

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 metamorfizan 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-

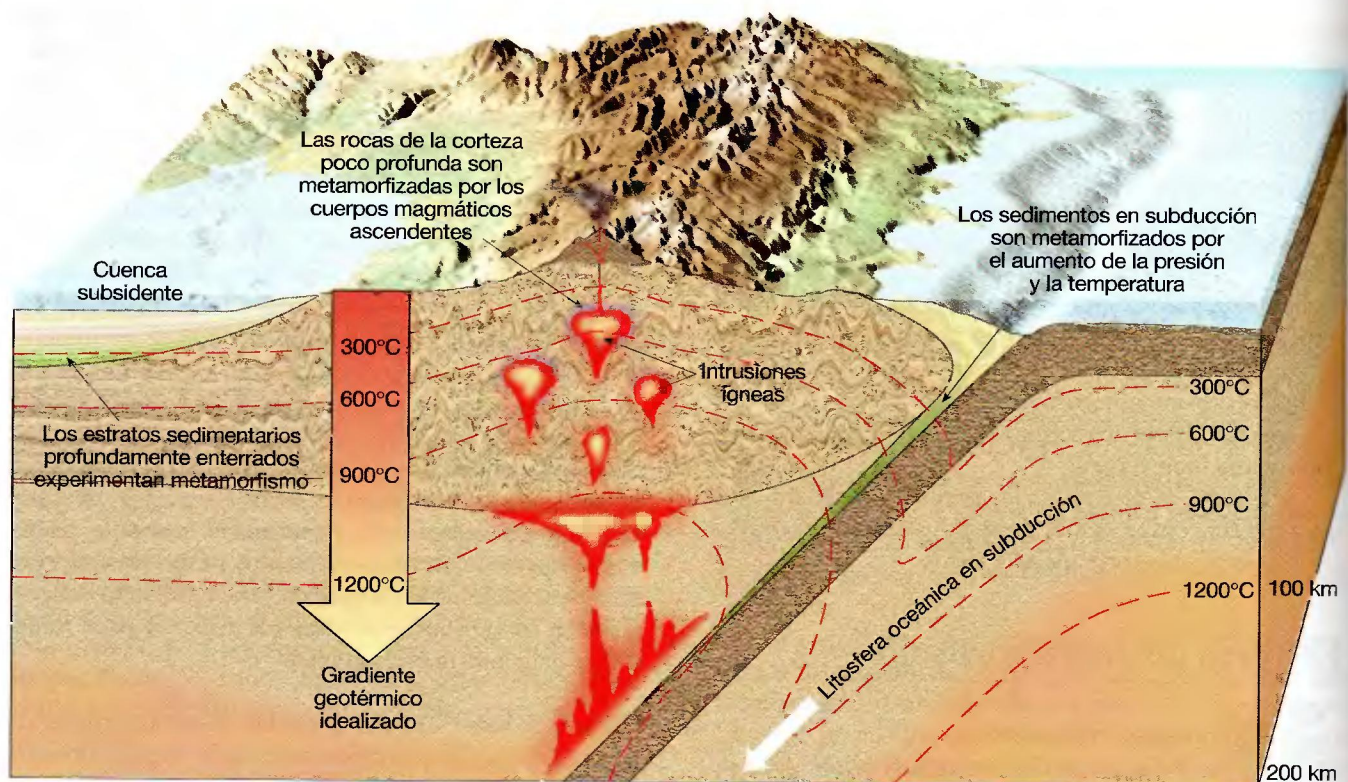
ción cuando los granos más finos tienden a unirse y formar granos de mayor tamaño de la misma mineralogía.

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.

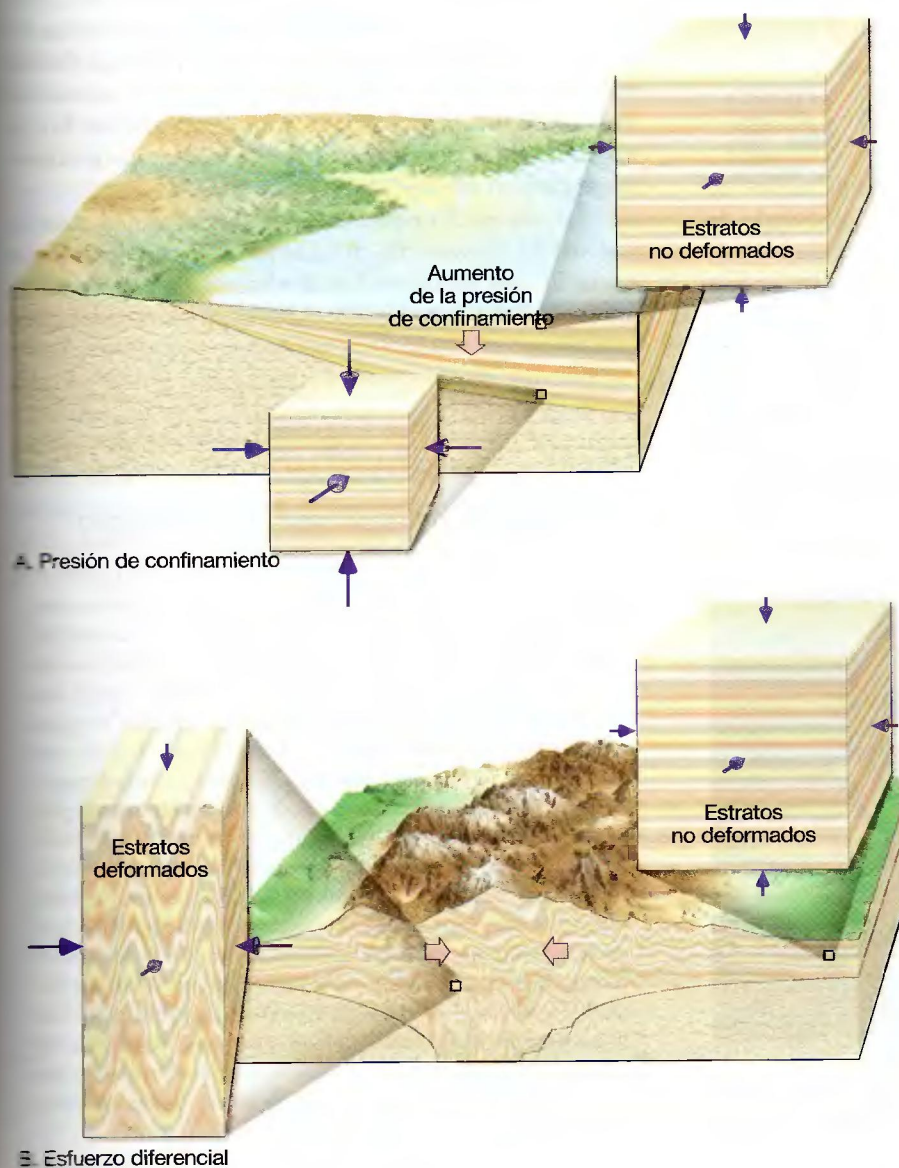
La temperatura es incluso más elevada en el fondo del sondeo más profundo del mundo, que se completó en la península Kola de Rusia en 1992 y que se adentra hasta la distancia récord de 12,3 kilómetros. A esta profundidad la temperatura es de 245 °C, mucho más elevada que el punto de ebullición del agua.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

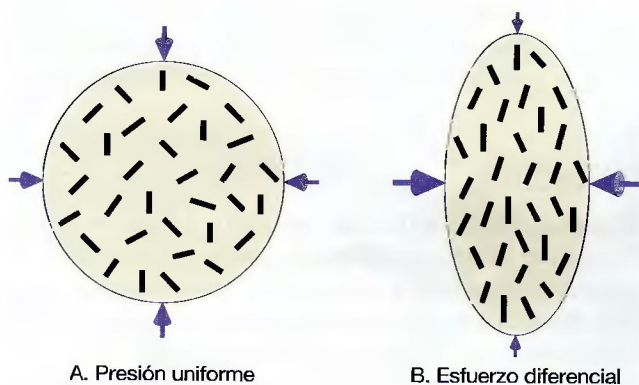
El término **foliación** (*foliatus* = en forma de hoja) se refiere a cualquier disposición planar (casi plana) de los granos minerales o los rasgos estructurales del interior de una roca. Aunque hay foliación en algunas rocas sedimentarias e incluso en unos pocos tipos de rocas ígneas, es una característica 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 bandeoado 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



▲ **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.

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.

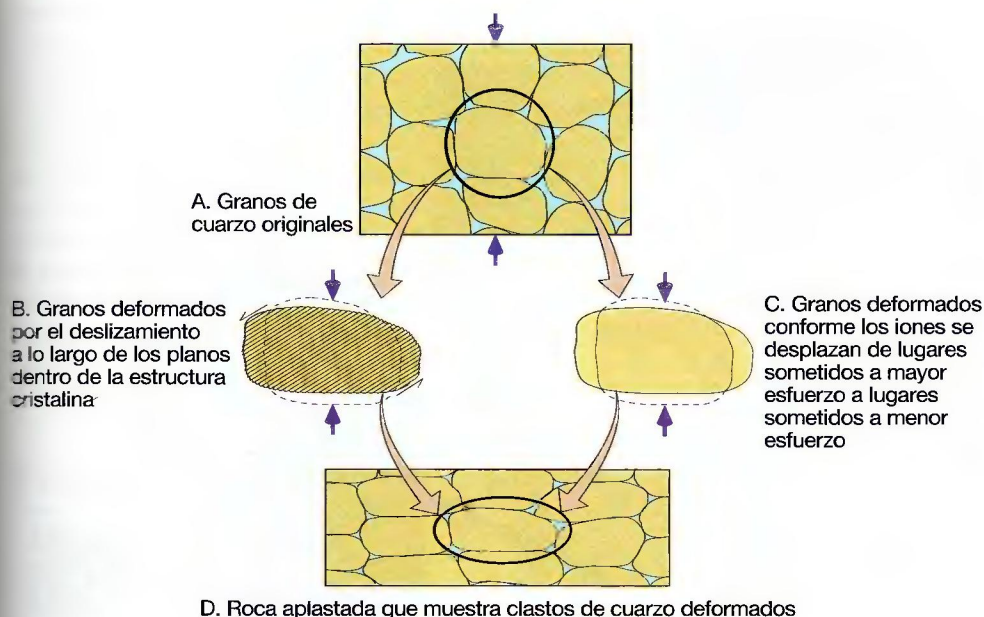
Los mecanismos que modifican las formas de los granos individuales son especialmente importantes para el desarrollo de las orientaciones preferentes de las rocas que contienen minerales como el cuarzo, la calcita y el olivino. Cuando la presión actúa sobre estos minerales, desarrollan granos alargados 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.

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 intracrystalino 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**.

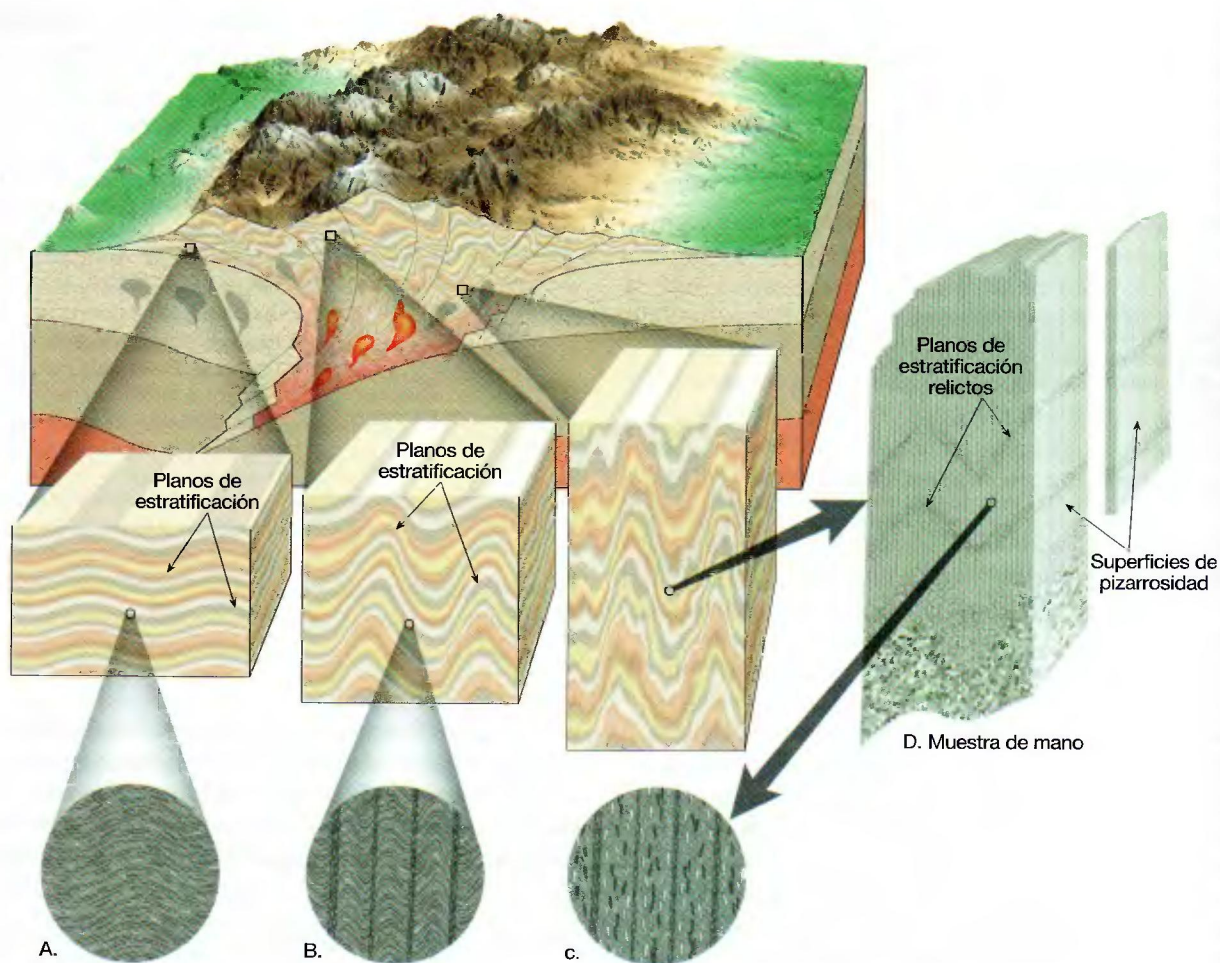
Según el ambiente metamórfico y la composición del protolito, la pizarrosidad se desarrolla de diferentes maneras. En un ambiente metamórfico de grado bajo, se sabe que la pizarrosidad se desarrolla cuando los estratos de lutita (y las rocas sedimentarias relacionadas) son metamorfozadas y plegadas para 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 bandeadado, 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 bandedado 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.

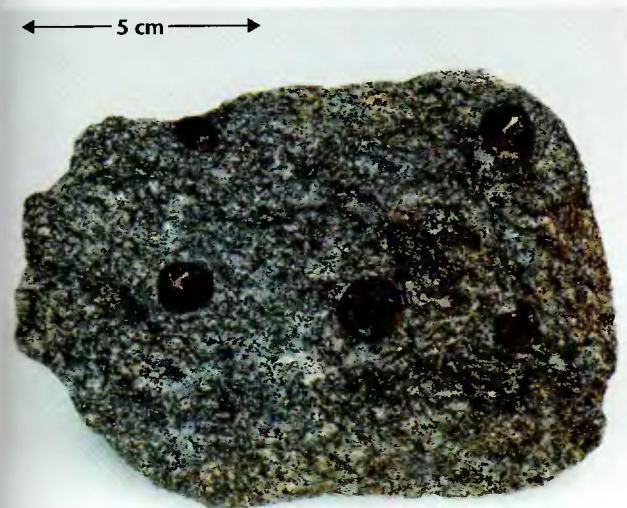
Las **texturas porfidoblásticas** se desarrollan en una gran variedad de tipos de rocas y de ambientes metamórficos cuando los minerales del protolito recrystalizan y forman nuevos minerales. Durante la recrystalización algunos minerales metamórficos, como el granate, la estaurocita y la andalucita, 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.

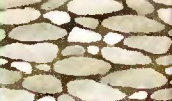
Rocas foliadas

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 bandeadada 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.

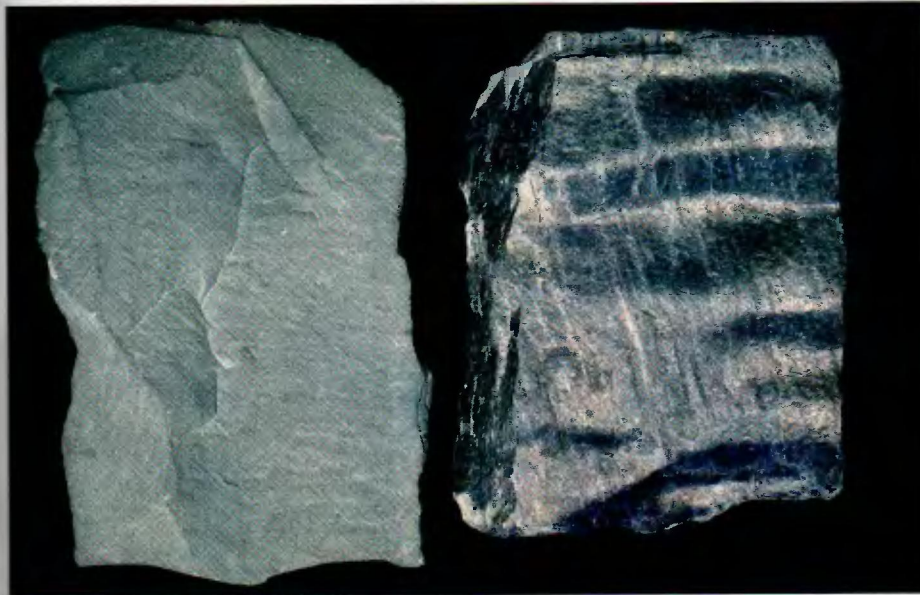
El término *esquisto* describe la textura de una roca y se utiliza para describir las rocas que tienen una gran variedad de composiciones químicas. Para indicar la composición, se utilizan también los nombres de sus minerales. Por ejemplo, los esquistos formados fundamentalmente por las micas moscovita 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 feldespato 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.

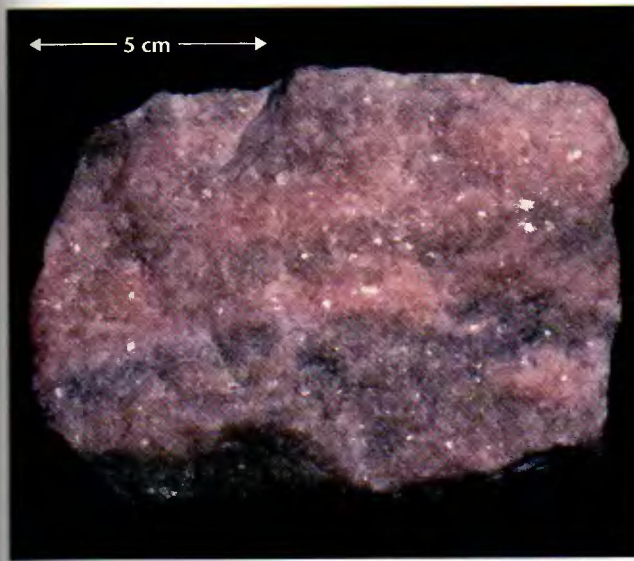
A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

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?

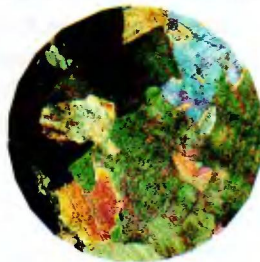
Sí, y a tu amigo le debió de costar bastante dinero. Sólo las mesas de billar de la mejor calidad tienen superficies de pizarra. La pizarra, una roca foliada de grano fino compuesta de partículas microscópicas de mica, tiene la capacidad de romperse fácilmente a lo largo de sus planos de pizarrosidad, 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.)



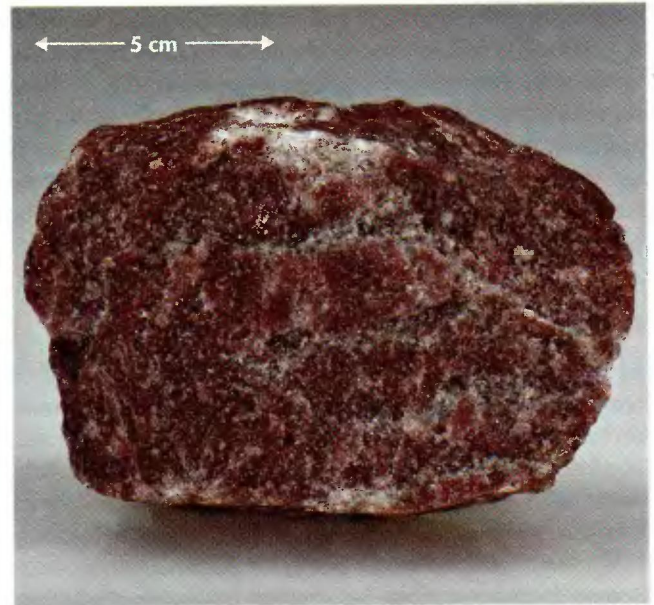
Microfotografía (6,5x)



▲ **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 bandeado 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 metamorizan 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.

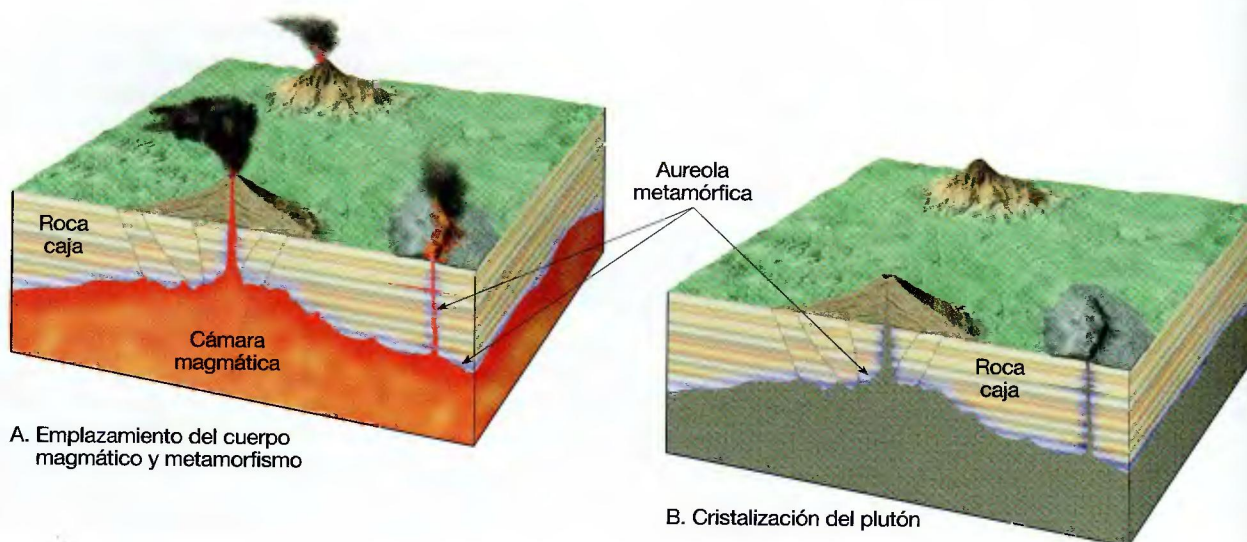
El metamorfismo de contacto se reconoce fácilmente sólo cuando se produce en la superficie o en un am-

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.

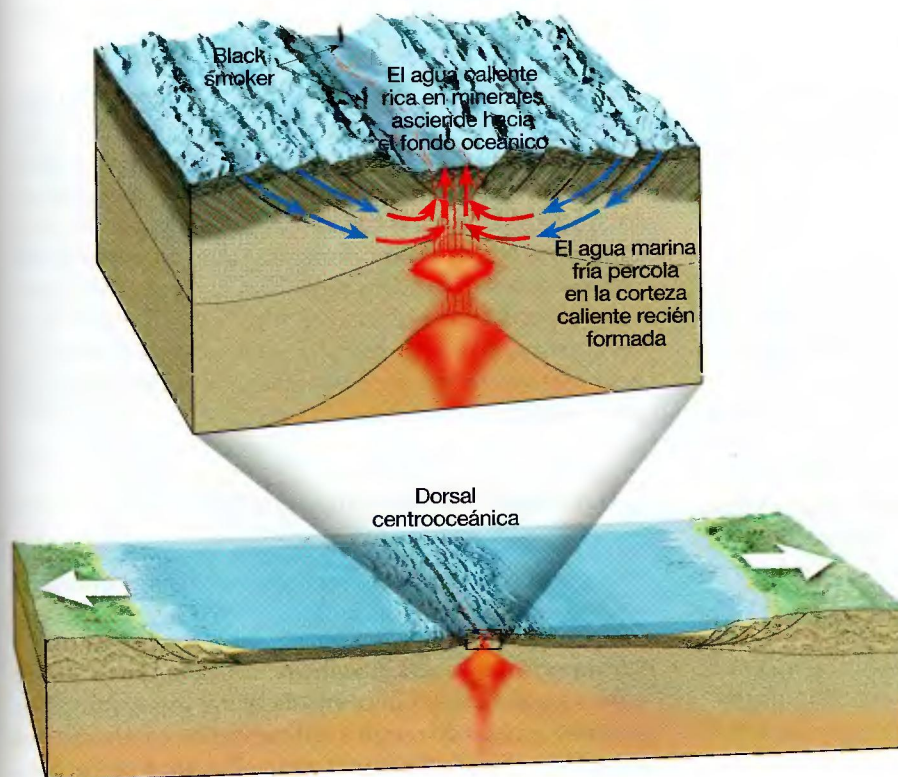
También se disuelven de la corteza recién formada grandes cantidades de metales, como hierro, cobalto, níquel, plata, oro y cobre. Estos fluidos calientes y ricos en

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.

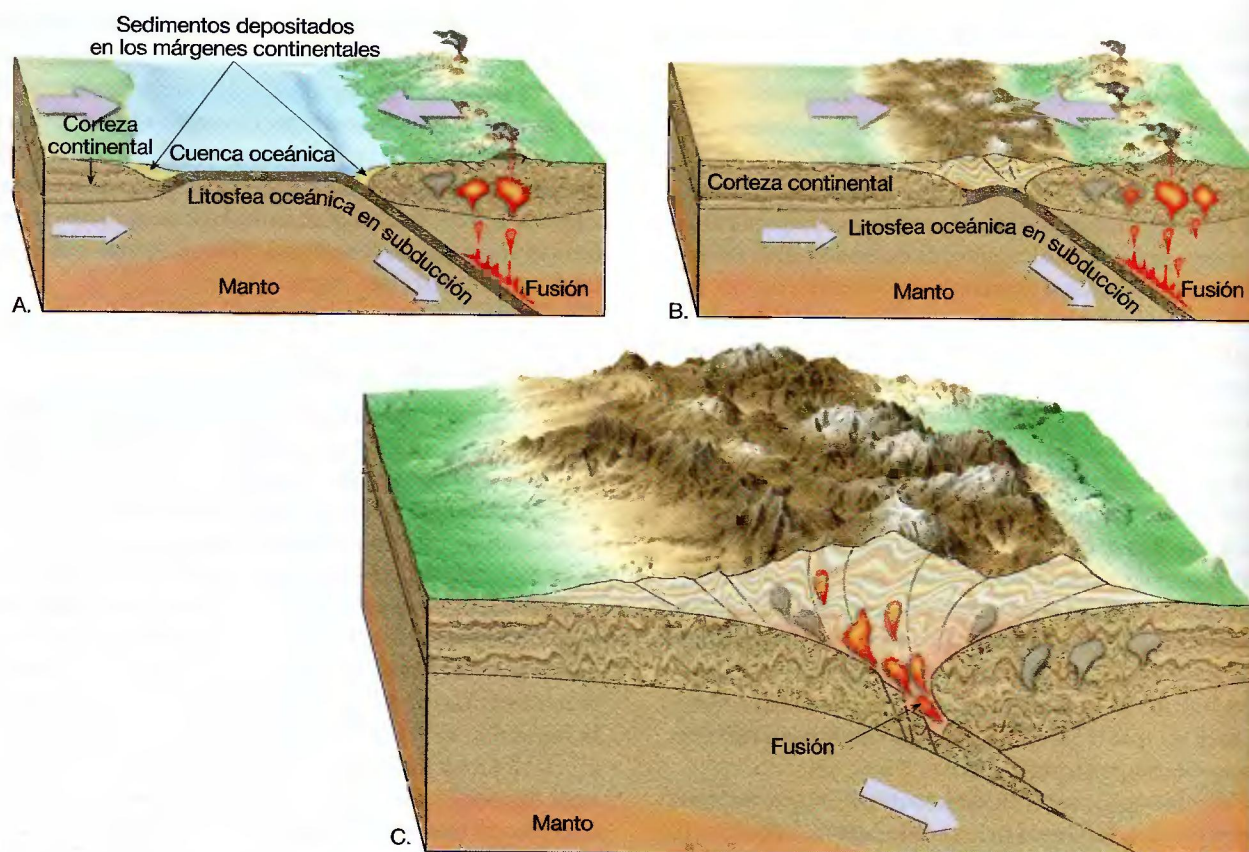
Metamorfismo regional

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 montañoso.

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

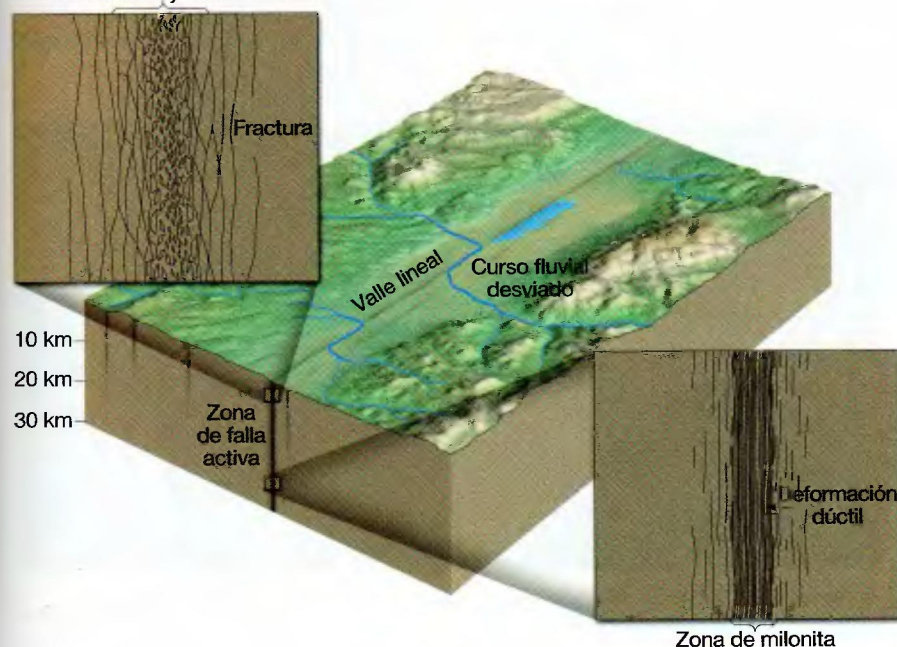


▲ **Figura 8.20** Brecha de falla compuesta de fragmentos angulares grandes. Este afloramiento, situado en Titus Canyon, Death Valley, California, se produjo en una zona de falla. (Foto de A. P. Trujillo/APT Photos.)

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

Zona de brecha y harina de falla



◀ **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 *tectitas* (*tekto* = 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.

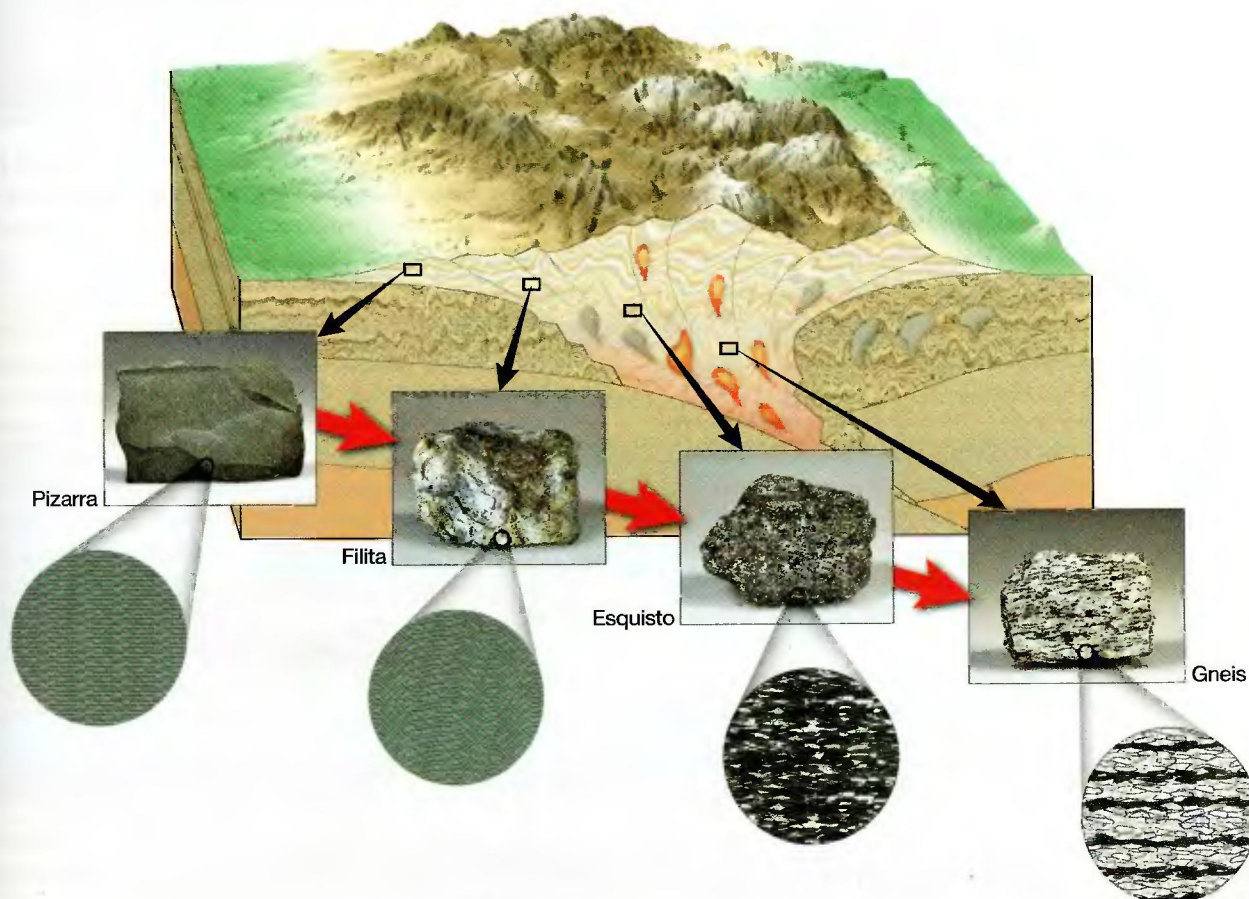
Variaciones de textura

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 gnéica 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 gnéicas.

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 estauroлита. 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.

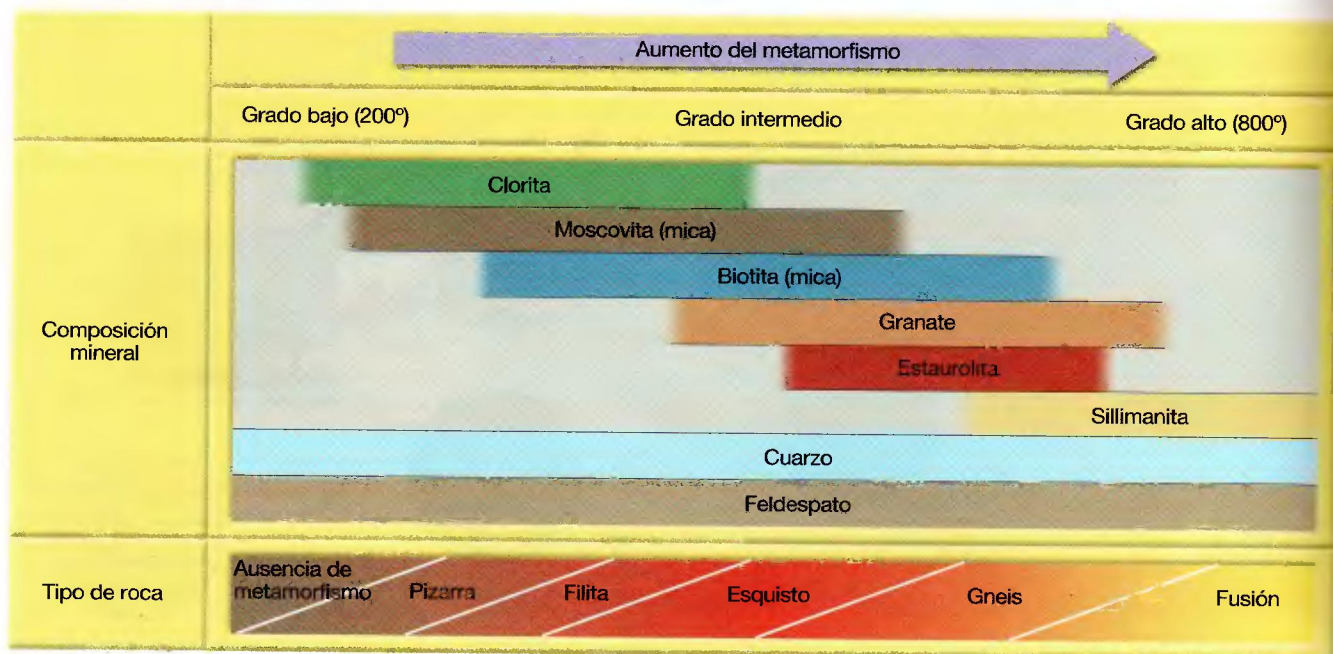
A través del estudio de las rocas metamórficas en sus ambientes naturales (llamado *estudio de campo*) y a través de estudios experimentales, los investigadores han descubierto que ciertos minerales son buenos indicadores del ambiente metamórfico en el cual se formaron. Utilizando esos **minerales índice**, 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 cartografiaban 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.

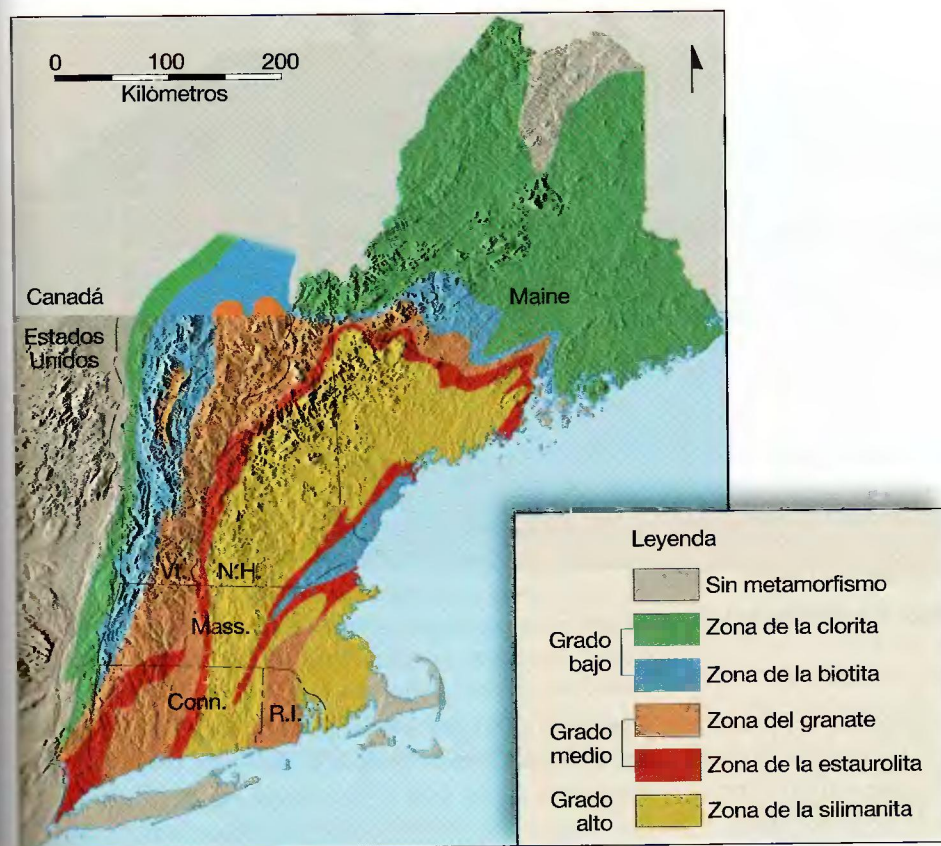
Migmatitas En los ambientes más extremos, incluso las rocas metamórficas de grado alto experimentan cambios. Por ejemplo, las rocas gnéisicas pueden calentarse lo suficiente como para provocar el inicio de la fusión. Sin embargo, recordemos lo hablado sobre las rocas ígneas, que los diferentes minerales 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.



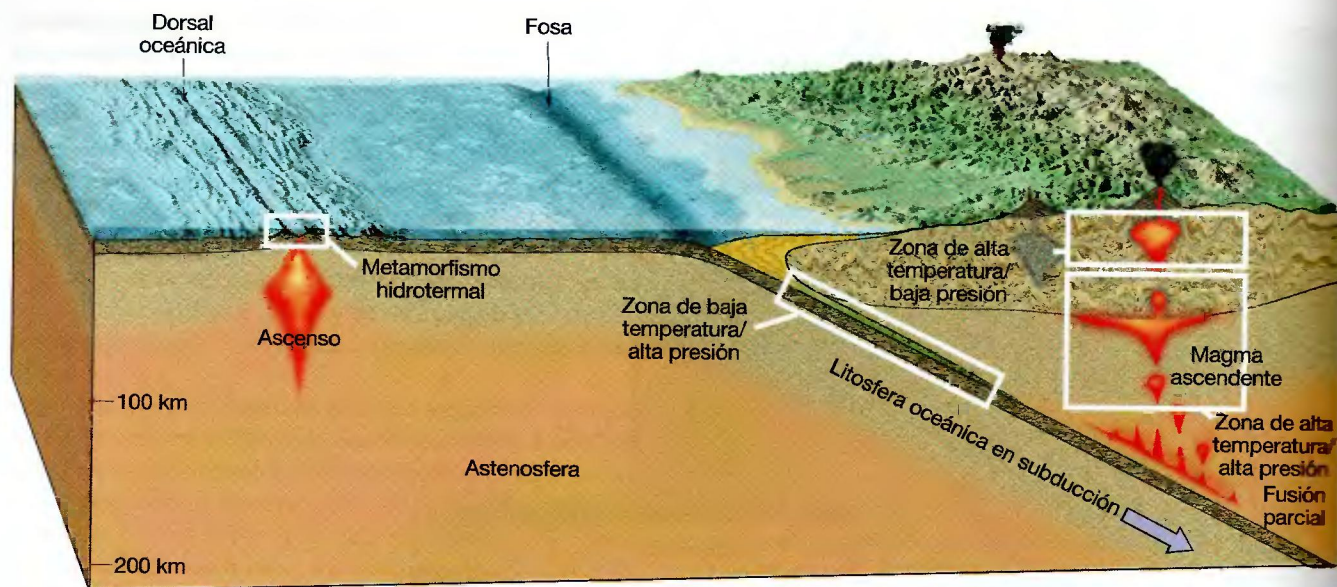
◀ **Figura 8.23** Zonas de intensidades metamórficas en Nueva Inglaterra.

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 recrystalización de los minerales. La presión, como la temperatura, también aumenta con la profundidad. Cuando están sometidos a una *presión de confinamiento*, los minerales pueden recrystalizar 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 alienan. La foliación se desarrolla conforme los minerales planares y alargados rotan en una alineación paralela, recrystalizan 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 esquisto.
 - d) De grano muy fino y foliada; excelente pizarrosidad.
 - e) Folíada 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, esquisto 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 de impacto
metamorfismo
hidrotermal

metamorfismo regional
metamorfismo térmico
metasomatismo
migmatita
mineral índice

pizarrosidad
presión de confinamiento
protolito
solución hidrotermal

textura
textura gnéssica
textura no foliada
textura porfidoblástica

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>