

CAPÍTULO 10

Deformación de la corteza

Geología estructural: estudio de la arquitectura terrestre

Deformación

- Fuerza y esfuerzo
- Tipos de esfuerzo
- Deformación
- Cómo se deforman las rocas

Cartografía de las estructuras geológicas

- Dirección y buzamiento

Pliegues

- Tipos de pliegues
- Domos y cubetas

Fallas

- Fallas con desplazamiento vertical
- Fallas de desplazamiento horizontal

Diaclasas

La Tierra es un planeta dinámico. En los capítulos anteriores vimos que la meteorización, los procesos gravitacionales y la erosión causada por el agua, el viento y el hielo modelan continuamente el paisaje. Además, las fuerzas tectónicas deforman las rocas de la corteza. Entre las evidencias que demuestran la actuación de fuerzas enormes dentro de la tierra se cuentan los miles de kilómetros de estratos que están doblados, plegados, volcados y a veces muy fracturados. En las montañas Rocosas canadienses, por ejemplo, algunas unidades de roca han sido empujadas sobre otras de una manera casi horizontal durante centenares de kilómetros. A una escala menor, durante los grandes terremotos, la corteza se mueve unos pocos metros a lo largo de las fallas. Además, la expansión y la extensión de la corteza producen depresiones alargadas y en los largos intervalos de tiempo geológico crean las cuencas oceánicas.

Geología estructural: estudio de la arquitectura terrestre

Los resultados de la actividad tectónica son impresionantes en los principales cinturones montañosos de la Tierra, donde pueden encontrarse rocas que contienen fósiles de organismos marinos miles de metros por encima del nivel del mar actual y las unidades rocosas están intensamente plegadas, como si fueran de masilla. Incluso en los interiores estables de los continentes, las rocas revelan una historia de deformación que muestra que han aflorado de niveles mucho más profundos de la corteza.

Los geólogos estructurales estudian la arquitectura de la corteza terrestre y cómo adquirió este aspecto en la medida en que fue consecuencia de la deformación. Estudiando la orientación de los pliegues y las fallas, así como los rasgos a pequeña escala de las rocas deformadas, los geólogos estructurales pueden determinar a menudo el ambiente geológico original, y la naturaleza de las fuerzas que produjeron esas estructuras rocosas. De este modo se están descifrando los complejos acontecimientos que constituyen la historia geológica.

La comprensión de las estructuras tectónica no es sólo importante para descifrar la historia de la Tierra, sino que es también básica para nuestro bienestar económico. Por ejemplo, la mayor parte de los yacimientos donde aparecen petróleo y gas natural está asociada con estructuras geológicas que atrapan esos fluidos en valiosos «depósitos» (véase Capítulo 21). Además, las fracturas rocosas son el lugar donde se producen las mineralizaciones hidrotermales, lo cual significa que pueden ser fuentes importantes de menas metálicas. Además, cuando se seleccionan las zonas de ubicación de proyectos de construcción importantes, como los puentes, las centrales hidroeléctricas y las centrales de energía nuclear, debe considerarse la orientación de las superficies de fractura, que representan zonas de debi-

lidad de las rocas. En resumen, un conocimiento de esas estructuras es esencial para nuestra forma de vida actual.

En este capítulo examinaremos las fuerzas que deforman las rocas, así como las estructuras que se producen. Las estructuras geológicas básicas asociadas con la deformación son los pliegues, las fallas, las diaclasas y la foliación (incluida la esquistosidad). Dado que la esquistosidad y la foliación se examinaron en el Capítulo 8, este capítulo se dedicará al resto de estructuras y a las fuerzas tectónicas que las producen.

Deformación



Deformación de la corteza ▼ Deformación

Cualquier cuerpo de roca, con independencia de su dureza, tiene un punto en el que se fracturará o fluirá. La **deformación** (*de* = fuera; *forma* = forma) es un término general que se refiere a todos los cambios de tamaño, forma, orientación o posición de una masa rocosa. La mayor parte de la deformación de la corteza tiene lugar a lo largo de los márgenes de las placas. Los movimientos de las placas y las interacciones a lo largo de los límites de placa generan las fuerzas tectónicas que provocan la deformación de las unidades de roca.

Fuerza y esfuerzo

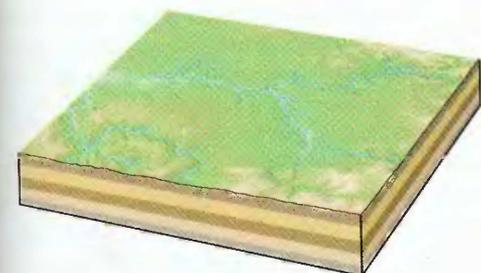
La **fuerza** es lo que tiende a poner en movimiento los objetos estacionarios o a modificar los movimientos de los cuerpos que se mueven. De la experiencia cotidiana sabemos que si una puerta está atascada (estacionaria), aplicamos fuerza para abrirla (ponerla en movimiento).

Para describir las fuerzas que deforman las rocas, los geólogos estructurales utilizan el término **esfuerzo**, que es la cantidad de fuerza aplicada sobre un área determinada. La magnitud del esfuerzo no es simplemente una función de la cantidad de fuerza aplicada, sino que también está relacionada con el área sobre la que la fuerza actúa. Por ejemplo, si una persona anda descalza sobre una superficie dura, la fuerza (peso) de su cuerpo se distribuye por todo el pie, de modo que el esfuerzo que actúa en cualquier punto de su pie es pequeño. Sin embargo, si esa persona pisa una pequeña roca puntiaguda, la concentración de esfuerzos en un punto de su pie será elevada. Por tanto, puede pensarse en el esfuerzo como una medida de cuán concentrada está la fuerza. Como vimos en el Capítulo 8, el esfuerzo puede aplicarse de manera uniforme en todas las direcciones (*presión de confinamiento*) o de manera no uniforme (*esfuerzo diferencial*).

Tipos de esfuerzo

Cuando se aplica un esfuerzo en direcciones diferentes, se denomina **esfuerzo diferencial**. El esfuerzo diferencial que acorta un cuerpo rocoso se conoce como **esfuerzo compresivo** (*com* = junto; *premere* = presionar). Los esfuerzos compresivos asociados con las colisiones de las

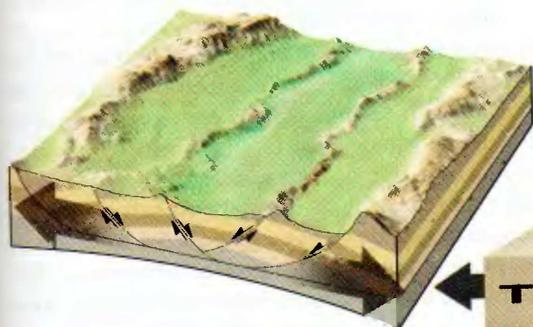
placas tienden a acortar y engrosar la corteza terrestre plegándose, fluyendo o fracturándose (Figura 10.1B). Recordemos, de lo que hemos dicho de las rocas metamórficas, que el esfuerzo compresivo se concentra más en los puntos en los que los granos minerales están en contacto, provocando la migración de la materia mineral de las zonas de esfuerzo elevado a las zonas de esfuerzo bajo (*véa-*



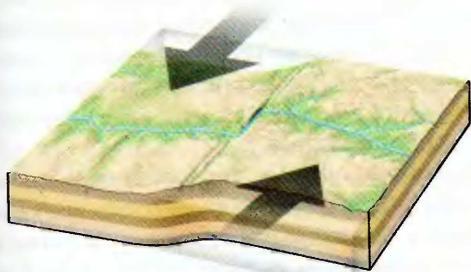
A. Estratos no deformados (cuerpo rocoso).



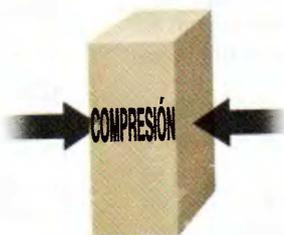
B. El esfuerzo compresional horizontal hace que las rocas se acorten horizontalmente y se engrosen verticalmente.



C. El esfuerzo tensional horizontal hace que las rocas se alarguen horizontalmente y se adelgacen verticalmente.



D. El esfuerzo de cizalla provoca desplazamientos a lo largo de las zonas de falla o por el flujo dúctil.

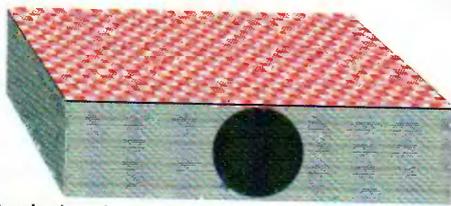


◀ **Figura 10.1** Deformación de la corteza terrestre provocada por las fuerzas tectónicas y los esfuerzos asociados resultantes del movimiento de las placas litosféricas. **A.** Estratos antes de la deformación. **B.** Los esfuerzos compresionales asociados con las colisiones de las placas tienden a acortar y engrosar la corteza terrestre mediante pliegues y fallas. **C.** Los esfuerzos tensionales en los bordes de placa divergentes tienden a alargar los cuerpos rocosos mediante el desplazamiento a lo largo de las fallas en la corteza superior y el flujo dúctil en profundidad. **D.** Los esfuerzos de cizalla en los bordes de placa pasivos tienden a producir desplazamientos a lo largo de las zonas de falla. El lado derecho del diagrama ilustra la deformación de un cubo de roca en respuesta a los esfuerzos diferenciales que se ilustran en los diagramas correspondientes de la izquierda.

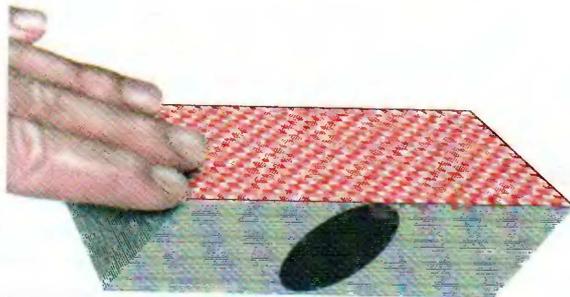
se Figura 8.5). Como consecuencia, los granos minerales (y la unidad de roca) tienden a acortarse en dirección paralela al plano del máximo esfuerzo y a alargarse en dirección perpendicular a la del mayor esfuerzo.

Cuando el esfuerzo tiende a alargar o a separar una unidad rocosa, se conoce como **esfuerzo tensional** (*tendere = estirar*) (Figura 10.1C). Donde las placas se están separando (límites de placa divergentes), los esfuerzos tensionales tienden a alargar los cuerpos rocosos situados en la corteza superior mediante el desplazamiento a lo largo de las fallas. Por otro lado, en profundidad el desplazamiento es consecuencia de un tipo de flujo plástico.

El esfuerzo diferencial también puede hacer que la roca se **cizalle** (Figura 10.1D). Un tipo de cizallamiento es similar al deslizamiento que se produce entre los naipes de una baraja cuando la parte superior se desplaza en relación a la inferior (Figura 10.2). En los entornos próximos a la superficie, el cizallamiento suele producirse en superficies de debilidad paralelas y estrechamente espaciadas, como los planos de estratificación, foliación y las microfallas. Además, en los bordes de falla transformante, los esfuerzos de cizallamiento producen desplazamientos a gran escala a lo largo de las principales zonas de falla. Por el con-



A. Baraja de naipes.



B. El cizallamiento tiene lugar cuando la mano empuja la parte superior de la baraja.

▲ **Figura 10.2** Ilustración del cizallamiento y la deformación resultante. A. Baraja de naipes ordinaria con un círculo estampado en el lateral. B. Deslizando la parte superior de la baraja en relación con la parte inferior, podemos ilustrar el tipo de cizallamiento que suele tener lugar a lo largo de los planos de fragilidad poco separados de las rocas. Obsérvese que el círculo se convierte en una elipse, la cual puede utilizarse para medir la cantidad y el tipo de deformación. Un desplazamiento añadido (cizallamiento) de los naipes tendría como consecuencia una mayor deformación y quedaría indicado por un cambio de la forma de la elipse.

trario, a grandes profundidades, donde las temperaturas y las presiones de confinamiento son elevadas, un flujo en estado sólido es el responsable del cizallamiento.

Deformación

Quizá el tipo de deformación más fácil de imaginar ocurre a lo largo de las superficies de las fallas pequeñas, donde el esfuerzo diferencial hace que las rocas se muevan, unas en relación con las otras, de tal manera que su tamaño y su forma originales se conservan. El esfuerzo también puede provocar un cambio irreversible en la forma y el tamaño del cuerpo rocoso, denominado **deformación**.

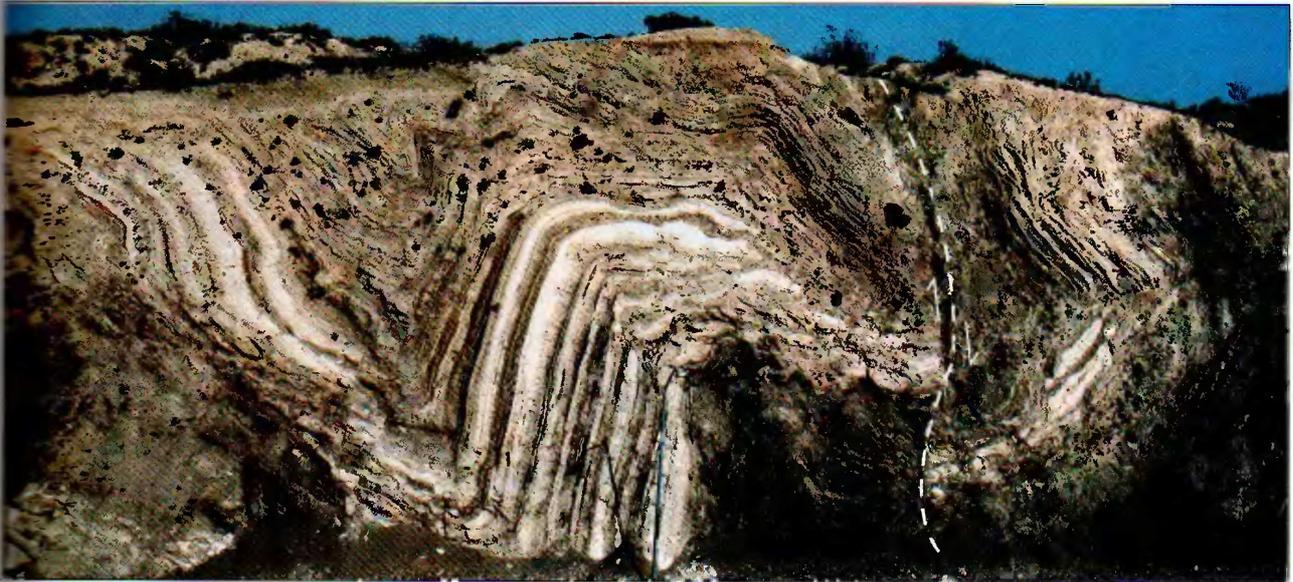
Como en el círculo que aparece en la Figura 10.2B, los cuerpos deformados no mantienen su configuración original durante la deformación. Al estudiar las unidades de roca deformadas por el esfuerzo, los geólogos se preguntan: «¿Qué nos dicen esas estructuras sobre la disposición original de esas rocas y cómo se han deformado?»

Cómo se deforman las rocas

Cuando las rocas son sometidas a esfuerzos que superan su propia resistencia, empiezan a deformarse, normalmente plegándose, fluyendo o fracturándose (Figura 10.3). Es fácil hacerse una idea de cómo se quebran las rocas, porque normalmente pensamos en ellas como algo quebradizo. Pero ¿cómo pueden *doblarse* las grandes unidades rocosas en pliegues complicados sin romperse durante el proceso? Para responder a esta pregunta, los geólogos estructurales realizaron experimentos de laboratorio en los que las rocas fueron sometidas a esfuerzos diferenciales bajo condiciones que simulaban las existentes a diversas profundidades debajo de la corteza (Figura 10.4).

Aunque cada tipo de roca se deforma de una manera algo diferente, a partir de esos experimentos se determinaron las características generales de la deformación de las rocas. Los geólogos descubrieron que, cuando se aplica gradualmente un esfuerzo, las rocas responden primero deformándose elásticamente. Los cambios resultantes de la *deformación elástica* son recuperables; es decir, igual que ocurre con una cinta de goma, la roca volverá prácticamente a su tamaño y forma originales cuando cese el esfuerzo. (Como veremos en el siguiente capítulo, la energía para la mayoría de los terremotos procede de la liberación de la energía elástica almacenada cuando una roca vuelve a su forma original.)

Una vez sobrepasado el límite elástico (resistencia) de una roca, ésta fluye (*deformación dúctil*) o se fractura (*deformación frágil*). Los factores que influyen en la resistencia de una roca y, por tanto, en cómo ésta se va a deformar son la temperatura, la presión de confinamiento, el tipo de roca, la disponibilidad de fluidos y el tiempo.



▲ **Figura 10.3** Estratos sedimentarios deformados que afloraron al hacer la carretera de Palmdale, California. Además del plegamiento obvio, los estratos claros están desplazados a lo largo de una falla localizada en el lado derecho de la fotografía. (Foto de E. J. Tarbuck.)

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

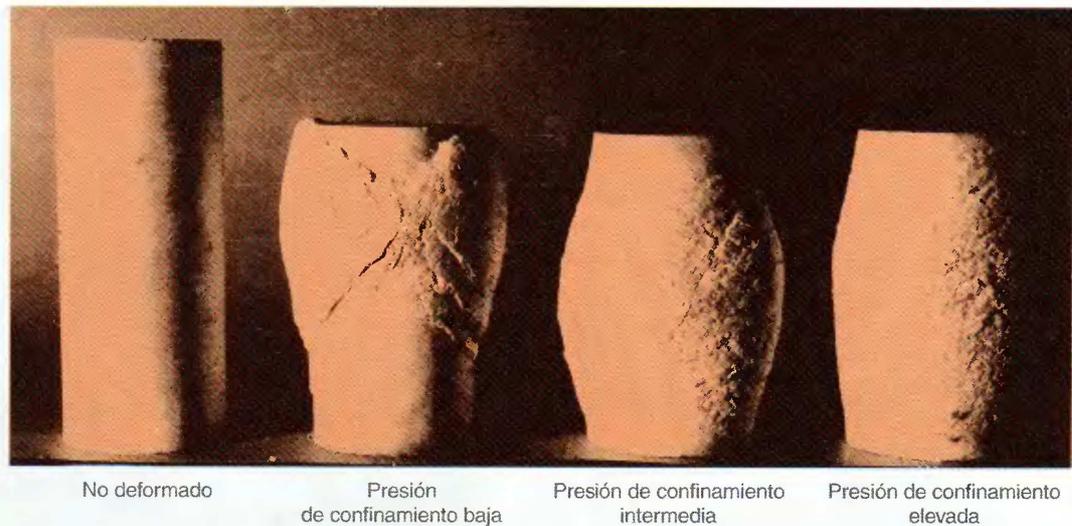
Estoy confundido. ¿No son lo mismo el esfuerzo y la deformación?

No. Aunque suelen utilizarse en situaciones parecidas, los términos *esfuerzo* y *deformación* tienen significados específicos —y diferentes— en Geología. El esfuerzo es una fuerza aplicada; y la deformación (doblamiento o fractura) se produce debido al esfuerzo. Por ejemplo, apretar una pelota de tenis es someterla a una fuerza (esfuerzo), la consecuencia es su cambio de forma (deformación). En otras palabras, el esfuerzo es la acción que deforma las rocas. La deformación es una consecuencia que puede medirse.

Temperatura y presión de confinamiento Las rocas próximas a la superficie, donde las temperaturas y las presiones de confinamiento son bajas, tienden a comportarse como un sólido frágil y se fracturan cuando se supera su resistencia. Este tipo de deformación se llama **deformación frágil**. De nuestra experiencia cotidiana, sabemos que los objetos de vidrio, los lápices de madera, las bandejas de porcelana e incluso nuestros huesos exhiben fractura frágil una vez se supera su resistencia. Por el contrario, en la profundidad, donde las temperaturas y las presiones de confinamiento son elevadas, las rocas exhiben un comportamiento *dúctil*. La **deformación dúctil** es un tipo de flujo en estado sólido que produce un cambio

en el tamaño y la forma de un objeto sin fracturarlo. Los objetos normales que muestran un comportamiento dúctil son la arcilla de modelar, la cera de las abejas, el caramelo y la mayoría de los metales. Por ejemplo, una moneda de cobre colocada en el raíl de una vía se aplanará y deformará (sin romperse) debido a la fuerza aplicada por un tren que pase por encima. La deformación dúctil de una roca —fuertemente ayudada por una temperatura y una presión de confinamiento elevadas— es algo parecida a la deformación de una moneda aplanada por un tren. Una manera mediante la cual se produce este tipo de flujo en estado sólido en el interior de una roca es mediante el deslizamiento gradual y la recristalización a lo largo de planos de fragilidad en el interior de la red cristalina de los granos minerales (véase Figura 8.5B). Esta forma microscópica de flujo gradual en estado sólido implica el deslizamiento que altera la red cristalina y la inmediata recristalización que repara la estructura. Las rocas que muestran signos de flujo dúctil normalmente se deformaron a una gran profundidad y exhiben pliegues que dan la impresión de que la resistencia de la roca era parecida a la de la masa blanda.

Tipo de roca Además del ambiente físico, la composición mineral y la textura de las rocas influye mucho en cómo éstas se van a deformar. Por ejemplo, las rocas cristalinas compuestas por minerales con enlaces moleculares internos fuertes tienden a fracturarse. Por el contrario, las rocas sedimentarias débilmente cementadas o las rocas metamórficas que contienen zonas de debilidad como la



▲ **Figura 10.4** Cilindro de mármol deformado en el laboratorio mediante la aplicación de miles de kilogramos de peso desde arriba. Cada muestra se deformó en un entorno que duplicaba la presión de confinamiento hallada a distintas profundidades. Obsérvese que cuando la presión de confinamiento era baja, la muestra se deformó por fractura frágil, mientras que cuando la presión de confinamiento era elevada, la muestra se deformó plásticamente. (Foto cortesía de M. S. Patterson, Australian National University.)

foliación, son más susceptibles de experimentar deformación dúctil. Entre las rocas débiles y, por tanto, que más probablemente se comporten de una manera dúctil cuando se someten a un esfuerzo diferencial, se cuentan la halita, el yeso y las lutitas, mientras que la caliza, el esquisto y el mármol tienen una resistencia intermedia. De hecho, la halita es tan débil que se deforma bajo pequeñas cantidades de esfuerzo diferencial y asciende en forma de columnas a través de los estratos de sedimentos que se extienden por el golfo de México y sus alrededores. Quizás el sólido más débil que existe en la naturaleza y que exhibe flujo dúctil a gran escala es el hielo glacial. Por comparación, el granito y el basalto son resistentes y frágiles. En un entorno próximo a la superficie, las rocas frágiles se fracturarán cuando sean sometidas a fuerzas que excedan su resistencia. Es importante observar, sin embargo, que la presencia de cantidades pequeñas de agua en las rocas favorece su deformación dúctil.

Tiempo Un factor clave que los investigadores son incapaces de duplicar en el laboratorio es cómo las rocas responden a pequeños esfuerzos aplicados durante largos intervalos de *tiempo geológico*. Sin embargo, en escenarios cotidianos pueden observarse los efectos del tiempo en la deformación. Por ejemplo, se sabe que los bancos de mármol se hunden por su propio peso después de un período de unos cien años aproximadamente y que las estanterías de madera pueden combarse después de cargarlas de libros durante un período relativamente corto de tiempo. En la naturaleza, fuerzas pequeñas aplicadas durante largos pe-

ríodos desempeñan seguramente un papel importante en la deformación de las rocas. Fuerzas incapaces de deformar inicialmente una roca pueden hacer que la roca fluya si el esfuerzo se mantiene durante un período prolongado de tiempo.

Es importante destacar que los procesos por los que las rocas se deforman ocurren a lo largo de un continuo que se extiende entre la fractura frágil pura en un extremo al flujo dúctil (viscoso) en el otro. No hay límites marcados entre los diferentes tipos de deformación. También necesitamos recordar que, en general, los elegantes pliegues y los modelos de flujo que observamos en las rocas deformadas se alcanzan en general por el efecto combinado de la distorsión, el deslizamiento y la rotación de los granos individuales que componen una roca. Además, esta distorsión y la reorganización de los granos minerales tienen lugar en la roca que es esencialmente sólida.

Cartografía de las estructuras geológicas



Deformación de la corteza ▼ Cartografía de las estructuras geológicas

Los procesos de deformación generan estructuras a muchas escalas diferentes. En un extremo se encuentran los principales sistemas montañosos de la Tierra. En el otro, los esfuerzos muy localizados crean fracturas menores en

las rocas. Todos estos fenómenos, desde los pliegues más grandes de los Alpes hasta las fracturas más pequeñas de una lámina de roca, se conocen como **estructuras tectónicas**. Antes de empezar nuestra discusión de las estructuras tectónicas examinemos el método que utilizan los geólogos para describirlas y cartografiarlas.

Cuando estudia una región, el geólogo identifica y describe las estructuras principales. A menudo, una estructura es tan grande que desde una zona concreta sólo puede verse una pequeña porción. En muchas situaciones, la mayor parte de las capas está cubierta por vegetación o por sedimentos recientes. Por consiguiente, la reconstrucción debe hacerse utilizando los datos reco-

gidos de un número limitado de *afloramientos*, que son lugares donde el sustrato de roca aflora en la superficie (véase Recuadro 10.1). Pese a esas dificultades, una serie de técnicas cartográficas permiten a los geólogos reconstruir la orientación y la forma de las estructuras existentes. En los últimos años, los avances acaecidos en fotografía aérea, en la obtención de imágenes a través de los satélites y en el desarrollo del sistema de posicionamiento global (GPS) han ayudado en este trabajo. Además, los perfiles de reflexión sísmica (véase Capítulo 12) y las perforaciones proporcionan datos sobre la composición y la estructura de las rocas que se encuentran en profundidad.



Recuadro 10.1 ► Entender la Tierra

Denominación de las unidades rocosas locales

Uno de los principales objetivos de la Geología es el de reconstruir la larga y compleja historia de la Tierra a través del estudio sistemático de las rocas. En muchas regiones, no hay continuidad en los afloramientos rocosos. Por consiguiente, el estudio de los estratos debe realizarse de una manera local y correlacionarse con los datos de las zonas adyacentes para producir una descripción de mayor alcance y más completa. El primer paso en el esfuerzo para desvelar los acontecimientos del pasado geológico consiste en describir y cartografiar las unidades rocosas expuestas en los afloramientos locales.

Describir algo tan complejo como una gran secuencia de rocas exige subdividir las capas en unidades de un tamaño manejable. La unidad más básica se denomina *formación*, que es simplemente una serie característica de estratos que se generaron mediante los mismos procesos geológicos. Más exactamente, una formación es una unidad rocosa cartografiable que tiene unos límites (o contactos con otras rocas) definidos y ciertas características evidentes (tipo de roca) a través de las que puede rastrearse de un lugar a otro y distinguirse de otras unidades.

En la Figura 10.A se muestran varias formaciones del Gran Cañón. Los geólogos subdividen las secuencias rocosas de todo el mundo en formaciones, exactamente iguales a como están subdivididos

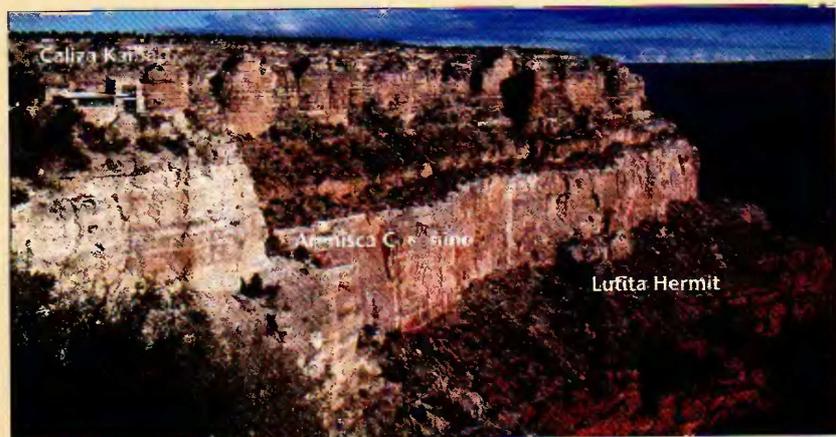
estos estratos rocosos del Gran Cañón.

Quienes han tenido la oportunidad de viajar a algunos de los parques nacionales del oeste de Estados Unidos pueden estar ya familiarizados con los nombres de ciertas formaciones. Son formaciones bien conocidas la arenisca Navajo del Parque Nacional Zion, la caliza Redwall del Gran Cañón, la arenisca Entrada del Parque Nacional Arches, y la formación Wasatch en el Parque Nacional del Cañón Bryce.

Aunque las formaciones pueden estar compuestas de rocas ígneas o metamórficas, la gran mayoría de las formaciones establecidas son rocas sedimentarias. Una formación puede ser relativamente del-

gada y estar compuesta de un solo tipo de roca, por ejemplo, un estrato de caliza de un metro de grosor. En el otro extremo, las formaciones pueden tener miles de metros de grosor y estar compuestas de una secuencia interestratificada de tipos de roca como areniscas y lutitas. La condición más importante que debe cumplirse para establecer una formación es que *ésta constituya una unidad de roca producida por condiciones uniformes o uniformemente alternantes*.

En la mayor parte de las regiones del mundo, el nombre de cada formación consta de dos partes; por ejemplo, la arenisca Oswego y la formación Carmel. Lo ideal es que la primera parte del nombre



▲ **Figure 10.A** Denominación de algunas unidades (formaciones) del Gran Cañón de Colorado (U.S.A.).

indique una estructura geológica o una localidad donde la formación está clara y completamente expuesta. Por ejemplo, la extensa formación Morrison está bien expuesta en Morrison, Colorado. Por tanto, esta exposición particular se conoce como la *localidad tipo*. En general, la segunda

parte del nombre se toma del tipo de roca dominante, como ejemplifican los nombres como la arenisca Dakota, la caliza Kaibab y la lutita Burgess. Cuando no hay un tipo de roca dominante, se utiliza el término *formación*, como en la conocida formación Chinle, que aflora en el Parque

Nacional del Bosque Petrificado de Arizona.

En resumen, describir y denominar las formaciones es un primer paso importante en el proceso de organización y simplificación del estudio y el análisis de la historia de la Tierra.

La cartografía geológica se realiza con mucha más facilidad cuando los estratos afloran en la superficie. Esto se debe a que los sedimentos suelen depositarse en capas horizontales. Si los estratos de rocas sedimentarias siguen estando horizontales, esto les dice a los geólogos que probablemente el área no ha experimentado modificaciones estructurales. Pero si los estratos están inclinados, doblados o rotos, esto indica que se produjo un período de deformación después de la deposición.

Dirección y buzamiento

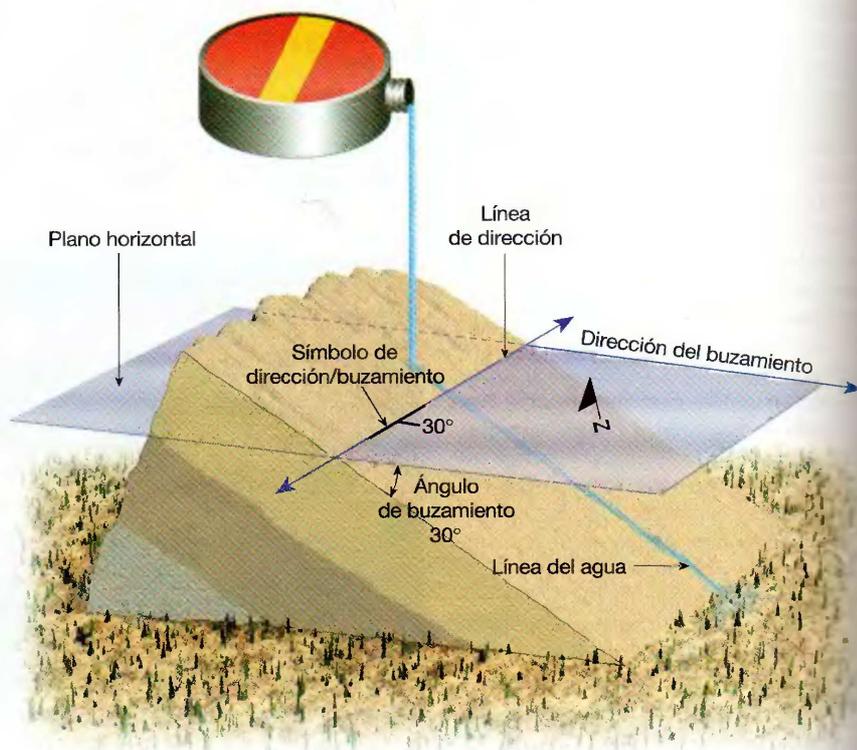
Los geólogos utilizan dos medidas denominadas *dirección* (rumbo) y *buzamiento* (inclinación) para ayudar a determinar la orientación de un estrato rocoso o de una superficie de falla (Figura 10.5). Conociendo la dirección y el buzamiento de las rocas en la superficie, los geólogos

pueden predecir la naturaleza y la estructura de las unidades rocosas y las fallas que están ocultas debajo de la superficie fuera del alcance de nuestra vista.

La **dirección** es el ángulo entre el norte magnético y una línea obtenida mediante la intersección de un estrato inclinado, o falla, con un plano horizontal (Figura 10.5). La dirección, o rumbo, se suele expresar como el valor de un ángulo en relación con el norte. Por ejemplo, (N 10° E) significa que la línea de dirección se dirige 10° al este desde el norte. La dirección del estrato ilustrado en la Figura 10.5 es de aproximadamente norte 75° este (N 75° E).

El **buzamiento** es el ángulo de inclinación de un plano geológico, como por ejemplo una falla, medido desde un plano horizontal. El buzamiento incluye tanto el valor del ángulo de inclinación como la dirección hacia la cual la roca está inclinada. En la Figura 10.5, el

► **Figura 10.5** Dirección y buzamiento de un estrato rocoso.



ángulo de buzamiento del estrato rocoso es de 30°. Una buena manera de visualizar el buzamiento es imaginar que el agua descenderá siempre por la superficie rocosa según una línea paralela al buzamiento. La dirección de caída formará siempre un ángulo de 90° con la dirección.

En el campo, los geólogos miden la dirección (rumbo) y el buzamiento (inclinación) de las rocas sedimentarias en tantos afloramientos como sea conveniente. Esos datos se representan luego en un mapa topográfico o en una fotografía aérea junto con una descripción codificada por colores de la roca. A partir de la orientación de los estratos, puede establecerse la orientación y la forma supuestas de la estructura, como se muestra en la Figura 10.6. Utilizando esta información, el geólogo puede reconstruir las estructuras previas a la erosión y empezar a interpretar la historia geológica de la región.

Pliegues



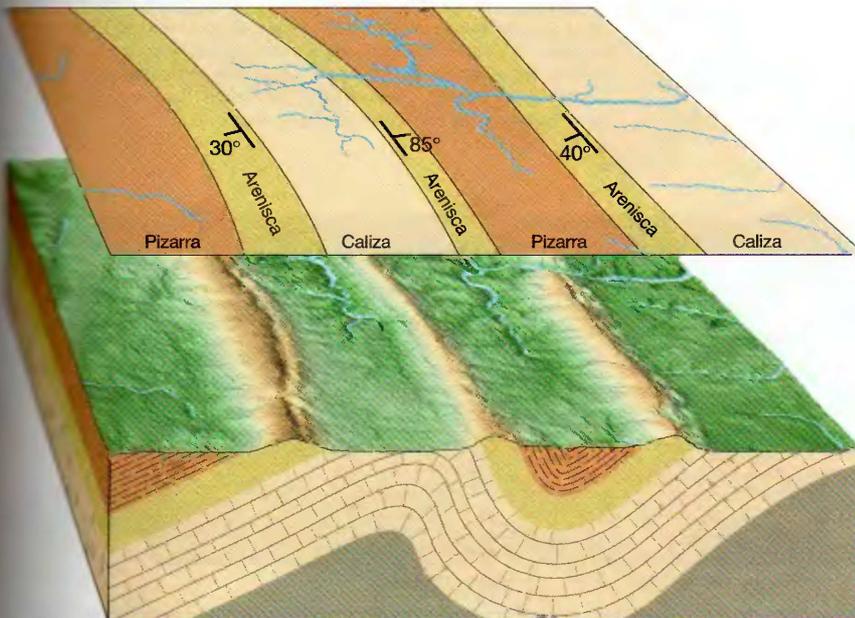
Deformación de la corteza ▼ Pliegues

Durante la formación de las montañas, las rocas sedimentarias y volcánicas suelen doblarse en una serie de ondulaciones semejantes a ondas denominadas **pliegues**. Los pliegues de los estratos sedimentarios se parecen mu-

cho a los que se formarían si se cogiera una hoja de papel por sus extremos y se fueran empujando uno hacia el otro. En la naturaleza, los pliegues aparecen en una gran variedad de tamaños y configuraciones. Algunos pliegues son amplias flexuras en las cuales unidades rocosas de centenares de metros de grosor se han doblado ligeramente. Otros, son estructuras microscópicas muy apretadas que se encuentran en las rocas metamórficas. Diferencias de tamaño aparte, la mayoría de los pliegues se produce como consecuencia de esfuerzos compresivos que provocan el acortamiento y engrosamiento de la corteza. A veces, los pliegues se encuentran aislados, pero es mucho más frecuente que aparezcan como una serie de ondulaciones.

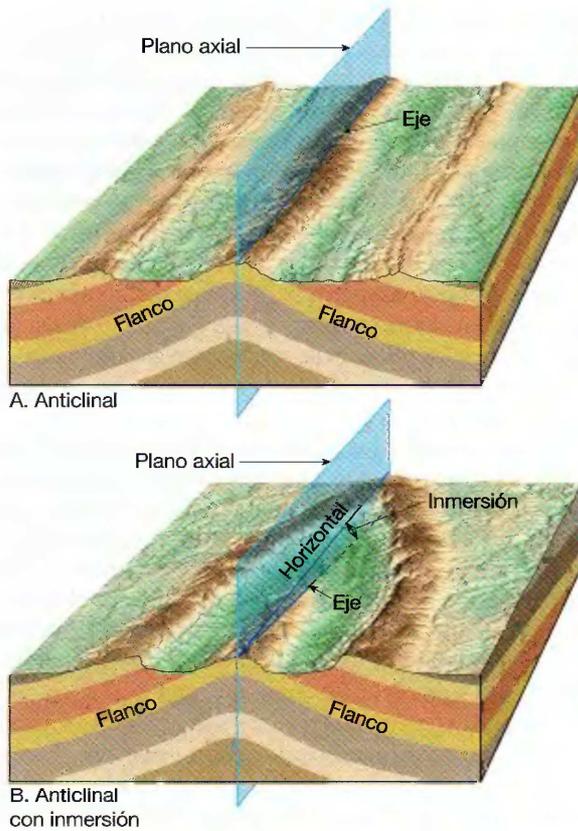
Para entender los pliegues y el plegamiento, debemos familiarizarnos con la terminología utilizada para nombrar las partes de un pliegue. Como se muestra en la Figura 10.7, los dos lados de un pliegue se denominan *flancos*. Una línea trazada a lo largo de los puntos de máxima curvatura de cada estrato se llama línea de charnela, o simplemente *charnela*. En algunos pliegues, como el ilustrado en la Figura 10.7A, la charnela es horizontal, o paralela a la superficie. Sin embargo, en los pliegues más complejos, la charnela del pliegue está a menudo inclinada según un ángulo conocido como *inmersión* (Figura 10.7B). Además, el *plano axial* es una superficie imaginaria que divide un pliegue de la manera más simétrica posible.

A. Vista en planta (mapa)



B. Bloque diagrama

◀ **Figura 10.6** Estableciendo la dirección y el buzamiento de los estratos sedimentarios que afloran en un mapa A., los geólogos pueden deducir la orientación de la estructura en el subsuelo B.



▲ **Figura 10.7** Esquemas idealizados que ilustran las características asociadas con pliegues simétricos. El eje del pliegue en **A** es horizontal, mientras que el eje del pliegue en **B** tiene inmersión.

Tipos de pliegues

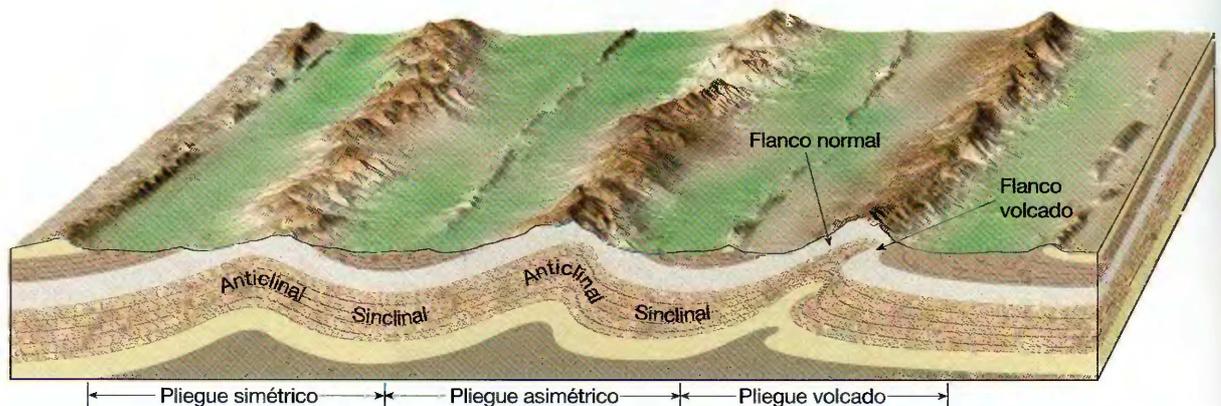
Los dos tipos de pliegues más comunes se denominan anticlinales y sinclinales (Figura 10.8). Un **anticlinal** se forma casi siempre por plegamiento convexo, o arqueamiento, de

las capas de roca*. La Figura 10.7 es un ejemplo de un anticlinal. Los anticlinales afloran, a veces de manera espectacular, en los puntos donde las carreteras atraviesan estratos deformados. Asociados a menudo con los anticlinales, se encuentran los pliegues cóncavos, o surcos, denominados **sinclinales**. Obsérvese en la Figura 10.9 que el flanco de un anticlinal lo es también del sinclinal adyacente.

Dependiendo de su orientación, estos pliegues básicos se describen como *simétricos*, cuando los flancos son imágenes especulares el uno del otro y como *asimétricos* cuando no lo son. Se dice que un pliegue asimétrico está *volcado* o *acostado* si uno de los flancos está inclinado más allá de la vertical (Figura 10.8). Un pliegue volcado puede también «descansar sobre su flanco», de manera que un plano que se extendiera a través del eje del pliegue sería en realidad horizontal. Esos pliegues *tumbados* (*recumbentes*) son comunes en algunas regiones montañosas como los Alpes.

Los pliegues no se extienden indefinidamente; antes bien, sus extremos terminan de una manera muy parecida a como lo hacen las arrugas en la ropa. Algunos pliegues tienen *inmersión*, porque el eje del pliegue penetra en el terreno (Figura 10.10). Como muestra la figura, pueden tener inmersión tanto los anticlinales como los sinclinales. En la Figura 10.11 se muestra un ejemplo de un anticlinal con inmersión y el modelo que se produce cuando la erosión retira las capas superiores de la estructura y deja expuesto su interior. Nótese que la traza del pliegue de un anticlinal apunta en la dirección de su inmersión, mientras que lo contrario es cierto para un sinclinal. Un buen ejemplo del tipo de topografía que se pro-

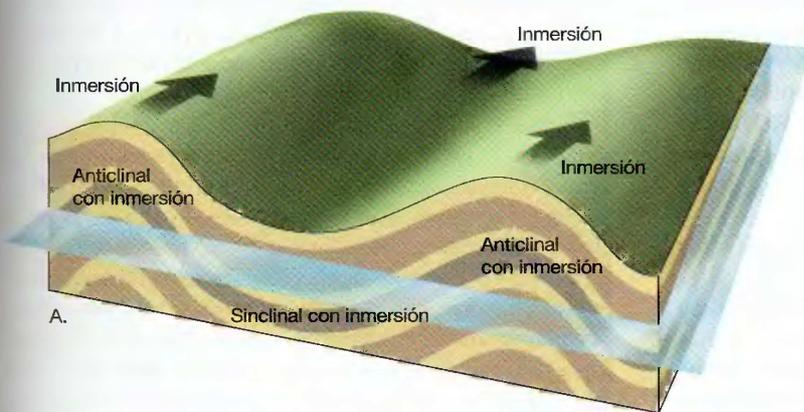
* Definido de una manera estricta, un anticlinal es una estructura en la cual los estratos más antiguos se encuentran en el centro. Esto se produce generalmente cuando los estratos se pliegan hacia arriba. Además, un sinclinal se define estrictamente como una estructura en la cual los estratos más jóvenes se encuentran en el centro. Esto ocurre casi siempre cuando los estratos se pliegan hacia abajo.



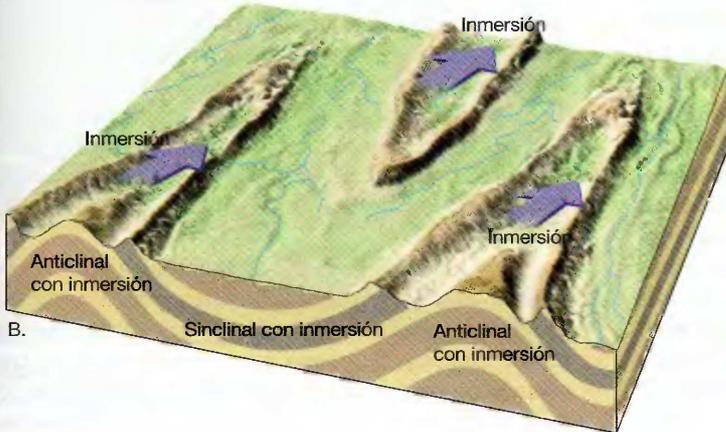
▲ **Figura 10.8** Bloque diagrama de los principales tipos de estratos plegados. Las estructuras arqueadas o convexas son anticlinales. Los pliegues cóncavos o depresiones son sinclinales. Obsérvese que el flanco de un anticlinal lo es también del sinclinal adyacente.



▲ **Figura 10.9** El sinclinal (izquierda) y el anticlinal (derecha) comparten un flanco común. (Foto de E. J. Tarbuck.)

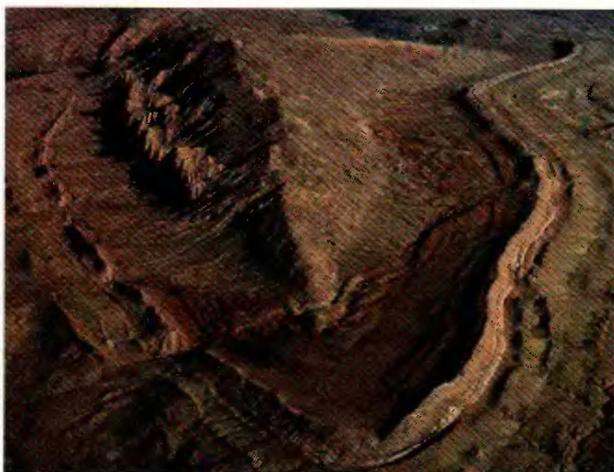


A.



B.

◀ **Figura 10.10** Pliegues con inmersión. **A.** Vista idealizada de pliegues con inmersión en los cuales se ha añadido una superficie horizontal. **B.** Vista de los pliegues con inmersión como podrían aparecer después de experimentar mucha erosión. Obsérvese que en un anticlinal con inmersión, terminación periclinal del pliegue «apunta» en la dirección de inmersión, mientras que en los sinclinales con inmersión ocurre justo lo contrario.



▲ **Figura 10.11** Sheep Mountain, un anticlinal con doble inmersión. Obsérvese que la erosión ha cortado los estratos sedimentarios de los flancos en pequeñas crestas en forma de «V» que apunta a la dirección de la inmersión. (Foto de John S. Shelton.)

duce cuando las fuerzas erosivas afectan a estratos sedimentarios plegados se encuentra en la provincia Valley and Ridge de los Apalaches (véase Figura 14.11).

Es importante comprender que los resaltes no están necesariamente asociados con anticlinales, ni los valles relacionados con sinclinales. Antes bien, crestas y valles se producen por meteorización diferencial y erosión. Por ejemplo, en la provincia Valley and Ridge, los estratos de arenisca más resistente permanecen como imponentes riscos separados por valles excavados en estratos de caliza y lutita mucho más fáciles de erosionar.

Aunque hemos separado en nuestra explicación los pliegues y las fallas, en el mundo real, en general los pliegues están estrechamente ligados a las fallas. Ejemplos de esta relación estrecha son las amplias estructuras regionales denominadas *monoclinales*. Estructuras particularmente destacadas de la llanura de Colorado, los **monoclinales** (*mono* = uno; *kleinen* = inclinar) son grandes pliegues en forma de escalón situados en estratos sedimentarios por lo demás horizontales (Figura 10.12). Estos pliegues parecen ser el resultado de la reactivación de las zonas de falla situadas en las rocas del basamento por debajo de la covertera. Conforme los grandes bloques de roca del basamento ascendían a lo largo de antiguas fallas, los estratos sedimentarios comparativamente dúctiles de encima respondían plegándose. En la llanura del Colorado, los monoclinales muestran una zona estrecha de estratos muy inclinados que se allanan y forman las capas superiores de las grandes áreas elevadas, como el pliegue Zuni, el pliegue Echo Cliffs y la ondulación de San Rafael (Figura 10.12). El desplazamiento a lo largo de estas fallas reactivadas es a menudo superior a 1 kilómetro, y los mayores



▲ **Figura 10.12** Monoclinal. El monoclinal consiste en estratos sedimentarios plegados que fueron deformados por una fractura del basamento. El cabalgamiento de este diagrama se denomina *cabalgamiento ciego* porque no alcanza la superficie.

monoclinales muestran desplazamientos próximos a los 3 kilómetros.

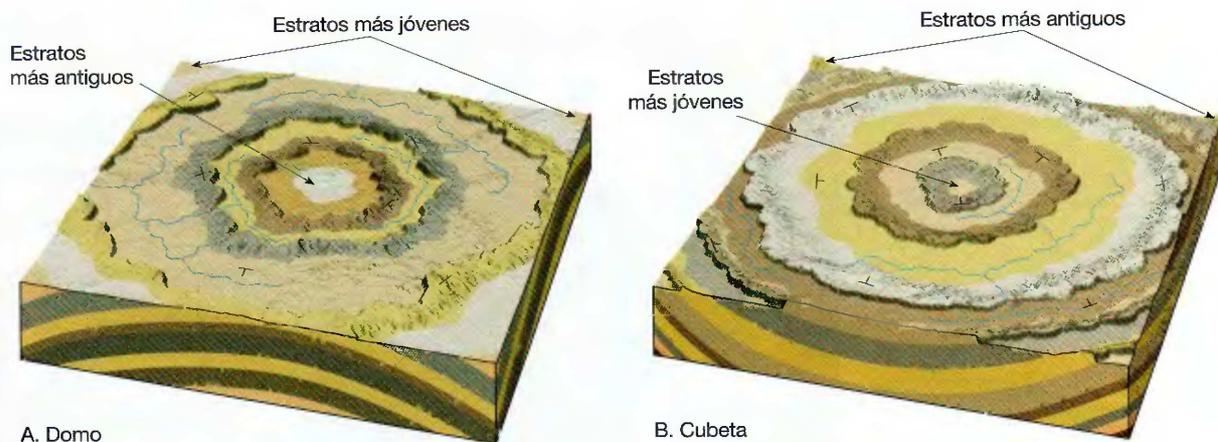
Domos y cubetas

Grandes elevaciones de las rocas del basamento pueden deformar la cubierta de estratos sedimentarios superiores y generar grandes pliegues. Cuando este movimiento ascendente produce una estructura circular o alargada, la estructura se denomina **domo** (Figura 10.13A). Las estructuras descendentes que tienen una forma similar se denominan **cubetas** (Figura 10.13B).

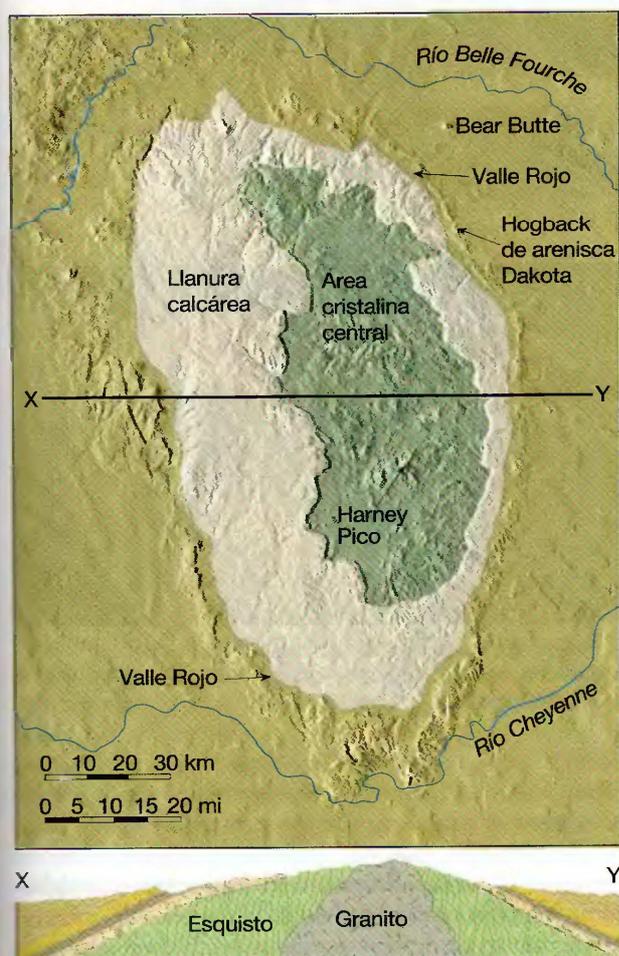
Las Black Hills del oeste de Dakota del sur son un gran domo que, se cree, se formó por levantamiento. La erosión ha eliminado las porciones más elevadas de los estratos sedimentarios levantados, dejando expuestas en el centro las rocas metamórficas e ígneas más antiguas (Figura 10.14). Pueden verse restos de esos estratos sedimentarios, que antiguamente fueron continuos, flanqueando el núcleo cristalino de esta cordillera montañosa. Los estratos más resistentes son fáciles de identificar porque la erosión diferencial los ha hecho aflorar como prominentes crestas denominadas **hogbacks**. Dado que los hogbacks pueden formarse en cualquier sitio en que los estratos resistentes están muy inclinados, también están asociados con otros tipos de pliegues.

Los domos pueden formarse también por intrusión de magmas (lacolitos) como se muestra en la Figura 5.16. Además, la migración ascendente de formaciones salinas puede producir los domos de sal que son comunes en el golfo de México.

En Estados Unidos existen varias grandes cubetas (Figura 10.15). Las cuencas de Michigan e Illinois tienen estratos de pendientes muy suaves que definen una geometría cóncava. Se piensa que estas cubetas son consecuencia de grandes acumulaciones de sedimentos, cuyo peso hizo que la corteza se hundiera (véase sección sobre



▲ Figura 10.13 Elevaciones y descensos suaves, de las rocas de la corteza producen domos (A) y cubetas (B). La erosión de esas estructuras produce un patrón de afloramiento que es aproximadamente circular o alargado.



▲ Figura 10.14 Las Black Hills de Dakota del Sur, una gran estructura dómica con rocas ígneas y metamórficas resistentes aflorantes en el núcleo.

isostasia del Capítulo 14). Unas pocas cubetas estructurales pueden haber sido consecuencia de impactos de asteroides gigantes.

Dado que las grandes cubetas contienen estratos sedimentarios inclinados según ángulos muy pequeños, suelen identificarse por la edad de las rocas que las componen. Las rocas más jóvenes se encuentran cerca del centro y las más antiguas, en los flancos. Éste es exactamente el orden contrario observado en un domo, como las Black Hills, donde las rocas más antiguas aparecen en el núcleo.

Fallas

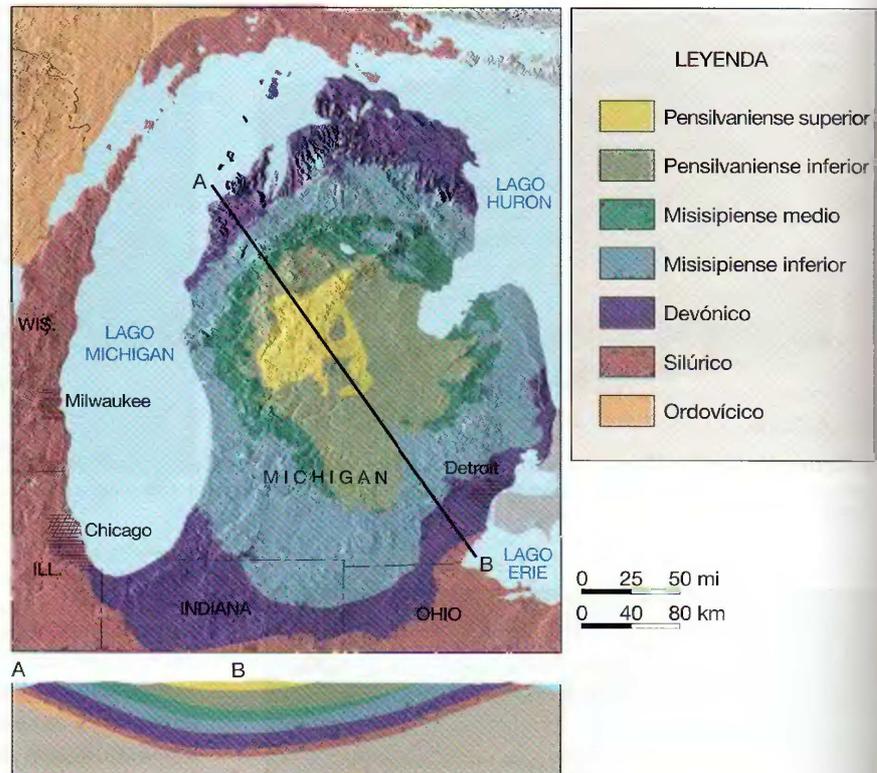


Deformación de la corteza ▼ Fallas y fracturas

Las fallas son fracturas en la corteza a lo largo de las cuales ha tenido lugar un desplazamiento apreciable. A veces, pueden reconocerse pequeñas fallas en los taludes de las carreteras, observándose estratos sedimentarios desplazados unos pocos metros. Las fallas de esta escala normalmente aparecen como pequeñas rupturas aisladas. Por el contrario, las grandes fallas, como la de San Andrés en California, tienen desplazamientos de centenares de kilómetros y consisten en muchas superficies falladas interconectadas. Estas *zonas de falla* pueden tener una anchura de varios kilómetros y a menudo son más fáciles de identificar a partir de fotografías aéreas que a nivel del suelo.

Los movimientos súbitos a lo largo de las fallas son la causa de la mayoría de los terremotos. Sin embargo, la gran mayoría de las fallas son inactivas y, por tanto, restos de una deformación antigua. A lo largo de las fallas, las rocas suelen romperse y pulverizarse conforme los bloques

► **Figura 10.15** Geología del basamento de la cuenca de Michigan. Obsérvese que las rocas más jóvenes están localizadas en el centro, mientras que los estratos más antiguos flanquean esta estructura.



de corteza situados en los lados opuestos de una falla se rozan unos con otros. El material arcilloso débilmente coherente que resulta de esta actividad se denomina *salbanda de falla*. En algunas superficies de falla, las rocas acaban muy pulidas y estriadas, o con surcos, a medida que los bloques de corteza se deslizan unos con respecto a otros. Estas superficies pulidas y estriadas, denominadas *espejos de falla*, proporcionan a los geólogos pruebas de la dirección del desplazamiento más reciente a lo largo de la falla. Los geólogos clasifican las fallas por sus movimientos relativos, que pueden ser predominantemente horizontales, verticales u oblicuos.

Fallas con desplazamiento vertical

Las fallas en las que el movimiento es fundamentalmente paralelo al buzamiento (o inclinación) de la superficie de falla se denominan **fallas con desplazamiento vertical**. Este tipo de movimiento puede producir pequeños resaltes denominados **escarpes de falla** (*scarpe* = pendiente). Estos últimos, como el que se muestra en la Figura 10.16, son producidos por desplazamientos que generan terremotos.

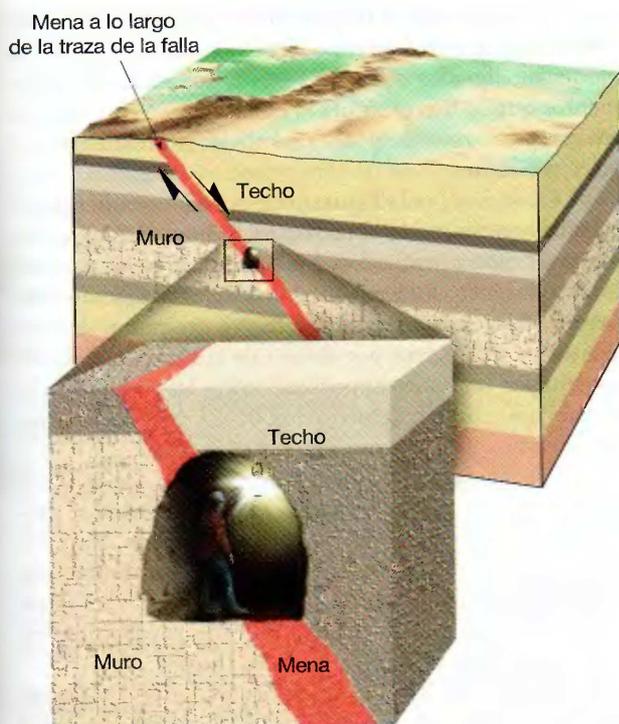
Se ha convertido en una práctica común denominar a la superficie rocosa que está inmediatamente por encima de la falla el *techo* y a la superficie de roca inferior, el



▲ **Figura 10.16** Escarpe de falla localizado cerca del monumento nacional Joshua Tree, California. (Foto de A. P. Trujillo/APT Photos.)

muro (Figura 10.17). Esta nomenclatura surgió de los prospectores y mineros que excavaban túneles a lo largo de zonas de falla, porque son frecuentemente zonas con depósitos minerales. En esos túneles, los mineros andaban sobre las rocas situadas debajo de la zona de falla mineralizada (*muro*) y colgaban sus linternas en las rocas de arriba (*techo*).

Los dos tipos principales de fallas con desplazamiento vertical se denominan **fallas normales** y **fallas**

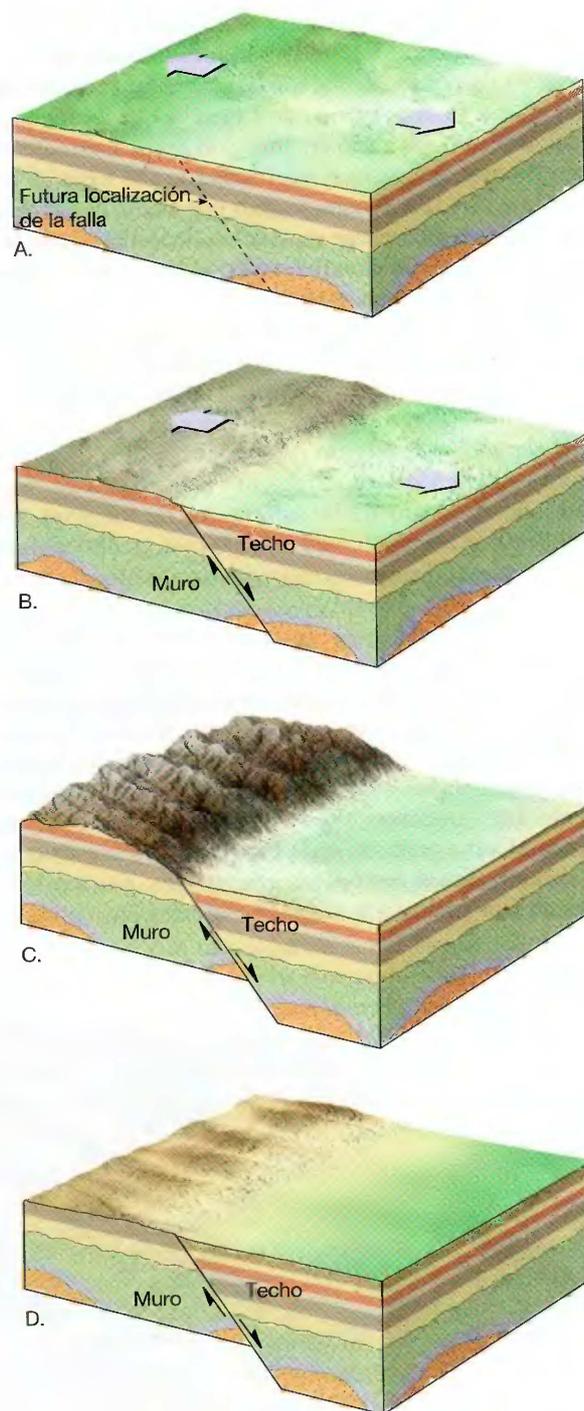


▲ **Figura 10.17** La roca situada inmediatamente por encima de una superficie de falla se denomina *techo* y la de abajo, *muro*, según los nombres que utilizaban los mineros que excavaron las minas a lo largo de las zonas de falla. Los mineros cuelgan sus lámparas en las rocas situadas encima de la traza de la falla (techo) y andan por las rocas situadas debajo de la traza de la falla (muro).

inversas. Además, cuando una falla inversa tiene un ángulo de buzamiento (inclinación) menor de 45° , se denomina *cabalgamiento*. A continuación consideraremos estos tres tipos de falla.

Fallas normales Las fallas con desplazamiento vertical se clasifican como fallas normales cuando el bloque de techo se desplaza hacia abajo en relación con el bloque de muro (Figura 10.18). La mayoría de las fallas normales tienen buzamientos de unos 60° , que tienden a disminuir con la profundidad. Sin embargo, algunas fallas con desplazamiento vertical tienen buzamientos mucho menores, aproximándose en algunos casos a la horizontal. Debido al movimiento descendente del techo, las fallas normales acomodan el alargamiento, o la extensión, de la corteza.

La mayoría de las fallas normales son pequeñas, con desplazamientos más o menos de un metro. Pero hay algunas que se extienden decenas de kilómetros, dibujando sinuosamente el límite de un frente montañoso. En el oeste de Estados Unidos, las fallas normales a gran escala como éstas se asocian con estructuras denominadas **montañas limitadas por fallas**.



▲ **Figura 10.18** Bloques diagrama que ilustran una falla normal. **A.** Estratos rocosos antes de la falla. **B.** Movimiento relativo de los bloques desplazados. El desplazamiento puede continuar formando un relieve montañoso limitado por fallas a lo largo de millones de años y que representa muchos episodios de fracturación espaciados en el tiempo. **C.** Cómo puede la erosión modificar el bloque levantado. **D.** Finalmente el período de deformación acaba y la erosión se convierte en el proceso geológico dominante.

Son ejemplos de montañas limitadas por fallas la cordillera Teton de Wyoming y Sierra Nevada de California. Ambas están falladas a lo largo de sus flancos orientales, que se fueron levantando a medida que los bloques se inclinaban hacia abajo en dirección oeste. Estos escarpados frentes montañosos se produjeron a lo largo de un período de 5 a 10 millones de años por medio de muchos episodios, irregularmente espaciados, de formación de fallas. Cada acontecimiento fue responsable de tan sólo unos pocos metros de desplazamiento.

Otros ejemplos excelentes de montañas limitadas por fallas se encuentran en la provincia Basin and Range, una región que abarca Nevada y zonas de los estados circundantes (Figura 10.19). En esta región, la corteza se ha alargado y se ha roto para crear más de 200 alineaciones montañosas relativamente pequeñas. Con una media de alrededor de 80 kilómetros de longitud, las cordilleras se elevan de 900 a 1.500 metros por encima de las cuencas adyacentes, constituidas por bloques hundidos.

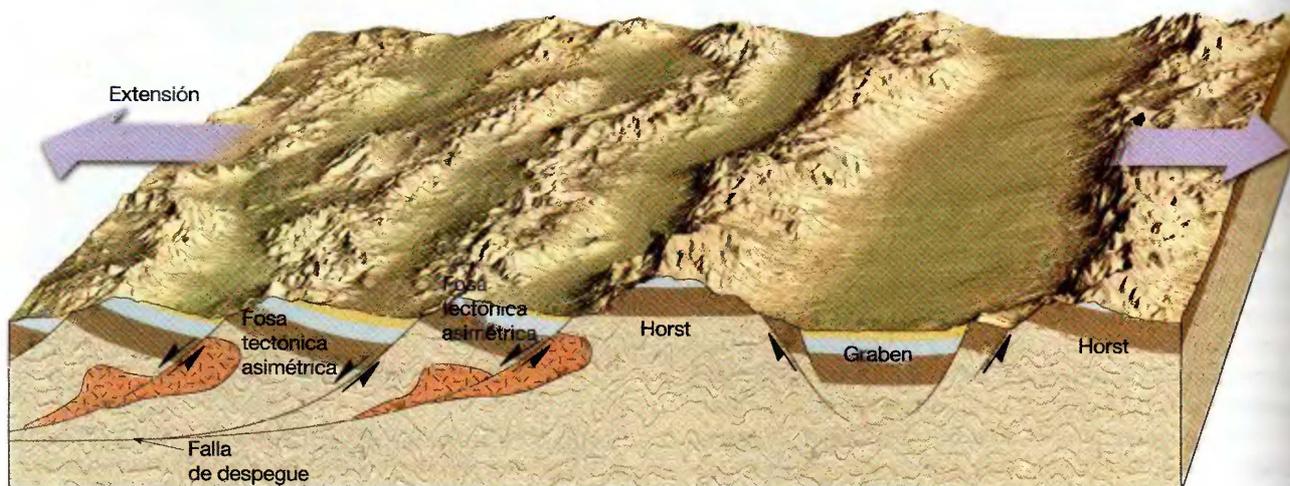
La topografía de la provincia Basin and Range ha sido generada por un sistema de fallas normales con un rumbo aproximado norte-sur. Los movimientos a lo largo de estas fallas han producido bloques de falla elevados alternos y denominados **horst** y bloques hundidos llamados **graben** (*graben* = zanja). Los horst generan cordilleras elevadas, mientras que los grabens forman muchas cuencas. Como se ilustra en la Figura 10.19, las estructuras llamadas **fosas tectónicas asimétricas**, que son bloques de falla inclinados, también contribuyen a la alter-

nancia de altos y bajos topográficos en la provincia Basin and Range. Los horst y los extremos superiores de los bloques inclinados de la falla son la fuente de los sedimentos que se han acumulado en las cuencas que fueron creadas por los graben y los extremos inferiores de los bloques inclinados.

Obsérvese, en la Figura 10.19, que las pendientes de las fallas normales de la provincia Basin and Range disminuyen con la profundidad y finalmente se juntan para formar una falla casi horizontal denominada **falla de despegue (detachment)**. Estas fallas se extienden durante cientos de kilómetros por debajo de la superficie, donde constituyen un límite importante entre las rocas situadas debajo, que exhiben deformación dúctil, y las rocas situadas encima, que muestran deformación frágil.

Las fallas con desplazamiento vertical son también predominantes en los centros de expansión, donde se produce la divergencia entre las placas tectónicas. En estos puntos, un bloque central (**graben o fosa tectónica**) está limitado por fallas normales y se hunde cuando las placas se separan. Los graben definen un valle alargado limitado por dos bloques de falla elevados (**horst**).

El valle del Rift de África oriental está compuesto por varias fosas grandes tectónicas, limitadas por horst inclinados que producen una topografía montañosa lineal. Este valle, de casi 6.000 kilómetros de longitud, contiene los yacimientos de algunos de los fósiles humanos más antiguos. Ejemplos de valles de Rift inactivos son el valle del Rin, en Alemania, y las fosas tectónicas del Triásico del este de Estados Unidos. Sistemas aún mayores de



▲ **Figura 10.19** Fracturación normal de la provincia Basin and Range. Aquí, los esfuerzos tensionales han alargado y fracturado la corteza en numerosos bloques. El movimiento a lo largo de esas fracturas ha inclinado los bloques produciendo alineaciones montañosas paralelas denominadas montañas limitadas por fallas. Los bloques hundidos (grabens) forman cuencas, mientras que los bloques elevados (horst) se erosionan y originan una topografía montañosa accidentada. Además, numerosos bloques inclinados (fosas tectónicas asimétricas) dan lugar a cuencas y montañas.

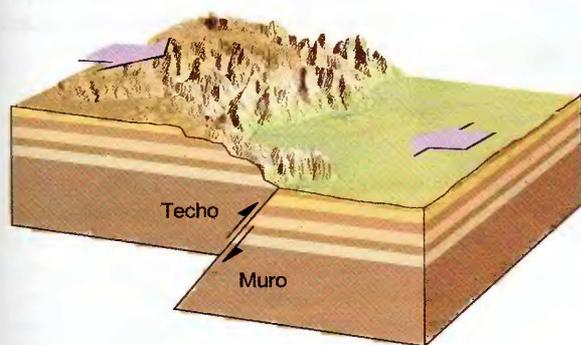
fallas con desplazamiento vertical inactivas son los márgenes continentales, como las costas orientales del continente americano y las costas occidentales de Europa y África.

El movimiento de las fallas proporciona a los geólogos un método de determinación de la naturaleza de las fuerzas que actúan en el interior de la Tierra. Las fallas normales indican la existencia de esfuerzos tensionales que separan la corteza. Esa «separación» puede llevarse a cabo o bien por levantamiento, que hace que la superficie se estire y rompa, o bien mediante fuerzas horizontales opuestas.

Fallas inversas y cabalgamientos Las fallas inversas y los cabalgamientos son fallas con desplazamiento vertical en las cuales el bloque de techo se mueve hacia arriba con respecto al bloque de muro (Figura 10.20). Recordemos que las fallas inversas tienen buzamientos superiores a 45° y que los cabalgamientos tienen buzamientos inferiores a 45° . Dado que el bloque de techo se mueve hacia arriba y sobre el bloque de muro, las fallas inversas y los cabalgamientos reflejan un acortamiento de la corteza.

Las fallas inversas de alto ángulo suelen ser pequeñas y acomodan desplazamientos locales en regiones dominadas por otros tipos de fallas. Los cabalgamientos, por otro lado, existen a todas las escalas. Los cabalgamientos pequeños exhiben desplazamientos que oscilan entre milímetros y unos pocos metros. Algunos grandes cabalgamientos tienen desplazamientos del orden de decenas a centenares de kilómetros.

Mientras que las fallas normales aparecen en entornos tensionales, los cabalgamientos son resultado de fuertes esfuerzos compresivos. En esos ambientes, los bloques de la corteza se desplazan uno *hacia* el otro, moviéndose el techo hacia arriba con respecto al muro. La formación de cabalgamientos es más pronunciada en las zonas de subducción y otros bordes convergentes, donde las placas están colisionando. Las fuerzas compresivas producen ge-



▲ **Figura 10.20** Bloque diagrama que muestra el movimiento relativo a lo largo de una falla inversa.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Se ha visto alguna vez cómo se forma un escarpe de falla?

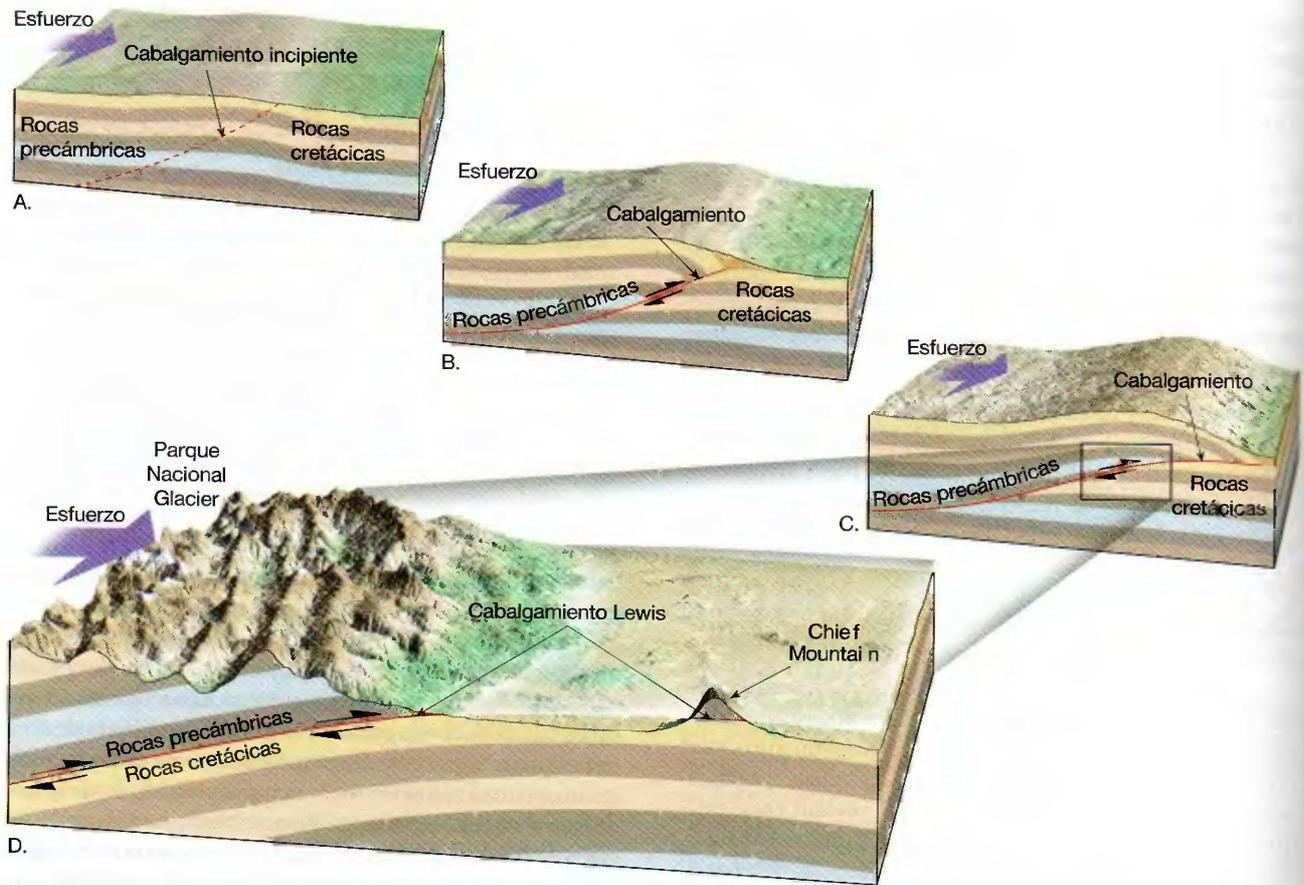
Sorprendentemente, sí. Se han dado varios casos en que algunas personas, de manera fortuita, han estado en el lugar adecuado y en el momento oportuno para observar la creación de un escarpe de falla, y han vivido para contarlo. En Idaho un gran terremoto creó en 1983 un escarpe de falla de 3 metros, lo cual fue presenciado por varias personas, muchas de las cuales huyeron rápidamente. Sin embargo, es más frecuente que se detecten los escarpes de falla *después* de su formación. Por ejemplo, en 1999 un terremoto en Taiwán creó un escarpe de falla que originó una cascada de agua y destruyó un puente próximo.

neralmente pliegues además de fallas y provocan un engrosamiento y acortamiento del material implicado.

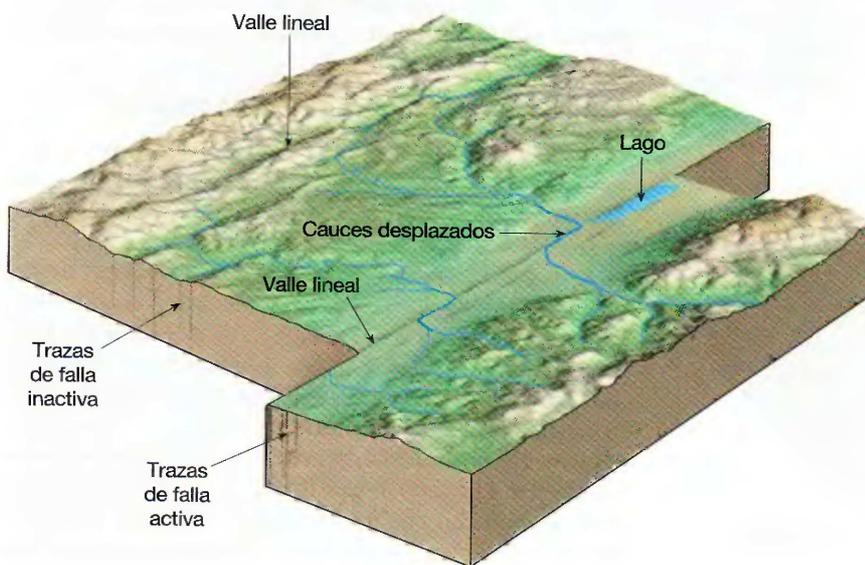
En regiones montañosas, como los Alpes, las Rocosas septentrionales, el Himalaya y los Apalaches, los cabalgamientos han desplazado los estratos hasta 50 kilómetros sobre las unidades de roca adyacentes. El resultado de este movimiento a gran escala es que los estratos más antiguos se superponen sobre las rocas más jóvenes. Un lugar clásico de cabalgamientos es el Parque Nacional Glacier (Figura 10.20). En él, los picos montañosos que proporcionan el aspecto majestuoso al parque han sido esculpidos en rocas precámbricas que fueron desplazadas sobre estratos cretácicos mucho más jóvenes. En el borde oriental del Parque Nacional Glacier hay un pico solitario denominado Chief Mountain. Esta estructura es un resto aislado de una lámina de cabalgamiento que fue dividida por las fuerzas erosivas del hielo glacial y las aguas superficiales. Un bloque aislado se denomina **klippe** (*klippe* = acantilado).

Fallas de desplazamiento horizontal

Las fallas en las que el desplazamiento dominante es horizontal y paralelo a la dirección de la superficie de la falla, se denominan **fallas de desplazamiento horizontal** o desgarres. Debido a su gran tamaño y a su naturaleza lineal, muchas fallas de desplazamiento horizontal tienen una traza que es visible a lo largo de una gran distancia. En vez de una fractura única a lo largo de la cual tiene lugar el movimiento, las fallas de desplazamiento horizontal consisten en una zona de fracturas aproximadamente paralelas, cuya anchura puede ser superior a varios kilómetros. El movimiento más reciente, sin embargo, suele producirse a lo largo de una banda de tan sólo unos pocos metros de ancho que puede cortar estructuras como los cauces de los ríos (Figura 10.22). Además, las rocas tritu-



▲ **Figura 10.21** Desarrollo idealizado del manto de cabalgamiento Lewis. **A.** Entorno geológico antes de la deformación. **B, C.** El movimiento a gran escala a lo largo de un cabalgamiento desplazó rocas precámbricas sobre estratos cretácicos en la región del Parque Nacional Glacier. **D.** La erosión por el hielo glacial y el agua superficial produjo la segmentación del cabalgamiento originando un paisaje majestuoso y aisló un resto del cabalgamiento denominado Chief Mountain.



◀ **Figura 10.22** Bloque diagrama que ilustra las estructuras asociadas con las fallas con desplazamiento horizontal. Obsérvese cómo los cauces de las corrientes han sido desplazados por el movimiento de la falla. Las fallas de este diagrama son fallas con movimiento horizontal dextral. (Modificado según R. L. Wesson y colaboradores.)

radas y rotas producidas durante la formación de la falla son erosionadas con más facilidad, produciendo, a menudo, valles lineales o depresiones que marcan la ubicación de estas fallas transcurrentes.

Los primeros registros científicos de fallas de deslizamiento horizontal se debieron al seguimiento de zonas de ruptura superficial que habían producido intensos terremotos. Uno de los más notorios fue el gran terremoto de San Francisco de 1906. Durante este gran terremoto, se desplazaron hasta 4,7 metros las estructuras que se habían construido a través de la falla de San Andrés, por ejemplo, las vallas. Dado que el movimiento del bloque de corteza del lado opuesto de la falla fue a la derecha, según se mira hacia la falla, se denomina falla direccional con movimiento *dextral*. La falla Great Glen de Escocia es un ejemplo bien conocido de falla de dirección *sinistral*, con un sentido de desplazamiento opuesto. Se ha calculado que el desplazamiento total a lo largo de la falla Great Glen supera los 100 kilómetros. También asociados con esta falla hay numerosos lagos, entre ellos el lago Ness, el hogar del legendario monstruo.

Muchas grandes fallas de desplazamiento horizontal atraviesan la litosfera y acomodan el movimiento entre dos grandes placas de corteza. Recordemos que este tipo especial de falla direccional se denomina **falla transformante** (*trans* = a través; *forma* = forma). Numerosas fallas transformantes cortan la litosfera oceánica y conectan las dorsales oceánicas. Otras acomodan el desplazamiento entre placas continentales que se mueven en sentido horizontal una con respecto a la otra. Una de las fallas transformantes mejor conocida es la falla San Andrés, en California (véase Recuadro 10.2). A esta falla de límite de placas puede seguirse el trazado durante unos 950 kilómetros desde el golfo de California hasta un punto situado a lo largo de la costa norte de San Francisco, donde desaparece en el mar. Desde su formación, hace unos 29 millones de años, el desplazamiento a lo largo de

la falla de San Andrés ha superado los 560 kilómetros. Este movimiento ha acomodado el desplazamiento hacia el norte del suroeste californiano y la Península de Baja California en relación con el resto de Norteamérica.

Diaclasas



Deformación de la corteza ▼ Fallas y fracturas

Entre las estructuras más comunes se cuentan **diaclasas**. A diferencia de las fallas, las **diaclasas** son fracturas a lo largo de las cuales no se ha producido desplazamiento apreciable. Aunque algunas diaclasas tienen una orientación aleatoria, la mayoría se produce en grupos aproximadamente paralelos.

Ya hemos considerado dos tipos de diaclasas. Antes vimos que las *diaclasas columnares* se forman cuando las rocas ígneas se enfrían y se desarrollan fracturas de retracción que producen columnas alargadas en forma de pilares. También recordemos que el lajeamiento produce un modelo de diaclasas suavemente curvadas que se desarrollan más o menos en paralelo a la superficie de los grandes cuerpos ígneos, como los batolitos. En estos casos, la formación de diaclasas es consecuencia de la expansión gradual que se produce cuando la erosión elimina la carga suprayacente.

En contraste con las situaciones que acabamos de describir, la mayoría de las diaclasas se produce cuando se deforman las rocas de la corteza más externa. En estas zonas, los esfuerzos tensionales y de cizalla asociados con los movimientos de la corteza hacen que las rocas se rompan frágilmente. Por ejemplo, cuando se produce plegamiento, las rocas situadas en los ejes de los pliegues se estiran y se separan creándose diaclasas tensionales. También pueden desarrollarse gran cantidad de diaclasas en respuesta a levantamientos y hundimientos regionales de la corteza relativamente sutiles y, a menudo, apenas perceptibles. En muchos casos, la causa de formación de diaclasas en una zona particular no es fácil de apreciar.

Muchas rocas están rotas por dos o incluso tres tipos de diaclasas que se intersectan, lo que fragmenta las rocas en numerosos bloques de formas regulares. Estos conjuntos de diaclasas ejercen a menudo una fuerte influencia sobre otros procesos geológicos. Por ejemplo, la meteorización química tiende a concentrarse a lo largo de diaclasas y, en muchas áreas, el movimiento del agua subterránea y, por tanto, la disolución de las rocas solubles están controlados por el modelo de las diaclasas (Figura 10.23). Además, un sistema de diaclasas puede influir en la dirección que siguen los cursos de las corrientes de

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Las fallas exhiben sólo desplazamiento vertical y horizontal?

No. Las fallas con desplazamiento horizontal y las fallas con desplazamiento vertical son en los extremos opuestos del espectro de las estructuras de falla. Las fallas que exhiben una combinación de desplazamientos verticales y horizontales se denominan **fallas con desplazamiento oblicuo**. Aunque la mayoría de fallas podrían clasificarse técnicamente como fallas con desplazamiento oblicuo, en general exhiben movimiento horizontal o vertical.



Recuadro 10.2 ▶ El hombre y el medio ambiente

El sistema de fallas de San Andrés

El sistema de fallas de San Andrés, el mayor y mejor conocido de Norteamérica, atrajo una gran atención por primera vez después del gran terremoto e incendio ocurridos en San Francisco en 1906. Después de este devastador acontecimiento, los estudios geológicos demostraron que un desplazamiento de 5 metros a lo largo de la falla había sido el responsable del terremoto. Se sabe ahora que este notable acontecimiento es tan sólo uno de los muchos miles de terremotos que se han producido como consecuencia de movimientos repetidos a lo largo de la falla de San Andrés durante sus 29 millones de años de historia.

¿Dónde está localizado el sistema de fallas de San Andrés? Como se muestra en la Figura 10.B, discurre hacia el noroeste durante casi 1.300 kilómetros a través de gran parte del oeste de California. En su extremo sur, la falla de San Andrés conecta con un centro de expansión localizado en el golfo de California. En el norte, la falla entra en el océano Pacífico en Punta Arena, donde se piensa que continúa su trayectoria hacia el noroeste, juntándose finalmente con la zona de fractura de Mendocino. En la sección central, la falla de San Andrés es relativamente sencilla y recta. Sin embargo, en sus dos extremos varias ramas se ex-

tienden desde el trazado principal, de manera que en algunas áreas, la zona de falla tiene una anchura superior a los 100 kilómetros.

A lo largo de gran parte de su recorrido, una depresión lineal revela la presencia de la falla de San Andrés. Cuando el sistema se mira desde el aire, cicatrices lineales, cauces desplazados y lagunas alargadas marcan su trazado. Sobre el terreno, sin embargo, las expresiones superficiales de las fallas son mucho más difíciles de detectar. Algunas de las formas del paisaje más claras son escarpes rectos y largos, crestas estrechas y lagunas estancadas formadas por hundimiento de bloques dentro de la zona de falla. Además, muchos cauces se doblan notablemente hacia la derecha cuando cruzan la falla.

Con la llegada de la teoría de la tectónica de placas, los geólogos empezaron a darse cuenta de la importancia de este gran sistema de fallas. La falla de San Andrés es un borde transformante que separa dos placas que se mueven muy lentamente. La placa Pacífica, localizada al oeste, se mueve en dirección noroeste con respecto a la placa Norteamericana, provocando los terremotos a lo largo de la falla (Tabla 10.A).

La falla de San Andrés es indudablemente la más estudiada de todos los siste-

mas de fallas del mundo. Aunque muchas preguntas siguen sin respuesta, los geólogos han descubierto que cada segmento de falla tiene un comportamiento algo diferente. Algunas porciones de la falla de San Andrés exhiben un lento deslizamiento con poca actividad sísmica apreciable. Otros segmentos se deslizan de manera regular, produciendo terremotos pequeños, mientras que otros segmentos parecen almacenar energía elástica durante 200 años o más antes de romperse y generar un gran terremoto. Este conocimiento es útil cuando se asigna a un segmento determinado de la zona de falla su potencial de riesgo sísmico.

Debido a la gran longitud y complejidad de la falla de San Andrés, se suele hacer referencia con más propiedad a ella como un «sistema de fallas» que consiste fundamentalmente en la falla de San Andrés y varias ramas principales, entre ellas las fallas Hayward y Calaveras de California central y las fallas San Jacinto y Elsinore del sur de California (véase Figura 10.B). Estos segmentos principales, más un gran número de fallas más pequeñas, entre ellas la falla Imperial, la falla de San Fernando y la falla de Santa Mónica, acomodan colectivamente el movimiento relativo entre las placas Norteamericana y Pacífica.

Tabla 10.A Principales terremotos del sistema de fallas de San Andrés

Fecha	Localización	Magnitud	Observaciones
1812	Wrightwood, CA	7	La iglesia de San Juan Capistrano se hundió y mató a 40 fieles.
1812	Canal de Santa Bárbara	7	Se resquebrajaron las iglesias y otros edificios en Santa Bárbara y sus alrededores.
1838	Península de San Francisco	7	En una época se pensó que había sido comparable al gran terremoto de 1906.
1857	Fort Tejo, CA	8,25	Uno de los mayores terremotos de Estados Unidos. Se produjo cerca de Los Ángeles, entonces una ciudad de 4.000 habitantes.
1868	Hayward, CA	7	La ruptura de la falla Hayward causó un extenso daño al área de la bahía de San Francisco.
1906	San Francisco, CA	8,25	El gran terremoto de San Francisco. El 80 por ciento del daño se debió al fuego.
1940	Valle Imperial	7,1	Desplazamiento de la falla Imperial recién descubierta.
1952	Condado de Kern	7,7	Ruptura de la falla White Wolf. El mayor terremoto de California desde 1906. Sesenta millones de dólares en daños y 200 personas fallecidas.
1971	Valle de San Fernando	6,5	Quinientos millones de dólares en daños y 58 víctimas.
1989	Montañas de Santa Cruz	7,1	Terremoto de Loma Prieta. Seis mil millones de dólares en daños, 62 vidas perdidas y 3.757 heridos.
1994	Northridge (Los Ángeles)	6,9	Más de 15.000 millones de dólares en daños, 51 vidas perdidas y más de 5.000 heridos.



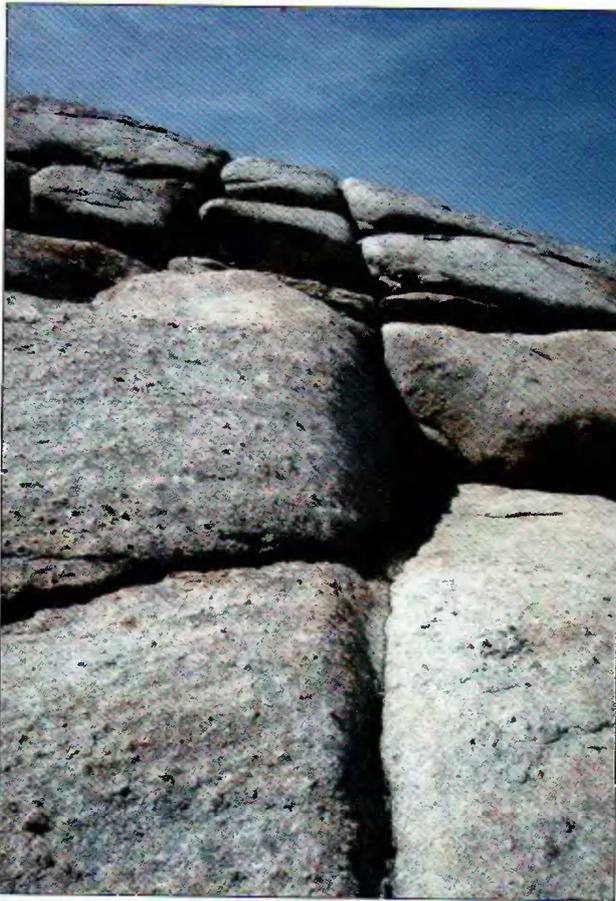
▲ **Figura 10.B** Mapa que muestra la extensión del sistema de fallas de San Andrés. El recuadro muestra sólo unas pocas de las muchas pequeñas que forman parte de este gran sistema de fallas.

Los bloques de los lados opuestos de la falla de San Andrés se mueven horizontalmente en direcciones opuestas, de manera que, si una persona estuviera de pie en un lado de la falla, le parecería que el bloque situado en el lado opuesto se movería hacia la derecha cuando se produce

el deslizamiento. Este tipo de desplazamiento se conoce como deslizamiento *dextral*.

Desde el gran terremoto de San Francisco, en 1906, cuando se produjo un desplazamiento de hasta 5 metros, los geólogos han intentado establecer el desplazamiento

acumulado a lo largo de esta falla durante sus 29 millones de años de historia. Correlacionando unidades de roca a través de la falla, han determinado que el desplazamiento acumulado total a partir de los terremotos y los deslizamientos supera los 560 kilómetros.



◀ **Figura 10.23** La meteorización química se intensifica a lo largo de las diaclasas en las rocas graníticas de la parte superior del domo Lemberg, Parque Nacional Yosemite. (Foto de E. J. Tarbuck.)

agua. El modelo de drenaje rectangular descrito en el Capítulo 16 es uno de esos casos.

Las diaclasas también pueden ser significativas desde un punto de vista económico. Algunos de los depósitos minerales mayores y más importantes del mundo se encuentran a lo largo de sistemas de diaclasas. Las soluciones hidrotermales, que son básicamente fluidos mineralizados, pueden migrar a través de las rocas fracturadas y precipitar cantidades económicamente importantes de cobre, plata, oro, cinc, plomo y uranio.

Además, las rocas con muchas diaclasas representan un riesgo para las grandes construcciones de ingeniería, entre ellas las autopistas y las presas. El 5 de junio de 1976 se perdieron 14 vidas y casi 1.000 millones de dólares cuando se derrumbó la presa Teton en Idaho. Esta presa de tierra se había construido con arcillas y limos muy erosionables y estaba situada sobre rocas volcánicas muy fracturadas. Aunque se intentó rellenar los huecos de las rocas diaclasadas, el agua fue penetrando gradualmente en las fracturas de las rocas del subsuelo y socavó los cimientos de la presa. Por último, el agua en movimiento excavó un túnel en las arcillas y los limos fácilmente erosionables. En cuestión de minutos la presa se hundió, lanzando un frente de agua de 20 metros de altura aguas abajo de los ríos Teton y Snake.

Resumen

- El término *deformación* se refiere a los cambios de forma o de volumen, o ambas cosas, de un cuerpo rocoso, y es más pronunciada a lo largo de los bordes de placa. Para describir las fuerzas que deforman las rocas, los geólogos utilizan el término *esfuerzo*, que es la cantidad de fuerza aplicada sobre un área determinada. El esfuerzo, cuando es uniforme en todas las direcciones, se denomina *presión de confinamiento*, mientras que los *esfuerzos diferenciales* se aplican de manera desigual en direcciones diferentes. Los esfuerzos diferenciales que acortan un cuerpo de roca son *esfuerzos compresionales*; los que alargan la unidad rocosa son *esfuerzos tensionales*. La *deformación* es el cambio de tamaño y forma de una unidad rocosa provocado por el esfuerzo.
- Las rocas se deforman de manera diferente dependiendo del entorno (temperatura y presión de confinamiento), la composición y la textura de la roca y el tiempo durante el que se mantiene el esfuerzo. Las rocas responden primero mediante deformación *elástica* y vuelven a su forma original cuando cesa el esfuerzo. Una vez sobrepasado el límite elástico (resistencia), las rocas o bien se deforman por flujo dúctil o bien se fracturan. La *deformación dúctil* es un flujo en estado sólido que provoca un cambio del tamaño y la forma de un objeto sin fracturarlo. El flujo dúctil puede producirse por deslizamiento gradual y recristalización a lo largo de planos de fragilidad en el interior del retículo cristalino de los granos minerales. Se produce deformación dúctil en un entorno de presión y temperatura elevadas. En un entorno próximo a la superficie, la mayoría de las rocas se deforman mediante *fracturación*.
- La orientación de los estratos o de las superficies de fallas se establece mediante la dirección y el buzamiento. La *dirección* es la orientación con respecto al norte magnético de una línea generada por la inter-

sección de un estrato de roca inclinado o de una falla con un plano horizontal. El *buzamiento* es el ángulo de inclinación de la superficie de un estrato o de una falla medida desde un plano horizontal.

- Las estructuras geológicas básicas asociadas con la deformación de las rocas son los *pliegues* (doblamiento de rocas volcánicas y sedimentarias inicialmente horizontales en una serie de ondulaciones) y *fallas*. Los dos tipos más comunes de pliegues son los *anticlinales*, formados por el plegamiento convexo, o arqueamiento, de los estratos rocosos, y los *sinclinales*, que son pliegues cóncavos. La mayoría de los pliegues son consecuencia de *esfuerzos compresivos* horizontales. Los pliegues pueden ser *simétricos*, *asimétricos* o, si un flanco se ha inclinado más allá de la vertical, *volcados*. Los *domos* (estructuras levantadas en forma de anticlinales) y las *cubetas* (estructuras hundidas) son pliegues circulares o algo alargados formados por desplazamientos verticales de los estratos.
- Las fallas son fracturas en la corteza a lo largo de las cuales se ha producido un desplazamiento apreciable. Las fallas en las que el movimiento es fundamentalmente vertical se denominan *fallas con desplazamiento vertical*. Estas fallas incluyen las *normales* y las *fallas inversas*. Las fallas inversas de poco ángulo se denominan *cabalgamientos*. Las fallas normales indican *esfuerzos tensionales* que separan la corteza. A lo largo de los centros de expansión de las placas, la divergencia pue-

de hacer que un bloque central, denominado «*graben*», limitado por fallas normales, descienda a medida que las placas se separan.

- Las fallas inversas y los cabalgamientos indican que están actuando *fuerzas compresivas*. Se encuentran grandes *cabalgamientos* a lo largo de las zonas de subducción y de otros bordes convergentes donde colisionan las placas. En regiones montañosas como los Alpes, las Rocosas septentrionales, el Himalaya y los Apalaches, los cabalgamientos han desplazado estratos hasta 50 kilómetros por encima de unidades rocosas adyacentes.
- Las *fallas de desplazamiento horizontal* muestran fundamentalmente movimientos paralelos a la dirección del plano de falla. Grandes fallas de desplazamiento horizontal, denominadas *fallas transformantes*, acomodan el desplazamiento entre bordes de placas. La mayoría de las fallas transformantes corta la litosfera oceánica y conecta centros de expansión. La falla de San Andrés corta la litosfera continental y acomoda el desplazamiento en dirección norte del suroeste californiano.
- Las *diaclasas* son fracturas a lo largo de las cuales no se ha producido desplazamiento apreciable. Suelen aparecer en grupos con orientaciones aproximadamente paralelas y son consecuencia de la fracturación frágil de rocas localizadas en la corteza más externa.

Preguntas de repaso

1. ¿Qué es la deformación de las rocas? ¿Cómo se transforma un cuerpo rocoso durante la deformación?
2. Enumere cinco (5) estructuras geológicas asociadas con la deformación.
3. ¿Cómo se relaciona el *esfuerzo* con la *fuerza*?
4. Compare los esfuerzos tensionales y compresivos.
5. Describa cómo el cizallamiento puede deformar una roca en un entorno próximo a la superficie.
6. Compare la deformación y el esfuerzo.
7. ¿En qué se diferencia la deformación frágil de la deformación dúctil?
8. Enumere tres factores que determinan cómo se comportarán las rocas cuando sean sometidas a esfuerzos que excedan su resistencia. Explique brevemente el papel de cada uno.
9. ¿Qué es un afloramiento?
10. ¿Qué dos medidas se utilizan para establecer la orientación de los estratos deformados? Distíngalas.
11. Distinga entre anticlinales y sinclinales, domos y cubetas, anticlinales y domos.
12. ¿En qué se diferencia un monoclinal de un anticlinal?
13. Las Black Hills de Dakota del Sur son un buen ejemplo, ¿de qué tipo de rasgo estructural?
14. Compare los movimientos que se producen a lo largo de las fallas normales e inversas. ¿Qué tipo de esfuerzo indica cada falla?
15. Describa un horst y un graben. Explique cómo se forma un valle asociado con un graben y cite uno.
16. ¿Qué tipo de fallas está asociado con las montañas limitadas por fallas?

17. ¿En qué se diferencian las fallas inversas de los cabalgamientos? ¿En qué se parecen?
18. La falla de San Andrés es un excelente ejemplo de una falla _____.
19. ¿Con cuál de los tres tipos de bordes de placa se asocian las fallas normales? ¿Y las fallas inversas? ¿Y las fallas de desgarre?
20. ¿En qué se diferencian las diaclasas de las fallas?

Términos fundamentales

anticlinal	dirección	falla de despegue (detachment)	graben o fosa tectónica
buzamiento	domo	falla de desplazamiento horizontal (desgarre)	hogback
cabalgamiento	escarpe de falla	falla inversa	horst
cizalla	esfuerzo	falla normal	inmersión
cubeta	esfuerzo compresivo	falla transformante	klippe
cuenca	esfuerzo diferencial	fosa tectónica asimétrica	monoclinal
deformación	esfuerzo tensional	fuerza	montaña limitada por fallas
deformación dúctil	estructura rocosa		pliegue
deformación frágil	falla		sinclinal
diaclasa			

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>