños granos esféricos denominados *ooides*. Los ooides se forman en aguas marinas someras a medida que diminutas partículas «semilla» (normalmente pequeños fragmentos de caparazón) son movidos hacia adelante y hacia atrás por las corrientes. Conforme los granos ruedan en el agua caliente, que está supersaturada de carbonato cálcico, se recubren con una capa tras otra del precipitado.

Dolomía

Muy relacionada con la caliza está la *dolomía*, una roca compuesta del mineral dolomita, un carbonato cálcico-magnésico. Aunque la dolomía puede formarse por precipitación directa del agua del mar, probablemente la mayoría se origina cuando el magnesio del agua del mar reemplaza parte del calcio de la caliza. La última hipótesis se ve reforzada por el hecho de que prácticamente no se encuentra dolomía reciente. Antes bien, la mayoría es

roca antigua en la que hubo tiempo de sobra para que el magnesio sustituyera al calcio.

Rocas silíceas (sílex)

Se trata de una serie de rocas muy compactas y duras compuestas de sílice (SiO_2) microcristalina. Una forma bien conocida es el *pedernal*, cuyo color oscuro es consecuencia de la materia orgánica que contiene. El *jaspe*, una variedad roja, debe su color brillante al óxido de hierro que contiene. A la forma bandeada se la suele denominar *ágata*.

Los depósitos de rocas silíceas se encuentran fundamentalmente en una de las siguientes situaciones: como nódulos de forma irregular en la caliza y como capas de roca. La sílice, que compone muchos nódulos de cuarzo, puede haberse depositado directamente del agua. Estos nódulos tienen un origen inorgánico. Sin embargo, es improbable que un porcentaje muy grande de capas de rocas silíceas precipitaran directamente desde el agua del mar, porque el agua de mar rara vez está saturada de sílice. Por consiguiente, se piensa que los estratos de rocas silíceas se han originado en gran medida como sedimentos bioquímicos.

La mayoría de los organismos acuáticos que producen partes duras las fabrican de carbonato cálcico. Pero algunos, como las diatomeas y los radiolarios, producen esqueletos de sílice de aspecto vítreo. Estos diminutos organismos son capaces de extraer la sílice aun cuando el agua de mar contenga sólo cantidades ínfimas. Se cree que a partir de sus restos se originaron la mayoría de las capas de rocas silíceas.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Son las diatomeas un ingrediente de la tierra diatomítica, que se utiliza en los filtros de las piscinas?

Las diatomeas no sólo se utilizan en los filtros de las piscinas, sino que también se emplean en varios productos cotidianos, como la pasta de dientes (¡sí, nos cepillamos los dientes con los restos de organismos microscópicos muertos!). Las diatomeas segregan paredes de sílice en una gran variedad de formas que se acumulan como sedimentos en cantidades enormes. Dado que es ligera, químicamente estable, tiene un área de superficie elevada y es muy absorbente, la tierra diatomácea tiene muchos usos prácticos. Los principales usos de las diatomeas son: filtros (para refinar el azúcar, colar la levadura de la cerveza y filtrar el agua de las piscinas); abrasivos suaves (en los compuestos de limpieza y pulido del hogar y las esponjas faciales); y absorbentes (para vertidos químicos).

Algunos estratos de estos materiales aparecen asociados con coladas de lava y capas de ceniza volcánica. Debido a ello es probable que la sílice derivase de la descomposición de la ceniza volcánica y no de fuentes bioquímicas. Nótese que cuando se está examinando una muestra de mano de roca silícea, hay pocos criterios fiables por medio de los cuales poder determinar el modo de origen (inorgánico frente a bioquímico).

Como el vidrio, la mayoría de las rocas silíceas tienen una fractura concoide. Su dureza, fácil astillamiento, y la posibilidad de conservar un borde afilado hicieron que estos minerales fueran los favoritos de los indígenas americanos para la fabricación de «puntas» para arpones y flechas. Debido a su durabilidad y a su uso intensivo, se encuentran «puntas de flecha» en muchas partes de Norteamérica.

Evaporitas

Muy a menudo, la evaporación es el mecanismo que desencadena la sedimentación de precipitados químicos. Entre los minerales precipitados normalmente de esta manera se cuentan la halita (cloruro sódico, NaCl), el componente principal de la *salgema*, y el yeso (sulfato cálcico hidratado, $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), el principal ingrediente de la *roca yeso*. Los dos tienen una importancia significativa. La halita nos resulta familiar a todos como la sal común utilizada para cocinar y sazonar los alimentos. Por supuesto, tiene muchos otros usos, desde la fusión del hielo en las carreteras hasta la fabricación de ácido clorhídrico, y ha sido considerada lo bastante importante a lo largo de la historia de la humanidad como para que la gente la haya buscado, comercializado y luchado por ella. El yeso es el ingrediente básico de la argamasa. Este material se utiliza mucho en la industria de la construcción para las paredes interiores y exteriores.

En el pasado geológico, muchas áreas que ahora son tierras secas eran cuencas, sumergidas bajo brazos someros de un mar que tenía sólo conexiones estrechas con el océano abierto. Bajo estas condiciones, el agua del mar entraba continuamente en la bahía para sustituir el agua perdida por evaporación. Finalmente el agua de la bahía se saturaba y se iniciaba la deposición de sal. Estos depósitos se denominan **evaporitas**.

Cuando se evapora un volumen de agua salada, los minerales que precipitan lo hacen en una secuencia que viene determinada por su solubilidad. Precipitan primero los minerales menos solubles y al final, conforme aumenta la salinidad, precipitan los más solubles. Por ejemplo, el yeso precipita cuando se ha evaporado alrededor de los dos tercios a las tres cuartas partes del agua del mar, y la halita se deposita cuando han desaparecido nueve de cada diez partes de agua. Durante las etapas tardías de este

proceso, precipitan las sales de potasio y de magnesio. Una de esas sales de formación tardía, el mineral *silvina*, se trabaja en las minas como una fuente significativa de potasio («potasa») para fertilizantes.

A menor escala, pueden verse depósitos de evaporitas en lugares como el Valle de la Muerte, en California. Aquí, después de períodos de lluvia o de fusión de la nieve en las montañas, las corrientes fluyen desde las montañas circundantes a una cuenca cerrada. Conforme se evapora el agua, se forman **llanuras salinas** cuando los materiales disueltos precipitan formando una costra blanca sobre el terreno.

Carbón

El *carbón* es muy diferente de las otras rocas. A diferencia de la caliza y de las rocas silíceas, que son ricas en sílice y en calcita, el carbón está compuesto de materia orgánica. Un examen de cerca del carbón con lupa revela a menudo estructuras vegetales, como hojas, cortezas y madera, que han experimentado alteración química, pero siguen siendo identificables. Esto apoya la conclusión de que el carbón es el producto final derivado del enterramiento de grandes cantidades de materia vegetal durante millones de años (Figura 7.6).

La etapa inicial del proceso de formación del carbón consiste en la acumulación de grandes cantidades de restos vegetales. Sin embargo, se precisan condiciones especiales para que se den esas acumulaciones, porque las plantas muertas se descomponen fácilmente cuando quedan expuestas a la atmósfera o a otros ambientes ricos en oxígeno. Un ambiente importante que permite la acumulación de materia vegetal es el pantanoso.

El agua estancada de los pantanos es pobre en oxígeno, de manera que no es posible la descomposición completa (oxidación) de la materia vegetal. En cambio, las plantas son atacadas por ciertas bacterias que descomponen en parte el material orgánico y liberan oxígeno e hidrógeno. Conforme esos elementos escapan, aumenta de manera gradual el porcentaje de carbono. Las bacterias no son capaces de acabar el trabajo de descomposición porque son destruidas por los ácidos liberados por las plantas.

La descomposición parcial de los restos vegetales en un pantano pobre en oxígeno crea una capa de *turba*: material marrón y blando en el cual todavía son fáciles de reconocer las estructuras vegetales. Con el enterramiento somero, la turba se transforma lentamente en *lignito*, un carbón blando y marrón. El enterramiento aumenta la temperatura de los sedimentos así como la presión sobre ellos.

Las temperaturas más elevadas producen reacciones químicas dentro de la materia vegetal produciendo agua y gases orgánicos (volátiles). A medida que aumenta la

carga por el depósito de una cantidad cada vez mayor de sedimentos sobre el carbón en desarrollo, el agua y los volátiles escapan y aumenta la proporción de *carbón fijado* (el material combustible sólido restante). Cuanto mayor es el contenido de carbono, mayor es la energía que el carbón produce como combustible. Durante el enterramiento, el carbón se compacta también cada vez más. Por ejemplo, el enterramiento más profundo transforma el lignito en una roca negra más dura y compactada denominada hulla. En comparación con la turba a partir de la que se formó, el grosor de un estrato de hulla puede ser tan sólo de una décima parte.

Los carbones lignito y hulla son rocas sedimentarias. Sin embargo, cuando las capas sedimentarias son sometidas a plegamientos y deformaciones asociadas con la formación de montañas, el calor y la presión inducen una pérdida ulterior de volátiles y agua, incrementando con ello la concentración de carbono fijado. Este proceso transforma por metamorfismo la hulla en *antracita*, una roca *metamórfica* negra, brillante y muy dura. La antracita es un combustible limpio, pero se está explotando sólo una cantidad relativamente pequeña, porque no es un carbón abundante y es más difícil y caro de extraer que las capas relativamente planas de hulla.

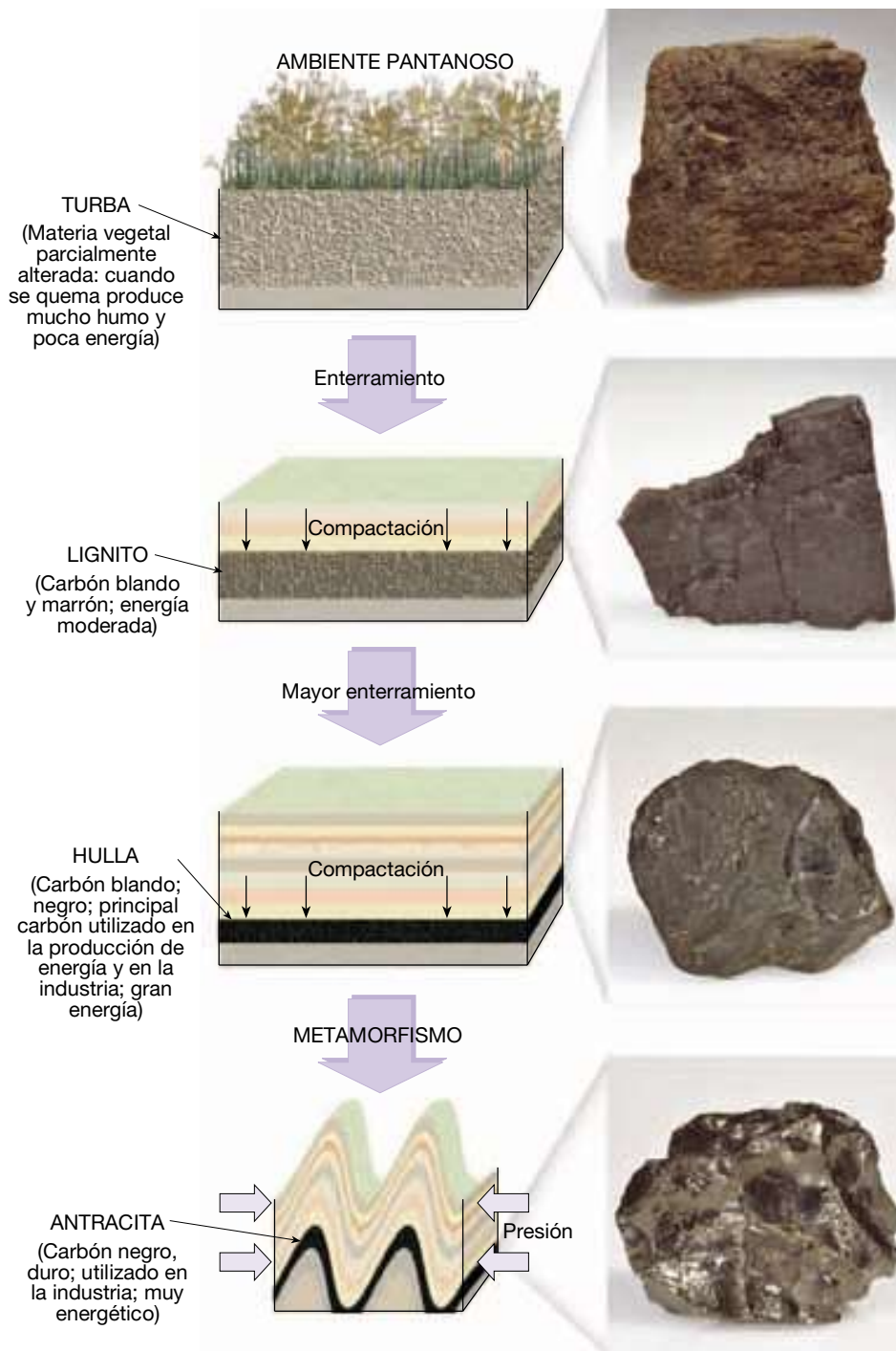
El carbón es un recurso energético importante. Su papel como combustible y algunos de los problemas asociados con su combustión se tratan en el Capítulo 21.

Clasificación de las rocas sedimentarias

El esquema de clasificación de la Figura 7.7 divide las rocas sedimentarias en dos grupos principales: detríticas y químicas. Además, podemos ver que el criterio principal para subdividir las rocas detríticas es el tamaño de los clastos, mientras que la base fundamental para distinguir entre rocas diferentes en el grupo químico es su composición mineral.

Como ocurre con muchas clasificaciones (quizá la mayoría) de los fenómenos naturales, las categorías presentadas en la Figura 7.7 son más rígidas de lo que ocurre realmente en la naturaleza. En realidad, muchas de las rocas sedimentarias clasificadas en el grupo químico contienen también al menos pequeñas cantidades de sedimentos detríticos. Muchas calizas, por ejemplo, contienen cantidades variables de limo o arena, lo que les proporciona una calidad «arenosa» o «arcillosa». A la inversa, debido a que prácticamente todas las rocas detríticas están cementadas con material que estuvo originalmente disuelto en agua, éstas también están muy lejos de ser «puras».

Como ocurrió al examinar las rocas ígneas en el Capítulo 4, la *textura* es importante para la clasificación de



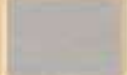
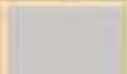


◀ **Figura 7.6** Etapas sucesivas en la formación del carbón.

las rocas sedimentarias. Se utilizan dos texturas principales para clasificar las rocas sedimentarias: clástica y no clástica. El término **clástica** procede de una palabra griega que significa «roto». Las rocas que exhiben una textura clástica están formadas por fragmentos discretos y clastos que están cementados y compactados juntos. Aunque hay cemento en los espacios comprendidos entre los clastos, esas aperturas rara vez están completamente llenas. Todas

las rocas detríticas tienen una textura clásica. Además, algunas rocas sedimentarias químicas exhiben también esta textura. Por ejemplo, la coquina, la caliza compuesta por caparazones y fragmentos de caparazón, es obviamente tan clástica como un conglomerado o una arenisca. Lo mismo se aplica a algunas variedades de caliza oolítica.

Algunas rocas sedimentarias químicas tienen una textura **no clástica** o **cristalina** en la cual los minerales

| Rocas sedimentarias detríticas | | | | Rocas sedimentarias químicas | | | |
|---------------------------------------|---|---|-------------------|--|---|--|---------------|
| Textura clástica Tamaño del clasto | | Nombre del sedimento | Nombre de la roca | Composición | Textura | Nombre de la roca | |
| Grueso (más de 2 mm) |  | Grava (clastos redondeados) | Conglomerado | Calcita, CaCO_3 | No clástica: cristalino de fino a grueso | Caliza cristalina | |
| | | Grava (clastos angulosos) | Brecha | | | Travertino | |
| Medio (de 1/16 a 2 mm) |  | Arena (Si el feldespato es abundante la roca se denomina arcosa) | Arenisca | | Clástica: caparazones y fragmentos de caparazón visibles, cementados débilmente | Coquina | biocalizimica |
| | | | | | Clástica: caparazones y fragmentos de caparazón de diversos tamaños cementados con cemento de calcita | Caliza fosilífera | |
| Fino (de 1/16 a 1/256 mm) |  | Limo | Limolita | | Clástica: caparazones y arcilla microscópicos | Creta | |
| Muy fino (menos de 1/256 mm) |  | Arcilla | Lutita | | | | |
| | | | | Cuarzo, SiO_2 | No clástica: cristalino muy fino | Rocas silíceas (sílex) (color claro) Pedernal (color oscuro) | |
| | | | | Yeso, $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ | No clástica: cristalino de fino a grueso | Yeso | |
| | | | | Halita, NaCl | No clástica: cristalino de fino a grueso | Salgema | |
| | | | | Fragmentos vegetales alterados | No clástica: materia orgánica de grano fino | Hulla | |

▲ **Figura 7.7** Identificación de las rocas sedimentarias. Las rocas sedimentarias se dividen en dos grupos principales, detríticas y químicas, según el origen de sus sedimentos. El principal criterio para denominar las rocas sedimentarias detríticas es el tamaño de los clastos, mientras que la distinción entre las rocas sedimentarias químicas se basa, primordialmente, en su composición mineral.

forman un mosaico de cristales intercrecidos. Los cristales pueden ser microscópicos o suficientemente grandes como para verse a simple vista sin aumento. Ejemplos comunes de rocas con texturas no clásticas son las sedimentadas cuando se evapora el agua de mar (Figura 7.8). Los materiales que constituyen muchas otras rocas no clásticas pueden haberse originado en realidad como depósitos detríticos. En esos casos, las partículas probablemente consistían en fragmentos de caparazón u otras partes duras ricas en carbonato cálcico o sílice. La naturaleza clástica de los granos desapareció después o se difuminó debido a que las partículas recrystalizaron cuando se consolidaron en caliza o sílex.

Las rocas no clásticas están compuestas por cristales intercrecidos, y algunas se parecen a las rocas ígneas, que son también cristalinas. Los dos tipos de roca suelen ser fáciles de distinguir porque los minerales contenidos en las rocas sedimentarias no clásticas son bastante dife-

rentes de los encontrados en la mayoría de las rocas ígneas. Por ejemplo, la salgema, el yeso y algunas formas de caliza consisten en cristales intercrecidos, pero los minerales encontrados dentro de esas rocas (halita, yeso y calcita) rara vez están asociados con las rocas ígneas.

Ambientes sedimentarios



Rocas sedimentarias ▼ Ambientes sedimentarios

Las rocas sedimentarias son importantes para la interpretación de la historia de la Tierra. Mediante la comprensión de las condiciones bajo las cuales se forman las rocas sedimentarias, los geólogos pueden deducir a menudo la historia de una roca, obteniendo información sobre el ori-



Vista de cerca



▲ **Figura 7.8** Como otras evaporitas, esta muestra de salgema se dice que tiene una textura no clásica porque está compuesta de un intercrecimiento de cristales.

gen de los clastos que las componen, el tipo y la duración de su transporte, y la naturaleza del lugar donde los granos acabaron por reposar; es decir, el ambiente deposicional. (Figura 7.9).

Un **ambiente deposicional** o **ambiente sedimentario** es simplemente un punto geográfico donde se acumulan los sedimentos. Cada lugar se caracteriza por una combinación particular de procesos geológicos y condiciones ambientales. Algunos sedimentos, como los sedimentos químicos que precipitan en cuerpos acuáticos, son únicamente el producto de su ambiente sedimentario. Es decir, los minerales que los componen se originaron y se depositaron en el mismo lugar. Otros sedimentos se forman lejos del lugar donde se acumulan. Estos materiales son transportados a grandes distancias de su origen por una combinación de gravedad, agua, viento y hielo.

En cualquier momento la situación geográfica y las condiciones ambientales de un ambiente sedimentario determinan la naturaleza de los sedimentos que se acumulan. Por consiguiente, los geólogos estudian atentamente los sedimentos en los ambientes deposicionales actuales porque los rasgos que encuentran también pueden observarse en rocas sedimentarias antiguas.

Aplicando el conocimiento minucioso de las condiciones presentes en la actualidad, los geólogos intentan reconstruir los ambientes antiguos y las relaciones geográficas de un área en el momento en que un conjunto concreto de capas sedimentarias se depositó (véase Recuadro 7.2). Esos análisis llevan a menudo a la creación de mapas, en los que se refleja la distribución geográfica de la tierra y el mar, las montañas y los valles fluviales, los desiertos y los glaciares, y otros ambientes deposicionales. La descripción precedente es un ejemplo excelente de la aplicación de un principio fundamental de la Geología moderna, a saber: «el presente es la clave del pasado»*.

Tipos de ambientes sedimentarios

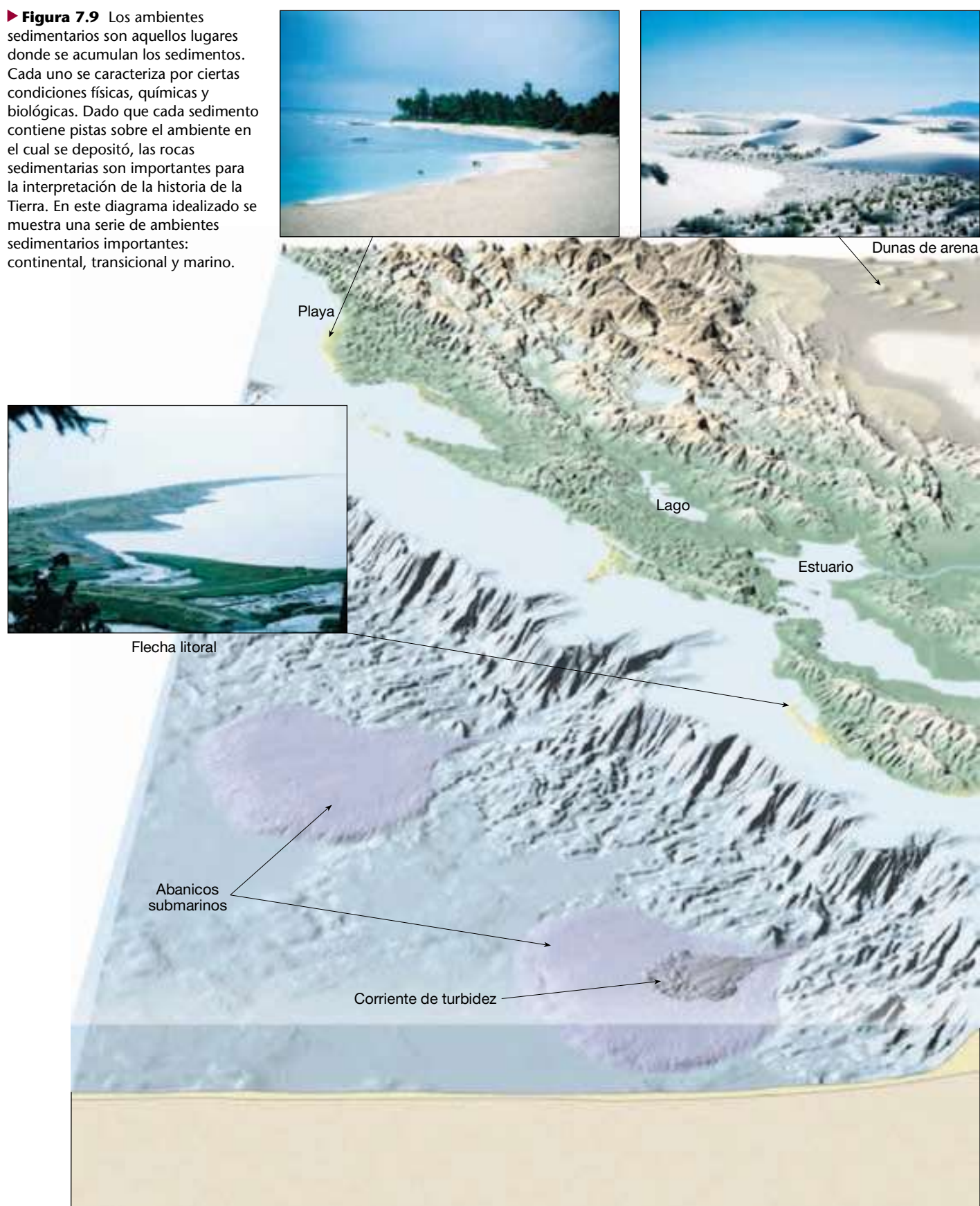
Los ambientes sedimentarios suelen estar localizados en una de las tres categorías: continental, marina o de transición (línea de costa). Cada categoría incluye muchos subambientes específicos. La Figura 7.9 es un diagrama idealizado que ilustra algunos ambientes sedimentarios importantes asociados con cada categoría. Nótese que es tan sólo una muestra de la gran diversidad de ambientes deposicionales. El resto de esta sección proporciona una breve descripción de cada categoría. En los Capítulos 16 a 20 se examinarán muchos de estos ambientes en detalle. Cada uno consiste en un área donde el sedimento se acumula y donde los organismos viven y mueren. Cada uno produce una roca o una agrupación sedimentaria característica que refleja las condiciones predominantes.

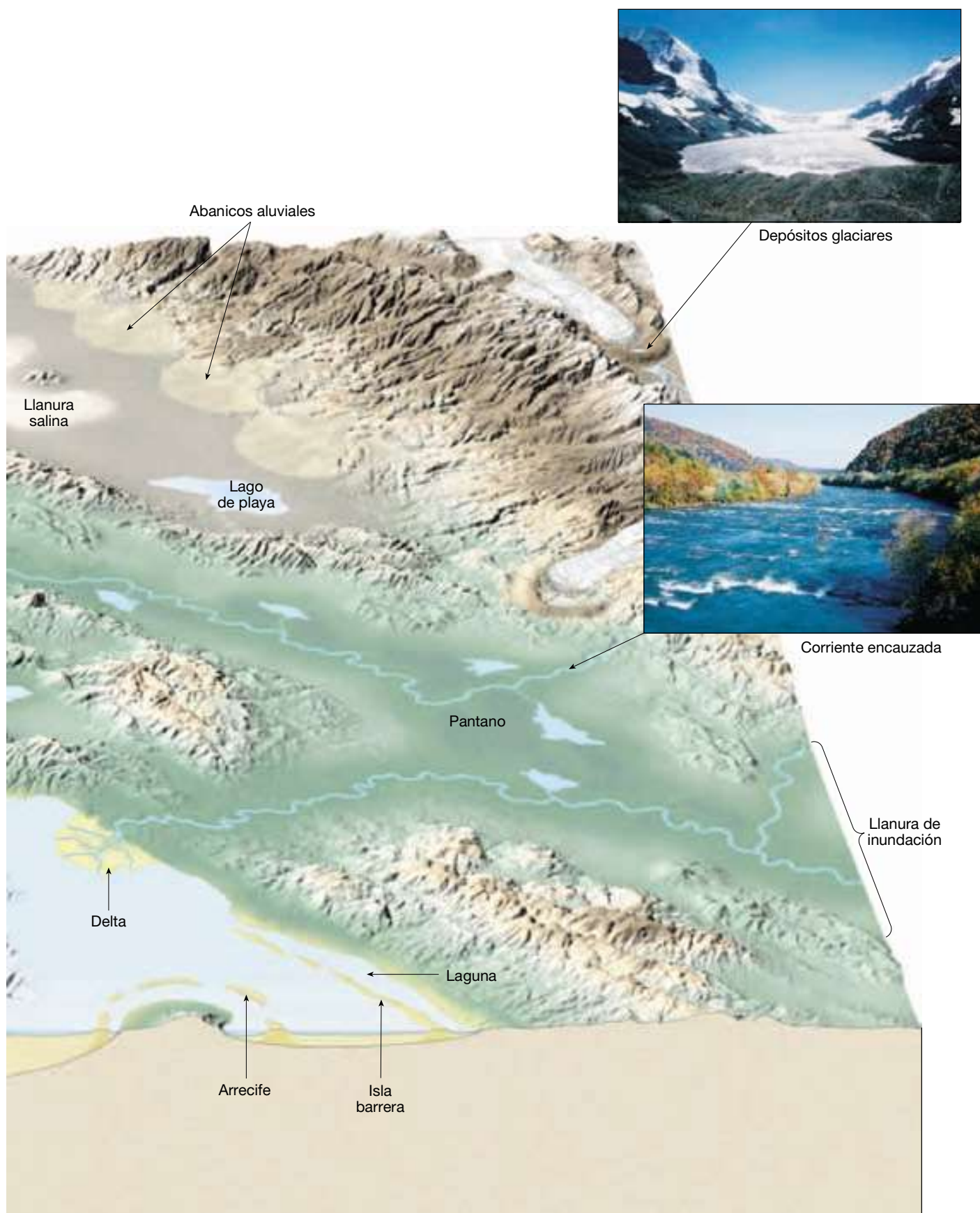
Ambientes continentales Los ambientes continentales están dominados por la erosión y la deposición asociadas a corrientes. En algunas regiones frías, las masas de hielo glacial en movimiento sustituyen el agua corriente como proceso dominante. En las regiones áridas (así como en algunos puntos litorales) el viento asume mayor importancia. Es evidente que la naturaleza de los sedimentos depositados en los ambientes continentales recibe una fuerte influencia del clima.

Las corrientes son el agente dominante de la alteración del paisaje, erosionando más tierra y transportando y depositando más sedimentos que cualquier otro proceso. Además de los depósitos fluviales, se depositan grandes cantidades de sedimentos cuando las crecidas periódicas inundan valles amplios y llanos (denominados *llanuras de inundación*). Donde emergen corrientes rápidas de un área montañosa hacia una superficie más llana, se forma una acumulación sedimentaria en forma de cono inconfundible conocida como *abanico aluvial*.

* Véase el apartado «Nacimiento de la Geología moderna» en el Capítulo 1 para ampliar esta idea.

► **Figura 7.9** Los ambientes sedimentarios son aquellos lugares donde se acumulan los sedimentos. Cada uno se caracteriza por ciertas condiciones físicas, químicas y biológicas. Dado que cada sedimento contiene pistas sobre el ambiente en el cual se depositó, las rocas sedimentarias son importantes para la interpretación de la historia de la Tierra. En este diagrama idealizado se muestra una serie de ambientes sedimentarios importantes: continental, transicional y marino.







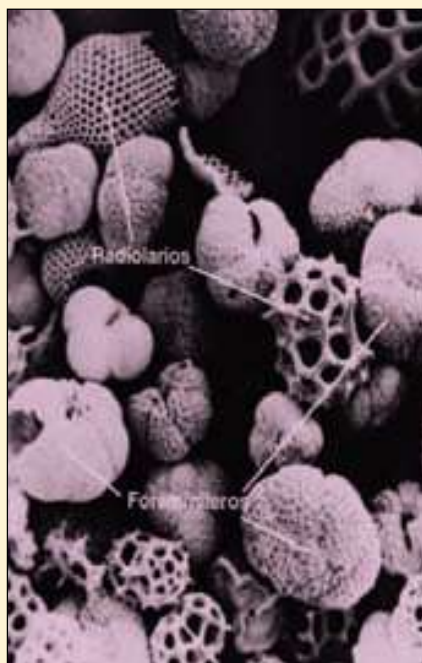
Recuadro 7.2 ► La Tierra como sistema

El uso de los sedimentos del fondo oceánico para aclarar los climas del pasado

Sabemos que las partes del sistema Tierra están relacionadas de modo que un cambio en una parte puede provocar cambios en cualquiera o en todas las demás partes. En este breve ejemplo, vemos un caso en el que los cambios en el clima y las temperaturas oceánicas se reflejan en la naturaleza de la vida marina.

Cuando se recuperan los sedimentos bioquímicos producidos por los organismos microscópicos del fondo oceánico, se pueden utilizar como datos substitutivos para analizar los climas del pasado.

Los registros climáticos fiables se remontan a hace tan sólo un par de cientos de años, como mucho. ¿Cómo conocen los científicos los climas y los cambios climáticos anteriores a este período? La respuesta evidente es que deben reconstruir los climas del pasado a partir de *pruebas indirectas*; es decir, deben examinar y analizar fenómenos que responden a las condiciones atmosféricas cambiantes y las reflejan. Una técnica interesante e importante para analizar la historia del clima terrestre es el estudio de los sedimentos procedentes del fondo oceánico.



Aunque los sedimentos del fondo oceánico son de muchos tipos, la mayoría contienen los restos de organismos que antes vivían cerca de la superficie marina

◀ **Figura 7.C** Partes duras microscópicas de radiolarios y foraminíferos. Esta fotografía microscópica ha sido ampliada cientos de veces. Estos organismos son sensibles incluso a pequeñas fluctuaciones en las condiciones ambientales. (Foto cortesía de Deep Sea Drilling Project, Scripps Institution of Oceanography, Universidad de California, San Diego.)

(la interfase océano-atmósfera). Cuando estos organismos de las proximidades de la superficie mueren, sus caparazones se depositan lentamente en el fondo oceánico, donde pasan a formar parte del registro sedimentario (Figura 7.C). Una razón por la que los sedimentos del fondo oceánico son registros útiles de los cambios climáticos mundiales es que las cantidades y los tipos de organismos que viven cerca de la superficie marina cambian conforme cambia el clima. Richard Foster Flint explica este principio de la siguiente manera:

Cabría esperar que en cualquier área de la interfase océano/atmósfera la temperatura anual media del agua superficial del océano se aproxime a la de la atmósfera contigua. El equili-

En localizaciones frías de alta latitud o elevada altitud, los glaciares recogen y transportan grandes volúmenes de sedimentos. Los materiales depositados directamente del hielo suelen ser mezclas desordenadas de partículas con tamaños que oscilan entre las arcillas y los bloques. El agua procedente de la fusión de los glaciares transporta y redeposita algunos de los sedimentos glaciares, creando acumulaciones estratificadas, ordenadas.

La obra del viento y los depósitos resultantes se llaman *eólicos*, por Eolo, el dios griego del viento. A diferencia de los depósitos glaciares, los sedimentos eólicos están bien clasificados. El viento puede levantar el polvo fino hacia la atmósfera y transportarlo a grandes distancias. Donde los vientos son fuertes y la superficie no está fijada por la vegetación, la arena es transportada más cerca del suelo, donde se acumula en *dunas*. Los desiertos y las costas son lugares habituales de este tipo de depósito.

Además de ser áreas donde a veces se desarrollan las dunas, las cuencas desérticas son lugares donde ocasionalmente se forman *lagos playa* poco profundos tras fuertes lluvias o períodos de fusión de la nieve en las montañas adyacentes. Se secan con rapidez, y algunas veces dejan atrás evaporitas y otros depósitos característicos. En las regiones húmedas los lagos son estructuras más duraderas y sus aguas tranquilas son excelentes trampas para los sedimentos. Los pequeños deltas, las playas y las barras se forman a lo largo de la orilla del lago, y los sedimentos más finos acaban reposando en el fondo del lago.

Ambientes marinos Los ambientes deposicionales marinos se dividen en función de su profundidad. El ambiente *marino somero* alcanza profundidades de unos 200 metros y se extiende desde la orilla hasta la superficie externa de la plataforma continental. El ambiente *marino profundo* se encuentra mar adentro, a profundidades superiores a los 200 metros más allá de la plataforma continental.

brio térmico establecido entre el agua marina de la superficie y el aire situado por encima debería significar que... los cambios en el clima deberían reflejarse en cambios en los organismos que viven cerca de la superficie de las profundidades marinas...

Si recordamos que los sedimentos del fondo oceánico de vastas áreas del océano consisten principalmente en caparzones de foraminíferos pelágicos, y que estos animales son sensibles a las variaciones de temperatura del agua, la conexión entre estos sedimentos y los cambios climáticos se hace evidente*.

Por tanto, al intentar comprender el cambio climático, así como otras transformaciones ambientales, los científicos están utilizando la enorme reserva de datos de los sedimentos del fondo oceánico. Los testigos de sondeo de los sedimentos recogidos por los barcos de perforación y otros buques de investigación han proporcionado datos valiosísimos que han ampliado considerablemente nuestro conocimiento y nuestra comprensión de los climas del pasado (Figura 7.D).

Un ejemplo notable de la importancia de los sedimentos del fondo oceánico para



▲ **Figura 7.D** Los científicos examinan el testigo de sondeo de un sedimento a bordo del *JOIDES Resolution*, el buque de perforación del Ocean Drilling Program. El fondo oceánico representa una enorme reserva de datos referentes al cambio ambiental global. (Foto cortesía del Ocean Drilling Program.)

nuestra comprensión del cambio climático está relacionado con el esclarecimiento de las condiciones atmosféricas fluctuantes del Período Glaciar. El registro de cambios de temperatura contenido en los testigos de sondeo de sedimentos procedentes del fon-

do oceánico han resultado ser esenciales para nuestra comprensión actual de este período reciente de la historia de la Tierra**.

* *Glacial and Quaternary Geology* (Nueva York: Wiley, 1971), pág. 718.

** Para más información sobre este tema, véase «Causas de las glaciaciones», en el Capítulo 18.

El ambiente marino somero rodea todos los continentes del mundo. Su anchura varía mucho, desde ser prácticamente inexistente en algunos lugares a extenderse hasta 1.500 kilómetros en otros puntos. En general, esta zona tiene una anchura aproximada de 80 kilómetros. El tipo de sedimentos depositados aquí depende de varios factores, como la distancia de la orilla, la elevación de la zona de tierra adyacente, la profundidad del agua, la temperatura del agua y el clima.

Debido a la erosión continua del continente adyacente, el ambiente marino poco profundo recibe grandes cantidades de sedimentos derivados de la tierra emergida. Cuando la entrada de este sedimento es pequeña y los mares son relativamente cálidos, los barros ricos en carbonato pueden ser el sedimento predominante. La mayor parte de este material está formado por los restos esqueléticos de los organismos secretores de carbonato mezclados con precipitados inorgánicos. Los arrecifes de coral también se asocian con ambientes ma-

rinios cálidos y poco profundos. En las regiones cálidas donde el mar ocupa una cuenca con circulación restringida, la evaporación provoca la precipitación de los materiales solubles y la formación de depósitos de evaporitas marinas.

Los ambientes marinos profundos son todos los fondos oceánicos profundos. Alejadas de las masas continentales, las partículas minúsculas procedentes de muchas fuentes permanecen a la deriva durante mucho tiempo. De manera gradual, estos pequeños granos «caen» sobre el fondo oceánico, donde se acumulan muy lentamente. Son excepciones importantes los potentes depósitos de sedimentos relativamente gruesos que aparecen en la base del talud continental. Estos materiales descienden de la plataforma continental como corrientes de turbidez —masas densas compuestas de sedimentos y agua e impulsadas por la gravedad—. En el Recuadro 7.3 se tratan más detenidamente los sedimentos que se acumulan en los ambientes marinos.



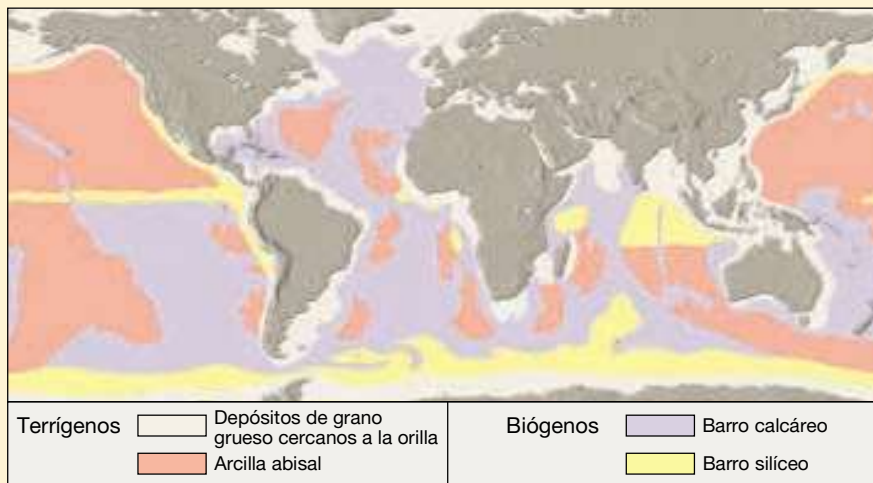
Recuadro 7.3 ► Entender la Tierra

Naturaleza y distribución de los sedimentos del fondo oceánico

Excepto en las zonas escarpadas del talud continental y en las zonas cercanas a la cresta del sistema de dorsales oceánicas, la mayor parte del fondo oceánico está cubierta por sedimentos (Figura 7.E). Una parte de este material ha sido depositada por corrientes de turbidez, mientras que una gran parte del resto se ha depositado lentamente en el fondo oceánico desde arriba (véase Figura 7.11).

Los sedimentos del fondo oceánico pueden clasificarse según su origen en tres grandes categorías: (1) *terrígenos* (*terra* = tierra; *generare* = producir), (2) *biógenos* (*bio* = vida; *generare* = producir), y (3) *hidrogénicos* (*hydros* = agua; *generare* = producir). Aunque cada categoría se trata por separado, los sedimentos del fondo oceánico suelen tener orígenes distintos y, por tanto, son mezclas de varios tipos de sedimentos.

Los sedimentos terrígenos están formados principalmente por granos minerales que fueron meteorizados de las rocas continentales y transportados hasta el océano. Los clastos más grandes (grava y arena) suelen depositarse rápidamente cerca de la orilla, mientras que los clastos más finos (partículas microscópicas del tamaño de la arcilla) pueden tardar años en depositarse en el fondo oceánico y pueden ser transportados por las corrientes oceánicas a miles de kilómetros.



▲ **Figura 7.E** Distribución de los sedimentos marinos. Los depósitos terrígenos de grano grueso predominan en las zonas de los márgenes continentales, mientras que el material terrígeno de grano fino (arcilla abisal) es común en zonas más profundas de las cuencas oceánicas. Sin embargo, los depósitos de océano profundo están dominados por los fangos calcáreos, que se encuentran en las porciones someras de las zonas de océano profundo a lo largo de la dorsal centrooceánica. Los fangos silíceos se hallan debajo de las áreas de productividad biológica extraordinariamente alta como la Antártida y el Pacífico ecuatorial y el océano Índico. Los sedimentos hidrogénicos comprenden sólo una proporción pequeña de los depósitos del océano.

Como consecuencia, prácticamente todas las partes del océano reciben algún sedimento terrígeno. La velocidad a la que se acumulan estos sedimentos en el fondo oceánico profundo, sin embargo, es muy lenta. Para formar una capa de *arcilla abi-*

sal de un centímetro de grosor, por ejemplo, hacen falta hasta 50.000 años. Por el contrario, en los márgenes continentales cercanos a las desembocaduras de los grandes ríos, los sedimentos terrígenos se acumulan con rapidez y forman depósitos

Ambientes de transición La línea de costa es la zona de transición entre los ambientes marino y continental. Aquí se encuentran los depósitos conocidos de arena y grava denominados *playas*. Las *llanuras mareales* cubiertas de barro son cubiertas alternativamente por capas poco profundas de agua y luego son expuestas al aire conforme las mareas suben y bajan. A lo largo y cerca de la costa, el trabajo de las olas y las corrientes distribuye la arena, creando *flechas litorales*, *cordones litorales* e *islas barrera*. Los cordones litorales y los arrecifes crean *albuferas*. Las aguas más tranquilas de estas áreas protegidas son otro lugar de sedimentación en la zona de transición.

Los *deltas* se cuentan entre los depósitos más importantes asociados a los ambientes de transición. Las acumulaciones complejas de sedimentos se forman hacia

el mar cuando los ríos experimentan una pérdida abrupta de velocidad y depositan su carga de derrubios detríticos.

Facies sedimentarias

Cuando se estudia una serie de capas sedimentarias, se pueden ver los cambios sucesivos de las condiciones ambientales que hubo en un lugar concreto con el paso del tiempo. También pueden verse los cambios de los ambientes pasados si se sigue la pista de una unidad individual de roca sedimentaria lateralmente. Esto es así porque, en cualquier momento, pueden existir muchos ambientes sedimentarios diferentes a lo largo de un área amplia. Por ejemplo, cuando la arena se acumula en un ambiente de playa, los limos más finos suelen depositarse

gruesos. En el Golfo de México, por ejemplo, los sedimentos han alcanzado una profundidad de muchos kilómetros.

Los sedimentos biógenos están compuestos por caparazones y esqueletos de animales marinos y algas (véase Figura 7.C en el Recuadro 7.2). La mayor parte de estos restos es producida por organismos microscópicos que viven en las aguas iluminadas por el sol cerca de la superficie oceánica. Una vez estos organismos mueren, sus *conchas* «caen» de una manera constante y se acumulan en el suelo oceánico.

El sedimento biógeno más común es el *barro calcáreo* (CaCO_3), que, como su nombre indica, tiene la consistencia del fango grueso. Este sedimento se produce a partir de las conchas de los organismos como los *cololitóforos* (algas unicelulares) y los *foraminíferos* (animales pequeños) que habitan en las aguas superficiales cálidas. Cuando las conchas calcáreas se hunden lentamente en partes más profundas del océano, empiezan a disolverse. Esto se produce porque el agua marina más profunda y fría es rica en dióxido de carbono y, por tanto, es más ácida que el agua caliente. A una profundidad superior a los 4.500 metros en el agua marina, las conchas calcáreas se disuelven por completo antes de llegar al fondo. Por consiguiente, el fango calcáreo no se acumula en las cuencas oceánicas profundas.

Otros sedimentos biógenos son el *barro silíceo* (SiO_2) y el material rico en fosfato. El primero está compuesto principalmente por conchas de *diatomeas* (algas

unicelulares) y *radiolarios* (animales unicelulares) que prefieren las aguas superficiales más frescas, mientras que el último deriva de los huesos, los dientes y las escamas de los peces y otros organismos marinos.

Los sedimentos hidrogénicos consisten en minerales que cristalizan directamente del agua marina mediante varias reacciones químicas. Los sedimentos hidrogénicos representan una parte relativamente pequeña del total de sedimentos oceánicos. No obstante, tienen composiciones muy distintas y se distribuyen en diferentes ambientes deposicionales.

Algunos de los tipos más comunes de sedimentos hidrogénicos son:

- *Nódulos de manganeso*, que son agregados redondeados y duros de manganeso, hierro y otros metales que precipitan en capas concéntricas alrededor de un objeto central como un canto volcánico o un grano de arena (Figura 7.F).
- *Carbonatos cálcicos*, que se forman por precipitación directamente del agua marina en climas cálidos. Si este material queda enterrado se endurece y forma caliza. Sin embargo, la mayor parte de la caliza está compuesta de sedimentos biógenos.
- *Sulfuros metálicos*, que suelen precipitar como revestimientos de las rocas cercanas a las chimeneas asociadas con la cresta de la dorsal centrooceánica que arroja agua caliente rica en minerales. Estos de-



▲ **Figura 7.F** Nódulos de manganeso fotografiados a una profundidad de 2.909 brazas (5.323 metros) por debajo del Robert Conrad, al sur de Tahití. (Foto cortesía de Lawrence Sullivan, Lamont-Doherty Earth Observatory/Universidad de Columbia.)

pósitos contienen hierro, níquel, cobre, zinc, plata y otros metales en proporciones variables.

- *Evaporitas*, que se forman donde las velocidades de evaporación son altas y hay una circulación restringida del océano abierto. Conforme el agua se evapora de estas zonas, el agua marina restante se satura con los minerales disueltos, que entonces empiezan a precipitar.

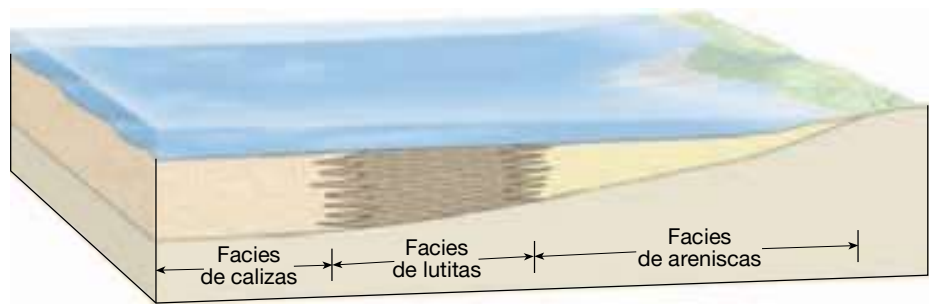
en aguas costeras más tranquilas. Aún más lejos, quizá en una zona donde la actividad biológica es grande y los sedimentos derivados del continente, escasos, los depósitos consisten fundamentalmente en restos calcáreos de pequeños organismos. En este ejemplo, se acumulan al mismo tiempo diferentes sedimentos adyacentes unos a otros. Cada unidad posee un conjunto distintivo de características que reflejan las condiciones de un ambiente particular. Para describir ese conjunto de sedimentos, se utiliza el término **facies**. Cuando se examina una unidad sedimentaria en una sección transversal desde un extremo a otro, cada facies pasa gradualmente en sentido lateral a otra que se formó al mismo tiempo, pero que exhibe características diferentes (Figura 7.10). Normalmente, la fusión de las facies adyacentes tiende a ser una

transición gradual, antes que un límite claro, pero a veces ocurren cambios bruscos.

Estructuras sedimentarias

Además de las variaciones en el tamaño del grano, la composición mineral y la textural, los sedimentos exhiben una variedad de estructuras. Algunos, como la estratificación gradada, se crean cuando los sedimentos se están acumulando y son un reflejo del medio de transporte. Otros, como las *grietas de desecación*, se forman después de que los materiales se hayan depositado y son consecuencia de procesos que ocurren en el ambiente. Cuando están presentes, las estructuras sedimentarias proporcionan informa-

► **Figura 7.10** Cuando se sigue la pista a una capa sedimentaria, podemos encontrar que está compuesta por varios tipos diferentes de roca. Quizás esto puede que ocurra porque pueden existir muchos ambientes sedimentarios al mismo tiempo a lo largo de una amplia área. El término *facies* se utiliza para describir dicho conjunto de rocas sedimentarias. Cada facies se transforma gradualmente en sentido lateral en otra que se formó al mismo tiempo, pero en un ambiente diferente.



ción adicional que puede ser útil para la interpretación de la historia de la Tierra.

Las rocas sedimentarias se forman conforme se acumula capa sobre capa de sedimento en varios ambientes deposicionales. Esas capas, denominadas **estratos**, son probablemente el *rasgo más común y característico de las rocas sedimentarias*. Cada estrato es único. Puede tratarse de una arenisca gruesa, de una caliza rica en fósiles o de una lutita negra, y así sucesivamente. Las variaciones en la textura, la composición y la potencia reflejan las diferentes condiciones bajo las cuales se depositó cada capa.

La potencia de los estratos oscila entre un valor microscópico y decenas de metros. Separando los estratos se encuentran los **planos de estratificación**, superficies planas a lo largo de las cuales las rocas tienden a separarse o romperse. Cambios en el tamaño del grano o en la composición del sedimento que se está depositando pueden crear planos de estratificación. Pausas en la sedimentación pueden conducir también a la estratificación porque los cambios son tan ligeros que el material recién depositado será exactamente el mismo que el sedimento previamente depositado. En general, cada plano de estratificación marca el final de un episodio de sedimentación y el comienzo de otro.

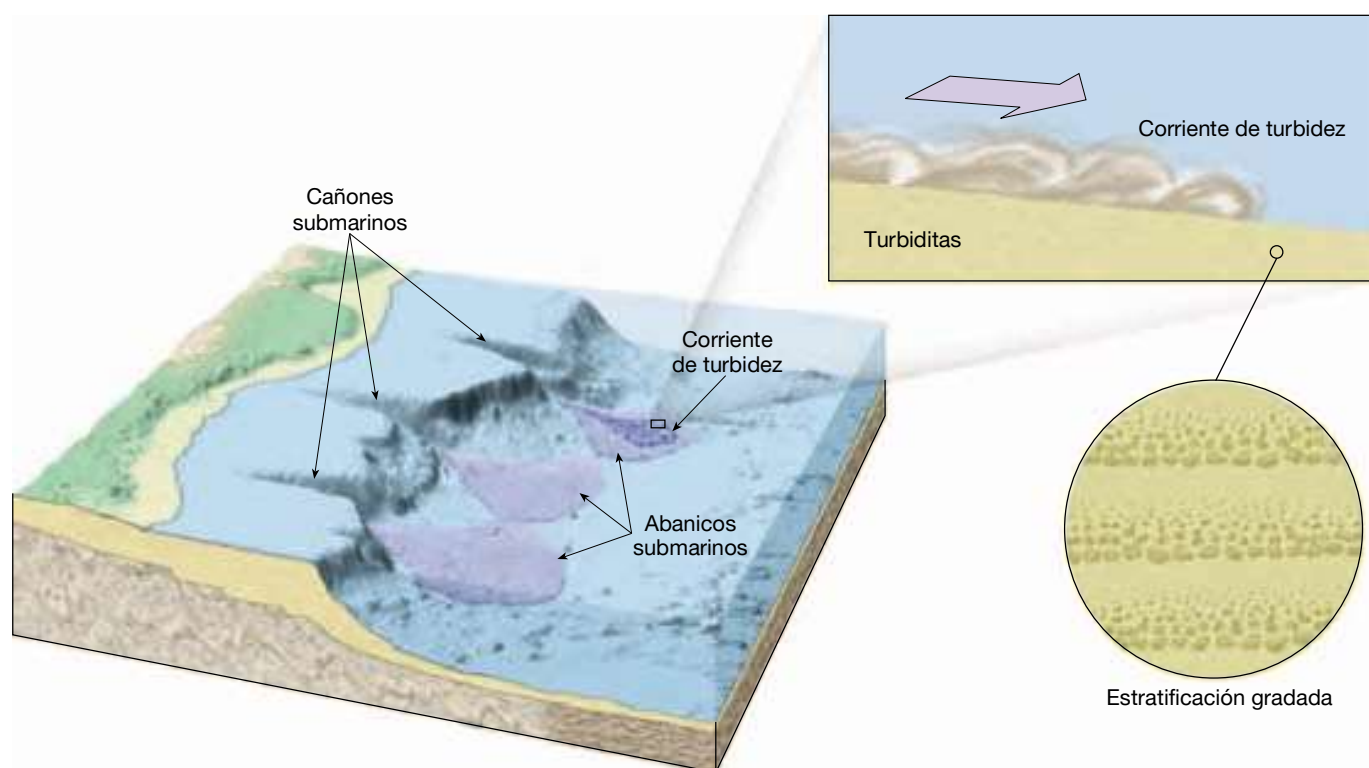
Dado que los sedimentos suelen acumularse como clastos que se depositan a partir de un fluido, la mayoría de los estratos se deposita originalmente en forma de capas horizontales. Hay circunstancias, sin embargo, en las cuales los sedimentos no se acumulan en estratos horizontales. A veces, cuando se examina un estrato de roca sedimentaria, se ven capas dentro de él que están inclinadas con respecto a la horizontal. Cuando esto ocurre, se habla de **estratificación cruzada** y es característico de las dunas de arena, los deltas y ciertos depósitos de canal en los ríos.

Los **estratos gradados** representan otro tipo especial de estratificación. En este caso, las partículas situadas en el interior de una sola capa sedimentaria cambian gradualmente de gruesas a finas desde la parte inferior a la superior. Los estratos gradados son en su mayoría característicos del depósito rápido en agua que

contiene sedimentos de tamaños variables. Cuando una corriente experimenta una pérdida de energía, los clastos mayores sedimentan primero, seguidos por los granos sucesivamente más finos. La sedimentación de un estrato gradado se asocia casi siempre con una corriente de turbidez, una masa de agua cargada de sedimento, que es más densa que el agua limpia y que se desplaza pendiente abajo a lo largo del fondo de un lago o un océano (Figura 7.11).

Cuando los geólogos examinan las rocas sedimentarias, pueden deducir muchas cosas. Un conglomerado, por ejemplo, puede indicar un ambiente de gran energía, como una zona de rompientes o una gran corriente, donde sólo los materiales gruesos se depositan y las partículas más finas se mantienen en suspensión. Si la roca es la arcosa, quizá signifique un clima seco, donde es posible poca alteración química del feldespato. La lutita carbonácea indica un ambiente rico en componentes orgánicos y de baja energía, como un pantano o una laguna.

Otros rasgos encontrados en algunas rocas sedimentarias proporcionan también pistas sobre los ambientes en el pasado. Las **rizaduras** son pequeñas ondulaciones de arena que se desarrollan en la superficie de una capa de sedimento por la acción del agua o el aire en movimiento. Las crestas forman ángulos rectos con respecto a la dirección del movimiento. Si las rizaduras se formaron por el movimiento del aire o el agua en una dirección esencialmente, su forma será asimétrica. Estas *rizaduras de corriente* tendrán lados más empinados en la dirección de descenso de la corriente y pendientes más graduales en el lado de corriente ascendente. Las rizaduras producidas por una corriente que fluye a través de un canal arenoso o por el viento que sopla sobre una duna de arena son dos ejemplos comunes de rizaduras de corriente. Cuando se presentan en la roca, pueden utilizarse para determinar la dirección del movimiento de antiguas corrientes de agua o de viento. Otras rizaduras tienen forma simétrica y se denominan *rizaduras de oscilación*. Son consecuencia del movimiento hacia delante y hacia atrás de las olas superficiales en un ambiente somero próximo a la costa.



▲ **Figura 7.11** Las corrientes de turbidez son movimientos descendentes de agua densa, cargada de sedimentos. Se crean cuando la arena y el barro de la plataforma y el talud continentales se desprenden y se quedan en suspensión. Dado que esta agua que contiene barro es más densa que el agua marina normal, fluye en dirección descendente, erosionando y acumulando más sedimentos. Las capas depositadas por estas corrientes se denominan *turbiditas*. Cada evento produce una sola capa caracterizada por una disminución del tamaño de los sedimentos de arriba a abajo, estructura conocida con el nombre de *estratificación gradada*.

Las **grietas de desecación** indican que el sedimento en el cual se formaron estuvo alternativamente húmedo y seco. Cuando queda expuesto al aire, el barro húmedo se seca y se encoge, produciendo grietas. Las grietas de desecación se asocian con ambientes como los lagos someros y las cuencas desérticas*.

* La sección titulada «Fósiles: evidencias de vida en el pasado», del Capítulo 9, contiene una discusión más detallada del papel de los fósiles en la interpretación de la historia de la Tierra.

Los **fósiles**, restos de vida prehistórica, son inclusiones importantes en los sedimentos y las rocas sedimentarias. Son herramientas importantes para interpretar el pasado geológico. Conocer la naturaleza de las formas vivas que existieron en un momento concreto ayuda a los investigadores a comprender las condiciones ambientales del pasado. Además, los fósiles son indicadores cronológicos importantes y desempeñan un papel clave en la correlación de las rocas de edades similares que proceden de diferentes lugares.

Resumen

- Las *rocas sedimentarias* consisten en *sedimentos* que, en la mayoría de los casos, se han *litificado* para formar rocas sólidas mediante los procesos de *compactación* y *cementación*. El sedimento tiene dos orígenes principales: (1) como *material detrítico*, que se origina y es transportado en forma de clastos a partir de la meteorización mecánica y química, que, cuando se litifican, forman las rocas sedimentarias detríticas, y
- (2) a partir de material soluble producido fundamentalmente por meteorización química, que, cuando precipita, forma las *rocas sedimentarias químicas*.
- Por *diagénesis* se entienden todos los cambios físicos, químicos y biológicos que tienen lugar después del depósito de los sedimentos, así como durante y después del momento en el que se convierten en roca sedi-

mentaria. El enterramiento fomenta la diagénesis. La diagénesis incluye la litificación.

- Por *litificación* se entienden los procesos mediante los cuales los sedimentos no consolidados se transforman en roca sedimentaria compacta. La mayoría de las rocas sedimentarias se litifican por medio de *compactación* o *cementación*, o ambas. Se produce compactación cuando el peso de los materiales suprayacentes comprime los sedimentos más profundos. La cementación, el proceso más importante por el cual los sedimentos se convierten en rocas sedimentarias, se produce cuando los materiales cementantes solubles, como la *calcita*, la *sílice* y el *óxido de hierro*, precipitan entre los granos del sedimento, rellenando los espacios vacíos y aglutinando las partículas. Aunque la mayoría de las rocas sedimentarias se litifican mediante compactación o cementación, ciertas rocas químicas, como las evaporitas, se forman inicialmente como masas sólidas de cristales intercrecidos.
- El *tamaño de clasto* es la base fundamental para distinguir entre sí las diversas rocas sedimentarias detríticas. El tamaño de los clastos de una roca detrítica indica la energía del medio que las transportó. Por ejemplo, la grava es movida por ríos de caudales rápidos, mientras que se necesita menos energía para transportar la arena. Entre las rocas sedimentarias detríticas se incluye la *lutita* (partículas del tamaño del limo y la arcilla), la *arenisca* y el *conglomerado* (cantos redondeados del tamaño de la grava) o la *brecha* (cantos angulosos del tamaño de la grava).
- La precipitación de los sedimentos químicos se produce de dos maneras: (1) por *procesos inorgánicos* como la evaporación y la actividad química, o por (2) *procesos orgánicos* de organismos acuáticos que producen sedimentos de *origen bioquímico*. La *caliza*, la roca sedimentaria química más abundante, se compone del mineral calcita (CaCO_3) y se forma o bien por medios inorgánicos o como consecuencia de procesos bioquímicos. Entre las calizas inorgánicas se cuentan el *travertino*, que normalmente se observa en las cuevas, y la *caliza oolítica*, que consiste en pequeños granos esféricos de carbonato cálcico.

Otras rocas sedimentarias químicas comunes son la *dolomía* (compuesta por el carbonato cálcico-magnésico dolomita), las *rocas silíceas (sílex)* (compuestas por cuarzo microcristalino), las *evaporitas* (como la salgema y el yeso) y el *carbón* (lignito y hulla).

- Las rocas sedimentarias pueden dividirse en dos grupos principales: *detríticas* y *químicas*. Todas las rocas detríticas tienen una *textura clástica*, que consiste en fragmentos discretos y clastos que se cementan y compactan juntas. El principal criterio de subdivisión de las rocas detríticas comunes son el *conglomerado*, la *arenisca* y la *lutita*. La base fundamental para distinguir las rocas del grupo químico entre sí es su composición mineral. Algunas rocas químicas, como las depositadas cuando se evapora el agua del mar, tienen una *textura no clástica* en la cual los minerales forman un mosaico de cristales entrelazados. Sin embargo, en realidad, muchas de las rocas sedimentarias clasificadas en el grupo químico contienen también al menos pequeñas cantidades de sedimento detrítico. Entre las rocas químicas comunes se cuentan la *caliza*, el *yeso* y el *carbón* (por ejemplo, lignito y hulla).
- Los ambientes sedimentarios son aquellos lugares donde se acumulan los sedimentos. Se agrupan en continentales, marinos y de transición (líneas de costa). Cada uno se caracteriza por ciertas condiciones físicas, químicas y biológicas. Dado que el sedimento contiene pistas sobre el ambiente en el cual se depositó, las rocas sedimentarias son importantes para la interpretación de la historia de la Tierra.
- Las rocas sedimentarias son particularmente importantes para interpretar la historia de la Tierra porque, conforme se acumula una capa sobre otra de sedimento, cada una de ellas registra la naturaleza del ambiente en el cual se depositó el sedimento. Estas capas, denominadas *estratos*, son probablemente el rasgo más característico de las rocas sedimentarias. Otras características de algunas rocas sedimentarias, como las *rizaduras*, las *grietas de desecación*, la *estratificación cruzada* y los *fósiles*, dan también pistas sobre los ambientes del pasado.

Preguntas de repaso

1. ¿Cómo se compara el volumen de las rocas sedimentarias en la corteza terrestre con el volumen de las rocas ígneas? ¿Están uniformemente distribuidas las rocas sedimentarias por toda la corteza?
2. ¿Qué es la diagénesis? Ponga un ejemplo.
3. La compactación es un proceso de litificación muy importante, ¿con qué tamaño de sedimento?
4. Enumere tres cementos comunes para las rocas sedimentarias. ¿Cómo puede identificarse cada uno?
5. ¿Qué minerales son más comunes en las rocas sedimentarias detríticas? ¿Por qué son tan abundantes estos minerales?
6. ¿Cuál es la base fundamental para distinguir entre las diversas rocas sedimentarias detríticas?

7. ¿Por qué la lutita suele desmenuzarse con facilidad?
8. ¿Cómo están relacionados el grado de selección y la redondez con el transporte de los granos de arena?
9. Distinga entre conglomerados y brechas.
10. Distinga entre las dos categorías de rocas sedimentarias químicas.
11. ¿Qué son los depósitos de evaporitas? Nombre una roca que sea una evaporita.
12. Cuando un volumen de agua de mar se evapora, los minerales precipitan en un cierto orden. ¿Qué determina ese orden?
13. Cada una de las siguientes afirmaciones describe una o más características de una roca sedimentaria concreta. Para cada afirmación, indique la roca sedimentaria que se está describiendo.
 - a) Una evaporita utilizada para hacer argamasa.
 - b) Una roca detrítica de grano fino que exhibe *fisilidad*.
 - c) Arenisca de color oscuro que contiene clastos angulosos así como arcilla, cuarzo y feldespato.
 - d) La roca sedimentaria química más abundante.
 - e) Una roca dura de color oscuro constituida por cuarzo microcristalino.
 - f) Una variedad de caliza compuesta por pequeños granos esféricos.
14. ¿En qué se diferencia el carbón de otras rocas sedimentarias bioquímicas?
15. ¿Cuál es la base fundamental para distinguir entre una roca sedimentaria química y otras?
16. Distinga entre textura clástica y no clástica. ¿Qué tipo de textura es común a todas las rocas sedimentarias detríticas?
17. Algunas rocas sedimentarias no clásticas se parecen mucho a las rocas ígneas. ¿Cómo pueden distinguirse fácilmente?
18. Enumere tres categorías de ambientes sedimentarios. Ponga uno o más ejemplos de cada categoría.
19. ¿Por qué son útiles los sedimentos del fondo oceánico para estudiar los climas del pasado? (Véase Recuadro 7.2.)
20. Distinga entre los tres tipos básicos de sedimentos del fondo oceánico. (Véase Recuadro 7.3.)
21. ¿Cuál es probablemente el rasgo más característico de las rocas sedimentarias?
22. Distinga entre estratificación cruzada y estratificación gradada.
23. ¿Cómo se diferencian las rizaduras de corriente de las rizaduras de oscilación?

Términos fundamentales

| | | | |
|-------------------------|----------------------|--------------------------|---------------------------|
| ambiente deposicional | estrato | litificación | roca sedimentaria química |
| ambiente sedimentario | estrato gradado | llanura salina | sedimento |
| bioquímico | evaporita | plano de estratificación | selección |
| cementación | facies | rizadura | textura clástica |
| compactación | fisilidad | roca sedimentaria | textura cristalina |
| diagénesis | fósil | detrítica | textura no clástica |
| estratificación cruzada | grieta de desecación | | |

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>

CAPÍTULO 8

Metamorfismo y rocas metamórficas

Metamorfismo

Factores del metamorfismo

- El calor como factor metamórfico
- Presión y esfuerzo diferencial
- Fluidos químicamente activos
- La importancia del protolito

Texturas metamórficas

- Foliación
- Texturas foliadas
- Otras texturas metamórficas

Rocas metamórficas comunes

- Rocas foliadas
- Rocas no foliadas

Ambientes metamórficos

- Metamorfismo térmico o de contacto
- Metamorfismo hidrotermal
- Metamorfismo regional
- Otros tipos de metamorfismo

Zonas metamórficas

- Variaciones de textura
- Minerales índice y grado metamórfico

Metamorfismo y tectónica de placas

- Ambientes metamórficos antiguos

Fuerzas compresivas de una magnitud inimaginable y temperaturas de centenares de grados por encima de las condiciones de la superficie predominaron quizá durante miles o millones de años y provocaron la deformación. Bajo esas condiciones extremas, las rocas responden plegándose, fracturándose y fluyendo. En este capítulo se consideran las fuerzas tectónicas que forjan las rocas metamórficas y cómo esas rocas cambian de aspecto, composición mineral y a veces incluso de composición química media.

Extensas áreas de rocas metamórficas afloran en todos los continentes en unas regiones relativamente planas denominadas *escudos*. Esas regiones metamórficas se encuentran en Canadá, Brasil, África, India, Australia y Groenlandia. Además, las rocas metamórficas son un componente importante de muchos cinturones montañosos, entre ellos los Alpes y los Apalaches, donde constituyen una gran parte del núcleo cristalino de esas montañas. Incluso las partes interiores estables de los continentes que están cubiertas por rocas sedimentarias están sustentadas sobre rocas basales metamórficas. En esos ambientes, las rocas metamórficas están muy deformadas y presentan intrusiones de grandes masas ígneas. De hecho, partes significativas de la corteza continental terrestre están compuestas por rocas metamórficas y rocas ígneas.

A diferencia de algunos procesos ígneos y sedimentarios que tienen lugar en ambientes superficiales o próximos a la superficie, el metamorfismo casi siempre ocurre en zonas profundas del interior de la Tierra, fuera de nuestra observación directa. Pese a este obstáculo significativo, los geólogos han desarrollado técnicas que les han permitido aprender mucho sobre las condiciones bajo las cuales se forman las rocas metamórficas. Por tanto, las rocas metamórficas proporcionan importantes datos sobre los procesos geológicos que actúan dentro de la corteza terrestre y el manto superior.

Metamorfismo



Rocas metamórficas ▼ Introducción

Recordemos, de lo tratado en el apartado sobre el ciclo de las rocas del Capítulo 1, que el metamorfismo es la transformación de un tipo de roca en otro. Las rocas metamórficas se forman a partir de rocas ígneas, sedimentarias o incluso de otras rocas metamórficas. Por tanto, todas las rocas metamórficas tienen una **roca madre**: la roca a partir de la cual se formaron.

El **metamorfismo**, que significa «cambio de forma», es un proceso que provoca cambios en la mineralogía, la textura y, a menudo, la composición química de las rocas. El metamorfismo tiene lugar cuando las rocas se someten a un ambiente físico o químico significativamente

diferente al de su formación inicial. Se trata de cambios de temperatura y presión (esfuerzo) y la introducción de fluidos químicamente activos. En respuesta a esas nuevas condiciones, las rocas cambian gradualmente hasta alcanzar un estado de equilibrio con el nuevo ambiente. La mayoría de los cambios metamórficos ocurren bajo las temperaturas y presiones elevadas que existen en la zona que empieza a unos pocos kilómetros por debajo de la superficie terrestre y se extiende hacia el manto superior.

El metamorfismo suele progresar de manera incremental, desde cambios ligeros (*metamorfismo de grado bajo*) a cambios notables (*metamorfismo de grado alto*). Por ejemplo, en condiciones de metamorfismo de grado bajo, la roca sedimentaria común *lutita* se convierte en una roca metamórfica más compacta denominada *pizarra*. Las muestras de mano de ambas rocas son a veces difíciles de distinguir, lo cual ilustra que la transición de sedimentaria a metamórfica suele ser gradual y los cambios pueden ser sutiles.

En ambientes más extremos, el metamorfismo produce una transformación tan completa que no puede determinarse la identidad de la roca fuente. En el metamorfismo de grado alto, desaparecen rasgos como los planos de estratificación, los fósiles y las vesículas que puedan haber existido en la roca original. Además, cuando las rocas en zonas profundas (donde las temperaturas son elevadas) son sometidas a presiones dirigidas, se deforman lentamente y se produce una gran variedad de texturas además de estructuras a gran escala como los pliegues.

En los ambientes metamórficos más extremos, las temperaturas se aproximan a las de fusión de las rocas. Sin embargo, *durante el metamorfismo la roca debe permanecer esencialmente en estado sólido*, pues si se produce la fusión completa, entraríamos en el ámbito de la actividad ígnea.

La mayor parte del metamorfismo ocurre en uno de estos tres ambientes:

1. Cuando una masa magmática intruye en las rocas, tiene lugar el *metamorfismo de contacto o térmico*. Aquí, el cambio es impulsado por un aumento de la temperatura en el interior de la roca huésped que rodea una intrusión ígnea.
2. El *metamorfismo hidrotermal* implica alteraciones químicas que se producen conforme el agua caliente rica en iones circula a través de las fracturas de las rocas. Este tipo de metamorfismo suele estar asociado con la actividad ígnea que proporciona el calor necesario para provocar las reacciones químicas y hacer circular estos fluidos a través de la roca.
3. Durante la formación de montañas, grandes volúmenes de rocas están sometidas a presiones dirigidas y a las elevadas temperaturas asociadas

con deformaciones a gran escala, del denominado *metamorfismo regional*.

El metamorfismo regional, que produce el mayor volumen de rocas metamórficas, tiene lugar en los límites convergentes, donde las placas litosféricas colisionan (véase Figura 8.18). Aquí, grandes segmentos de la corteza terrestre se pliegan, se fallan y se metamorizan enormemente. Además, el enterramiento profundo, junto con el emplazamiento de magmas que se originan en el manto, son los responsables de las temperaturas elevadas que provocan las zonas más intensas de metamorfismo. Las rocas deformadas por metamorfismo regional tienen frecuentemente zonas de metamorfismo de contacto, así como metamorfismo hidrotermal.

Después de considerar los factores del metamorfismo y algunas rocas metamórficas comunes, examinaremos estos y otros ambientes metamórficos.

Factores del metamorfismo



Rocas metamórficas

▼ Factores del metamorfismo

Los agentes del metamorfismo son el *calor*; la *presión* (esfuerzo) y los *fluidos químicamente activos*. Durante el metamorfismo, las rocas suelen estar sometidas simultáneamente a los tres agentes metamórficos. Sin embargo, el grado de metamorfismo y la contribución de cada agente varían mucho de un ambiente a otro.

El calor como factor metamórfico

El factor más importante del metamorfismo es el *calor*; porque proporciona la energía que impulsa los cambios químicos que provocan la recrystalización de los minerales existentes o la formación de minerales nuevos. Recordemos del apartado de las rocas ígneas que un aumento de la temperatura hace que los iones del interior de un mineral vibren con mayor rapidez. Incluso en un *sólido* cristalino, en el que los iones están unidos mediante enlaces fuertes, este alto nivel de actividad permite que los átomos individuales migren con mayor libertad dentro de la estructura cristalina.

Cambios provocados por el calor El calor afecta a los materiales terrestres, en especial a los que se forman en ambientes de bajas temperaturas, de dos maneras. En primer lugar, fomenta la recrystalización de granos minerales individuales, lo cual sucede, en particular, con las arcillas, los sedimentos de grano fino y algunos precipitados químicos. Las temperaturas más elevadas provocan la recrystaliza-

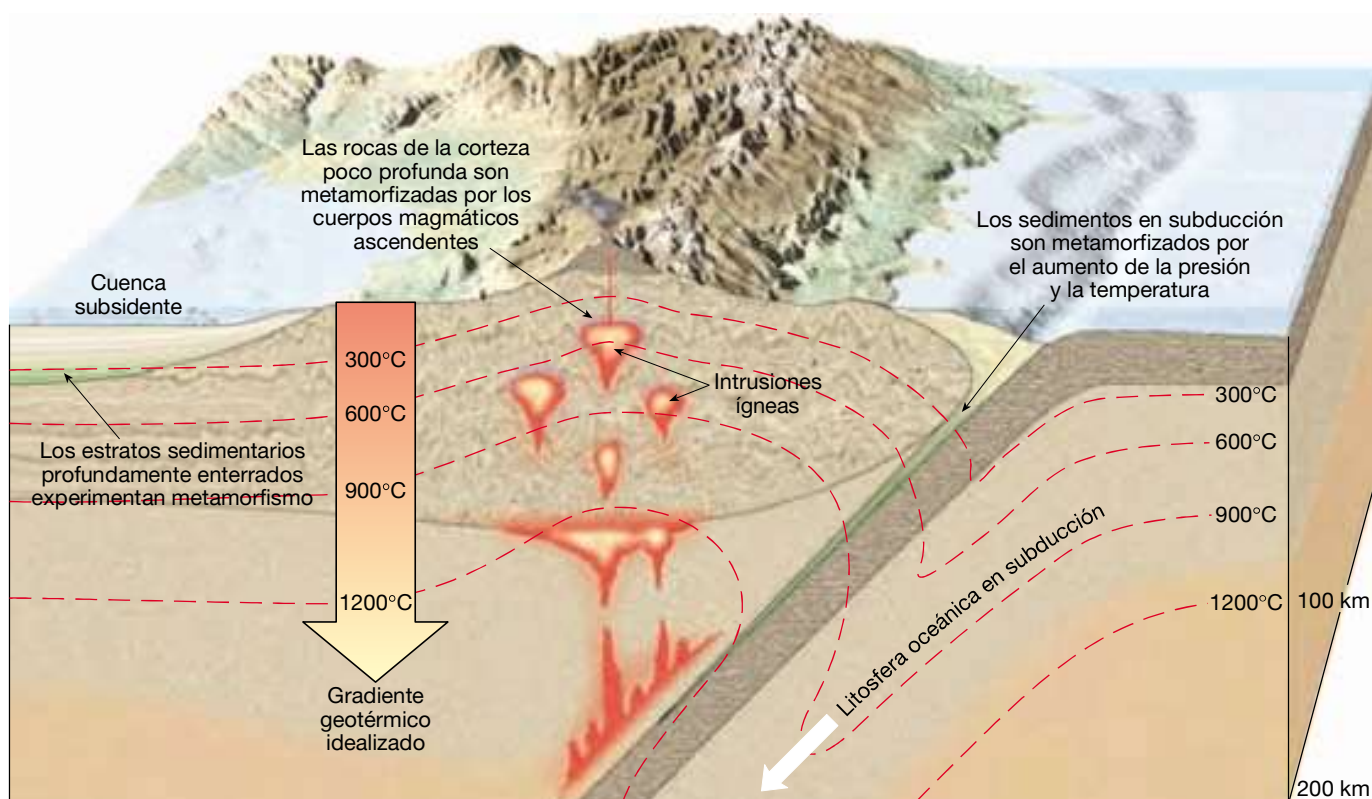
ción cuando los granos más finos tienden a unirse y formar granos de mayor tamaño de la misma mineralogía.

En segundo lugar, el calor puede aumentar la temperatura de una roca hasta el punto en que uno o más de sus minerales ya no son químicamente estables. En estos casos, los iones constituyentes tienden a distribuirse en estructuras cristalinas más estables en el nuevo ambiente de alta energía. Las reacciones químicas de este tipo tienen como consecuencia la creación de nuevos minerales con configuraciones estables que tienen una composición global más o menos equivalente a la de los minerales originales. (En algunos ambientes, los iones quizá migren hacia el interior o el exterior de una unidad rocosa, modificando así su composición química general.)

En resumen, si tuviéramos que atravesar una región de rocas metamórficas (situada en la superficie) desplazándonos en dirección al metamorfismo creciente, podríamos esperar observar dos cambios atribuibles en gran medida al aumento de la temperatura. El tamaño del grano de las rocas se incrementaría y la mineralogía se transformaría de una manera gradual.

Fuentes de calor El calor que causa el metamorfismo de las rocas procede principalmente de la energía liberada por la desintegración radiactiva y la energía térmica almacenada en el interior de la tierra. Recordemos que las temperaturas aumentan con la profundidad a un ritmo conocido como *gradiente geotérmico* (*geo* = Tierra; *therm* = calor). En la corteza superior, este incremento de la temperatura oscila entre 20 °C y 30 °C por kilómetro (Figura 8.1). Por tanto, las rocas que se formaron en la superficie terrestre experimentarán un aumento gradual de la temperatura conforme son transportadas (subducidas) a mayor profundidad (Figura 8.1). Cuando se entierran a una profundidad de unos 8 kilómetros, donde las temperaturas son de 150 °C a 200 °C, los minerales arcillosos tienden a inestabilizarse y empiezan a recrystalizar en minerales como la clorita y la moscovita, que son estables en este ambiente. (La clorita es un mineral similar a la mica formado por el metamorfismo de silicatos oscuros.) Sin embargo, muchos silicatos, en especial los que se encuentran en las rocas ígneas cristalinas, como el cuarzo y el feldespato, permanecen estables a esas temperaturas. Por tanto, las transformaciones metamórficas de estos minerales ocurren, en general, a profundidades mucho mayores.

Los ambientes donde las rocas pueden ser transportadas a grandes profundidades y calentarse son los bordes de placa convergentes, donde están siendo subducidos fragmentos de corteza oceánica cargados de sedimentos. Además, es posible que las rocas sean enterradas en grandes cuencas donde la subsidencia gradual da origen a acumulaciones muy gruesas de sedimentos (Figura 8.1). Se sabe que en esos lugares, como por ejemplo el Golfo de



▲ **Figura 8.1** Ilustración del gradiente geotérmico y su papel en el metamorfismo. Obsérvese cómo el gradiente geotérmico disminuye por la subducción de la litosfera oceánica comparativamente fría. Por el contrario, el calentamiento térmico es evidente cuando el magma intruye en la corteza superior.

México, se desarrollan condiciones metamórficas cerca de la base de la cuenca.

Además, las colisiones continentales, que causan el engrosamiento de la corteza, hacen que las rocas queden enterradas profundamente, donde las temperaturas elevadas pueden provocar la fusión parcial (Figura 8.21).

El calor también puede ser transportado desde el manto hasta incluso las capas más someras de la corteza. Las plumas ascendentes del manto, que afloran en las dorsales centrooceánicas, y el magma generado por la fusión parcial del manto en las zonas de subducción son tres ejemplos (Figura 8.1). En general, siempre que se forman magmas y éstos ascienden a un ritmo lento hacia la superficie, se produce metamorfismo. Cuando intruye en rocas relativamente frías en zonas poco profundas, el magma «cuece» la roca caja. Este proceso, denominado *metamorfismo de contacto*, se considerará más adelante en este capítulo.

Presión y esfuerzo diferencial

La presión, como la temperatura, también aumenta con la profundidad conforme aumenta el grosor de las rocas suprayacentes. Las rocas enterradas están sometidas a una

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Qué temperatura se alcanza en las profundidades de la corteza?

El aumento de la temperatura con la profundidad, basado en el gradiente geotérmico, puede expresarse de la siguiente manera: *a más profundidad, más calor*. Los mineros han observado esta relación en las minas profundas y en los sondeos. En la mina más profunda del mundo (la mina Western Deep Levels, en Suráfrica, con 4 kilómetros de profundidad), la temperatura de las rocas es tan elevada que puede quemar la piel humana. De hecho, los mineros suelen trabajar en parejas: uno extrae la roca y el otro hace funcionar un gran ventilador que mantiene frío al compañero.

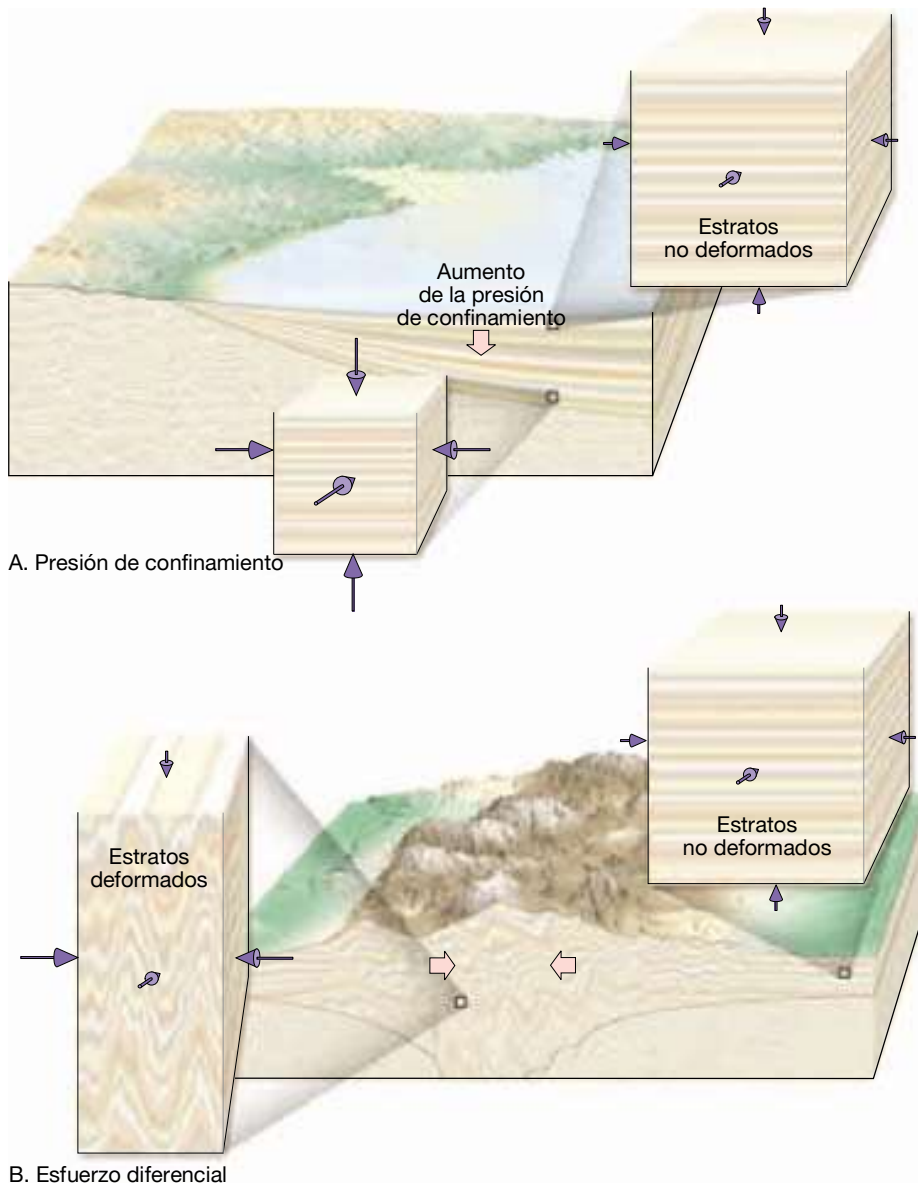
La temperatura es incluso más elevada en el fondo del sondeo más profundo del mundo, que se completó en la península Kola de Rusia en 1992 y que se adentra hasta la distancia récord de 12,3 kilómetros. A esta profundidad la temperatura es de 245 °C, mucho más elevada que el punto de ebullición del agua. Lo que impide que el agua hierva es la elevada presión de confinamiento que existe a esa profundidad.

presión de confinamiento, que es análoga a la presión hidrostática, donde las fuerzas se aplican por igual en todas las direcciones (Figura 8.2A). Cuanto más se profundiza en el océano, mayor es la presión de confinamiento. Lo mismo ocurre en el caso de las rocas enterradas. La presión de confinamiento cierra los espacios entre los granos minerales, dando lugar a una roca más compacta con una mayor densidad (Figura 8.2A). Además, a grandes profundidades, la presión de confinamiento puede hacer que los minerales recrystalicen en nuevos minerales con una estructura cristalina más compacta. No obstante, la presión de confinamiento *no* pliega ni deforma las rocas.

Además de la presión de confinamiento, las rocas pueden estar sometidas también a presiones dirigidas. Eso sucede, por ejemplo, en los bordes de placa convergentes,

donde las placas litosféricas colisionan. Aquí, las fuerzas que deforman la roca son desiguales en distintas direcciones y se las denomina **esfuerzo diferencial**. (En el Capítulo 10 se trata con mayor profundidad el concepto de *esfuerzo*, que es una fuerza por área de unidad.)

A diferencia de la presión de confinamiento, que «comprime» la roca por igual en todas las direcciones, los esfuerzos diferenciales son mayores en una dirección que en las demás. Como se muestra en la Figura 8.2B, las rocas sometidas a esfuerzo diferencial se acortan en la dirección de la mayor presión y se alargan en la dirección perpendicular a dicha presión. Como consecuencia, las rocas implicadas suelen *plegarse o aplastarse* (como cuando se pisa una pelota de goma). A lo largo de los bordes de placa convergentes, el mayor esfuerzo diferencial se ejerce



◀ **Figura 8.2** La presión (esfuerzo) como agente metamórfico. **A.** En un ambiente deposicional, conforme aumenta la presión de confinamiento, las rocas se deforman al reducir su volumen. **B.** Durante la formación de montañas, el esfuerzo diferencial acorta y deforma los estratos rocosos.

más o menos horizontalmente en la dirección del movimiento de las placas, y se aplica la menor presión en la dirección vertical. Por consiguiente, en estos lugares la corteza se acorta (horizontalmente) y engrosa mucho (verticalmente).

En los ambientes superficiales, donde las temperaturas son comparativamente bajas, las rocas son *frágiles* y tienden a fracturarse cuando son sometidas a esfuerzos diferenciales. La deformación continuada tritura y pulveriza los granos minerales en fragmentos pequeños. Por el contrario, en ambientes de temperaturas elevadas las rocas son *dúctiles*. Cuando las rocas exhiben un comportamiento dúctil, sus granos minerales tienden a aplanarse y a alargarse cuando son sometidos a un esfuerzo diferencial (Figura 8.3). Eso explica su capacidad para deformarse fluyendo (más que fracturándose) para generar pliegues complicados. Como veremos, el esfuerzo diferencial también representa un importante papel en el desarrollo de las texturas metamórficas.

Fluidos químicamente activos

Se cree que los fluidos compuestos principalmente de agua y otros componentes volátiles, como el dióxido de carbono, representan un papel importante en algunos tipos de metamorfismo. Los fluidos que rodean los granos minerales actúan como catalizadores y provocan la recrystalización fomentando la migración iónica. En ambientes cada vez más calientes, estos fluidos ricos en iones se vuelven proporcionalmente más reactivos. Cuando se unen dos granos minerales, la parte de sus estructuras cristalinas que se toca es la que recibe una mayor presión. Los iones situados en estos puntos son fácilmente disuel-

tos por los fluidos calientes y migran a lo largo de la superficie del grano hacia los espacios porosos situados entre los granos. Así, los fluidos hidrotermales contribuyen a la recrystalización de los granos minerales disolviendo el material procedente de las regiones sometidas a esfuerzos elevados y precipitando (depositando) este material en zonas sometidas a esfuerzos bajos. Como consecuencia, *los minerales tienden a recrystalizar y a alargarse más en una dirección perpendicular a los esfuerzos de compresivos*.

Cuando los fluidos calientes circulan libremente a través de las rocas, puede producirse intercambio iónico entre dos capas rocosas adyacentes o los iones pueden migrar a grandes distancias antes de acabar depositándose. Esta última situación es especialmente habitual cuando consideramos los fluidos calientes que escapan durante la cristalización de un plutón ígneo. Si la composición de las rocas que rodean el plutón es claramente distinta de la de los fluidos invasores, puede producirse un intercambio considerable de iones entre los fluidos y la roca caja. Cuando eso sucede, se produce un cambio de la composición global de las rocas circundantes. En estos casos el proceso metamórfico se denomina **metasomatismo**.

¿Cuál es el origen de estos fluidos químicamente activos? El agua es muy abundante en los espacios porosos de la mayoría de rocas sedimentarias, así como en las fracturas de las rocas ígneas. Además, muchos minerales,

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Se puede considerar una roca metamórfica el hielo glaciar?

¡Sí! Aunque la roca metamórfica suele formarse en ambientes de temperatura elevada, el hielo glaciar es una excepción. Pese a su formación en climas fríos, el hielo glaciar satisface claramente los criterios para ser clasificado como una roca metamórfica. La formación de un glaciar empieza cuando los cristales de nieve se transforman en una masa mucho más densa de pequeñas partículas de hielo denominada *firn*. A medida que se va añadiendo más nieve a la pila, la presión sobre las capas inferiores promueve la recrystalización (metamorfismo) del firn, produciendo cristales de hielo entrelazados más grandes. Además, el movimiento glaciar es un ejemplo de flujo dúctil en estado sólido, otra característica de las rocas metamórficas. La deformación interna y la recrystalización de los cristales de hielo individuales facilitan el flujo dúctil. El flujo dúctil resultante suele hacerse visible porque podemos ver las capas sucias deformadas en el interior del hielo. Estas estructuras son parecidas a los pliegues que exhiben las rocas metamórficas más «típicas».



▲ **Figura 8.3** Metaconglomerado, también llamado conglomerado de cantos estirados. Estos cantos, que antes eran casi esféricos, se han calentado y se han aplanado hasta convertirse en estructuras alargadas. (Foto de E. J. Tarbuck.)

como las arcillas, las micas y los anfíboles están *hidratados* (*hydra* = agua) y, por tanto, contienen agua en sus estructuras cristalinas. Las temperaturas elevadas asociadas con un metamorfismo de grado bajo a moderado causan la deshidratación de estos minerales. Una vez expulsada, el agua se mueve a lo largo de las superficies de los granos individuales y está disponible para facilitar el transporte iónico. No obstante, en los ambientes metamórficos de alto grado, en los que las temperaturas son extremas, estos fluidos pueden ser expulsados de las rocas. Recordemos que cuando se subduce la corteza oceánica a profundidades de unos 100 kilómetros, el agua expulsada de estas capas migra hacia la cuña del manto suprayacente, donde provoca la fusión.

La importancia del protolito

La mayoría de rocas metamórficas tienen la misma composición química general que la roca a partir de la que se formaron, excepto por la posible pérdida o adquisición de volátiles como el agua (H_2O) y el dióxido de carbono (CO_2). Por ejemplo, el metamorfismo de una lutita da como resultado una pizarra, en la que los minerales arcillosos recrystalizan y forman micas. (Los cristales minúsculos de cuarzo y feldespato que se encuentran en la lutita no se alteran en la transformación de la lutita en pizarra y, por tanto, permanecen intermezclados con las micas.) Aunque la mineralogía cambia en la transformación de la lutita en pizarra, la composición química general de la pizarra es comparable a la de la roca de la que derivó. Además, cuando la roca origen tiene una composición máfica, como el basalto, el producto metamórfico puede ser rico en minerales que contengan hierro y magnesio, a menos, por supuesto, que se haya producido una pérdida importante de estos átomos.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Pueden contener fósiles las rocas metamórficas?

En algunas ocasiones, sí. Si una roca sedimentaria que contiene fósiles experimenta metamorfismo de grado bajo, los fósiles originales pueden ser todavía reconocibles. Conforme aumenta el grado de metamorfismo, los fósiles (así como los planos de estratificación, las vesículas y otros rasgos de la roca madre) suelen destruirse. Cuando hay fósiles en las rocas metamórficas, proporcionan pistas útiles para determinar el tipo de roca original y su ambiente de deposición. Además, los fósiles que se han deformado durante el metamorfismo dan una idea de hasta qué punto se ha deformado la roca.

Además, la composición mineral del protolito determina, en gran medida, la intensidad con que cada agente metamórfico provocará cambios. Por ejemplo, cuando el magma se abre camino en el interior de la roca huésped, las temperaturas elevadas y los fluidos ricos en iones asociados tienden a alterar la roca caja. Cuando esta última está compuesta de minerales que son comparativamente no reactivos, como los granos de cuarzo que se encuentran en la cuarzoarenita limpia, se producen muy pocas alteraciones. Sin embargo, si la roca caja es una caliza «impura» que contiene abundante arcilla rica en sílice, la calcita ($CaCO_3$) de la caliza puede reaccionar con la sílice (SiO_2) de las arcillas y forma wollastonita ($CaSiO_3$) y dióxido de carbono (CO_2). En esta situación la zona con metamorfismo puede extenderse varios kilómetros desde el cuerpo magmático.

Texturas metamórficas



Rocas metamórficas

▼ Cambios de textura y mineralógicos

Recordemos que el término **textura** se utiliza para describir el tamaño, la forma y la distribución de las partículas que constituyen una roca. La mayoría de rocas ígneas y muchas rocas sedimentarias están compuestas de granos minerales que tienen una orientación aleatoria y, por tanto, parecen iguales cuando se observan desde cualquier dirección. Por el contrario, las rocas metamórficas deformadas que contienen minerales con hábito planar (micas) y/o minerales alargados (anfíboles) en general muestran alguna clase de *orientación* preferente en la que los granos minerales presentan un alineamiento paralelo a subparalelo. Como un puñado de lápices, las rocas que contienen minerales alargados orientados en paralelo unos con respecto a los otros tendrán un aspecto distinto al observarse lateralmente o frontalmente. Se dice que una roca que muestra una orientación preferente de sus minerales posee *foliación*.

Foliación

El término **foliación** (*foliatus* = en forma de hoja) se refiere a cualquier disposición planar (casi plana) de los granos minerales o los rasgos estructurales del interior de una roca. Aunque hay foliación en algunas rocas sedimentarias e incluso en unos pocos tipos de rocas ígneas, es una característica fundamental de las rocas que han experimentado metamorfismo regional, es decir, unidades rocosas que se han plegado y se han deformado enormemente. En los ambientes metamórficos, la foliación es provocada, en última instancia, por los esfuerzos compresivos que acor-

tan las masas rocosas, haciendo que los granos minerales de las rocas preexistentes desarrollen alineamientos paralelos o casi paralelos. Son ejemplos de foliación el alineamiento paralelo de los minerales con hábito planar y/o los minerales alargados; el alineamiento paralelo de las partículas minerales y los cantos aplanados; el bandeado composicional donde la separación de los minerales oscuros y claros genera un aspecto laminar, y la pizarrosidad cuando las rocas se separan con facilidad en capas delgadas y tabulares a lo largo de superficies paralelas. Estos distintos tipos de foliación se pueden formar de muchas maneras distintas, como:

1. Rotación de los granos minerales alargados o de hábito planar hacia una nueva orientación.
2. Recristalización de los minerales para formar nuevos granos que crecen en la dirección de la orientación preferente.
3. Cambios de forma en granos equidimensionales a formas alargadas que se alinean en una orientación preferente.

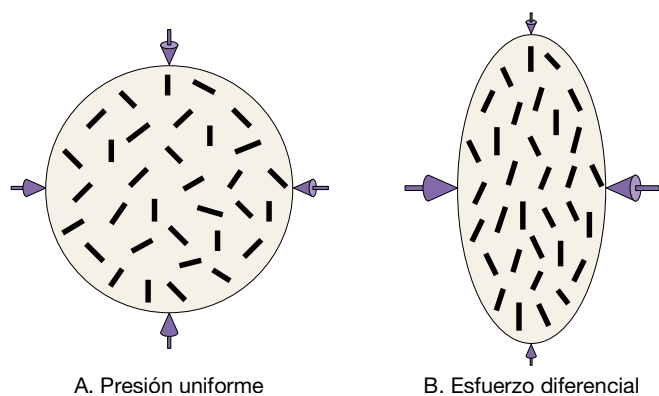
De estos mecanismos, el más fácil de imaginar es la rotación de los granos minerales. En la Figura 8.4 se ilustran los mecanismos por medio de los cuales rotan los minerales alargados o con hábito planar. Nótese que el nuevo alineamiento es más o menos perpendicular a la dirección del acortamiento máximo. Aunque la rotación física de los minerales planares contribuye al desarrollo de la foliación en el metamorfismo de grado bajo, en ambientes más extremos dominan otros mecanismos.

Recordemos que la recristalización es la creación de nuevos granos minerales a partir de los antiguos. Durante la transformación de la lutita en pizarra, los minúsculos minerales arcillosos (estables en la superficie) recristalizan en diminutos microcristales de clorita y

mica (estables a temperaturas y presiones más elevadas). En algunos lugares los granos antiguos se disuelven y migran a un lugar distinto, donde precipitan y forman nuevos granos minerales. Los crecimientos de nuevos granos minerales tienden a desarrollarse sobre cristales antiguos de estructura similar por lo que crecen con la misma orientación que los más antiguos. De esta manera, el nuevo crecimiento «imita» el de los granos antiguos y potencia cualquier orientación preferente anterior. Sin embargo, la recristalización que acompaña a la deformación suele tener como resultado una *nueva* orientación preferente. Conforme las masas rocosas se pliegan y, en general, se acortan durante el metamorfismo, los minerales alargados y de hábito planar tienden a recristalizar perpendicularmente a la dirección del esfuerzo máximo.

Los mecanismos que modifican las formas de los granos individuales son especialmente importantes para el desarrollo de las orientaciones preferentes de las rocas que contienen minerales como el cuarzo, la calcita y el olivino. Cuando la presión actúa sobre estos minerales, desarrollan granos alargados que se alinean en una dirección paralela al aplastamiento máximo (Figura 8.5). Este tipo de deformación se produce en ambientes con temperaturas elevadas donde predomina la deformación dúctil (en oposición a la fracturación frágil).

Conforme unidades de la estructura cristalina de un mineral se deslizan las unas con respecto a las otras a lo largo de planos específicos, puede producirse un cambio en la forma del grano, deformando así el grano, como se muestra en la Figura 8.5B. Este tipo de flujo plástico de estado sólido gradual implica un deslizamiento que altera la red cristalina a medida que cambian las posiciones de los átomos o los iones. En general, esto implica la rotura de los enlaces químicos existentes y la formación de enlaces nuevos. Además, la forma de un mineral puede cambiar conforme los iones se mueven desde un punto a lo largo del borde del grano que está sometido a una gran presión hacia una posición en el mismo grano con menor presión (Figura 8.5C). Este tipo de deformación sucede por la transferencia de masa de un lugar a otro. Como cabría esperar, los fluidos químicamente activos colaboran con este mecanismo, que es un tipo de recristalización.

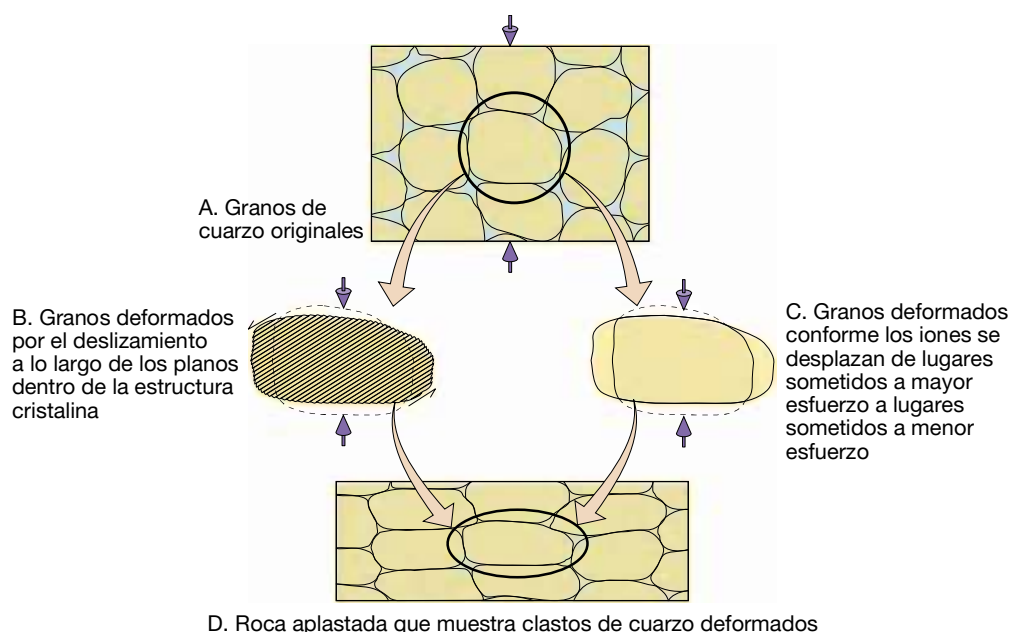


▲ **Figura 8.4** Rotación mecánica de granos minerales planares o alargados. **A.** Los granos minerales existentes mantienen su orientación aleatoria si la fuerza se aplica uniformemente. **B.** Conforme el esfuerzo diferencial hace que las rocas se aplasten, los granos minerales rotan hacia el plano de aplastamiento.

Texturas foliadas

Existen varios tipos de foliación, dependiendo del grado de metamorfismo y de la mineralogía de la roca original. Consideraremos tres de ellos: *pizarrosidad*, *esquistosidad* y *bandeado gnéisico*.

Pizarrosidad (slaty cleavage) El término **pizarrosidad** se refiere a las superficies planares muy juntas a lo largo de



◀ **Figura 8.5** Desarrollo de las orientaciones preferentes en minerales como el cuarzo, la calcita y el olivino. **A.** La deformación dúctil (aplastamiento) de estos granos minerales más o menos equidimensionales puede producirse de dos maneras. **B.** El primer mecanismo es un flujo plástico en estado sólido que implica el deslizamiento intracristalino de unidades individuales en el interior de cada grano. **C.** El segundo mecanismo implica la disolución del material procedente de áreas de esfuerzo elevado y la deposición de ese material en lugares de bajo esfuerzo. **D.** Ambos mecanismos modifican la forma de los granos, pero el volumen y la composición de cada grano permanece, en esencia, igual.

las cuales las rocas se separan en capas delgadas y tabulares cuando se las golpea con un martillo. La pizarrosidad aparece en varias rocas metamórficas pero se observa mejor en las pizarras que exhiben una propiedad de separación excelente, denominada **clivaje**.

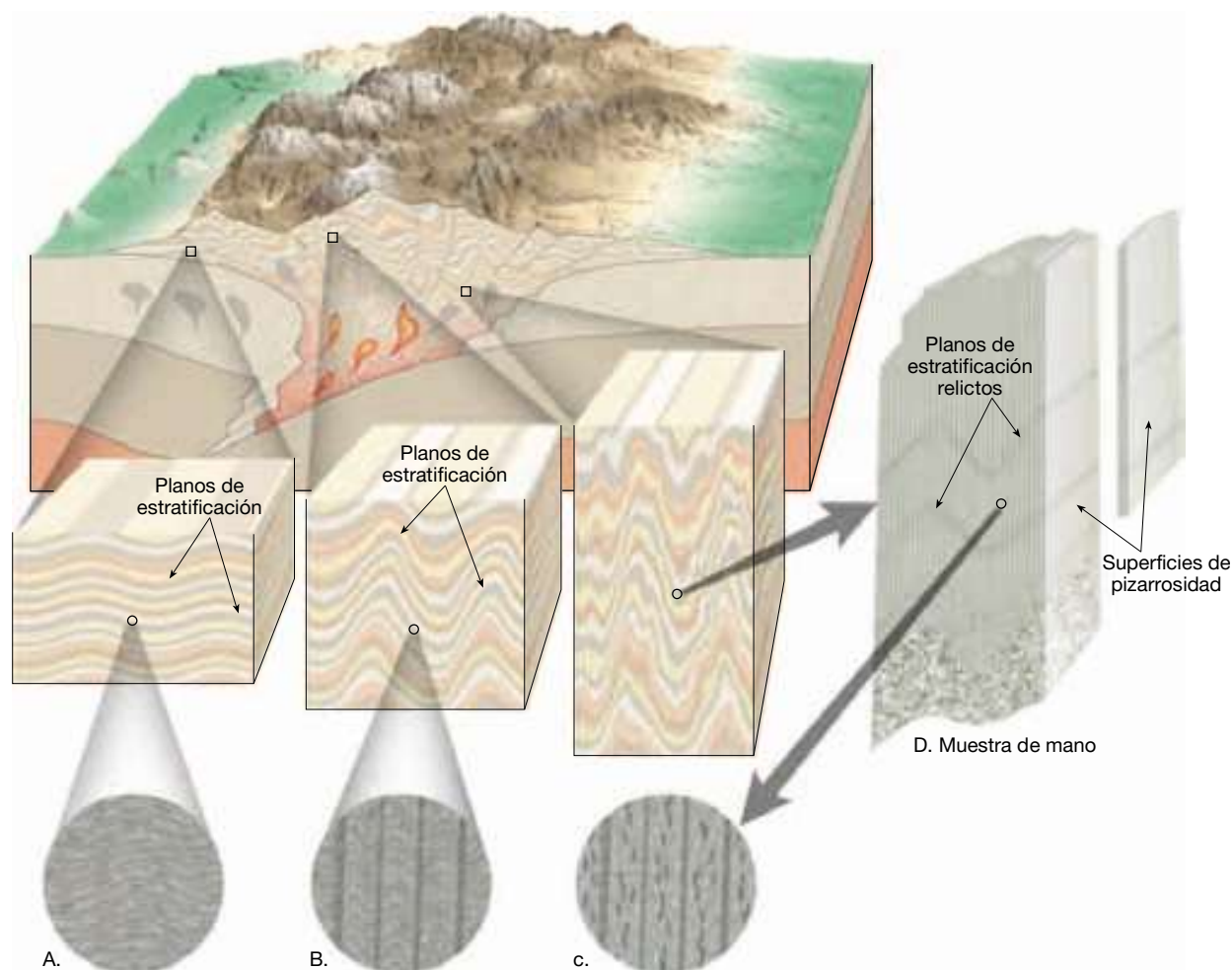
Según el ambiente metamórfico y la composición del protolito, la pizarrosidad se desarrolla de diferentes maneras. En un ambiente metamórfico de grado bajo, se sabe que la pizarrosidad se desarrolla cuando los estratos de lutita (y las rocas sedimentarias relacionadas) son metamorizadas y plegadas para formar una pizarra. El proceso empieza cuando los granos planares se pliegan y se doblan, generando pliegues microscópicos que tienen flancos (lados) más o menos alineados (Figura 8.6). Una ulterior deformación intensifica este nuevo alineamiento a medida que los granos antiguos se rompen y recrystalizan preferentemente en la dirección de la orientación recién desarrollada. De esta manera, se desarrollan en la roca estrechas zonas paralelas donde se concentran las briznas de mica. Estas estructuras planares alternan con zonas que contienen cuarzo y otros granos minerales que no exhiben una orientación lineal pronunciada. Es a lo largo de estas zonas muy delgadas, donde los minerales planares muestran un alineamiento paralelo, donde la pizarra se separa.

Dado que en general la pizarra se forma durante el metamorfismo de grado bajo de la lutita, suelen conservarse restos de los planos de estratificación sedimentarios originales. No obstante, como se muestra en la Figura 8.6D, la orientación de la pizarrosidad suele desarrollarse en un ángulo oblicuo al de la estratificación sedimen-

taria original. Por tanto, a diferencia de la lutita, que se separa a lo largo de planos de estratificación, la pizarra suele separarse a través de ellos. Otras rocas metamórficas, como los esquistos y los gneises, también se separan a lo largo de las superficies planares y, por tanto, exhiben clivaje.

Esquistosidad Bajo regímenes de presión y temperatura más extremos, los pequeños granos de mica y clorita de las pizarras empiezan a crecer mucho. Cuando estos minerales planares crecen lo bastante como para poder observarse a simple vista y exhiben una estructura planar o laminar, se dice que la roca muestra un tipo de foliación llamada **esquistosidad**. Las rocas con esta textura se denominan **esquistos**. Además de los minerales planares, el esquisto suele contener partículas deformadas de cuarzo y feldespato que aparecen como granos planos o en forma de lente escondidos entre los granos de mica.

Bandeado gnéisico Durante el metamorfismo de grado alto, las migraciones iónicas pueden provocar la segregación de los minerales, como se muestra en la Figura 8.7, inferior derecha. Obsérvese que los cristales oscuros de biotita y los silicatos claros (cuarzo y feldespato) están separados, dando a la roca un aspecto bandado, conocido como **bandeado gnéisico** o **foliación** (s.s.). Las rocas metamórficas con este tipo de texturas se denominan **gneises**. Aunque son foliados, los gneises no se separarán en planos con tanta facilidad como las pizarras y algunos esquistos. Los gneises que sí se lajan tienden a romperse en una dirección paralela a su foliación y muestran superficies ricas en mica parecidas al esquisto.



▲ **Figura 8.6** Desarrollo de un tipo de pizarrosidad. A medida que la lutita va experimentando un intenso plegamiento (A, B) y metamorfismo para formar pizarra, las escamas de mica en desarrollo se doblan en microplegues. C. Un ulterior metamorfismo provoca la recrystalización de los granos de mica a lo largo de los flancos de estos pliegues para intensificar la foliación. D. La muestra de mano de pizarra ilustra la pizarrosidad y su orientación en relación con las superficies de estratificación anteriores.



▲ **Figura 8.7** Esta roca muestra una textura gnéica. Obsérvese que los granos oscuros de biotita y los silicatos claros están segregados, dando a la roca un aspecto bandeado o estratificado. (Foto de E. J. Tarbuck.)

Otras texturas metamórficas

No todas las rocas metamórficas tienen texturas foliadas. Las que *no* tienen se denominan **no foliadas**. Las rocas metamórficas no foliadas se desarrollan en general en ambientes donde la deformación es mínima y los protolitos están compuestos por minerales que presentan cristales equidimensionales, como el cuarzo o la calcita. Por ejemplo, cuando una caliza de grano fino (formada por calcita) se metamorfiza por la intrusión de una masa magmática caliente, los pequeños granos de calcita recrystalizan y forman cristales entrelazados más grandes. La roca resultante, el **mármol**, presenta unos granos grandes y equidimensionales, orientados aleatoriamente, parecidos a los de las rocas ígneas de grano grueso.

Otra textura común en las rocas metamórficas son unos granos especialmente grandes, llamados **porfidoblastos**, rodeados por una matriz de grano fino de otros minerales.

Las **texturas porfidoblásticas** se desarrollan en una gran variedad de tipos de rocas y de ambientes metamórficos cuando los minerales del protolito recrystalizan y forman nuevos minerales. Durante la recrystalización algunos minerales metamórficos, como el granate, la estaurocita y la andalucita, desarrollan invariablemente *una pequeña cantidad de cristales muy grandes*. Por el contrario, minerales como la moscovita, la biotita y el cuarzo suelen formar *una gran cantidad de granos muy pequeños*. Por consiguiente, cuando el metamorfismo genera los minerales granate, biotita y moscovita en el mismo ambiente, la roca contendrá cristales grandes (porfidoblastos) de granate embebidos en una matriz de grano fino compuesta de biotita y moscovita (Figura 8.8).

Rocas metamórficas comunes



Rocas metamórficas ▼ Rocas metamórficas comunes

Recordemos que el metamorfismo produce muchos cambios en las rocas, entre ellos un aumento de su densidad, un cambio del tamaño de las partículas, la reorientación



Vista de cerca



▲ **Figura 8.8** Micaesquisto granatífero. Los cristales rojo oscuro del granate (porfidoblastos) están incrustados en una matriz clara de micas de grano fino. (Foto de E. J. Tarbuck.)

de los granos minerales en una distribución planar conocida como foliación y la transformación de minerales de baja temperatura en minerales de alta temperatura. Además, la introducción de iones genera nuevos minerales, algunos de los cuales son importantes desde el punto de vista económico.

Las principales características de algunas rocas metamórficas comunes se resumen en la Figura 8.9. Obsérvese que las rocas metamórficas pueden clasificarse en líneas generales según el tipo de foliación que exhiben y, en menor medida, según la composición química del protolito.

Rocas foliadas

Pizarra La *pizarra* es una roca foliada de grano muy fino (menos de 0,5 milímetros) compuesta por pequeños cristales de mica demasiado pequeños para ser visibles. Por tanto, en general el aspecto de la pizarra no es brillante y es muy parecido al de la lutita. Una característica destacada de la pizarra es su tendencia a romperse en láminas planas (Figura 8.10).

La pizarra se origina casi siempre por el metamorfismo en grado bajo de lutitas y pelitas. Con menor frecuencia, también se produce por el metamorfismo de las cenizas volcánicas. El color de la pizarra depende de sus constituyentes minerales. Las pizarras negras (carbonáceas) contienen materia orgánica, las pizarras rojas deben su color al óxido de hierro y las verdes normalmente contienen clorita.

Filita La *filita* representa una gradación en el grado de metamorfismo entre la pizarra y el esquisto. Sus minerales planares son más grandes que los de la pizarra, pero no lo bastante como para ser fácilmente identificables a simple vista. Aunque la filita parece similar a la pizarra, puede distinguirse con facilidad por su brillo satinado y su superficie ondulada (Figura 8.11). La filita, normalmente, muestra pizarrosidad y está compuesta fundamentalmente por cristales muy finos de moscovita, clorita o ambas.

Esquisto Los esquistos son rocas metamórficas de grano medio a grueso en las que predominan los minerales planares. Habitualmente, las micas moscovita y biotita, que exhiben un alineamiento planar que da a la roca su textura foliada. Además, los esquistos contienen cantidades menores de otros minerales, a menudo cuarzo y feldespato. Hay esquistos formados principalmente de minerales oscuros (anfíboles). Como las pizarras, el protolito de muchos esquistos es la lutita, que ha experimentado un metamorfismo de grado medio a alto durante los episodios importantes de formación de montañas.

| Nombre de la roca | | Textura | Tamaño de grano | Observaciones | Protolito |
|-------------------|--------------------------|---------|--------------------|--|--------------------------------------|
| Pizarra | Aumento del metamorfismo | Foliada | Muy fino | Pizarrosidad excelente, superficies lisas sin brillo | Lutitas, pelitas |
| Filita | | | Fino | Se rompe a lo largo de superficies onduladas, brillo satinado | Pizarra |
| Esquisto | | | Medio a grueso | Predominan los minerales micáceos, foliación escamosa | Filita |
| Gneis | | | Medio a grueso | Bandeado composicional debido a la segregación de los minerales | Esquisto, granito o rocas volcánicas |
| Migmatita | | | Medio a grueso | Roca bandeada con zonas de minerales cristalinos claros | Gneis, esquisto |
| Milonita | Poco foliada | | Fino | Cuando el grano es muy fino, parece sílex, suele romperse en láminas | Cualquier tipo de roca |
| Metaconglomerato | | | De grano grueso | Cantos alargados con orientación preferente | Conglomerado rico en cuarzo |
| Mármol | No foliada | | Medio a grueso | Granos de calcita o dolomita entrelazados | Caliza, dolomía |
| Cuarcita | | | Medio a grueso | Granos de cuarzo fundidos, masiva, muy dura | Cuarzoarenita |
| Corneana | | | Fino | Normalmente, roca masiva oscura con brillo mate | Cualquier tipo de roca |
| Antracita | | | Fino | Roca negra brillante que puede mostrar fractura concoide | Carbón bituminoso |
| Brecha de falla | | | Medio a muy grueso | Fragmentos rotos con una disposición aleatoria | Cualquier tipo de roca |

▲ **Figura 8.9** Clasificación de las rocas metamórficas comunes.

El término *esquisto* describe la textura de una roca y se utiliza para describir las rocas que tienen una gran variedad de composiciones químicas. Para indicar la composición, se utilizan también los nombres de sus minerales. Por ejemplo, los esquistos formados fundamentalmente por las micas moscovita y biotita se denominan *micaesquistos* (Figura 8.12). Dependiendo del grado de metamorfismo y de la composición de la roca original, los micaesquistos contienen a menudo *minerales índices*, algunos de los cuales son exclusivos de las rocas metamórficas. Algunos

minerales índices comunes que aparecen como porfiroblastos son el *granate*, la *estaurolita* y la *sillimanita*, en cuyo caso la roca se denomina *micaesquisto granatífero*, *micaesquisto estaurolítico* y así sucesivamente (Figura 8.8).

Además, los esquistos pueden estar formados en gran medida por los minerales clorita o talco, en cuyo caso se denominan, respectivamente, *esquistos cloríticos* (*esquistos verdes*) y *talcoesquistos*. Los esquistos cloríticos y talcoesquistos pueden formarse cuando rocas con una composición basáltica experimentan metamorfismo. Otros contienen el mineral



◀ **Figura 8.10** Dado que la pizarra se rompe en capas planas, tiene varios usos. Aquí, se ha utilizado para construir el techo de esta casa en suiza (Foto de E. J. Tarbuck.)



◀ **Figura 8.11** La filita (izquierda) puede distinguirse de la pizarra (derecha) por su brillo satinado y su superficie ondulada. (Foto de E. J. Tarbuck.)



▲ **Figura 8.12** Micaesquisto. Esta muestra de esquisto está compuesta principalmente de moscovita y biotita. (Foto de E. J. Tarbuck.)

grafito, que se utiliza para las «minas» de los lapiceros, para elaborar las fibras de grafito (utilizadas en las cañas de pescar) y como lubricante (normalmente para cerraduras).

Gneis *Gneis* es el término aplicado a las rocas metamórficas bandeadas de grano medio a grueso en las que predominan los minerales alargados y granulares (en oposición a los planares). Los minerales más comunes en el gneis son el cuarzo, el feldespato potásico y la plagioclasa rica en sodio. La mayoría de gneises también contienen cantidades menores de biotita, moscovita y anfíbol que desarrollan una orientación preferente. Algunos gneises se rompen a lo largo de las capas de los minerales planares, pero la mayoría se rompe de una manera irregular.

Recordemos que, durante el metamorfismo de grado alto, los componentes claros y oscuros se separan, dando a los gneises su aspecto bandeado o laminar caracterís-

tico. Así, la mayoría de gneises están formados por bandas alternantes de zonas blancas o rojizas ricas en feldespatos y capas de minerales ferromagnesianos oscuros (véase Figura 8.7). Estos gneises bandeados suelen mostrar evidencias de deformación, como pliegues y fallas (Figura 8.13).

La mayoría de los gneises tienen una composición félsica y a menudo derivan de granitos o de su equivalente afanítico, la riolita. Sin embargo, muchos se forman a partir del metamorfismo de grado alto de lutitas. En este caso, los gneises representan la última roca de la secuencia de pizarras, filitas, esquistos y gneises. Como los esquistos, los gneises pueden incluir también grandes cristales de minerales índice como el granate y la estaurolita. También aparecen gneises compuestos mayoritariamente por minerales oscuros como los que forman el basalto. Por ejemplo, una roca rica en anfíbol que tenga una textura gnéssica se denomina *anfibolita*.

Rocas no foliadas

Mármol El *mármol* es una roca metamórfica cristalina de grano grueso que deriva de calizas o dolomías (Figura 8.14). El mármol puro es blanco y está compuesto esencialmente por calcita. Dado su atractivo color y su relativa blandu-

ra (dureza de 3), el mármol es fácil de cortar y moldear. El mármol blanco es particularmente apreciado como material para crear monumentos y estatuas, como la famosa estatua de David de Miguel Ángel. Por desgracia, dado que el mármol es básicamente carbonato cálcico, es fácilmente atacado por la lluvia ácida. Algunos monumentos históricos y lápidas muestran ya una intensa meteorización química.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

Hace poco ayudé a un amigo a mudarse. Tenía una mesa de billar que pesaba mucho. Dijo que la superficie estaba hecha de pizarra. ¿Es cierto?

Sí, y a tu amigo le debió de costar bastante dinero. Sólo las mesas de billar de la mejor calidad tienen superficies de pizarra. La pizarra, una roca foliada de grano fino compuesta de partículas microscópicas de mica, tiene la capacidad de romperse fácilmente a lo largo de sus planos de pizarrosidad, produciendo capas planas de roca lisa. Es muy preciada para su uso como superficie de mesa de billar, así como de material de construcción para azulejos o tejas.



▲ **Figura 8.13** Gneis deformado y plegado, Parque Estatal del Desierto Anza Borrego, California. (Foto de A. P. Trujillo/APT Photos.)



Microfotografía (6,5x)



▲ **Figura 8.14** Mármol, roca cristalina formada por el metamorfismo de calizas. La microfotografía muestra cristales de calcita entrelazados mediante la luz polarizada. (Fotos de E. J. Tarbuck.)

La roca a partir de la cual se forma el mármol a menudo contiene impurezas que tienden a colorear la piedra. Por tanto, el mármol puede ser rosa, gris, verde o incluso negro y puede contener gran diversidad de minerales accesorios (clorita, mica, granate y, normalmente, wollastonita). Cuando el mármol se forma a partir de caliza interstratificada con lutitas, aparece bandeo y muestra una foliación visible. Si se deforman, estos mármoles desarrollan unos pliegues muy apretados y ricos en micas que dan a la roca un diseño bastante artístico. Por tanto, estos mármoles decorativos se han utilizado como piedra de construcción desde los tiempos prehistóricos.

Cuarcita La *cuarcita* es una roca metamórfica muy dura formada a partir de arenisca rica en cuarzo (Figura 8.15). Bajo las condiciones de metamorfismo de grado moderado a elevado, los granos de cuarzo de la arenisca se funden como briznas de vidrio (Figura 8.15). La recrystalización es tan completa que cuando se rompe, la cuarcita se escinde a través de los granos de cuarzo originales, en lugar de hacerlo a lo largo de sus límites. En algunos casos se conservan estructuras sedimentarias del tipo de la es-



Granos de cuarzo

Microfotografía (26,6x)
La anchura de la muestra es de 1,23 mm



▲ **Figura 8.15** La cuarcita es una roca metamórfica no foliada formada a partir de la arenisca rica en cuarzo. La microfotografía muestra los granos de cuarzo entrelazados típicos de la cuarcita. (Foto de E. J. Tarbuck.)

tratificación cruzada y dan a la roca un aspecto bandeado. La cuarcita pura es blanca, pero los óxidos de hierro pueden producir tintes rojizos o rosados, mientras que los granos de minerales oscuros pueden colorearla de gris.

Ambientes metamórficos

Hay algunos ambientes en los que se produce metamorfismo. La mayoría se encuentra en las proximidades de los límites de placa y muchos se asocian con la actividad ígnea. Consideraremos los siguientes tipos de metamorfismo: (1) *metamorfismo térmico o de contacto*; (2) *metamorfismo hidrotermal*; (3) *metamorfismo regional*; (4) *metamorfismo de enterramiento*; (5) *metamorfismo de impacto*; y (6) *metamorfismo dinámico*.

Con la excepción del metamorfismo de impacto, hay coincidencias considerables entre los demás tipos de me-

tamorfismo. Recordemos que el metamorfismo regional se produce donde colisionan las placas litosféricas para generar montañas. Aquí se pliegan y se fracturan grandes segmentos de la corteza terrestre mientras el magma que asciende del manto intruye en ellos. Por tanto, las rocas que se deforman y se metamorfeizan en una zona de metamorfismo regional exhiben rasgos metamórficos comunes a otros tipos de metamorfismo.

Metamorfismo térmico o de contacto

El **metamorfismo térmico o de contacto** se produce como consecuencia del aumento de la temperatura cuando un magma invade una roca caja. En este caso se forma una zona de alteración denominada **aureola** (*aureolus* = halo dorado) en la roca que rodea el cuerpo magmático (Figura 8.16). Las intrusiones pequeñas, como diques delgados y sills, tienen aureolas de tan sólo unos pocos centímetros de grosor. Por el contrario, los cuerpos magmáticos que forman los batolitos masivos pueden crear aureolas metamórficas que se extienden a lo largo de varios kilómetros.

Además del tamaño del cuerpo magmático, la composición mineral de la roca huésped y la disponibilidad de agua afectan en gran medida al tamaño de la aureola. En rocas químicamente activas, como las calizas, la zona de alteración puede tener 10 kilómetros de grosor. Estas grandes aureolas suelen tener distintas *zonas metamórficas*. Cerca del cuerpo magmático, se pueden formar minerales de temperatura elevada como el granate, mientras que los minerales de grado bajo como la clorita se forman en lugares más alejados.

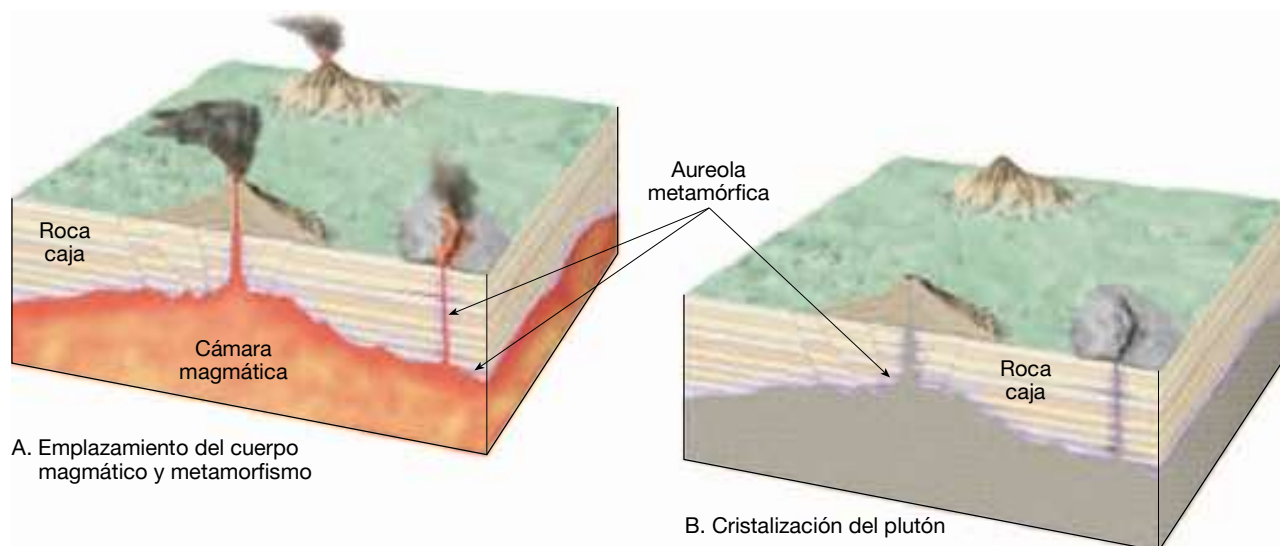
El metamorfismo de contacto se reconoce fácilmente sólo cuando se produce en la superficie o en un am-

biente próximo a la superficie, donde el contraste de temperaturas entre el magma y la roca caja es grande. Durante el metamorfismo de contacto los minerales de arcilla se calientan como si estuvieran colocados en un horno, y pueden generar una roca muy dura y de grano fino. Dado que las presiones dirigidas no son un factor fundamental para la formación de estas rocas, generalmente no tienen foliación. El nombre aplicado a la amplia variedad de rocas metamórficas compactas y no foliadas formadas durante el metamorfismo de contacto es el de *corneanas* (*hornfels*).

Metamorfismo hidrotermal

Una alteración química llamada **metamorfismo hidrotermal** ocurre cuando los fluidos calientes, ricos en iones circulan a través de las fisuras y las fracturas que se desarrollan en la roca. Este tipo de metamorfismo está estrechamente relacionado con la actividad ígnea, ya que proporciona el calor necesario para hacer circular estas soluciones ricas en iones. Por tanto, el metamorfismo hidrotermal suele producirse en regiones en las que hay grandes plutones.

Conforme estos grandes cuerpos magmáticos se enfrían y se solidifican, se expulsan los iones que no se incorporan a las estructuras cristalinas de los silicatos recién formados, así como los volátiles restantes (agua). Estos fluidos ricos en iones se denominan **soluciones** (*solut* = disolver) **hidrotermales** (*hydra* = agua; *therm* = calor). Además de alterar químicamente la roca caja, los iones de las disoluciones hidrotermales a veces precipitan y forman una variedad de depósitos minerales económicamente importantes.



▲ **Figura 8.16** El metamorfismo de contacto produce una zona de alteración denominada *aureola* alrededor de un cuerpo ígneo intrusivo.

Si estas rocas caja son permeables, como sucede con las rocas carbonatadas como la caliza, estos fluidos pueden extender la aureola varios kilómetros. Además, estas soluciones ricas en silicatos pueden reaccionar con los carbonatos y producir una variedad de minerales silicatados ricos en calcio que forman una roca llamada *skarn*. Recordemos que el proceso metamórfico que altera la composición química general de una unidad rocosa se denomina metasomatismo.

Conforme aumentaba nuestro conocimiento de la tectónica de placas, era cada vez más claro que la mayor incidencia del metamorfismo hidrotermal tiene lugar a lo largo de las dorsales centrooceánicas. Aquí, a medida que las placas se separan, el magma que aflora procedente del manto genera nuevo fondo oceánico. Cuando el agua percola a través de la corteza oceánica joven y caliente, se calienta y reacciona químicamente con las rocas basálticas recién formadas (Figura 8.17). El resultado es la conversión de los minerales ferromagnesianos, como el olivino y el piroxeno, en silicatos hidratados, como la serpentina, la clorita y el talco. Además, las plagioclasas ricas en calcio del basalto se van enriqueciendo cada vez más en sodio a medida que la sal (NaCl) del agua marina intercambia iones sodio por iones calcio.

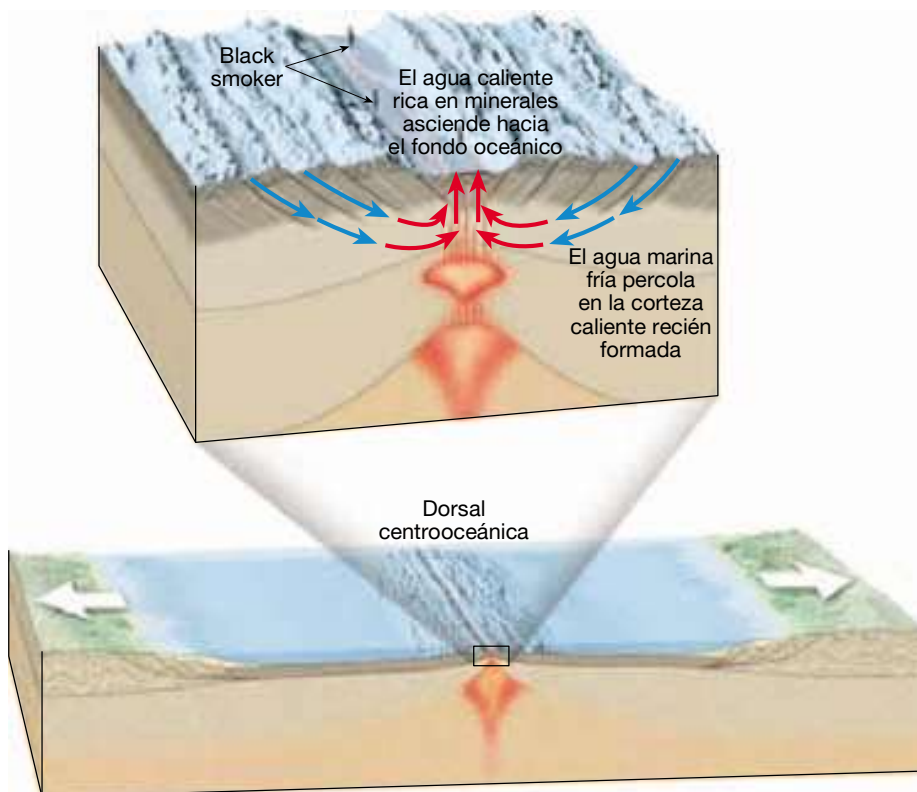
También se disuelven de la corteza recién formada grandes cantidades de metales, como hierro, cobalto, níquel, plata, oro y cobre. Estos fluidos calientes y ricos en

metales acaban ascendiendo a lo largo de las fracturas y brotan del suelo oceánico a temperaturas de alrededor de 350 °C, generando nubes llenas de partículas denominadas *fumarolas oceánicas*. Al mezclarse con el agua marina fría, los sulfuros y los carbonatados que contienen estos metales pesados precipitan y forman depósitos metálicos, algunos de los cuales tienen valor económico. Se cree que éste es el origen de los yacimientos de cobre que hoy se explotan en la isla de Chipre.

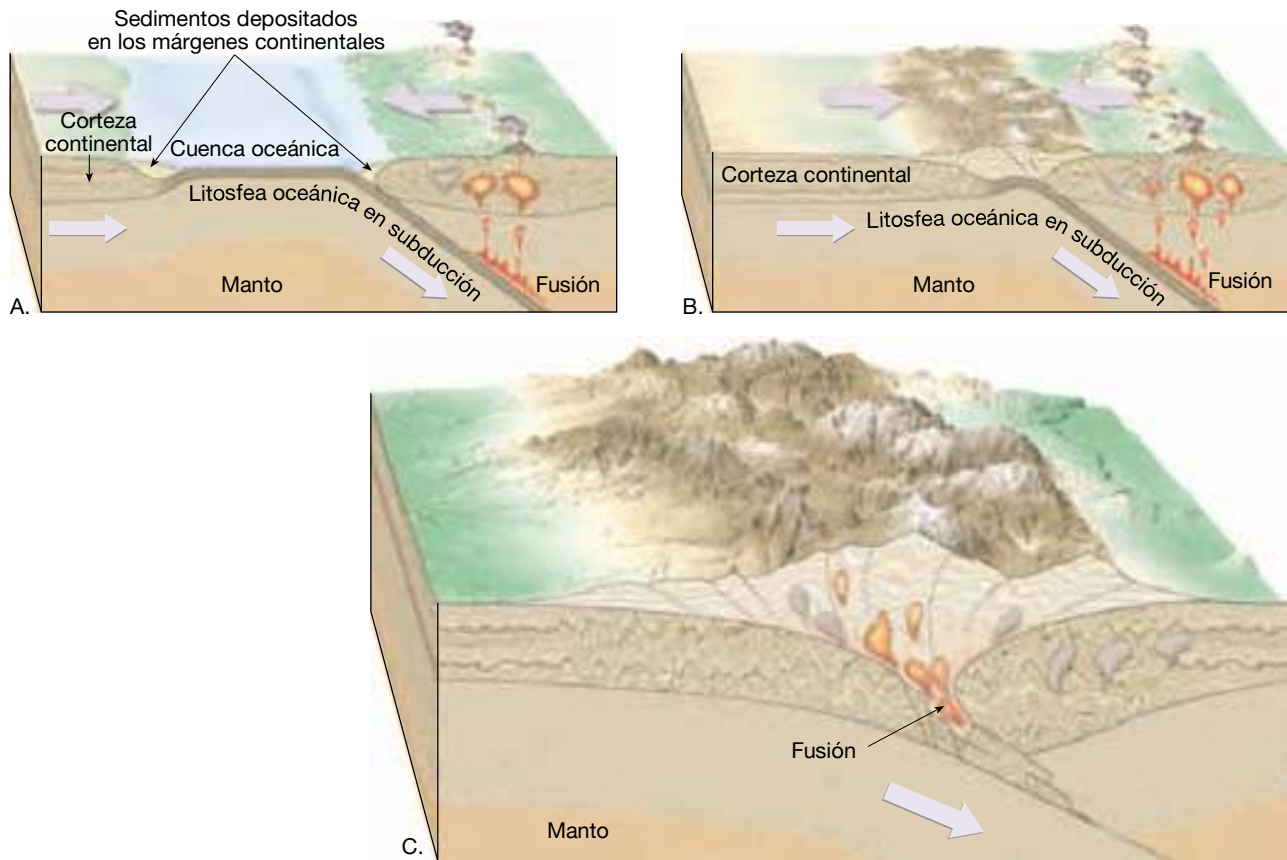
Metamorfismo regional

La mayoría de rocas metamórficas se forman durante el metamorfismo regional asociado con la formación de montañas. Durante esos acontecimientos dinámicos, se deforman intensamente grandes segmentos de la corteza terrestre a lo largo de los bordes de placa convergentes (Figura 8.18). Esta actividad suele tener lugar cuando la litosfera oceánica es subducida y produce arcos insulares o arcos volcánicos continentales y durante las colisiones continentales. (Más adelante en este capítulo se trata el metamorfismo asociado con las zonas de subducción, en la sección titulada «Metamorfismo y tectónica de placas».)

El metamorfismo asociado con las colisiones continentales implica la convergencia de un límite de placa activo con un límite continental pasivo, como se muestra en la Figura 8.18. En general, este tipo de colisiones provo-



◀ **Figura 8.17** Metamorfismo hidrotermal a lo largo de una dorsal centrooceánica.



▲ **Figura 8.18** El metamorfismo regional se produce cuando las rocas son comprimidas entre dos placas convergentes durante la formación de montañas.

ca la deformación intensa de grandes segmentos de la corteza terrestre por las fuerzas compresionales asociadas con el movimiento convergente de las placas. Los sedimentos y las rocas de la corteza que forman los límites de los bloques continentales que colisionan se pliegan y se fracturan, haciendo que estos bloques se acorten y se engrosen como una alfombra arrugada (Figura 8.18). En este suceso suelen intervenir las rocas cristalinas del basamento continental, así como las partes de la corteza oceánica que antes formaban el fondo de una cuenca oceánica.

El engrosamiento general de la corteza se traduce en un ascenso ligero en el que las rocas deformadas se elevan por encima del nivel del mar y forman terreno montañoso. Del mismo modo, el engrosamiento de la corteza tiene como consecuencia el enterramiento profundo de grandes cantidades de roca, ya que los bloques de corteza se colocan los unos debajo de los otros. Aquí, en las raíces de las montañas, las temperaturas elevadas provocadas por el enterramiento profundo son las responsables de la actividad metamórfica más productiva e intensa en el interior de un cinturón montañoso. A menudo, estas rocas enterradas en las profundidades se calientan hasta

el punto de fusión. Como consecuencia, se acumula magma hasta formar cuerpos suficientemente grandes como para ascender e intruir las rocas metamórficas y sedimentarias suprayacentes (Figura 8.18). Por consiguiente, los núcleos de muchas cordilleras montañosas están formados por rocas metamórficas plegadas y fracturadas entrelazadas con cuerpos ígneos. Con el tiempo, esas masas rocosas deformadas son elevadas, la erosión elimina el material suprayacente para dejar expuestas las rocas ígneas y metamórficas que comprenden el núcleo central de una cordillera montañosa.

Otros tipos de metamorfismo

Existen otros tipos de metamorfismo que generan cantidades comparativamente menores de rocas metamórficas en concentraciones localizadas.

Metamorfismo de enterramiento El metamorfismo de enterramiento se produce en asociación con acumulaciones muy gruesas de estratos sedimentarios en una cuenca subsidente (Figura 8.1). Aquí, se pueden alcanzar las con-

diciones metamórficas de grado bajo en las capas inferiores. La presión de confinamiento y el calor geotérmico provocan la recrystalización de los minerales y modifican la textura o la mineralogía de la roca sin deformación apreciable.

La profundidad necesaria para el metamorfismo de enterramiento varía de un lugar a otro, según el gradiente geotérmico predominante. El metamorfismo de grado bajo suele empezar a profundidades de alrededor de 8 kilómetros, donde las temperaturas oscilan entre los 100 °C y los 200 °C. No obstante, en las zonas que muestran gradientes geotérmicos elevados, como en las proximidades del mar Salton en California y en la parte septentrional de Nueva Zelanda, las perforaciones han permitido recoger minerales metamórficos a una profundidad de sólo unos pocos kilómetros.

Metamorfismo dinámico Cerca de la superficie, las rocas se comportan como un sólido frágil. Por consiguiente, el movimiento a lo largo de una zona de falla fractura y pulveriza las rocas (Figura 8.19). El resultado es una roca poco consistente denominada *brecha de falla* que está compuesta por fragmentos de roca rotos y aplastados (Figura 8.20). Los movimientos de la falla de San Andrés en California han creado una zona de brecha de falla y de otros tipos de roca parecidos de más de 1.000 kilómetros de longitud y con una anchura de hasta 3 kilómetros.

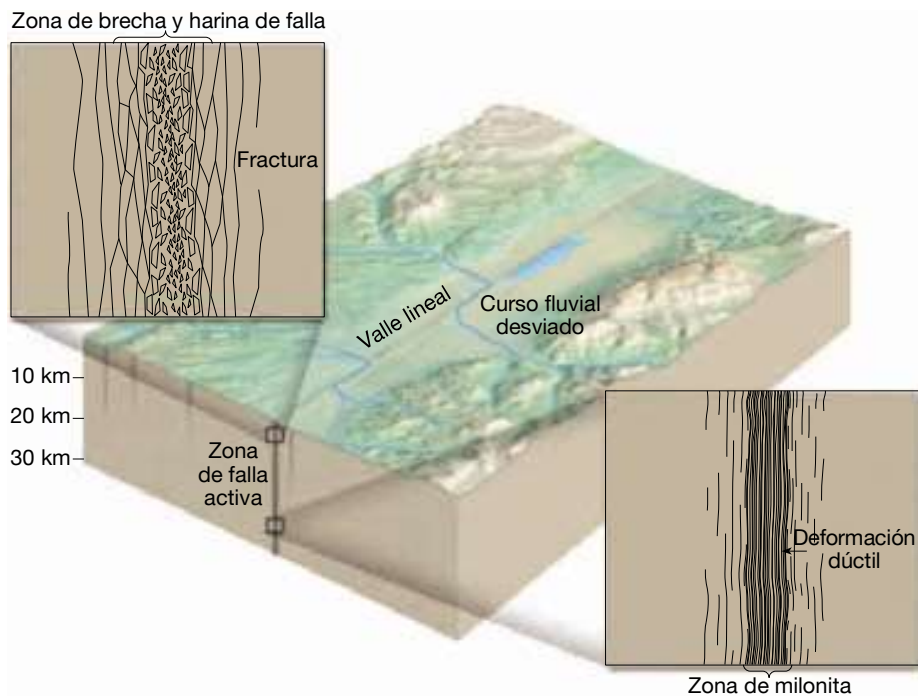
En algunas zonas de falla poco profundas, también se produce un material suave, no cementado, parecido a la arcilla denominado *harina de falla*. La harina de falla se forma



▲ **Figura 8.20** Brecha de falla compuesta de fragmentos angulares grandes. Este afloramiento, situado en Titus Canyon, Death Valley, California, se produjo en una zona de falla. (Foto de A. P. Trujillo/APT Photos.)

por el triturado y la pulverización del material rocoso durante el movimiento de la falla. El material triturado resultante experimenta una alteración ulterior por el agua subterránea que se infiltra a través de la zona de falla.

Gran parte de esa intensa deformación asociada con las zonas de falla se produce a grandes profundidades y, por tanto, a temperaturas elevadas. En ese ambiente, los minerales preexistentes se deforman dúctilmente (Figura



◀ **Figura 8.19** Metamorfismo en una zona de falla.

8.19). Conforme los grandes bloques de roca se mueven en direcciones opuestas, los minerales de la zona de falla tienden a formar granos alargados que dan a la roca un aspecto foliado o lineado. Las rocas que se forman en estas zonas de deformación dúctil intensa se denominan *milonitas* (*mylo* = molino; *ite* = piedra).

Metamorfismo de impacto El metamorfismo de impacto (o de choque) se produce cuando unos proyectiles de gran velocidad llamados *meteoritos* (fragmentos de cometas o asteroides) golpean la superficie terrestre. Tras el impacto, la energía cinética del meteorito se transforma en

energía térmica y ondas de choque que atraviesan las rocas de alrededor. El resultado es una roca pulverizada, fracturada y a veces fundida. Los productos de estos impactos, llamados *eyecta*, son mezclas de roca fragmentada y fundida ricas en vidrio parecidas a las bombas volcánicas (véase Recuadro 8.1). En algunos casos, se encuentran una forma muy densa de cuarzo (*coesita*) y *diamantes* minúsculos. Estos minerales de alta presión proporcionan pruebas convincentes de que han debido alcanzarse, al menos brevemente, en la superficie de la Tierra, presiones y temperaturas al menos tan elevadas como las existentes en el manto superior.



Recuadro 8.1 ► Entender la Tierra

El metamorfismo de impacto y las tectitas

Sabemos ahora que los cometas y los asteroides han colisionado con la Tierra con mucha más frecuencia de lo que se había supuesto. Las pruebas: hasta la actualidad se han identificado más de 100 estructuras de impactos gigantes. Anteriormente se creía que muchas de estas estructuras eran el resultado de algún proceso volcánico mal comprendido. La mayoría de estructuras de impactos, como Manicouagan en Québec, son tan antiguas y están tan meteorizadas que ya no parecen un cráter de impacto (véase Figura 22.D). Una excepción notable es el cráter Meteor, en Arizona, que parece reciente.

Una señal de los cráteres de impacto es el *metamorfismo de impacto*. Cuando los proyectiles de gran velocidad (cometas, asteroides) impactan contra la superficie de la Tierra, las presiones alcanzan millones de atmósferas y las temperaturas superan transitoriamente los 2.000 °C. El resultado es roca pulverizada, triturada y fundida. Cuando los cráteres de impacto son relativamente frescos, el material expulsado fundido por el impacto y los fragmentos rocosos rodean el punto de impacto. Aunque la mayor parte del material se deposita cerca de su origen, algunos materiales expulsados pueden recorrer grandes distancias. Un ejemplo son las *tektitas* (*tektos* = fundido), esferas de vidrio rico en sílice, algunas de las cuales han sido moldeadas aerodinámicamente como lágrimas durante el vuelo (Figura 8.A). La mayoría de tectitas no miden

más de unos pocos centímetros de diámetro y son de color negro azabache a verde oscuro o amarillentos. En Australia, millones de tectitas cubren una zona siete veces mayor que Texas. Se han identificado varios agrupamientos de tectitas de este tipo en todo el mundo, uno de los cuales abarca casi la mitad del perímetro del globo.

No se han observado caídas de tectitas, de modo que no se conoce con certeza su origen. Dado que el contenido de sílice de las tectitas es mucho más elevado que el del vidrio volcánico (obsidiana), es improbable que tengan un origen volcánico. La mayoría de investigadores coincide en que las tectitas son el resultado de los impactos de grandes proyectiles.

Según una hipótesis las tectitas tienen un origen extraterrestre. Los asteroides pueden haber golpeado la Luna con tal fuerza que los materiales expulsados «salpicaron» con la fuerza suficiente para escapar de la gravedad de la Luna. Otros argumentan que las tectitas son terrestres, pero puede objetarse que algunos agrupamientos, como el de Australia, no tienen un cráter de impacto identificable. Sin embargo, el objeto que produjo las tectitas australianas pudo haber golpeado la plataforma continental, dejando el cráter fuera de la vista, por debajo del nivel del mar. Las pruebas que respaldan el origen terrestre son las tectitas del oeste de África que parecen ser de la misma edad que un cráter existente en la misma región.



▲ **Figura 8.A** Tectitas recuperadas del altiplano Nullarbor, Australia. (Foto de Brian Mason/Institución Smithsonian.)

Zonas metamórficas

En las zonas afectadas por metamorfismo, suelen existir variaciones sistemáticas en la mineralogía y la textura de las rocas que puede observarse al atravesar la región. Estas diferencias tienen una clara relación con las variaciones en el grado de metamorfismo experimentado en cada zona metamórfica.

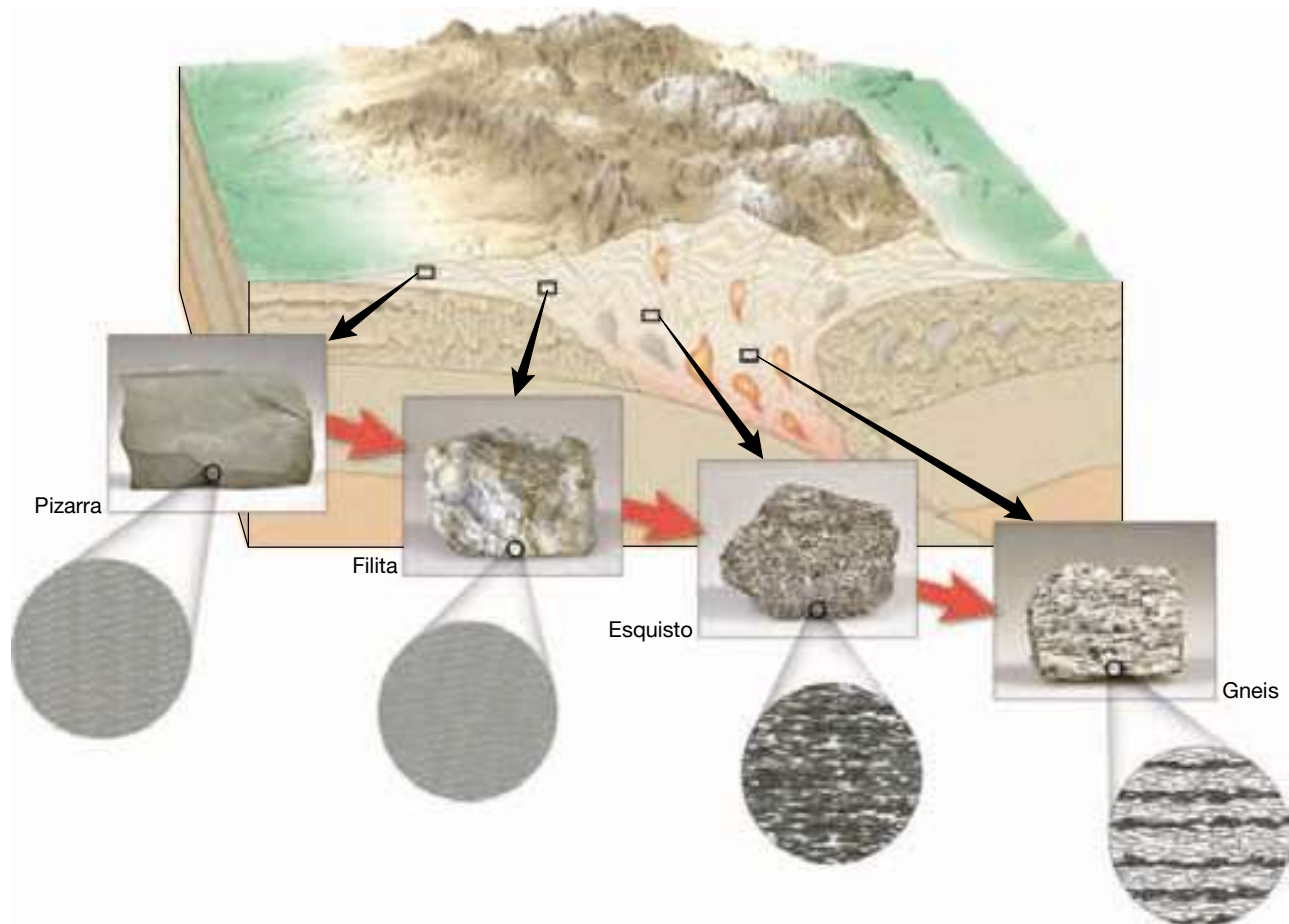
Variaciones de textura

Por ejemplo, cuando empezamos con una roca sedimentaria rica en arcillas como la lutita, un aumento gradual de la intensidad metamórfica va acompañado de un aumento general del tamaño del grano. Por tanto, observamos que la lutita se transforma en pizarra de grano fino, que a su vez forma filita y, a través de la recrystalización continua, genera un esquisto de grano grueso (Figura 8.21). Bajo condiciones más intensas, puede desarrollarse una textura gnéisica con capas de minerales oscuros y claros. Esta transición sistemática en las texturas metamórficas

puede observarse al aproximarnos a los Apalaches desde el oeste. Capas de lutita que antes se extendían por extensas zonas del este de Estados Unidos, todavía se presentan como estratos subhorizontales en Ohio. Sin embargo, en los Apalaches ampliamente plegados del centro de Pensilvania, las rocas que antes habían formado estratos horizontales están plegadas y muestran una orientación preferente de los granos minerales planares como muestra la pizarrosidad bien desarrollada. Cuando nos desplazamos más al este en los Apalaches cristalinos intensamente deformados, encontramos grandes afloramientos de esquistos. Las zonas de metamorfismo más intenso se encuentran en Vermont y New Hampshire, donde afloran rocas gnéisicas.

Minerales índice y grado metamórfico

Además de los cambios de textura, encontramos cambios correspondientes de mineralogía conforme nos desplazamos de las zonas de metamorfismo de grado bajo a las de metamorfismo de grado alto. Una transición idealizada en



▲ **Figura 8.21** Ilustración idealizada del metamorfismo regional progresivo. De izquierda a derecha, pasamos de un metamorfismo de grado bajo (pizarra) a un metamorfismo de grado alto (gneis). (Fotos de E. J. Tarbuck.)

la mineralogía que se produce como consecuencia del metamorfismo regional de lutitas se muestra en la Figura 8.22. El primer mineral nuevo que se forma a medida que la lutita se transforma en pizarra es la clorita. A temperaturas más elevadas empiezan a dominar las partículas de moscovita y biotita. Bajo condiciones más extremas, las rocas metamórficas pueden contener granate y cristales de estaurólita. A temperaturas próximas a las del punto de fusión de la roca, se forma sillimanita. Esta última es un mineral metamórfico de alta temperatura utilizado para fabricar porcelanas refractarias como las empleadas en las bujías.

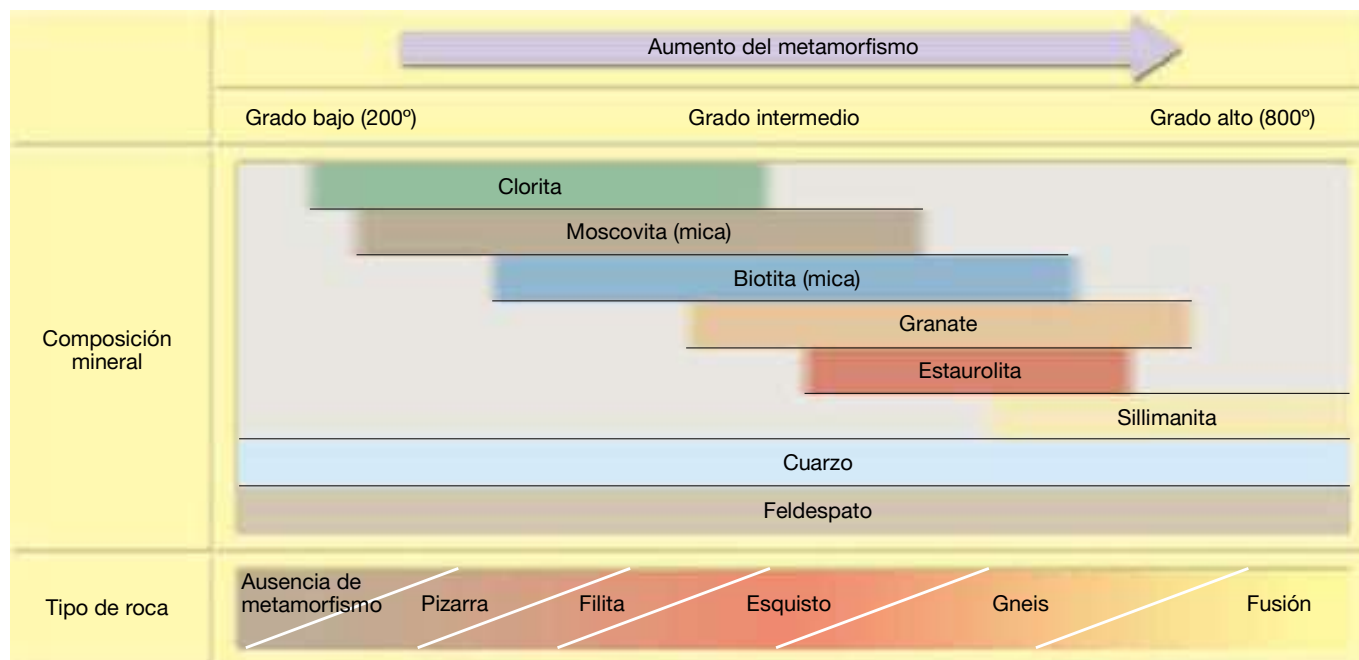
A través del estudio de las rocas metamórficas en sus ambientes naturales (llamado *estudio de campo*) y a través de estudios experimentales, los investigadores han descubierto que ciertos minerales son buenos indicadores del ambiente metamórfico en el cual se formaron. Utilizando esos **minerales índice**, los geólogos distinguen entre diferentes zonas de metamorfismo regional. Por ejemplo, la clorita empieza a formarse cuando las temperaturas son relativamente bajas, menos de 200 °C (Figura 8.23). Por tanto, las rocas que contienen cloritas (normalmente las pizarras) son conocidas como rocas de *grado bajo*. Por el contrario, la sillimanita se forma sólo en ambientes muy extremos donde la temperatura supera los 600 °C y las rocas que la contienen son consideradas de *grado alto*. Cartografiando las zonas donde están los minerales índice, los geólogos cartografían de hecho zonas con distinto grado de metamorfismo. *Grado* es un término utilizado en un sentido relativo para referirse a las condiciones de tem-

peratura (o a veces de presión) a las que las rocas han sido sometidas.

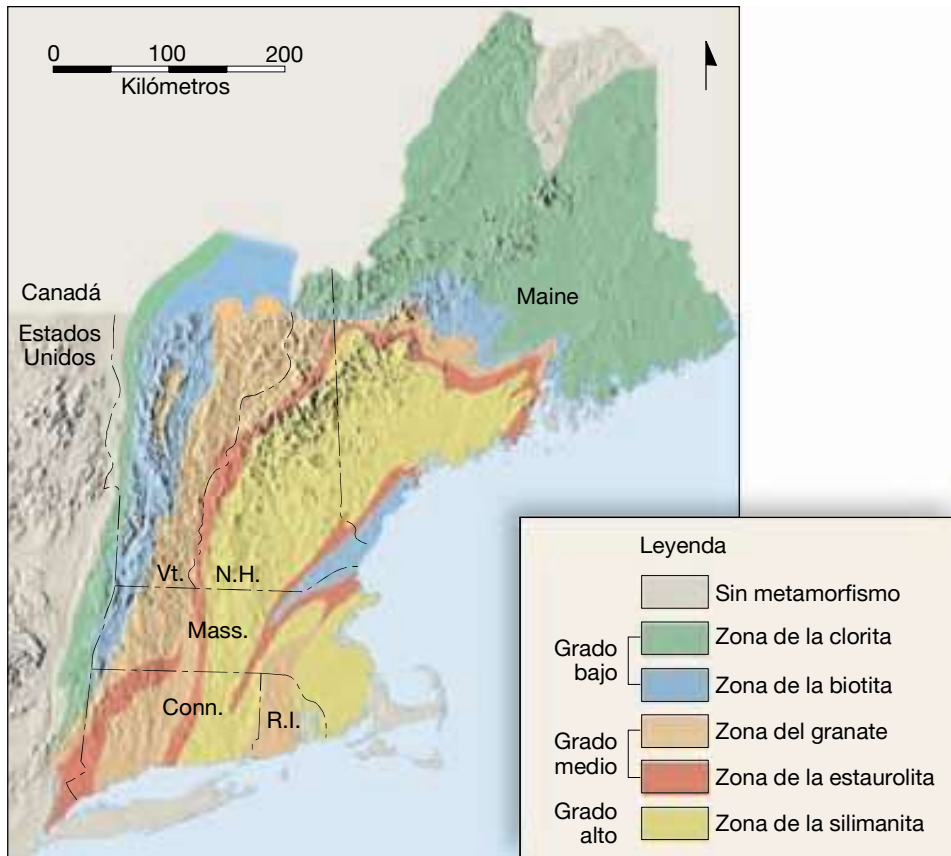
Migmatitas En los ambientes más extremos, incluso las rocas metamórficas de grado alto experimentan cambios. Por ejemplo, las rocas gnéisicas pueden calentarse lo suficiente como para provocar el inicio de la fusión. Sin embargo, recordemos lo hablado sobre las rocas ígneas, que los diferentes minerales se funden a temperaturas diferentes. Los silicatos de color claro, normalmente el cuarzo y el feldespato potásico, tienen las temperaturas de fusión más bajas y empiezan a fundirse primero, mientras que los silicatos máficos, como el anfíbol y la biotita, se mantienen sólidos. Cuando esta roca parcialmente fundida se enfría, las bandas claras constarán de componentes ígneos o de aspecto ígneo, mientras que las bandas oscuras consistirán en material metamórfico no fundido. Las rocas de este tipo se denominan **migmatitas** (*migma* = mezcla; *ite* = piedra). Las bandas claras de las migmatitas suelen formar pliegues tortuosos y pueden contener inclusiones tabulares de componentes oscuros. Las migmatitas sirven para ilustrar el hecho de que algunas rocas son transicionales y no pertenecen claramente a ninguno de los tres grupos básicos de rocas.

Metamorfismo y tectónica de placas

La mayor parte de nuestro conocimiento sobre el metamorfismo tiende a apoyar lo que sabemos acerca del comportamiento dinámico de la Tierra según se esbo-



▲ **Figura 8.22** La transición típica en la mineralogía que se produce por metamorfismo progresivo de una lutita.



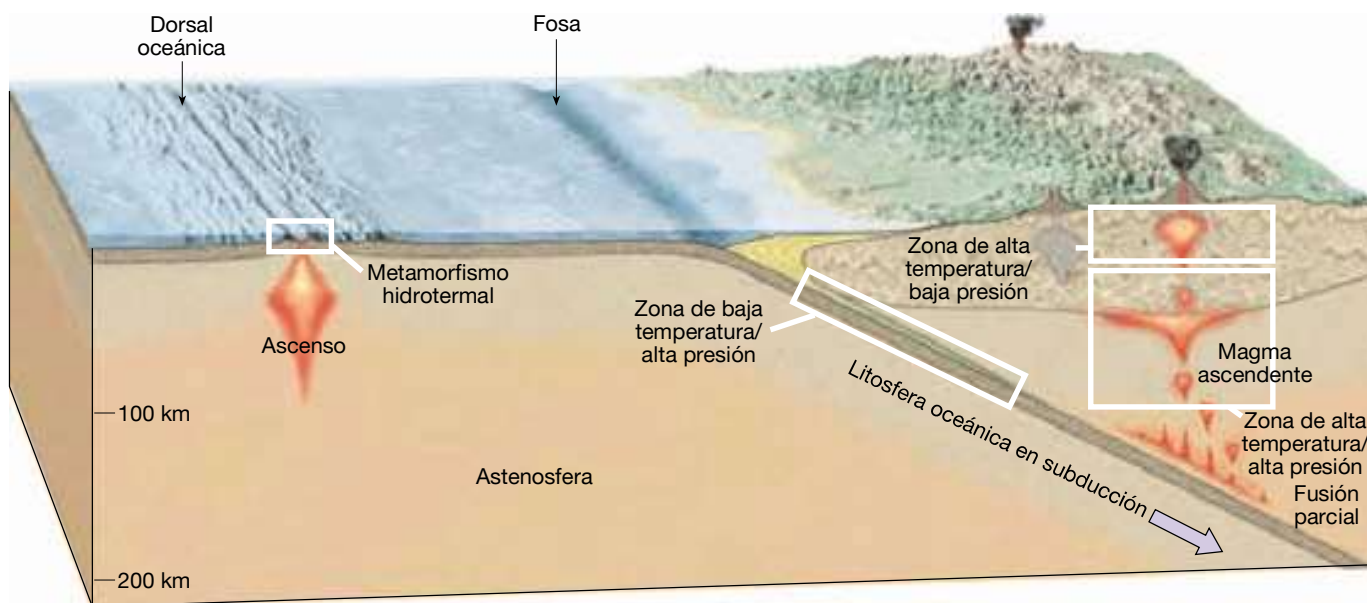
◀ **Figura 8.23** Zonas de intensidades metamórficas en Nueva Inglaterra.

za en la teoría de la tectónica de placas. En este modelo, la mayor parte de la deformación y el metamorfismo asociado se produce en la proximidad de los *bordes de placa convergentes*, donde las placas litosféricas se aproximan unas a otras. A lo largo de algunas zonas convergentes, los bloques continentales colisionan para formar montañas, como se ilustra en la Figura 8.21. En esos ambientes, las fuerzas compresionales comprimen y generalmente deforman los bordes de las placas convergentes, así como los sedimentos que se han acumulado a lo largo de los márgenes continentales. Muchos de los principales cinturones montañosos de la Tierra, entre ellos los Alpes, el Himalaya y los Apalaches, se formaron de esta manera. Todos estos sistemas montañosos se componen (en grados variables) de rocas sedimentarias deformadas y metamórficas que fueron comprimidas entre dos placas convergentes.

También se produce metamorfismo a gran escala a lo largo de las zonas de subducción donde las placas oceánicas descienden hacia el manto. Un examen detallado de la Figura 8.24 muestra que existen diversos ambientes metamórficos a lo largo de este tipo de bordes convergentes. Cerca de las fosas, las placas formadas por litosfe-

ra oceánica relativamente fría están descendiendo a grandes profundidades. Conforme la litosfera desciende, los sedimentos y las rocas de la corteza son sometidos a temperaturas y presiones que aumentan de manera constante (Figura 8.24). Sin embargo, la temperatura de la placa descendente permanece más fría que la del manto circundante porque las rocas son malas conductoras del calor y, por consiguiente, se enfría lentamente (véase Figura 8.1). Las rocas formadas en este ambiente de baja temperatura y alta presión se denominan *esquistos azules*, debido a la presencia de glaucofana, un anfíbol de color azul. Las rocas de la cordillera de la costa de California se formaron de esta manera. En esta zona, rocas muy deformadas que estuvieron una vez profundamente enterradas han aflorado, debido a un cambio en el borde de placa.

Las zonas de subducción son también un lugar importante de generación de magmas (Figura 8.24). Recordemos, del Capítulo 4, que, conforme una placa oceánica se hunde, el calor y la presión impulsan el agua desde los sedimentos y las rocas de la corteza en subducción. Esos volátiles migran hacia la cuña de material caliente situada encima y disminuyen la temperatura de fusión de esas rocas del manto lo suficiente como para



▲ **Figura 8.24** Ambientes metamórficos según el modelo de tectónica de placas.

generar magmas. Una vez fundida suficiente roca, asciende por flotación hacia la superficie, calentando y deformando aún más los estratos a los que intruye. Por tanto, en la superficie, tierra adentro de las fosas, el metamorfismo de contacto de alta temperatura y baja presión es común (Figura 8.24). Sierra Nevada (EE.UU.), donde hay numerosas intrusiones ígneas y rocas metamórficas asociadas, es un ejemplo de este tipo de ambiente.

Por tanto, los terrenos montañosos que se forman a lo largo de las zonas de subducción están constituidos generalmente por dos cinturones lineales bien definidos de rocas metamórficas. Cerca de la fosa oceánica, encontramos un régimen metamórfico de alta presión y baja temperatura similar al de la cordillera de la costa de California. Más lejos, en dirección hacia tierra firme, en la región de las intrusiones ígneas, el metamorfismo está dominado por temperaturas elevadas y presiones bajas; es decir, ambientes similares a los asociados con el batolito de Sierra Nevada (EE.UU.).

Como se ha dicho anteriormente, el metamorfismo hidrotermal se produce en los bordes de placa divergentes, donde la expansión del fondo oceánico provoca el afloramiento de magma basáltico caliente. En estos lugares, la circulación de agua marina caliente a través de la corteza basáltica recién formada produce una roca metamórfica de grado relativamente bajo llamada *espilita*. La alteración química de la corteza basáltica genera rocas compuestas principalmente de clorita y plagioclasa rica en sodio que suelen conservar vestigios de la roca original, como vesículas y estructuras almohadilladas. La ex-

pansión continuada a lo largo de la dorsal oceánica distribuye estas rocas alteradas a través de toda la cuenca oceánica.

Ambientes metamórficos antiguos

Además de los cinturones lineales de rocas metamórficas que se encuentran en las zonas axiales de la mayoría de los cinturones montañosos, existen extensiones incluso mayores de rocas metamórficas en el interior de las zonas continentales estables (Figura 1.7). Estas extensiones relativamente planas de rocas metamórficas y plutones ígneos asociados se denominan **escudos**. Una de estas estructuras, el escudo canadiense, tiene un relieve muy plano y forma el basamento rocoso de gran parte de Canadá central, extendiéndose desde la bahía Hudson hasta el norte de Minnesota. La datación radiométrica del escudo canadiense indica que está compuesto por rocas cuya edad oscila entre 1.800 y 3.800 millones de años. Dado que los escudos son antiguos, y que su estructura es similar a la existente en los núcleos de los terrenos montañosos recientes, se supone que son los restos de períodos mucho más antiguos de formación de montañas. Esta evidencia apoya con fuerza la opinión generalmente aceptada de que la Tierra ha sido un planeta dinámico a lo largo de la mayor parte de su historia. Los estudios de estas enormes áreas metamórficas en el contexto de la tectónica de placas han proporcionado a los geólogos nuevas perspectivas sobre el problema del origen de los continentes. Consideraremos este tema con más detalle en el Capítulo 14.

Resumen

- El *metamorfismo* es la transformación de un tipo de roca en otro. Las *rocas metamórficas* se forman a partir de rocas preexistentes (ya sean rocas ígneas, sedimentarias u otras rocas metamórficas) que han sido alteradas por los agentes del metamorfismo, entre los que se cuentan el *calor*; la *presión* y los *fluidos químicamente activos*. Durante el metamorfismo el material permanece esencialmente sólido. Los cambios que se producen en las rocas son texturales, así como mineralógicos.
- El metamorfismo se produce casi siempre en uno de estos tres ambientes: (1) cuando una roca está en contacto con un magma, se produce *metamorfismo de contacto térmico*; (2) cuando el agua caliente, rica en iones circula a través de la roca, se produce alteración química por un proceso llamado *metamorfismo hidrotermal*; o (3) durante la formación de montañas, donde grandes volúmenes de rocas experimentan *metamorfismo regional*. El mayor volumen de rocas metamórficas se produce mediante el metamorfismo regional.
- La composición mineral de la roca original determina, en gran medida, el grado en que cada agente metamórfico provocará cambios. El calor es el agente más importante porque proporciona la energía que impulsa las reacciones químicas que provocan la recristalización de los minerales. La presión, como la temperatura, también aumenta con la profundidad. Cuando están sometidos a una *presión de confinamiento*, los minerales pueden recristalizar en formas más compactas. Durante la formación de montañas, las rocas están sometidas a un *esfuerzo diferencial*, que tiende a acortarlas en la dirección de aplicación de la presión y a alargarlas en dirección perpendicular a esa fuerza. En profundidad, las rocas son calientes y *dúctiles*, lo cual explica su capacidad de deformarse y fluir cuando son sometidas a esfuerzos diferenciales. Los fluidos químicamente activos, casi siempre agua que contiene iones en disolución, también intensifican el proceso metamórfico disolviendo minerales y contribuyendo a la migración y la precipitación de este material en otros lugares.
- El grado de metamorfismo se refleja en la textura y la mineralogía de las rocas metamórficas. Durante el metamorfismo regional, las rocas suelen desarrollar una *orientación preferente* denominada *foliación* en la que sus minerales planares y alargados se alinean. La foliación se desarrolla conforme los minerales planares y alargados rotan en una alineación paralela, recristalizan y forman nuevos granos que muestran una orientación preferente o se deforman plásticamente y se convierten en partículas aplanadas con una alineación planar. La *pizarrosidad* es un tipo de foliación en el que las rocas se separan limpiamente en capas delgadas a lo largo de superficies en las que se alinean los minerales planares. La *esquistosidad* es un tipo de foliación definido por el alineamiento paralelo de los minerales planares de grano medio a grueso. Durante el metamorfismo de grado alto, las migraciones iónicas pueden hacer que los minerales se segreguen en capas o bandas diferenciadas. Las rocas metamórficas con una textura bandeada se llaman *gneises*. Las rocas metamórficas compuestas por un solo mineral que forma cristales equidimensionales suelen tener un aspecto *no foliado*. El *mármol* (caliza metamorfizada) es no foliado. Además, el metamorfismo puede inducir la transformación de minerales de baja temperatura en minerales de alta temperatura y, a través de la introducción de iones de las *soluciones hidrotermales*, generar nuevos minerales, algunos de los cuales forman menas metálicas importantes desde el punto de vista económico.
- Las rocas metamórficas foliadas comunes son las *pizarras*, las *filitas*, varios tipos de *esquistos* (por ejemplo los micaesquistos granatíferos) y los *gneises*. Las rocas no foliadas son el *mármol* (protolito: caliza) y la *cuarcita* (casi siempre formada a partir de areniscas ricas en cuarzo).
- Los tres ambientes geológicos en los cuales se produce normalmente el metamorfismo son: (1) *metamorfismo de contacto o térmico*; (2) *metamorfismo hidrotermal*; (3) *metamorfismo regional*. El metamorfismo de contacto se produce cuando las rocas están en contacto con un cuerpo ígneo, lo cual se traduce en la formación de zonas de alteración alrededor del magma llamadas *aureolas*. La mayoría de las rocas metamórficas de contacto son rocas de grano fino, densas y duras de composiciones químicas diversas. Dado que la presión dirigida no es un factor importante, en general estas rocas no son foliadas. El metamorfismo hidrotermal se produce cuando los fluidos calientes y ricos en iones circulan a través de la roca y causan alteraciones químicas de los minerales constituyentes. La mayor parte de la alteración hidrotermal ocurre a lo largo del sistema de dorsales centrooceánicas donde el agua marina migra a través de la corteza oceánica caliente y altera químicamente las rocas basálti-

cas recién formadas. Los iones metálicos que son arrancados de la corteza acaban transportándose al fondo del océano, donde precipitan en las fumarolas oscuras (*black smokers*) y forman depósitos metálicos, algunos de los cuales pueden ser importantes desde un punto de vista económico. El metamorfismo regional tiene lugar a profundidades considerables sobre una zona extensa y está asociado con el proceso de for-

mación de montañas. Suele haber una gradación en el metamorfismo regional, de forma que la intensidad del metamorfismo (de grado bajo a alto) se refleja en la textura y la mineralogía de las rocas. En los ambientes metamórficos más extremos, las rocas llamadas *migmatitas* se encuentran en una zona de transición *en algún lugar entre* las rocas ígneas «s.s.» y las rocas metamórficas «s.s.».

Preguntas de repaso

1. ¿Qué es el metamorfismo? ¿Cuáles son los agentes que transforman las rocas?
2. ¿Por qué se considera el calor el agente más importante del metamorfismo?
3. ¿En qué se diferencia la presión de confinamiento del esfuerzo diferencial?
4. ¿Qué papel representan los fluidos químicamente activos en el metamorfismo?
5. ¿De qué dos maneras puede el protolito afectar el proceso metamórfico?
6. ¿Qué es la foliación? Distinga entre *pizarrosidad*, *esquistosidad* y textura *gnéica*.
7. Describa brevemente los tres mecanismos por los que los minerales desarrollan una orientación preferente.
8. Enumere algunos cambios que le pueden ocurrir a una roca en respuesta a los procesos metamórficos.
9. Las pizarras y las filitas se parecen entre sí. ¿Cómo podría distinguir una de otra?
10. Cada una de las siguientes afirmaciones describe una o más características de una roca metamórfica concreta. Para cada una de ellas, nombre la roca metamórfica que le corresponde.
 - a) Rica en calcita y a menudo no foliada.
 - b) Roca con poca cohesión compuesta por fragmentos rotos que se formaron en una zona de falla.
 - c) Representa un grado de metamorfismo entre la pizarra y el esquistos.
 - d) De grano muy fino y foliada; excelente pizarrosidad.
 - e) Folida y compuesta predominantemente por minerales de orientación planar.
 - f) Compuesta por bandas alternas de silicatos claros y oscuros.
 - g) Roca dura, no foliada que se produce por metamorfismo de contacto.
11. Distinga entre el metamorfismo de contacto y el metamorfismo regional. ¿Cuál crea la mayor cantidad de rocas metamórficas?
12. ¿Dónde se produce la mayor parte del metamorfismo hidrotermal?
13. Describa el metamorfismo de enterramiento.
14. ¿Cómo utilizan los geólogos los minerales índice?
15. Describa brevemente los cambios de textura que tienen lugar en la transformación de la pizarra en filita, esquistos y luego en gneis.
16. ¿Cómo se relacionan los gneises y las migmatitas?
17. ¿Con qué tipo de límite de placa se asocia el metamorfismo regional?
18. ¿Por qué los núcleos de las principales cordilleras montañosas de la Tierra contienen rocas metamórficas?
19. ¿Qué son los escudos? ¿Cómo se relacionan estas zonas relativamente llanas con las montañas?

Términos fundamentales

aureola
bandeado gnéico

escudo
esfuerzo diferencial

esquistosidad
foliación

metamorfismo
metamorfismo de contacto

| | | | |
|-------------------------------|-----------------------|--------------------------|-------------------------|
| metamorfismo de enterramiento | metamorfismo regional | pizarrosidad | textura |
| metamorfismo de impacto | metamorfismo térmico | presión de confinamiento | textura gnéisica |
| metamorfismo hidrotermal | metasomatismo | protolito | textura no foliada |
| | migmatita | solución hidrotermal | textura porfidoblástica |
| | mineral índice | | |

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>