

**FIGURA 10.15.** Grandes elevaciones o hundimientos de las rocas corticales producen domos A y cubetas B. La erosión de estas estructuras genera un patrón superficial más o menos circular y concéntrico.

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.

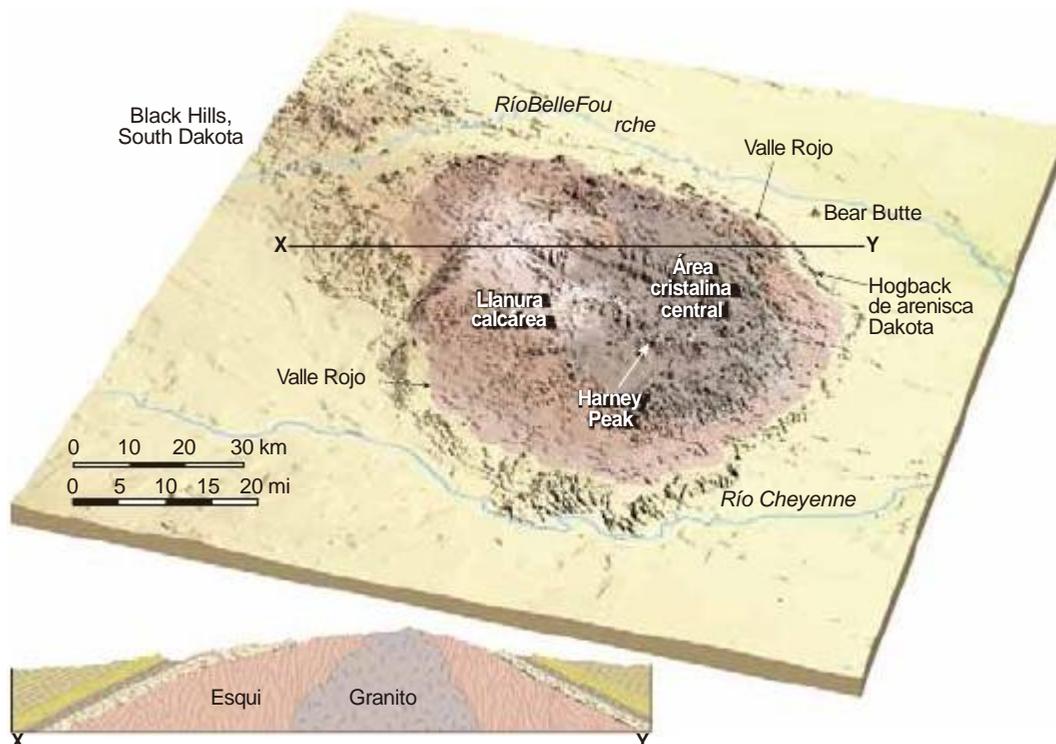
### Domos y cubetas

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 levemente alargada, la estructura se denomina **domo** (Figura 10.15A). Las estructuras descendentes que tienen una forma similar se denominan **cubetas** (Figura 10.15B).

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 10.16). Pueden verse restos de esos estratos sedimentarios, que antiguamente fueron continuos, flanqueando el núcleo cristalino de esta cordillera montañosa.

Los domos pueden formarse también por intrusión del magma (lacolitos) como se muestra en la Figura 4.32, pág 154. 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 cubetas gran-



**FIGURA 10.16.** Las Black Hills de Dakota del Sur, una gran estructura dómica con rocas ígneas y metamórficas resistentes aflorantes en el núcleo.

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 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. Este es exactamente el orden contrario observado en un domo, como las Black Hills, donde las rocas más antiguas aparecen en el núcleo.

**Monoclinales**

Aunque hemos separado nuestra explicación de los pliegues y las fallas, en el mundo real 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 10.18). Estos pliegues parecen ser el resultado de la reactivación de las zonas de falla en inmersión inclinada situadas en las rocas del basamento por debajo de la cobertera. Conforme los grandes

bloques de roca del basamento ascendían a lo largo de las fallas antiguas, los estratos sedimentarios comparativamente dúctiles de encima respondían plegándose. El desplazamiento a lo largo de estas fallas reactivadas a menudo es superior a 1 kilómetro (Figura 10.18).

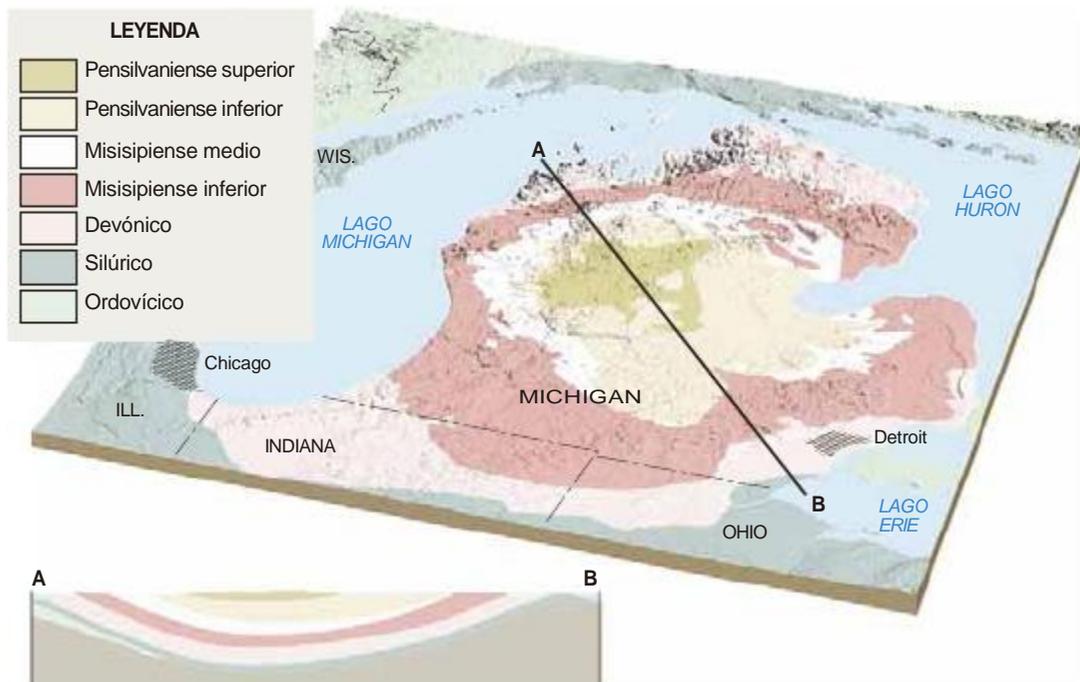
Ejemplos de monoclinales encontrados en la llanura de Colorado son el monoclinal East Kaibab, el anticlinal Raplee, el pliegue Waterpocket, y el San Rafael Swell. Hubo una época en que los estratos inclinados mostrados en la Figura 10.18 se extendían sobre las capas sedimentarias que quedan ahora expuestas en la superficie, prueba de que en esta zona se erosionó un enorme volumen de rocas. La erosión diferencial ha hecho aflorar los estratos más resistentes como crestas angulares prominentes 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.

**ESTRUCTURAS FORMADAS POR DEFORMACIÓN FRÁGIL**

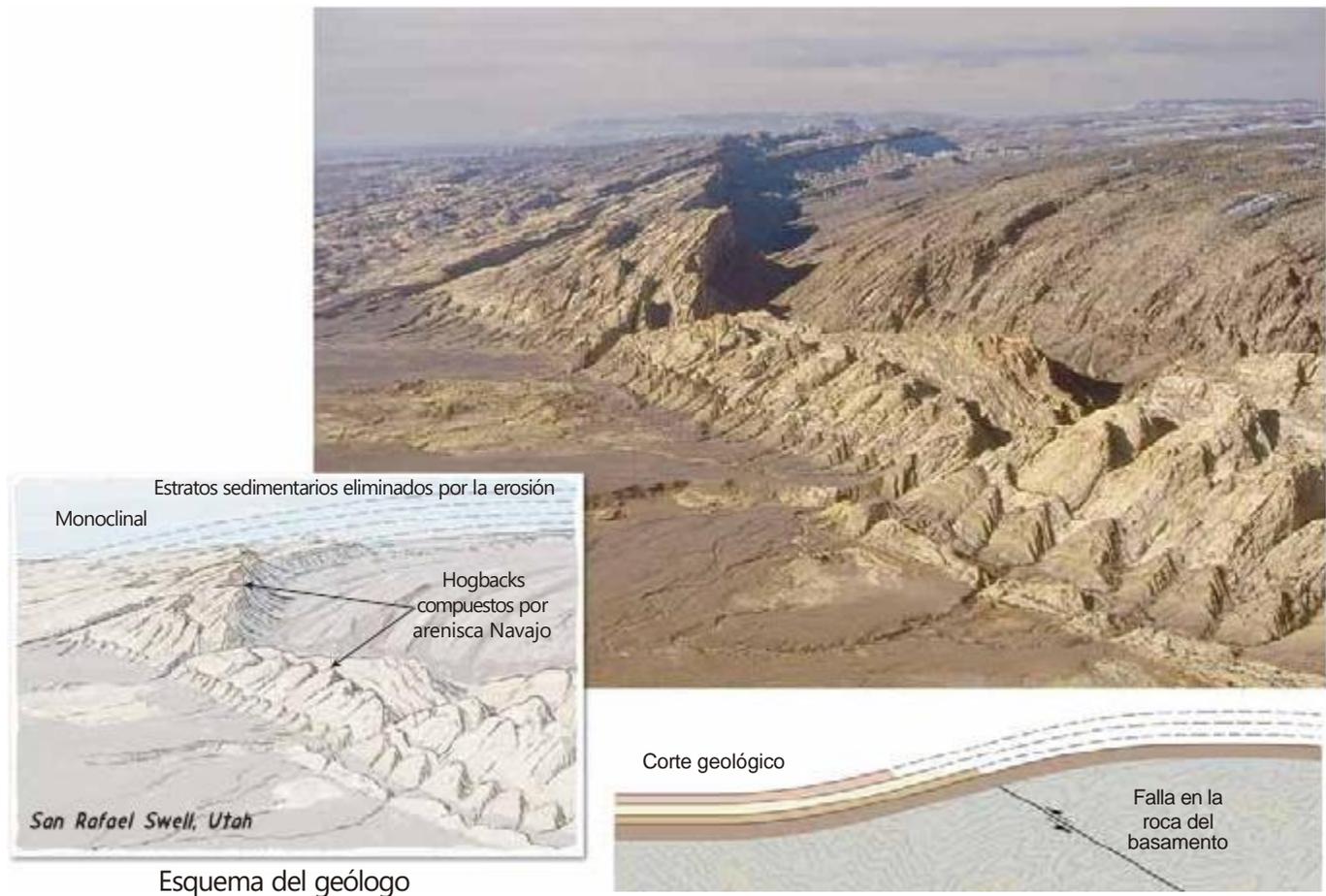


**CRUSTAL DEFORMATION**  
Faults and Fractures

Seguramente ha visto alguna vez caerse un vaso de cristal sobre una superficie dura y hacerse añicos. Lo que



**FIGURA 10.17.** Geología del basamento de la cuenca de Michigan. Las rocas más jóvenes están localizadas en el centro, mientras que los estratos más antiguos flanquean esta estructura.



**FIGURA 10.18.** San Rafael Swell, Utah. Este 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 (Foto de Stephen Trimbel).

ha presenciado es análogo a la deformación frágil que se produce en la corteza de la Tierra. En la naturaleza, la deformación frágil se produce cuando los esfuerzos superan la resistencia de una roca, haciendo que se rompa o fracture.

En la corteza superior, hasta profundidades de unos 10 km, las rocas tienden a exhibir comportamiento quebradizo por fractura o formación de fallas. Cuando las fuerzas tectónicas hacen que la corteza se combe hacia arriba, las rocas que hay cerca de la superficie se estiran y se separan para formar una fractura denominada *diaclasa*. Las *fallas*, por otro lado, son superficies de fractura en las que los esfuerzos de cizalla hacen que las rocas de uno de los lados de la falla se muevan respecto a las rocas del otro lado. Las fallas implican desplazamiento, las diaclasas no.

## Fallas

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, como se muestra en la Figura 10.19. 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 estructuras, mejor denominadas como *zonas de falla*, pueden tener una anchura de varios kilómetros y a menudo son más fáciles de identificar a partir de fotografías aéreas tomadas a mucha altitud que al 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, la roca suele romperse y pulverizarse conforme los bloques 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 *harina de falla*.



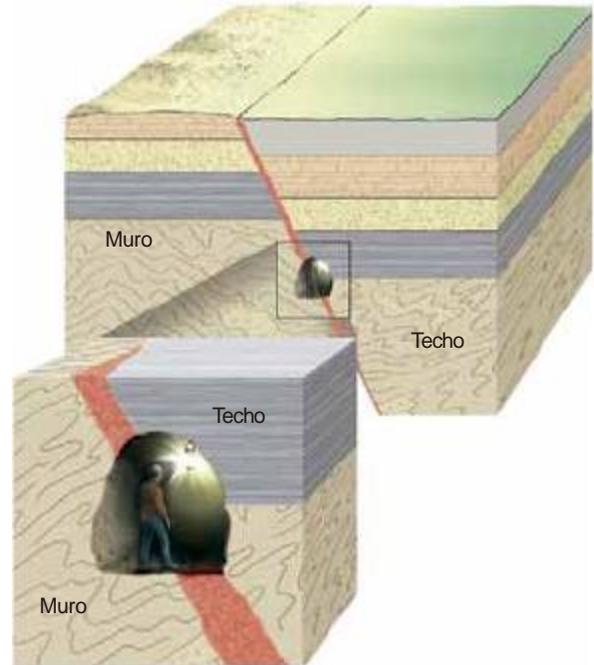
**FIGURA 10.19.** La formación de la falla provocó el desplazamiento vertical de estos estratos (Foto de Fletcher Baylis/Photo Researchers, Inc.).

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* (*slicken* = smooth), proporcionan a los geólogos pruebas de la dirección del desplazamiento más reciente a lo largo de la falla.

## 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**. 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 **muro** (Figura 10.20). 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 desplazamientos verticales a lo largo de estas fallas, pueden producir pequeños resaltes denominados **escarpes de falla** (*scarpe* = pendiente). Estos últimos, como el que se muestra en la Figura 10.21, son producidos por desplazamientos que generan terremotos.



**FIGURA 10.20.** La roca situada inmediatamente por encima de una superficie de falla se denomina *techo* y la de debajo, *muro*, según los nombres que utilizaban los mineros que excavaron los yacimientos minerales que se formaron 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).

### A veces los alumnos preguntan...

¿Cómo determinan los geólogos qué lado de una falla se ha movido?

Es sorprendente que para muchas fallas no pueda responderse a esta pregunta. Por ejemplo, en la imagen de una falla mostrada en la Figura 10.19, ¿descendió el lado izquierdo o se elevó el derecho? Dado que la superficie se ha aplanado por la erosión (en la parte superior de la foto), podría haberse movido cualquier lado; o podrían haberse movido los dos, moviéndose uno más que otro (por ejemplo, podrían haber subido los dos, pero el derecho más que el izquierdo). Por esto es por lo que los geólogos hablan de movimiento *relativo* en las fallas. En este caso, el lado izquierdo descendió *con respecto al* derecho y el derecho ascendió *con respecto al* izquierdo (véanse las flechas en la foto)

### 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 10.22). Debido al movimiento descendente del techo, las fallas normales acomodan el alargamiento, o la extensión, de la corteza.

Se encuentran fallas normales de una variedad de tamaños. Algunas son pequeñas, con desplazamientos de solo un metro más o menos, como la mostrada en el

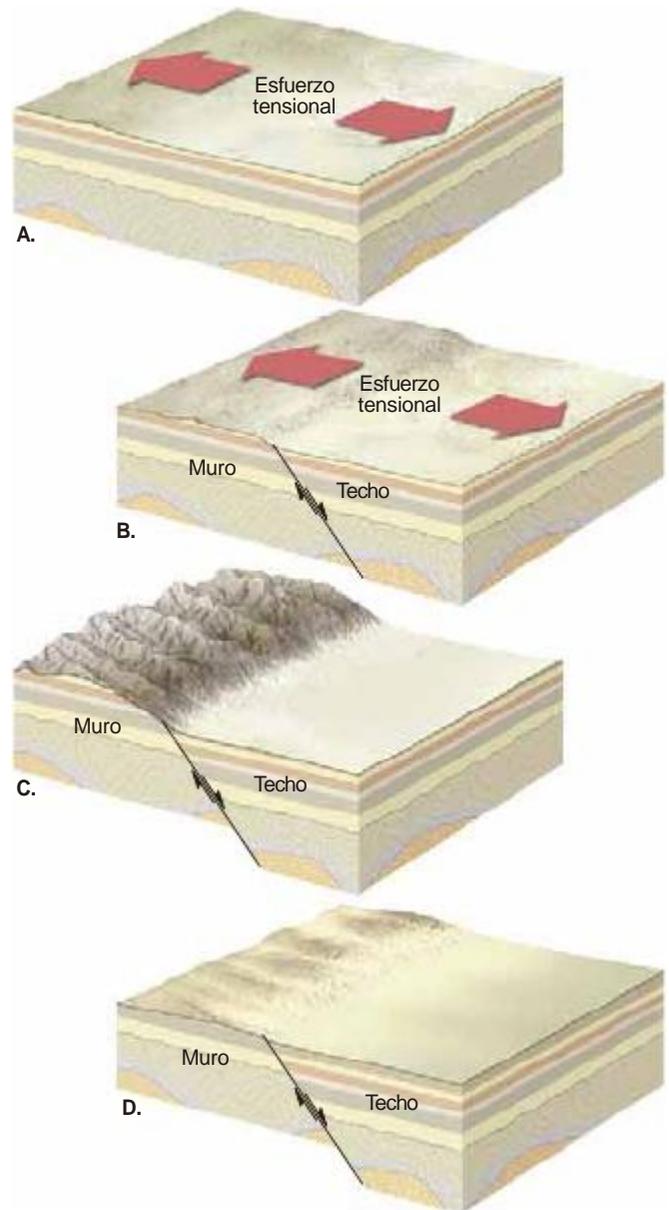


**FIGURA 10.21.** Este escarpe de falla se formó al norte de Landers, California, durante un terremoto en 1992. Es el más grande de los diversos escarpes que se formaron durante este acontecimiento. Véase el geólogo para escala. El escarpe se creó cuando la tierra de un lado de la falla descendió con respecto a la tierra del lado opuesto (Foto de Roger Ressmeyer/CORBIS).

corte de carretera de la Figura 10.19. Otras se extienden decenas de kilómetros, durante los cuales pueden trazar sinuosamente el margen de un frente de montaña. La mayoría de las fallas normales, grandes, tienen buzamientos empinados que tienden a allanarse con la profundidad.

En el oeste de Estados Unidos, las fallas normales a gran escala como estas se asocian con estructuras denominadas **montañas limitadas por fallas**.

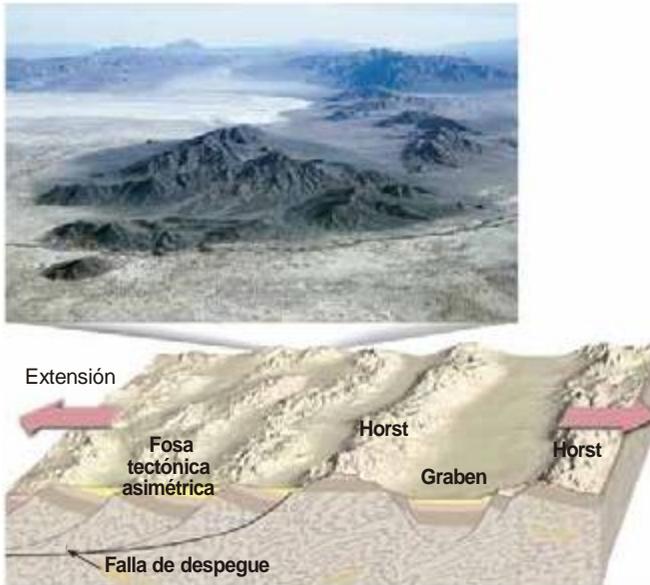
Ejemplos excelentes de montañas limitadas por fallas se encuentran en la provincia Basin and Range, una región que abarca Nevada y zonas de los estados circundantes (Figura 10.23). En esta región, la corteza se ha alargado y se ha roto para crear más de 200 alineaciones montañosas relativamente pequeñas. Con una media de alrededor de 80 km de longitud, las cordilleras se



**FIGURA 10.22.** 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 una cordillera montañosa limitada 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 periodo de deformación acaba y la erosión se convierte en el proceso geológico dominante.

elevan de 900 a 1.500 m 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 una dirección aproximada 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



**FIGURA 10.23.** Fallas normales 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 (Foto de Michael Collier).

forman cuencas. Como se ilustra en la Figura 10.23, las estructuras llamadas **fosas tectónicas asimétricas**, que son bloques de falla inclinados, también contribuyen a la alternancia 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 el origen 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 10.23, que las pendientes de las fallas normales de la provincia Basin and Range disminuyen con la profundidad y finalmente se reúnen 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 demuestran deformación frágil.

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

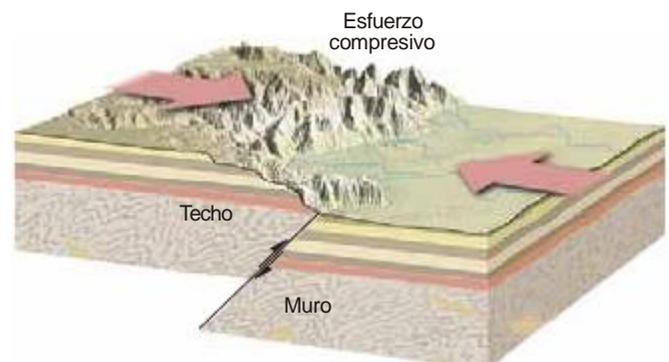
Las **fallas inversas** son fallas con desplazamiento vertical en las cuales el bloque de techo se mueve hacia arriba con respecto al bloque de muro (Figura 10.24). Los **cabalgamientos** son fallas inversas con inclinación inferiores a  $45^\circ$ , de modo que el bloque de techo se mueve casi en horizontal sobre el bloque de muro.

Mientras que las fallas normales aparecen en entornos tensionales, las fallas inversas son resultado de fuertes esfuerzos compresivos. 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.

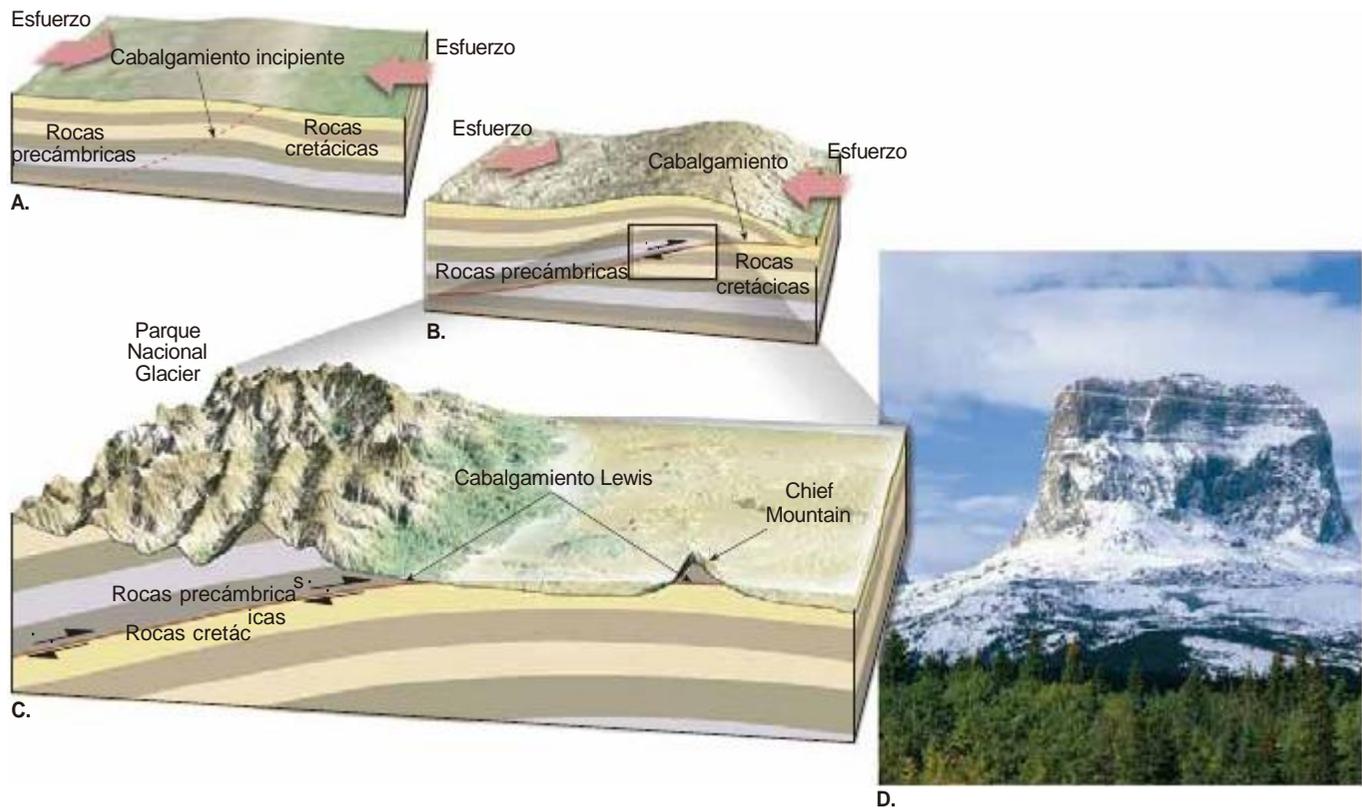
La mayoría las fallas inversas de ángulo alto suelen ser pequeñas y acomodan desplazamientos locales en regiones dominadas por otros tipos de fallas. Los cabalgamientos, por otro lado, existen a todas las escalas. Los cabalgamientos pequeños exhiben desplazamientos que oscilan entre milímetros y unos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

Un lugar clásico de cabalgamientos es el Parque Nacional Glacier de Montana (Figura 10.25). 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. Este hito bien conocido 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, como el Chief Mountain, se denomina **klippe** (*klippe* = acantilado). Ejemplos de cinturones montañosos producidos por este tipo de tectónica compresiva son los Alpes, las Rocosas septentrionales, el Himalaya y los Apalaches.

El cabalgamiento es más pronunciado a lo largo de los límites de placas convergentes. Las fuerzas compresivas asociadas con las placas que chocan crean



**FIGURA 10.24.** Bloque diagrama que muestra el movimiento relativo a lo largo de una falla inversa.



**FIGURA 10.25.** Desarrollo del cabalgamiento Lewis en Montana. **A.** Entorno geológico antes de la deformación. **B.** El movimiento a gran escala a lo largo de un cabalgamiento desplazó rocas precámbricas sobre estratos cretácicos en la región del Parque Nacional Glacier, Montana. **C.** La erosión por el hielo glacial y el agua corriente produjo la segmentación del cabalgamiento originando un paisaje majestuoso y aisló un resto del cabalgamiento denominado Chief Mountain. **D.** La Chief Mountain, en el Parque Nacional Glacier, es un klippe (Foto de David Muench).

generalmente pliegues, así como cabalgamientos que engrosan y acortan la corteza para producir la topografía montañosa (Figura 10.26).

## 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** (Figura 10.27). Los primeros registros científicos



**FIGURE 10.26.** Fuerzas tectónicas compresivas producen pliegues y cabalgamientos que engrosan y acortan la corteza provocando topografía montañosa.

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 fuerte terremoto, se desplazaron hasta 4,7 m 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 km. También asociados con esta falla hay numerosos lagos, entre ellos el lago Ness, el hogar del legendario monstruo.

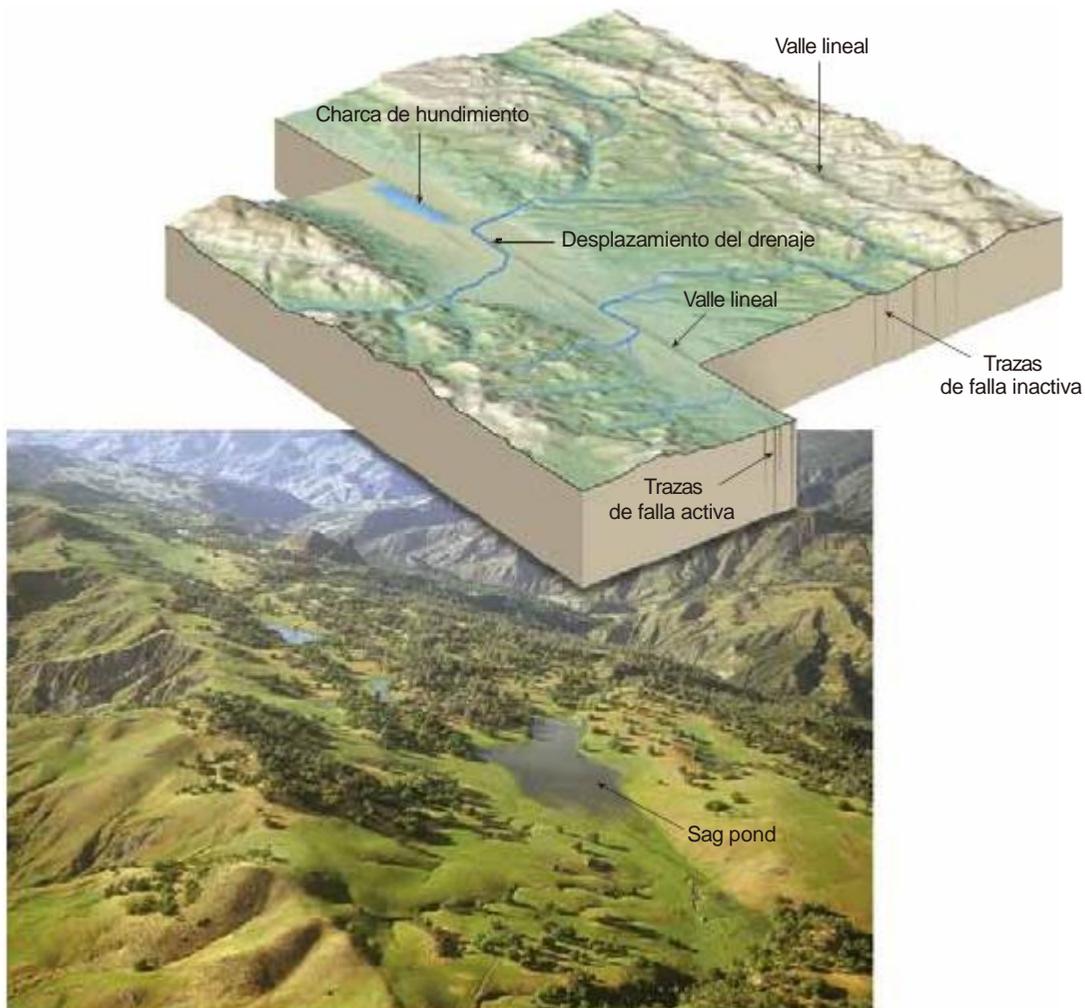
En vez de una fractura única a lo largo de la cual tiene lugar el movimiento, las fallas de desplazamiento horizontal consisten en una zona de fracturas aproximadamente paralelas, cuya anchura puede ser superior a varios kilómetros. El movimiento más reciente, sin embargo, suele producirse a lo largo de una banda de tan solo unos pocos metros de ancho que puede cortar estructuras como los cauces de los ríos (Figura 10.28). Las



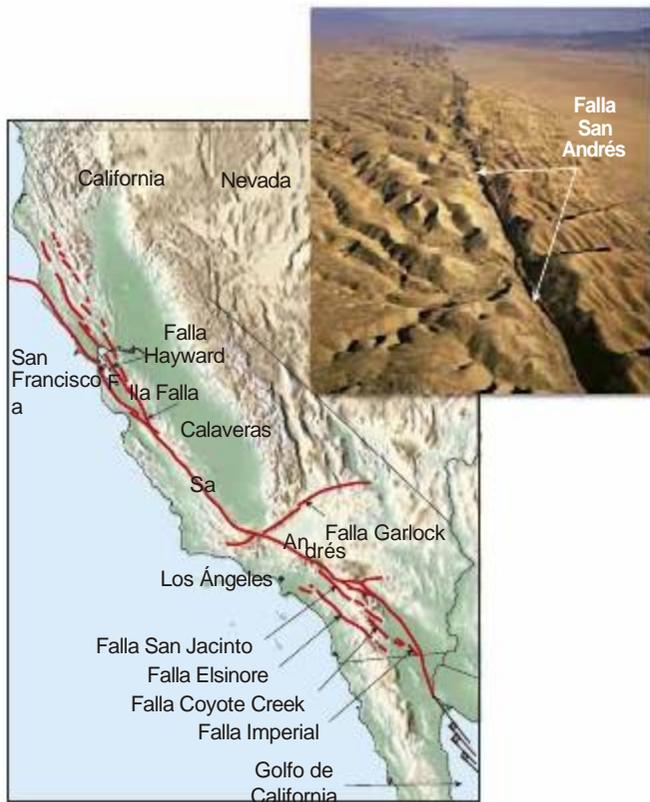
**FIGURE 10.27.** Vista aérea de un desplazamiento horizontal (derecho lateral) en el sur de Nevada. Nótese la cresta de roca blanca en la parte superior derecha de la imagen, que fue desplazada a la derecha con respecto a la porción de la misma cresta que aparece abajo a la izquierda en la foto (Foto de Marli Miller).

rocas trituradas 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 las fallas de deslizamiento horizontal. 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.

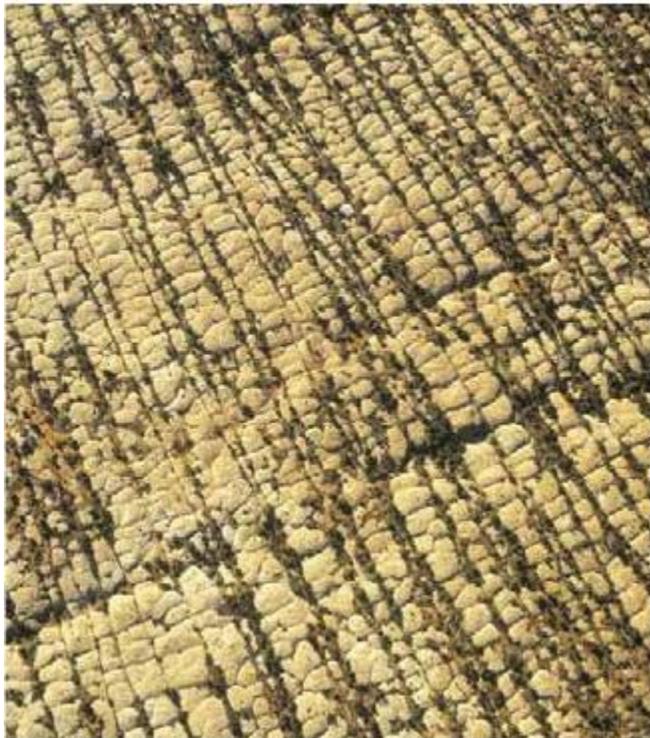
Ciertas fallas de desplazamiento horizontal atraviesan la litosfera y acomodan el movimiento entre dos grandes placas de corteza. Recordemos que este tipo especial de falla direccional se denomina **falla transformante** (*trans* = a través; *forma* = forma). Numerosas fallas transformantes cortan la 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 de San Andrés, en California. A esta falla de límite de placas puede seguirse el trazado durante unos 950 km



**FIGURE 10.28.** Falla de desplazamiento horizontal. El diagrama de bloque ilustra los rasgos asociados con las fallas de desplazamiento horizontal grandes. Nótese cómo los caudales de los ríos se han desviado por el movimiento de la falla. Foto de puntos de hundimiento a lo largo de la huella de la Falla de San Andrés (Foto de Michael Collier).



**FIGURA 10.29.** Mapa que muestra la extensión del sistema de fallas de San Andrés. El recuadro muestra una vista aérea de la falla de San Andrés (Foto por D. Parker/Photo Researchers).



**FIGURE 10.30.** Diacclasas casi paralelas en la arenisca Navajo, en el Arches National Park, Utah (Foto de Michael Collier).

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 30 millones de años, el desplazamiento a lo largo de la falla de San Andrés ha superado los 560 km. Este movimiento ha acomodado el desplazamiento hacia el norte del suroeste californiano y la Baja Península de México en relación con el resto de Norteamérica.

### 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.

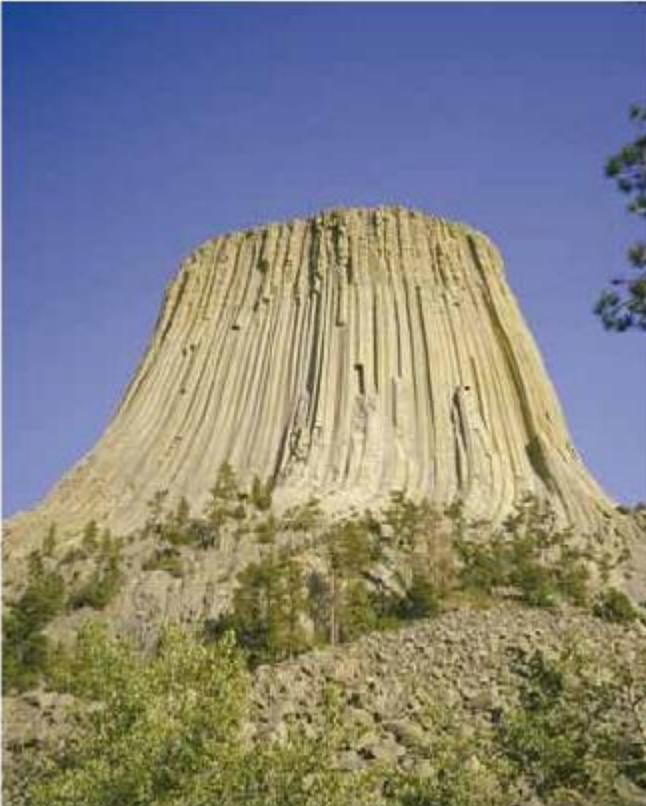
## Diacclasas

Entre las estructuras rocosas más comunes se cuentan las fracturas denominadas diacclasas. A diferencia de las fallas, las **diacclasas** son fracturas a lo largo de las cuales no se ha producido desplazamiento apreciable. Aunque algunas diacclasas tienen una orientación aleatoria, la mayoría se produce en grupos aproximadamente paralelos (véase Figura 10.30).

Ya hemos considerado dos tipos de diacclasas. En el Capítulo 4 vimos que las *diacclasas columnares* se forman cuando las rocas ígneas se enfrían y se desarrollan fracturas de retracción que producen columnas alargadas en forma de pilares (Figura 10.31). También recordemos del Capítulo 6 que el lajamiento produce un modelo de diacclasas 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 diacclasas es consecuencia de la expansión gradual que se produce cuando la erosión elimina la carga suprayacente (véase la Figura 6.5, pág. 206).

La mayoría de las diacclasas se produce cuando se deforman las rocas de la corteza más externa a medida que los esfuerzos tensionales hacen que la roca se rompa por fractura frágil. También puede desarrollarse gran cantidad de diacclasas 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 diacclasas en una zona particular no es fácil de apreciar.

Muchas rocas están rotas por dos o incluso tres tipos de diacclasas que se intersectan, lo que fragmenta las



**FIGURE 10.31.** Devil's Tower National Monument está en el este de Wyoming. Establecido en septiembre de 1906, fue nuestro primer monumento nacional. Este monolito casi vertical se eleva más de 380 m por encima de las praderas y pinares circundantes. Esta imponente estructura exhibe diaclasas columnares, que se forman cuando las rocas ígneas se enfrían y provocan fracturas de retracción, las cuales producen estructuras alargadas como pilares de cinco a siete lados (Foto de Geoff Renner/Robert Harding Picture).

rocas en numerosos bloques de formas regulares (véase la Figura 10.30). 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. Además, un sistema de diaclasas puede influir en la dirección que siguen los cursos de las corrientes de 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 mayores yacimientos minerales y más importantes del mundo se encuentran a lo largo de sistemas de diaclasas. Las disoluciones 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 en daños materiales cuando se derrumbó

do con arcillas y limos muy erosionables y estaba situada en 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 m de altura aguas abajo de los ríos Teton y Snake.

### A veces los alumnos preguntan...

¿Las fallas exhiben solo desplazamiento vertical y horizontal?

No. Las fallas con desplazamiento horizontal y las fallas con desplazamiento vertical se encuentran 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 las fallas podrían clasificarse técnicamente como fallas con desplazamiento oblicuo, en general exhiben movimiento horizontal o vertical.

## CARTOGRAFÍA DE LAS ESTRUCTURAS GEOLÓGICAS

Cuando estudia una región, el geólogo identifica y describe las estructuras principales. A menudo, una estructura es tan grande que desde una zona concreta solo 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 recogidos de un número limitado de *afloramientos*, que son lugares donde el sustrato de roca queda expuesto en la superficie (Recuadro 10.1). Pese a esas dificultades, una serie de técnicas cartográficas permite 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 la profundidad.

## ENTENDER LA TIERRA

### Denominación de las unidades rocosas locales

**RECUADRO 10.1**

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 secuencia potente de rocas exige subdividir las capas en unidades de un tamaño manejable. La división rocosa 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 rastreadse de un lugar a otro y distinguirse de otras unidades rocosas.

En la Figura 10.A se muestran varias de las formaciones indicadas expuestas en las paredes 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



**FIGURA 10.A.** El Gran Cañón con los nombres de algunas de sus formaciones rocosas (Foto de E. J. Tarbuck).

formación Wasatch en el Parque Nacional del Cañón Bryce.

Aunque las formaciones pueden estar compuestas de rocas ígneas o metamórficas, la gran mayoría son rocas sedimentarias. Una formación puede ser relativamente fina 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 espesor 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 indique el 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, expuesta en el Parque Nacional del Bosque Petrificado de Arizona. En general, la segunda parte del nombre se toma de 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 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.

Dado que los sedimentos suelen depositarse en capas horizontales, la cartografía geológica se realiza con mucha más facilidad cuando los estratos afloran en la superficie. 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, plegados o fracturados, esto indica que se produjo un periodo 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 o actitud de un estrato rocoso o de una superficie de falla (Figura 10.32). 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

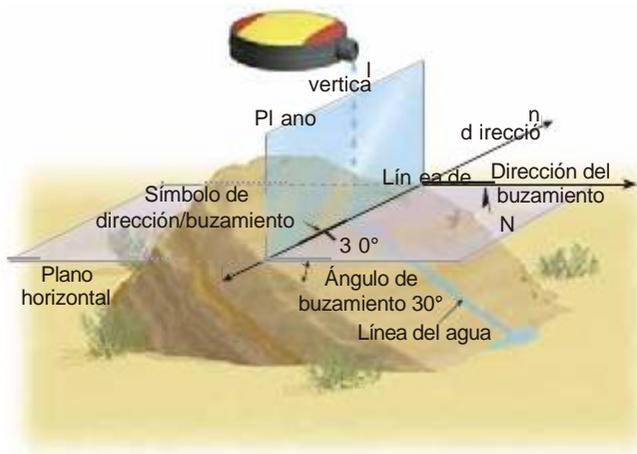


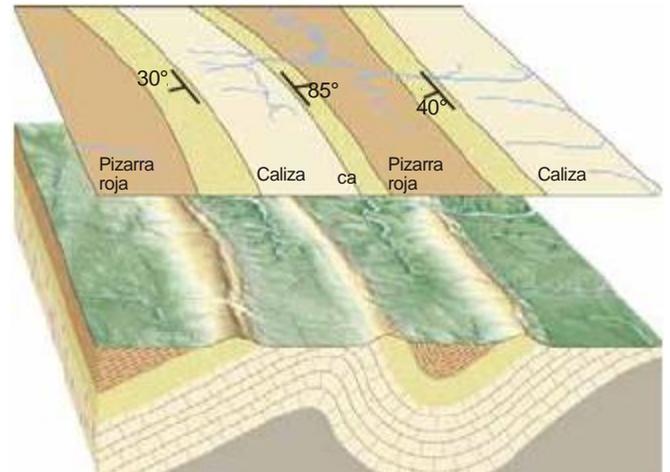
FIGURA 10.32. Dirección y buzamiento de un estrato rocoso.

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 rocoso inclinado, o falla, con un plano horizontal (Figura 10.32). La dirección, o rumbo, suele expresarse 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 10.32 es de aproximadamente norte 75° este (N 75° E).

El **buzamiento** es el ángulo de inclinación de la superficie de una unidad rocosa o 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 10.32, el ángulo de buzamiento del estrato rocoso es de 30°. Una

#### A. Vista del mapa



#### B. Bloque de diagrama

FIGURA 10.33. 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.

buen 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 10.33. Utilizando esta información, el geólogo puede reconstruir las estructuras previas a la erosión y empezar a interpretar la historia geológica de la región.

## CAPÍTULO 10

### La deformación de la corteza

#### RESUMEN

El término *deformación* se refiere a los cambios de forma o de volumen 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 clastos 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*.

Las estructuras geológicas básicas asociadas con la deformación de las rocas son los *pliegues* (doblamiento de rocas volcánicas y sedimentarias inicialmente planas 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) y las *cubetas* (estructuras hundidas) son pliegues circulares o algo alargados formados por desplazamientos verticales de los estratos.

Las fallas son fracturas de 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 puede 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 hacia el norte de la placa del Pacífico de Norteamérica.

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.

La orientación de las unidades rocosas o de las superficies de falla se establece mediante la dirección y el buzamiento. La *dirección* es la orientación con respecto al norte magnético de una línea generada por la intersección 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 una unidad rocosa o de una falla medida desde un plano horizontal.

## TÉRMINOS FUNDAMENTALES

- |                           |  |                                  |
|---------------------------|--|----------------------------------|
| anticlinal, 327           | esfuerzo compresivo, 321                     | falla transformante, 337         |
| buzamiento, 341           | esfuerzo diferencial, 321                    | fosa tectónica asimétrica, 335   |
| cizalla, 321              | esfuerzo tensional, 321                      | graben o fosa tectónica, 334     |
| cubeta, 330               | estructura rocosa, 325                       | hogback, 331                     |
| deformación, 321          | estructuras tectónicas, 320                  | horst, 334                       |
| deformación dúctil, 323   | falla, 332                                   | klippe, 335                      |
| deformación elástica, 323 | falla de despegue ( <i>detachment</i> ), 335 | monoclinal, 331                  |
| deformación frágil, 323   | falla de desplazamiento                      | montaña limitada por fallas, 334 |
| diaclasa, 338             | horizontal, 336                              | pliegue, 327                     |
| dirección, 341            | falla con desplazamiento                     | presión de confinamiento, 321    |
| domo, 330                 | vertical, 333                                | sinclinal, 328                   |
| escarpe de falla, 333     | falla inversa, 335                           | techo, 333                       |
| esfuerzo, 321             | falla normal, 333                            |                                  |

## PREGUNTAS DE REPASO

1. Enumere tres (3) estructuras rocosas asociadas a la deformación.
2. ¿Qué es la deformación de las rocas? ¿Cómo se transforma un cuerpo rocoso durante la deformación?
3. Compare los esfuerzos tensionales y compresivos.
4. Compare la deformación y el esfuerzo.
5. Describa la deformación elástica
6. ¿En qué se diferencia la deformación frágil de la deformación dúctil?
7. Enumere y describa los cuatro factores que afectan a la resistencia de una roca.
8. Distinga entre anticlinales y sinclinales, domos y cubetas, anticlinales y domos.
9. Las Black Hills de Dakota del Sur son un buen ejemplo, ¿de qué tipo de rasgo estructural?
10. Describa la formación de un pliegue monoclinial.
11. ¿Qué es el techo de una falla? ¿Y el suelo?
12. Compare los movimientos que se producen a lo largo de las fallas normales e inversas. ¿Qué tipo de esfuerzo indica cada falla?
13. ¿La falla que se muestra en la Figura 10.19 es una falla normal o una falla inversa?
14. Describa un horst y un graben.
15. ¿Qué tipo de fallas está asociado con las montañas limitadas por fallas?
16. ¿En qué se diferencian las fallas inversas de los cabalgamientos? ¿En qué se parecen?
17. Describa el movimiento relativo a lo largo de una falla de desplazamiento horizontal.
18. La falla de San Andrés es un excelente ejemplo de una falla de desplazamiento horizontal llamada una \_\_\_\_\_.
19. ¿Con cuál de los tres tipos de bordes de placa se asocian las fallas normales? ¿Y los cabalgamientos? ¿Y las fallas de desplazamiento horizontal?
20. ¿En qué se diferencian las diaclasas de las fallas?
21. ¿Qué es un afloramiento?
22. ¿Qué dos medidas se utilizan para establecer la orientación de los estratos deformados? Distíngalas.

## MasteringGeology

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

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

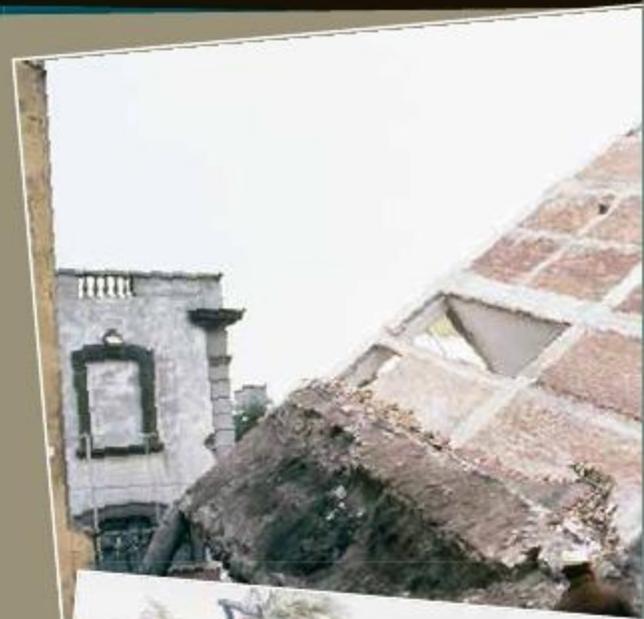
En MasteringGeology, además, podrá encontrar los siguientes contenidos y materiales interactivos extra:

Encounter Earth  
 Geoscience Animations  
 GEODe  
 Pearson eText

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

# CAPÍTULO 11

## Los terremotos y los riesgos sísmicos





El 17 de octubre de 1989, a las 5 h 04 de la tarde, miles de televidentes estaban contemplando el tercer partido de la World Series. Lo que vieron, en cambio, fue que las pantallas se apagaron cuando los temblores sacudieron el Parque Candlestick de San Francisco, donde se cortaron la energía y las líneas de comunicación. Aunque el epicentro del terremoto se encontraba en una parte remota de las montañas Santa Cruz, 100 km al sur, el daño principal se produjo en el distrito de Marina de San Francisco.

El resultado más trágico de la violenta sacudida fue el derrumbamiento de algunas secciones elevadas de la autopista interestatal 880. El movimiento del terreno produjo el desplome del nivel superior, dispersando el cemento de las columnas de apoyo a lo largo de una sección de 2 km y medio de la autopista. A continuación, el piso superior se hundió sobre la carretera inferior, aplastando los coches como si fueran latas de aluminio. Este terremoto, denominado Loma Prieta por su punto de origen, se cobró 67 vidas.

A mediados de enero de 1994, menos de cinco años después de que el terremoto de Loma Prieta devastara algunas zonas de la bahía de San Francisco, un gran terremoto sacudió la zona de Northridge en Los Ángeles. Aunque no fue el legendario «Big One», este moderado terremoto de magnitud 6,7 dejó 57 muertos, más de 5.000 heridos y decenas de miles de hogares sin agua ni electricidad. Las pérdidas superaron los 40.000 millones de dólares y el terremoto se atribuyó a una falla desconocida que se rompió 18 km debajo de Northridge y generó daños interiores superiores a 40 mil millones de dólares.

El terremoto de Northridge empezó a las 4 h 31 m de la madrugada y duró unos 40 segundos. Durante este breve periodo, el terremoto aterrorizó a toda la zona de Los Ángeles. En el complejo de apartamentos de tres plantas de Northridge Meadows, 16 personas perdieron la vida cuando parte de los pisos superiores se hundieron sobre las unidades del primer piso. Una investigación reveló que las vigas en mal estado contribuyeron al derrumbe. Casi 300 escuelas resultaron seriamente dañadas y una docena de carreteras principales se estropearon. Entre estas estaban dos de las principales arterias de California: la Golden State Freeway (Interestatal 5), que quedó bloqueada por el hundimiento de un paso elevado, y algunas secciones de la Santa Mónica Freeway. Por fortuna, estas carreteras prácticamente no tenían tráfico a esta hora de la madrugada.

En la zona de Granada Hills, las tuberías de gas se rompieron y ardió en llamas, mientras las calles se inundaron de agua. Setenta casas ardió en el área de Sylmar. Un tren con 64 vagones descarriló, entre ellos algunos vagones que transportaban mercancías peligrosas. Llama la atención que la destrucción no fuera mayor. No cabe duda de que la mejora de las estructuras, para satisfacer los requisitos de construcción desarrollados para esta zona propensa a los terremotos, contribuyó a reducir al mínimo lo que habría podido ser una tragedia humana mucho mayor.

## ¿QUÉ ES UN TERREMOTO?



### EARTHQUAKES

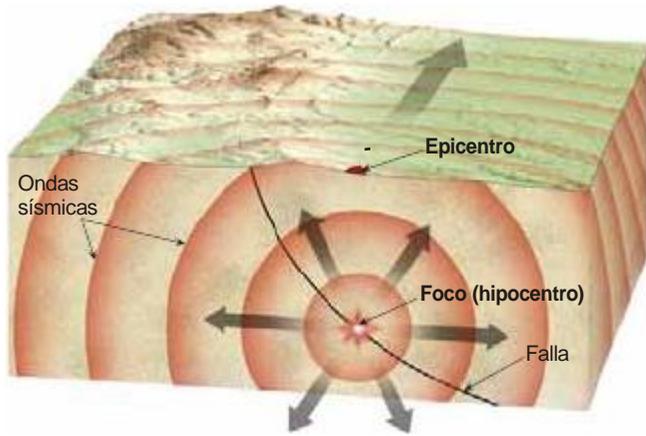
What is an Earthquake

Los **terremotos** son fenómenos geológicos naturales producidos por un movimiento rápido y repentino de un gran volumen de roca (Figura 11.1). La violenta sacudida y destrucción causada por los terremotos son consecuencia de la ruptura y deslizamiento a lo largo de fracturas de la corteza terrestre denominadas **fallas**. Los terremotos grandes son consecuencia de la ruptura de segmentos de falla más grandes. El origen de un terremoto se produce a profundidades comprendidas entre 5 y 700 km, en el **foco** (*foci = punto*) o **hipocentro**. El punto de la superficie que se encuentra directamente encima del foco se denomina **epicentro** (Figura 11.2)

Durante los terremotos, se libera una enorme cantidad de energía en forma de calor y **ondas sísmicas**, una forma de energía elástica que provoca vibraciones en el material que las transmite. Las ondas sísmicas son análogas a las producidas cuando se lanza una piedra en un estanque tranquilo. Exactamente igual a como el impacto de la piedra induce el movimiento de ondas en el agua, un terremoto genera ondas sísmicas que irradian



**FIGURA 11.1.** Destrucción provocada por un gran terremoto que azotó el noroeste de Turquía el 17 de agosto de 1999. Más de 17.000 personas perdieron la vida (Foto de Yann Arthus-Bertrand/Peter Arnold, Inc.).



**FIGURA 11.2.** Foco y epicentro de un terremoto. El *foco* o *hipocentro* es la zona del interior de la Tierra donde se produce el desplazamiento inicial. El *epicentro* es la localización superficial que está directamente encima del foco.

a través de la Tierra. Aun cuando la energía sísmica se disipa rápidamente conforme aumenta la distancia, instrumentos sensibles localizados por todo el mundo detectan y registran estos acontecimientos.

Más de 30.000 terremotos con intensidad suficiente para dejarse sentir se producen cada año en todo el mundo. Por fortuna, en la mayoría de los casos se trata de temblores pequeños que tienen poco efecto en

nuestras vidas. No obstante, a lo largo del tiempo geológico han contribuido a dar forma a nuestro paisaje.

En general, solo tienen lugar unos 75 terremotos significativos cada año, y muchos de ellos se producen en regiones remotas. A veces se produce un terremoto grande cerca de un centro de población importante. Bajo esas condiciones, un terremoto se cuenta entre las fuerzas naturales más destructivas de la Tierra.

El temblor del terreno, junto con la licuefacción de los suelos, siembra la devastación en edificios, autopistas y otras estructuras. Además, cuando se produce un terremoto en un área poblada, suelen romperse las tuberías del gas y las líneas de energía, lo que causa numerosos incendios. En el famoso terremoto de San Francisco, en 1906, gran parte del daño lo causaron los incendios que se volvieron rápidamente incontrolables cuando la ruptura de las tuberías del agua dejó a los bomberos con solo un hilo de esta (Figura 11.3).

## Descubrimiento de las causas de los terremotos

La energía liberada por las explosiones atómicas o por el movimiento del magma en la corteza terrestre puede producir ondas parecidas a un terremoto, pero esos



**FIGURA 11.3.** San Francisco en llamas después del terremoto de 1906. (Reproducción de la colección de la Biblioteca del Congreso.) La foto insertada muestra el fuego desencadenado cuando se rompió una tubería de gas durante el terremoto de Northridge en el sur de California en 1994 (AFP/Getty images).

acontecimientos son relativamente débiles. ¿Qué mecanismo produce un terremoto destructivo? Como hemos aprendido, la Tierra no es un planeta estático. Sabemos que en algunas ocasiones se han levantado grandes secciones de la corteza terrestre, porque se han encontrado fósiles de organismos marinos a miles de metros por encima del nivel del mar. Otras regiones muestran evidencias de subsidencia extensa. Además de estos desplazamientos verticales, los desalineamientos de vallas, carreteras y otras estructuras indican que el movimiento horizontal es también común (Figura 11.4).

El mecanismo real de generación de los terremotos resultó esquivo para los geólogos hasta que H. F. Reid, de la Universidad Johns Hopkins, llevó a cabo un estudio después del gran terremoto de San Francisco en 1906. El terremoto estuvo acompañado por desplazamientos horizontales superficiales de varios metros a lo largo de la parte norte de la falla de San Andrés. Las investigaciones de campo determinaron que durante este terremoto la placa del Pacífico se desplazó hacia el norte deslizándose hasta 4,7 m con respecto a la placa norteamericana adyacente.

Lo que Reid dedujo de sus investigaciones se ilustra en la Figura 11.5. Los esfuerzos tectónicos que actúan durante centenares de años deforman lentamente las rocas de la corteza a ambos lados de una falla. Cuando son deformadas por esfuerzos diferenciales, las rocas se van deformando y almacenando energía elástica, de manera muy parecida a lo que ocurre cuando se dobla una varilla de madera (Figura 11.5B). Por fin, se supera la resistencia friccional que mantiene unidas las rocas. El deslizamiento permite que la roca deformada vuelva a su posición de partida, libre de esfuerzo



**FIGURA 11.4.** El deslizamiento a lo largo de una falla produjo un desplazamiento en este campo de cultivo de naranjos al este de Calexico, California (Foto de John S. Shelton). La foto insertada muestra el desplazamiento de 2,5 metros de la valla durante el terremoto de 1906 en San Francisco (Foto de G.K Gilbert, U.S. Geological Survey).

(Figura 11.5C, D). Este «salto atrás» de las rocas fue denominado **rebote elástico** por Reid, porque la roca se comporta de manera elástica, de una manera muy parecida a como lo hace un anillo de goma elástica cuando es liberado. Las vibraciones que conocemos como un terremoto se producen cuando la roca vuelve elásticamente a su forma original.

En resumen, *los terremotos se producen por la liberación rápida de la energía elástica almacenada en la roca que ha sido deformada por esfuerzos diferenciales*. Una vez superada la resistencia de la roca, esta se rompe súbitamente, provocando las vibraciones de un terremoto.

## Sismos precursores y réplicas

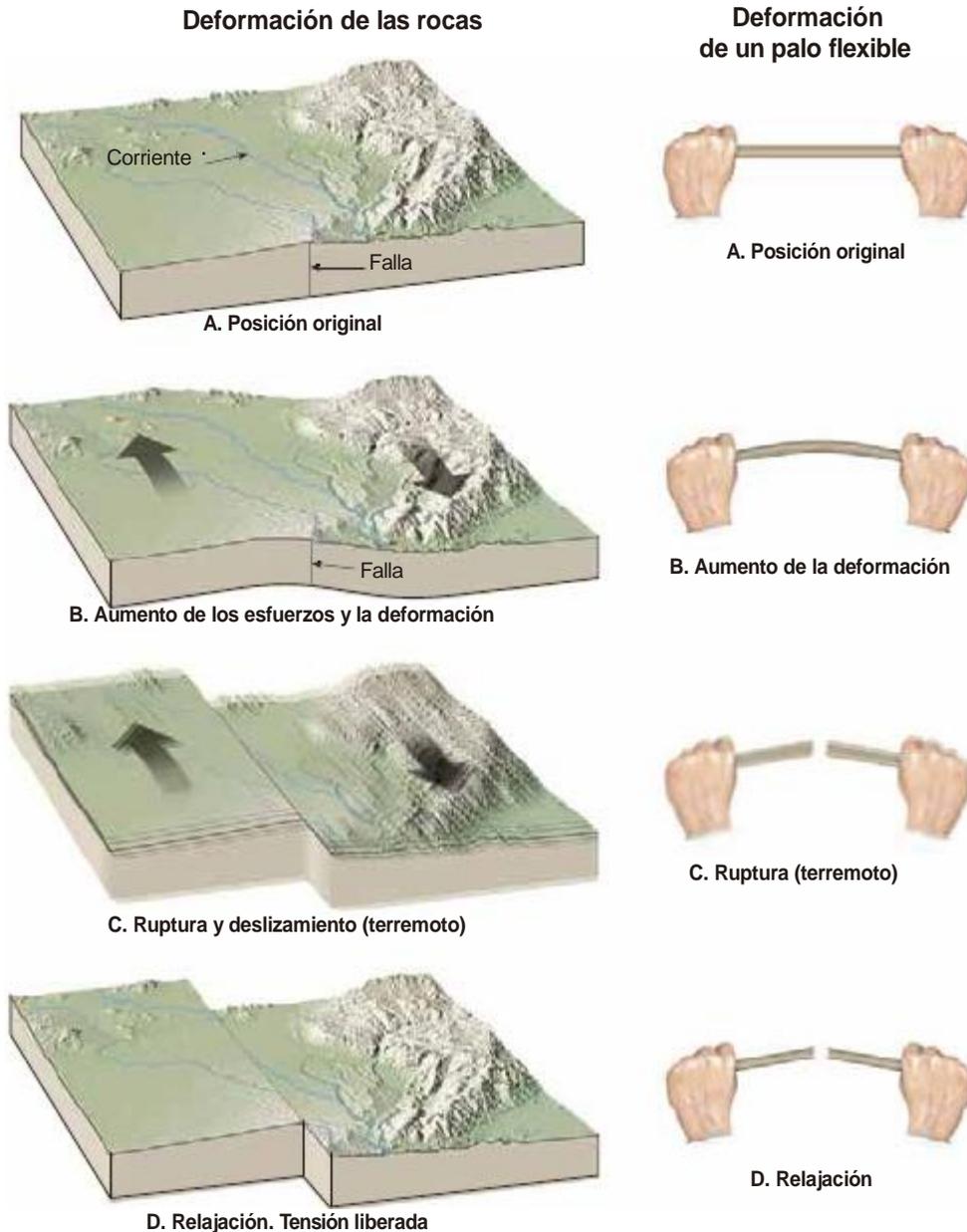
Los terremotos fuertes van seguidos de numerosos temblores más pequeños, denominados **réplicas**, que disminuyen de frecuencia e intensidad gradualmente a lo largo de varios meses. A las 24 h del gran terremoto de Alaska en 1964, se registraron 28 réplicas, 10 de las cuales superaron la magnitud de 6. En los siguientes 69 días se produjeron más de 10.000 réplicas con magnitudes de 3,5 o superiores, y a lo largo de 18 meses se registraron miles de temblores menores. Dado que las réplicas se producen principalmente en la sección de la falla que se ha deslizado, proporcionan a los geólogos datos útiles para establecer las dimensiones de la superficie fracturada.

Aunque las réplicas son más débiles que el terremoto principal, a veces pueden desencadenar la destrucción de estructuras ya muy debilitadas. Esto se produjo, por ejemplo, durante un terremoto ocurrido en Armenia noroccidental en 1988, donde mucha gente vivía en elevados edificios de apartamentos construidos con ladrillo y bloques de cemento. Después de que un terremoto moderado de magnitud 6,9 debilitara los edificios, una gran réplica de magnitud 5,8 completó la demolición.

Al contrario que las réplicas, terremotos pequeños, denominados **sismos precursores** suelen preceder al terremoto principal en días o, en algunos casos, en varios años. El control de estos sismos precursores se ha utilizado como medio para predecir la proximidad de terremotos importantes, con éxito limitado.

## FRACTURACIÓN, FALLAS Y TERREMOTOS

Los terremotos se producen a lo largo de fallas nuevas y de fallas preexistentes donde los esfuerzos diferenciales han fracturado la corteza terrestre. Algunas de ellas son muy grandes y pueden generar grandes terremotos. Un ejemplo es la falla de San Andrés, que es un límite



**FIGURA 11.5.** Rebote elástico. A medida que la roca se deforma, se dobla, almacenando energía elástica. Cuando se ha deformado más allá de su punto de ruptura, la roca se rompe, liberando la energía almacenada en forma de ondas sísmicas.

de falla transformante que separa dos grandes secciones de la litosfera terrestre: la placa norteamericana y la placa del Pacífico. Otras fallas son pequeñas y producen solo terremotos menores.

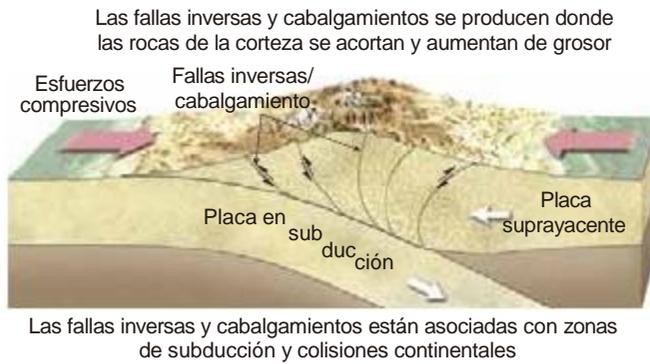
La mayor parte del movimiento que se produce a lo largo de las fallas puede explicarse de manera satisfactoria acudiendo a la teoría de la tectónica de placas. Según esta teoría, grandes unidades de la litosfera terrestre se están moviendo lenta y continuamente. Estas placas móviles interactúan entre sí, deformando las rocas en sus bordes. Las fallas asociadas con los bordes de placa son el origen de la mayoría de los terremotos.

## La naturaleza de las fallas

Recordemos del Capítulo 10 que existen tres tipos básicos de fallas: *las fallas normales*, *las fallas inversas (incluyendo los cabalgamientos)*, y *las fallas de desplazamiento horizontal* (Figura 11.6). Las fallas normales se producen donde la corteza se estira y se alarga; por consiguiente, la mayoría de los terremotos que se producen a lo largo de fallas normales están asociados con bordes de placa divergentes, principalmente centros de expansión del fondo oceánico y rifts continentales. Las fallas inversas, como las de cabalgamiento de ángulo pequeño,



**A. Fallas normales**



**B. Fallas inversas y cabalgamientos**



**C. Fallas de desplazamiento horizontal**

**FIGURA 11.6.** Principales tipos de fallas. **A.** Las fallas normales están asociadas con fuerzas tensionales que estiran y alargan la corteza. **B.** Las fallas inversas (cabalgamientos) están producidas por fuerzas compresivas que acortan y engrosan las rocas de la corteza. **C.** Fallas de desplazamiento horizontal, que son resultado de esfuerzos de cizalla que provocan el deslizamiento horizontal de grandes segmentos de la Tierra unos con respecto a los otros.

suelen encontrarse a lo largo de bordes convergentes. Estas fallas se generan por fuerzas compresivas asociadas con zonas de subducción y colisiones continentales. Las fallas de desplazamiento son el resultado de esfuerzos de cizalla que provocan el deslizamiento horizontal

de grandes segmentos de la corteza terrestre unos con respecto a otros. Recordemos que las fallas de desplazamiento se denominan *fallas transformantes* cuando constituyen un borde de placa. La mayoría de las fallas no son perfectamente rectas ni continuas; por el contrario, consisten en numerosas ramas y fracturas menores que exhiben pliegues y desplazamientos. Un patrón de este tipo se muestra en la Figura 11.7, en la que se muestra que la falla de San Andrés es en realidad un sistema formado por varias fallas de diferentes tamaños.

El sistema de fallas de San Andrés es indudablemente el más estudiado del mundo. A lo largo de los años las investigaciones han demostrado que se produce desplazamiento a lo largo de segmentos discretos que se comportan con cierta diferencia unos de otros. Algunas secciones de la falla de San Andrés muestran un desplazamiento lento y gradual conocido como «**reptación de falla**», que ocurre sin acumulación de deformación significativa. Estas secciones producen solo sacudidas sísmicas menores. Otros segmentos se deslizan de manera regular, produciendo terremotos de magnitud pequeña a moderada. Aún otros segmentos permanecen bloqueados y almacenan energía elástica durante centenares de años antes de romperse provocando grandes terremotos. Los terremotos que se producen a lo largo de los segmentos encerrados de la falla de San Andrés tienden a ser repetitivos. En cuanto ha pasado uno, el



**FIGURA 11.7.** Mapa que muestra la extensión del sistema de la falla de San Andrés y la zona de cizalla del este de California

## PERFIL PROFESIONAL

Andrea Donnellan. Pronosticadora de terremotos



Dr. Andrea Donnellan, Deputy Manager of NASA's Jet Propulsion Laboratory Earth and Space Sciences Division, y desde un equipo de científicos que trabajan en el pronóstico de terremotos. Fue coganadora del premio Women in Aerospace 200 Outstanding Achievement Award y dos veces finalista en el proceso de selección de astronautas de la NASA (Sede central de la NASA).

Andrea Donnellan habla sobre los terremotos de la misma manera que los meteorólogos hablan sobre el clima: como sistemas dinámicos interconectados con su propio conjunto peculiar de reglas. De ahí que ella se refiera a su trabajo como «pronóstico» de terremotos.

De manera específica, Donnellan y sus colaboradores han instalado centenares

de receptores de sistemas de posicionamiento global de alta precisión (GPS) por todo el sur de California, una red conocida como la red de GPS integrada del sur de California (Southern California Integrated GPS Network) (SCIGN), para estudiar los movimientos de las placas tectónicas. Los receptores, que, según explica Donnellan, son mucho más sofisticados que los dispositivos GPS comerciales como los utilizados en los teléfonos móviles, pueden medir deslizamientos en escala de milímetros de las fallas y proporcionan a los científicos datos valiosos para entender cómo y por qué se producen los terremotos. El trabajo de Donnellan va más allá de estudiar solo los propios terremotos. De hecho, mucho de su trabajo se realiza entre medias de todo el movimiento y agitación.

«Miro la parte tranquila del ciclo del terremoto,» nos dice Donnellan. «Cada terremoto cambia donde estará el siguiente terremoto.»

Como los meteorólogos crean modelos de los sistemas climatológicos, Donnellan y sus colaboradores han reproducido sistemas de terremotos utilizando superordenadores para entender cómo cambian con el tiempo.

«Me centro en la creación de modelos de los sistemas de terremotos», nos dice. «Queremos tratarlo como el clima, donde el sistema está siempre cambiando».

Pero la investigación de Donnellan consiste en mucho más que presentarse

simplemente delante de un ordenador todo el día. De hecho, sus estudios la han llevado a lugares de todo el planeta, desde la Antártida hasta Mongolia y Bolivia, por nombrar unos pocos. Su actual investigación la ha hecho atravesar todo el sur de California, donde ella y su equipo están estudiando la falla de San Andrés.

De vuelta el laboratorio, Donnellan participa también en un ambicioso proyecto denominado QuakeSim, en el cual los científicos están desarrollando sofisticados modelos informáticos de vanguardia de los sistemas de terremotos.

Donnellan explica que los resultados del proyecto acabarán siendo accesibles a todos y que las escuelas están utilizando ya algo del software para procesos educativos.

En lo que se refiere a las implicaciones prácticas del trabajo, su investigación está proporcionando ya a los científicos una idea más clara de dónde pueden producirse los siguientes terremotos, permitiendo que los lugares se preparen con mucha más anticipación. Como el clima, probablemente los terremotos nunca podrán ser totalmente predecibles, pero el estudio más estrecho de la actividad siempre cambiante que existe debajo del suelo próximo, que realizan Donnellan y su equipo, está consiguiendo que la imagen sea más clara.

Chris Wilson

movimiento continuo de las placas empieza a acumular de nuevo deformación. Décadas o siglos más tarde, la falla vuelve a activarse.

## Ruptura de falla y propagación

Sabemos que las fuerzas que provocan el deslizamiento súbito a lo largo de las fallas son provocadas en última instancia por los movimientos de las placas tectónicas terrestres. También está claro que la mayoría de fallas están bloqueadas, con excepción de movimientos breves y abruptos que acompañan la ruptura de un terremoto. Las fallas están cerradas porque la presión de confinamiento generada por la corteza suprayacente es enorme lo que causa que las fracturas de la corteza estén fuertemente comprimidas. Dondequiera que la energía elástica almacenada en la roca supere la resistencia friccional, se produce deslizamiento a lo

largo de un segmento de la falla, produciendo un terremoto.

Durante un terremoto, la ruptura inicial empieza en el foco y se propaga (viaja) por la superficie de la falla, de dos a tres kilómetros por segundo. La propagación de la zona de ruptura a lo largo de una falla de 300 km de longitud duraría alrededor de 1,5 minutos, comparada con los 30 segundos aproximadamente en una falla de 100 km. Aunque la ruptura avanza algunas veces en ambas direcciones a lo largo del plano de falla, a menudo se propaga en una sola. El deslizamiento en una zona añade tensión al segmento adyacente, que puede romperse también. A medida que esta zona de ruptura avanza, puede reducir su velocidad, acelerar o incluso saltar a un segmento cercano de falla.

Durante los terremotos pequeños la cantidad de desplazamiento de la superficie de la falla, denominada **falla de desplazamiento**, suele ser inferior a un metro y se produce a lo largo de una falla relativamente pequeña, o

un segmento pequeño de una falla grande. Por el contrario, después de los terremotos más grandes, se han observado fallas de desplazamiento de casi 20 m. Además, la superficie de la falla que se rompe durante un terremoto grande puede tener una longitud superior a 800 km. Por consiguiente, las fuertes vibraciones producidas por un terremoto grande no solo son más fuertes, sino también más largas que las vibraciones producidas por el desplazamiento a lo largo de un segmento de falla pequeño.

¿Por qué los terremotos se detienen en lugar de continuar a lo largo de toda la falla? Las pruebas sugieren que el deslizamiento suele detenerse cuando la ruptura alcanza una sección de la falla en la que las rocas no han sido suficientemente deformadas como para superar la resistencia friccional, lo cual podría suceder en una sección de la falla que haya experimentado recientemente un terremoto. La ruptura también puede pararse si encuentra un pliegue suficientemente grande o una deformación a lo largo del plano de la falla.

## SISMOLOGÍA: EL ESTUDIO DE LAS ONDAS SÍSMICAS



**EARTHQUAKES**  
Seismology

El estudio de las ondas sísmicas, la **sismología**, data de los intentos realizados por los chinos, hace casi 2.000 años, para determinar la dirección desde la que se originaban dichas ondas. Uno de los instrumentos sísmicos desarrollados por los chinos era una gran jarra hueca que contenía una masa suspendida desde la tapa (Figura 11.8). Esta masa suspendida (similar al péndulo de un reloj) estaba conectada con las mandíbulas de varias figuras de grandes dragones que rodeaban en círculo el envase. Las mandíbulas de cada dragón sostenían una bola de metal. Cuando las ondas de los terremotos alcanzaban el instrumento, el movimiento relativo entre la masa suspendida y la jarra desalojaría algunas de las bolas de metal que caerían en las bocas abiertas de las ranas situadas justo debajo.

Los chinos eran conscientes de que el primer gran movimiento del terreno producido por un terremoto es direccional y que, si es lo bastante intenso, todos los artículos sujetos débilmente se caerían en la misma dirección. Los chinos utilizaron este hecho, junto con la posición de las bolas desalojadas, para detectar la dirección de procedencia de un terremoto.

En principio, los **sismógrafos** modernos son parecidos a los dispositivos utilizados por los chinos. Estos dispositivos tienen una masa suspendida libremente de un soporte que se fija al terreno (Figura 11.9). Cuando



**FIGURA 11.8.** Sismógrafo chino antiguo. Durante un temblor de tierra, los dragones situados en la dirección de las vibraciones principales tiraban una bola en las bocas de las ranas de debajo (Foto de James E. Patterson).

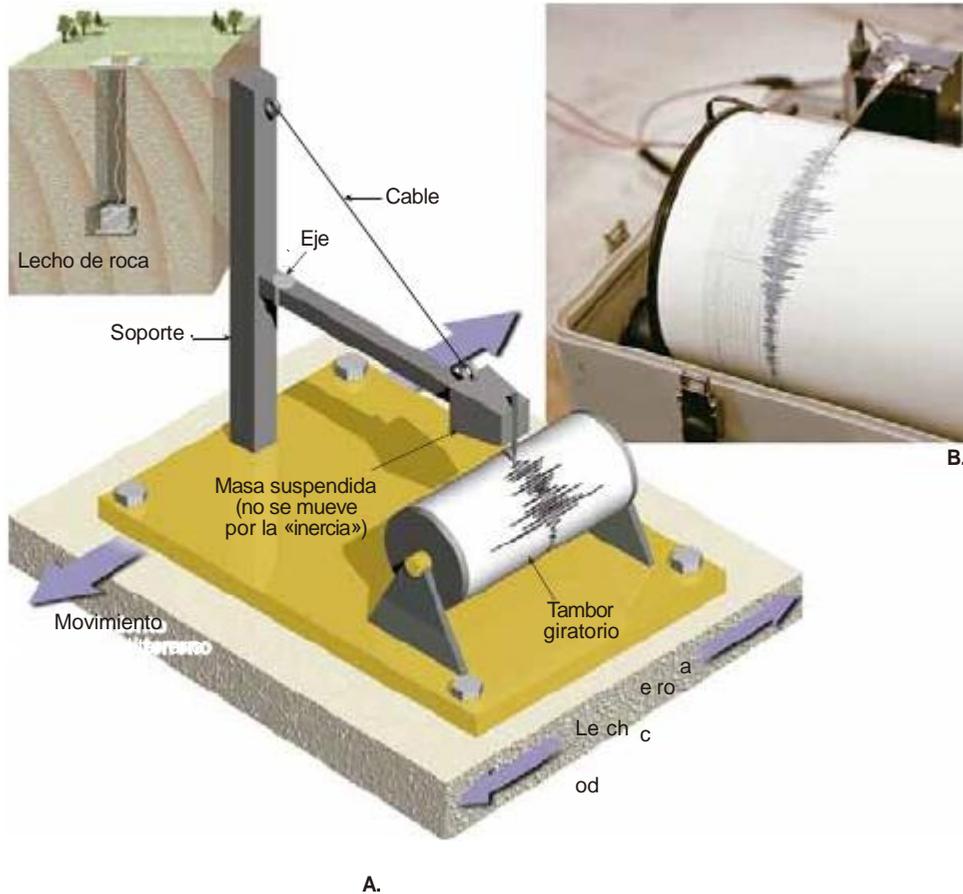
la vibración de un terremoto alcanza el instrumento, la **inercia** de la masa suspendida la mantiene relativamente estacionaria, mientras que la Tierra y el soporte se mueven<sup>1\*</sup>.

Los terremotos causan movimiento vertical y horizontal del terreno; por consiguiente, se necesita más de un tipo de sismógrafo. El instrumento mostrado en la Figura 11.9 está diseñado para permitir la oscilación de la masa de un lado a otro y, de este modo, la detección del movimiento horizontal del terreno. El movimiento vertical del terreno puede detectarse si la masa se suspende de un muelle, como se muestra en la Figura 11.10.

Para detectar terremotos muy débiles, o un gran terremoto que se produjo en la otra parte del mundo, la mayor parte de los instrumentos sísmicos suelen estar diseñados para amplificar el movimiento del terreno. Otros instrumentos están diseñados para resistir la violenta sacudida que se produce muy cerca del origen del terremoto.

Los registros obtenidos con los sismógrafos, denominados **sismogramas**, proporcionan mucha información

<sup>1</sup> Inercia: de una manera sencilla, los objetos en reposo tienden a permanecer en reposo y los objetos en movimiento tienden a permanecer en movimiento a menos que actúe sobre ellos una fuerza externa. Experimentamos este fenómeno cuando intentamos frenar rápidamente el coche: el cuerpo continúa moviéndose hacia delante.



**FIGURA 11.9.** Principio del sismógrafo. **A.** La inercia de la masa suspendida tiende a mantenerla inmóvil, mientras que el tambor de registro, que está anclado al lecho de roca, vibra en respuesta a las ondas sísmicas. Por tanto, la masa estacionaria proporciona un punto de referencia a partir del cual se puede medir la cantidad de desplazamiento que ocurre cuando las ondas sísmicas atraviesan el suelo que está por debajo. **B.** Sismógrafo registrando los temblores de un terremoto (Foto cortesía de Zephyr/Photo Researchers Inc.).



**FIGURA 11.10.** Sismógrafo diseñado para registrar el movimiento vertical del terreno.

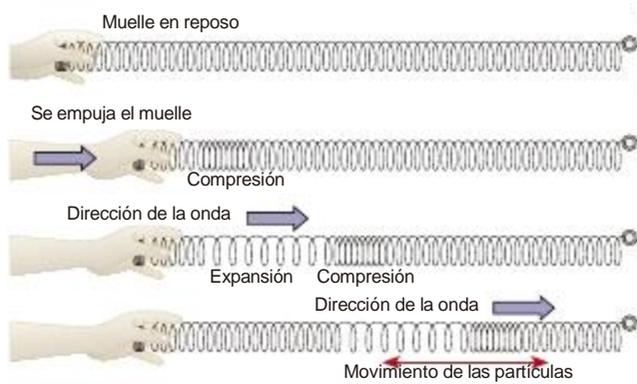
sísmicas. Uno de esos grupos de ondas que viajan sobre la parte externa de la Tierra se conoce como **ondas superficiales**. Otros viajan a través del interior de la Tierra y se denominan **ondas de cuerpo**. Las ondas de cuerpo se dividen a su vez en dos tipos, que se denominan **ondas primarias** o **P** y **ondas secundarias** o **S**.

Las ondas de cuerpo se identifican por su modo de viajar a través de los materiales. Las ondas P son ondas que empujan (comprimen) y tiran (expanden) de las rocas en la dirección de propagación de la onda (Figura 11.11A). Este movimiento ondulatorio es análogo al generado por las cuerdas vocales humanas cuando mueven el aire para crear el sonido. Los sólidos, los líquidos y los gases se oponen a un cambio de volumen cuando son comprimidos y recuperarán elásticamente su forma cuando cesa la fuerza. Por consiguiente, las ondas P pueden atravesar todos esos materiales.

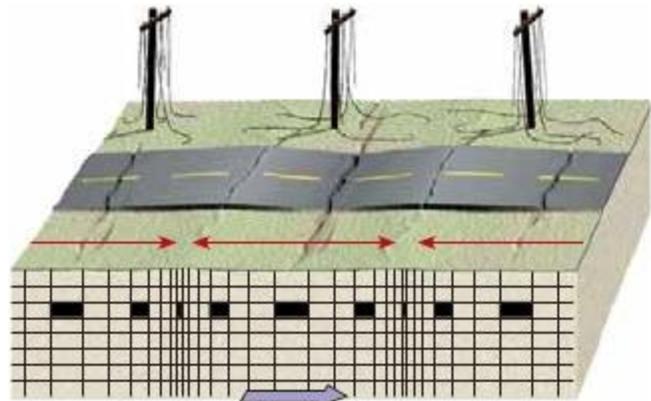
La masa de roca genera dos grupos principales de ondas

útil relativa al comportamiento de las ondas sísmicas. Los sismógrafos revelan que el deslizamiento de una

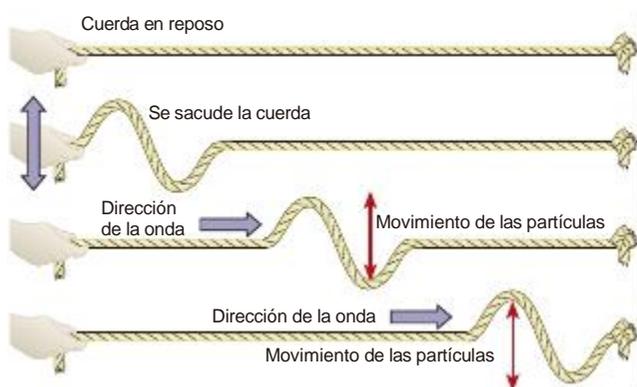
Por otro lado, las ondas S «sacuden» las partículas en ángulos rectos con respecto a la dirección en la que viajan. Esto puede ilustrarse sujetando el extremo de una cuerda y sacudiendo el otro extremo, como se muestra en la Figura 11.11B. A diferencia de las ondas P, que cambian transitoriamente el *volumen* del material por el que viajan



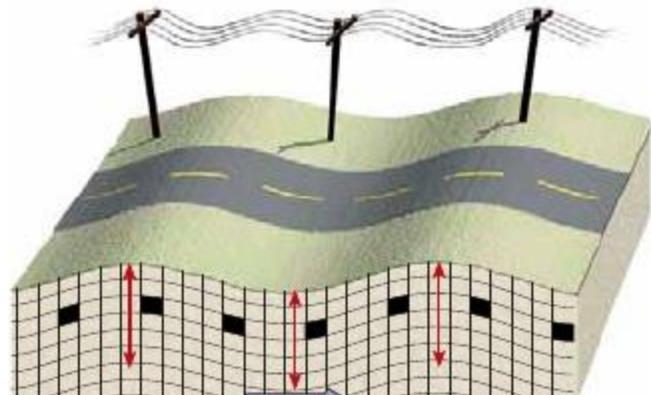
A. Ondas P generadas utilizando un muelle



B. Ondas P viajando por la superficie



C. Ondas S generadas utilizando una cuerda



D. Ondas S viajando por la superficie

**FIGURA 11.11.** Tipos de ondas sísmicas y su movimiento característico. (Obsérvese que durante un terremoto fuerte, el temblor de tierra consta de una combinación de varios tipos de ondas sísmicas). **A.** Como se ilustra con un muelle, las ondas P son ondas compresivas que alternan la compresión y la expansión del material que atraviesan. **B.** El movimiento hacia delante y hacia atrás producido cuando las ondas compresivas recorren la superficie puede hacer que el terreno se doble y se fracture, y pueden provocar la rotura de las líneas eléctricas. **C.** Las ondas S hacen que el material oscile en los ángulos de la derecha hacia la dirección del movimiento de la onda. **D.** Dado que las ondas S pueden desplazarse en cualquier plano, producen un temblor de tierra hacia arriba y hacia abajo y vertical y lateral.

comprimiéndolo y expandiéndolo alternativamente, las ondas S cambian transitoriamente la *forma* del material que las transmite. Dado que los fluidos (gases y líquidos) no responden elásticamente a cambios de forma, es decir, que los fluidos no vuelven a su forma original una vez retirada la fuerza, no transmitirán las ondas S.

El movimiento de las ondas superficiales es algo más complejo. A medida que las ondas superficiales viajan a lo largo de la superficie, hacen que se mueva este y todo

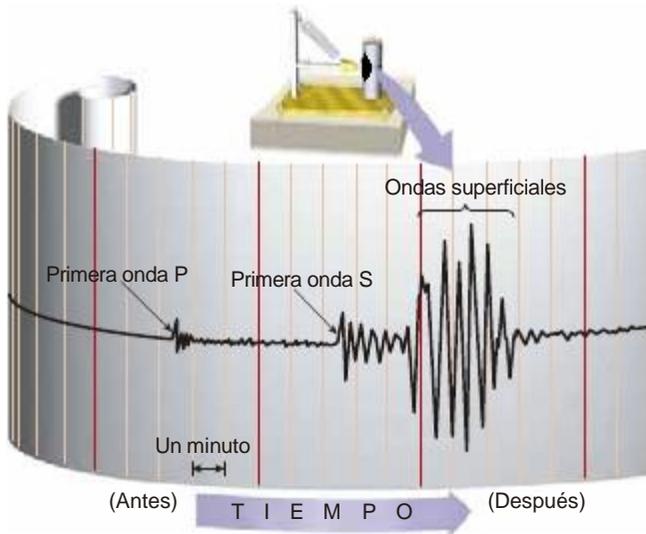
### A veces los alumnos preguntan...

#### ¿Con qué frecuencia se producen terremotos?

Continuamente. ¡De hecho, se producen literalmente miles de terremotos a diario! Por fortuna, la mayoría de ellos son demasiado pequeños para que las personas puedan sentirlos (véase Figura 11.18, pág. 358), y muchos de ellos ocurren en regiones remotas. Solo se conoce su existencia gracias a los sismógrafos sensibles.

lo que descansa sobre ella, de manera muy parecida a como el oleaje oceánico empuja un barco. Además de su movimiento ascendente y descendente, las ondas de superficie tienen un movimiento lateral similar a una onda S orientada en un plano horizontal. Este último movimiento es particularmente peligroso para los cimientos de las estructuras.

Observando un registro sísmico «típico», como el mostrado en la Figura 11.12, puede verse una importante diferencia entre estas ondas sísmicas: la velocidad a la que viajan. Las ondas P son las primeras en llegar a la estación de registro, luego llegan las ondas S y luego las ondas superficiales. La velocidad de las ondas P a través del granito del interior de la corteza es de unos 6 km por segundo y aumenta a casi 13 km por segundo en la base del manto. Bajo las mismas condiciones, las ondas S viajan a 3,6 km por segundo. Las diferencias de densidad y las propiedades elásticas de las rocas influyen mucho en las velocidades de las ondas. En general, en cualquier material sólido, las



**FIGURA 11.12.** Sismograma típico. Obsérvese el intervalo temporal (aproximadamente 5 minutos) transcurrido entre la llegada de la primera onda P y la llegada de la primera onda S.

ondas P viajan aproximadamente 1,7 veces más deprisa que las ondas S, y cabe esperar que las ondas superficiales viajen un 10 por ciento más lento que las ondas S.

Además de las diferencias de velocidad, en la Figura 11.12 se observa también que la altura, o, expresado de una manera más correcta, la *amplitud* de esos tipos de onda varía. Las ondas S tienen una amplitud ligeramente mayor que las ondas P, mientras que las ondas superficiales tienen una amplitud incluso mayor. Las ondas superficiales también conservan su máxima amplitud durante mayor longitud que las ondas P y S. Como consecuencia, las ondas superficiales tienden a causar una mayor sacudida en superficie y, por ende, una mayor destrucción, que las ondas P o las ondas S.

Las ondas sísmicas son útiles para determinar la localización y la magnitud de los terremotos. Además, proporcionan una importante herramienta para estudiar el interior de la Tierra (véase el Capítulo 12).

## LOCALIZACIÓN DEL EPICENTRO DE UN TERREMOTO



### EARTHQUAKES

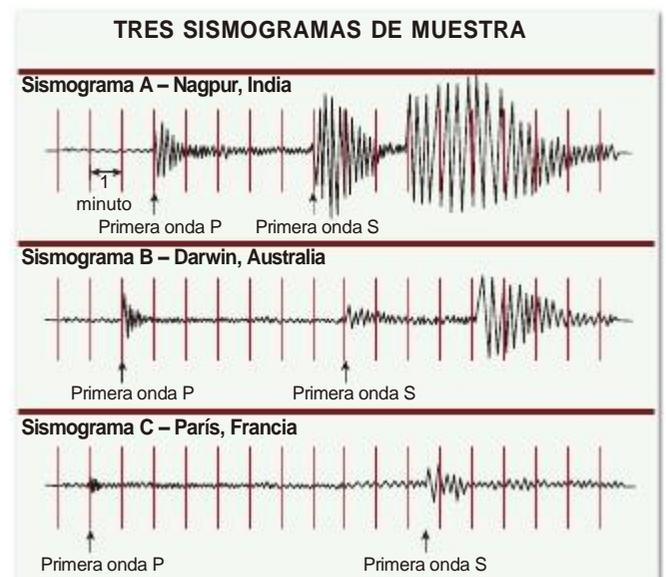
Locating the Source of an Earthquake

Cuando se analiza un terremoto, la primera tarea que realizan los sismólogos es la determinación del *epicentro*, punto de la superficie situado directamente encima del foco o hipocentro (véase Figura 11.1). El método

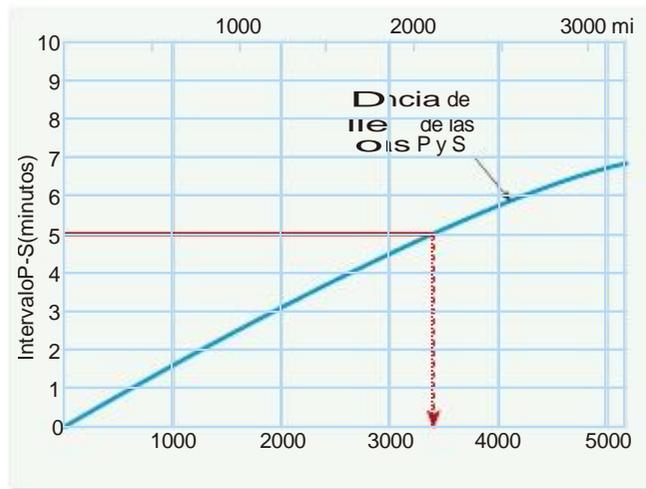
utilizado para localizar el epicentro de un terremoto se basa en el hecho de que las ondas P viajan más deprisa que las ondas S.

El método es análogo al de una carrera entre dos coches, uno más rápido que el otro. La primera onda P, como el coche más rápido, gana siempre la carrera, llegando por delante de la onda S. Pero, cuanto más dure la carrera, mayor será la diferencia en los momentos de llegada a la línea final (la estación sísmica). Por consiguiente, cuanto mayor sea el intervalo entre la llegada de la onda P y la primera onda S, mayor será la distancia al epicentro. En la Figura 11.13 se muestran tres sismogramas simplificados para el mismo terremoto. Según el intervalo P-S, ¿qué ciudad, Nagpur, Darwin o París, está más lejos del epicentro?

Se ha desarrollado un sistema de localización de los epicentros sísmicos utilizando sismogramas de terremotos cuyos epicentros podían ser identificados fácilmente por evidencias físicas. A partir de esos sismogramas, se han construido gráficas distancia-tiempo (Figura 11.14). Utilizando el sismograma de muestra para Nagpur, India, de la Figura 11.13A y la curva distancia-tiempo de la Figura 11.14, podemos determinar la distancia que separa la estación de registro del terremoto mediante dos operaciones: (1) determinación, con el sismograma, del intervalo temporal entre la llegada de la onda P y la primera onda S, y (2) con la gráfica distancia-tiempo, determinación del intervalo P-S en el eje vertical y uso de esa información para determinar la distancia al epicentro en el eje horizontal. A partir de esta información, podemos determinar que este terremoto se produjo a 3.400 km



**FIGURA 11.13.** Sismogramas simplificados del mismo terremoto registrado en tres ciudades diferentes. A. Nagpur, India. B. Darwin, Australia. C. París, Francia.



Distancia al epicentro (kilómetros)

**FIGURA 11.14.** La representación distancia-tiempo se utiliza para determinar la distancia al epicentro de un terremoto. La diferencia entre el tiempo de llegada de las primeras ondas P y de las primeras ondas S en el ejemplo es de 5 minutos. Por tanto, el epicentro está aproximadamente a 3.400 kilómetros.

de distancia del instrumento de registro en Nagpur, India.

Ahora que conocemos la *distancia*, ¿qué pasa con la *dirección*? El epicentro podría estar en cualquier dirección desde la estación sísmica. Mediante el método conocido como triangulación, puede determinarse la localización precisa cuando se conoce la distancia para tres o más estaciones sísmicas diferentes (Figura 11.15). Sobre un globo terrestre, trazamos un círculo alrededor de cada estación sísmica. El radio de estos círculos es igual a la distancia desde la estación sísmica hasta el epicentro. El punto donde los tres círculos se cruzan es el epicentro del terremoto.



## MEDICIÓN DE LAS DIMENSIONES SÍSMICAS

Históricamente los sismólogos han utilizado varios métodos para obtener dos medidas fundamentalmente diferentes que describen el tamaño de un terremoto: la intensidad y la magnitud. La primera que se utilizó fue la **intensidad**, una medición del grado de temblor del terremoto en un punto determinado basada en la cantidad de daños observados. Después, con el desarrollo de los sismógrafos, era posible medir el movimiento del suelo utilizando instrumentos. Esta medición cuantitativa, denominada **magnitud**, se basa en los cálculos que

Darwin

**FIGURA 11.15.** Determinación del epicentro de un terremoto utilizando las distancias obtenidas desde tres estaciones sísmicas o más, método denominado *triangulación*.

utilizan los datos proporcionados por los registros sísmicos para calcular la cantidad de energía liberada en el origen del terremoto.

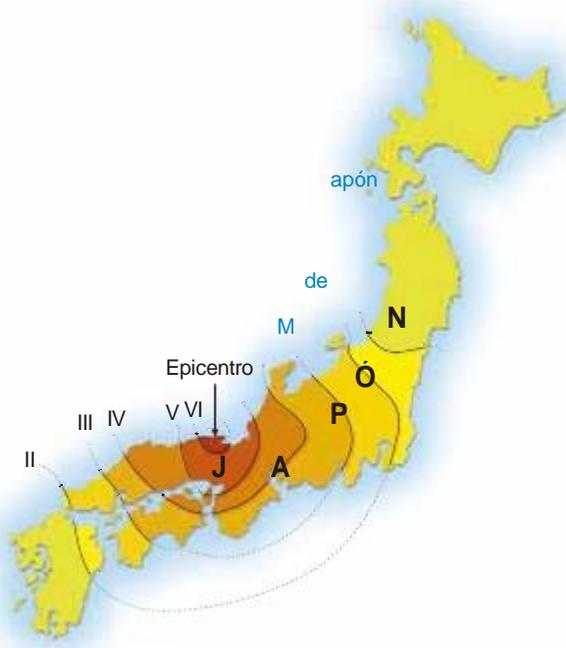
Tanto la intensidad como la magnitud facilitan una información útil, aunque bastante diferente, sobre la fuerza del terremoto. Por consiguiente, ambas medidas todavía se utilizan para describir la gravedad de los terremotos.

## Escalas de intensidad

Hasta hace poco más de un siglo, los registros históricos constituían la única información de la gravedad de los temblores y la destrucción provocados por los terremotos. Quizá el primer intento de describir «científicamente» las consecuencias de un terremoto se realizó después del gran terremoto de 1857 en Italia. Mediante el cartografiado sistemático de los efectos del terremoto, se estableció una medida de la intensidad del movimiento del suelo. El mapa generado por este estudio utilizaba líneas para conectar los lugares con los mismos daños y, por tanto, con el mismo temblor del suelo. Mediante esta técnica, se identificaron las isosistas, y la zona de mayor intensidad se situó cerca del centro donde se produjo el mayor temblor del terreno, y a menudo (aunque no siempre) el epicentro del terremoto (Figura 11.16).

En 1902, Giuseppe Mercalli desarrolló una escala de intensidad relativamente fiable, que todavía se utiliza hoy con algunas modificaciones (Figura 11.13). La **escala de intensidad modificada de Mercalli**, que se muestra en la Tabla 11.1, se desarrolló utilizando como estándar los edificios de California. Por ejemplo, si un terremoto destruye algunas estructuras de madera bien construidas y la mayoría de los edificios de mampostería, se asignaría una intensidad de X (diez) en la escala de Mercalli a la región afectada (Tabla 11.1).

A pesar de su utilidad para suministrar a los sismólogos una herramienta para comparar la gravedad de un terremoto, las escalas de intensidad tienen graves inconvenientes. En particular, las escalas de intensidad se



**FIGURA 11.16.** Zonas de destrucción asociadas con un terremoto que golpeó Japón en 1925. Los niveles de intensidad se basan en la escala de intensidad Mercalli modificada. Los números romanos representan las categorías de intensidad. La zona de intensidad máxima durante este acontecimiento correspondía aproximadamente al epicentro, pero no siempre esto es así.

basan en los efectos (en gran medida la destrucción) de los terremotos que dependen no solamente de la gravedad del temblor del terreno, sino también de factores, como el diseño de los edificios y la naturaleza de los materiales superficiales. Por ejemplo, el modesto terremoto de magnitud de 6,9 ocurrido en Armenia en 1988 fue extremadamente destructivo, fundamentalmente debido a la baja calidad de construcción de los edificios. El sismo que azotó la ciudad de México en 1985 fue devastador debido a los sedimentos blandos sobre los cuales descansa la ciudad. Por tanto, con frecuencia la destrucción producida por los terremotos no es una medida verdadera de la cantidad de energía liberada.

## Escalas de magnitud

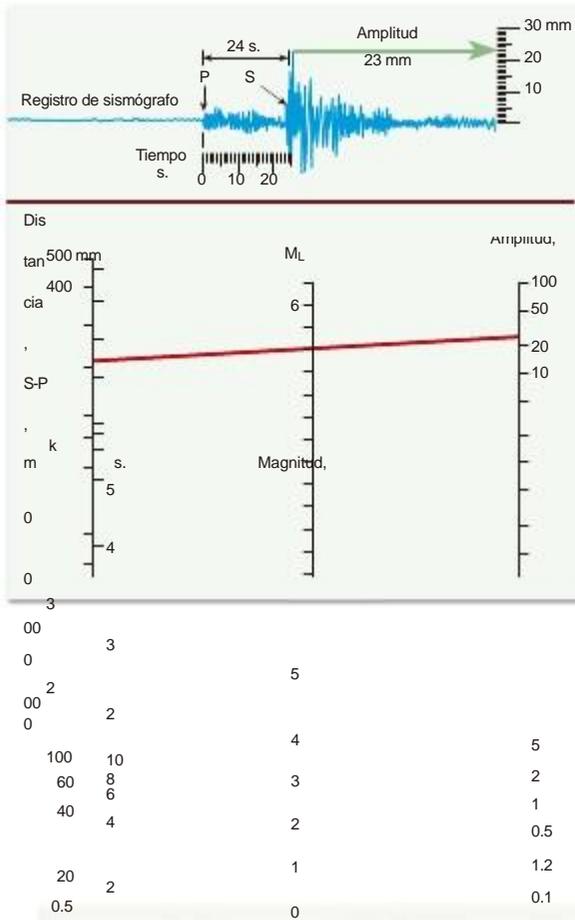
Con el fin de comparar los terremotos en todo el mundo, era necesaria una medición que no se basara en parámetros que varían considerablemente de una parte del mundo a otra, como los tipos de construcción. Por consiguiente, se desarrolló una serie de escalas de magnitud.

### Magnitud de Richter

En 1935 Charles Richter, del Instituto de Tecnología de California, desarrolló la primera escala de magnitud utilizando registros. Como se muestra en la Figura 11.17 (arriba), la **escala de Richter** se basa en la amplitud de la mayor onda sísmica (P, S u onda superficial) registrada en un sismógrafo. Dado que las ondas

**Tabla 11.1.** Escala de intensidad de Mercalli modificada.

I	No sentido, excepto por algunas personas bajo circunstancias especialmente favorables.
II	Sentido solo por unas pocas personas en reposo, especialmente en los pisos elevados de los edificios.
III	Sentido con bastante nitidez en los interiores, especialmente en los pisos superiores de los edificios, pero muchas personas no lo reconocen como un terremoto.
IV	Durante el día, sentido en interiores de edificios por muchas personas, en los exteriores por muy pocas. Sensación de que un camión pesado haya chocado contra el edificio.
V	Sentido por casi todo el mundo, muchos se despiertan. A veces se observan cambios en los árboles, los postes y otros objetos altos.
VI	Sentido por todos; muchos se asustan y salen a la calle. Algunos muebles pesados se mueven; pocos casos de paredes caídas o chimeneas dañadas. Poco daño.
VII	Todo el mundo corre a la calle. Daño despreciable en los edificios de diseño y construcción buenos; de ligero a moderado en las estructuras de construcción ordinaria; considerable en los edificios pobres o con estructuras mal diseñadas.
VIII	Daño ligero en estructuras especialmente diseñadas; considerable en edificios sustanciales ordinarios con derrumbamiento parcial; grande en estructuras mal construidas (caída de chimeneas, estanterías de fábricas, columnas, monumentos, muros).
IX	Daño considerable en estructuras especialmente diseñadas. Los edificios son desplazados de sus cimientos. Se abren grietas en el suelo.
X	Se destruyen algunas estructuras de madera bien construidas. La mayoría de las estructuras de albañilería y madera se destruyen. Se abren muchísimas grietas en el terreno.
XI	Quedan de pie muy pocas estructuras, si queda alguna. Se destruyen los puentes; grandes fisuras en el terreno.
XII	Daño total. Se ven ondas en el terreno. Los objetos son lanzados al aire.



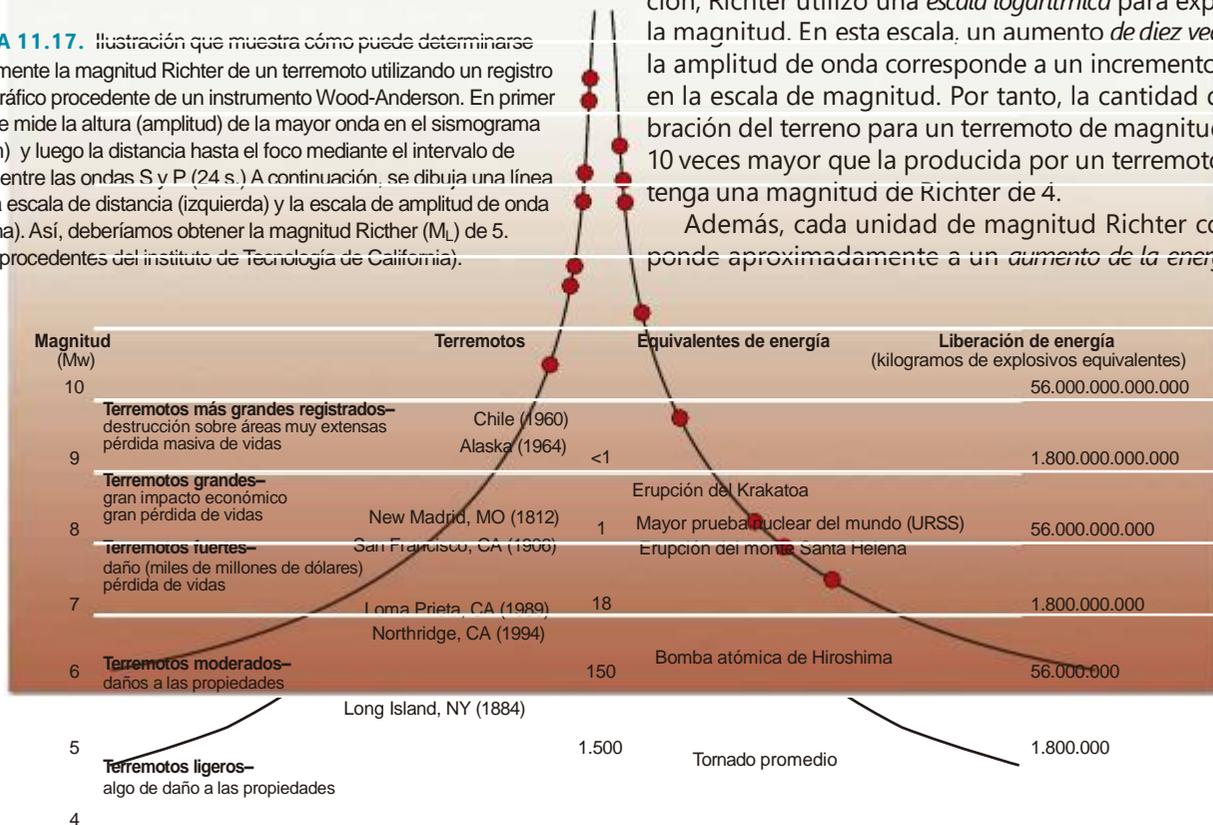
**FIGURA 11.17.** Ilustración que muestra cómo puede determinarse gráficamente la magnitud Richter de un terremoto utilizando un registro sísmográfico procedente de un instrumento Wood-Anderson. En primer lugar, se mide la altura (amplitud) de la mayor onda en el sísmograma (23 mm) y luego la distancia hasta el foco mediante el intervalo de tiempo entre las ondas S y P (24 s.) A continuación, se dibuja una línea entre la escala de distancia (izquierda) y la escala de amplitud de onda (derecha). Así, deberíamos obtener la magnitud Richter ( $M_L$ ) de 5. (Datos procedentes del instituto de Tecnología de California).

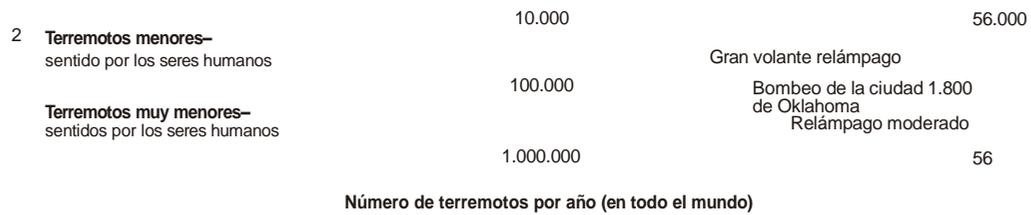
sísmicas se debilitan a medida que la distancia entre el foco sísmico y el sísmógrafo aumenta (de una manera parecida a la luz), Richter desarrolló un método que da cuenta de la disminución de la amplitud de onda con el incremento de la distancia. En teoría, siempre que se utilizaran los mismos instrumentos, o unos equivalentes, todas las estaciones de control de varios lugares obtendrían la misma magnitud de Richter para cada terremoto registrado. No obstante, en la práctica, las diferentes estaciones de registro a menudo obtienen magnitudes de Richter ligeramente diferentes para el mismo terremoto, como consecuencia de las variacio-

nes en los tipos de roca a través de los cuales se desplazan las ondas.

La fuerza de los terremotos varía enormemente; los grandes terremotos producen amplitudes de onda miles de veces superiores a las generadas por temblores débiles (Figura 11.18). Para acomodar esta gran variación, Richter utilizó una *escala logarítmica* para expresar la magnitud. En esta escala, un aumento *de diez veces* en la amplitud de onda corresponde a un incremento de 1 en la escala de magnitud. Por tanto, la cantidad de vibración del terreno para un terremoto de magnitud 5 es 10 veces mayor que la producida por un terremoto que tenga una magnitud de Richter de 4.

Además, cada unidad de magnitud Richter corresponde aproximadamente a un *aumento de la energía de*





**FIGURA 11.18.** El tamaño de la magnitud de un terremoto (lado izquierdo) comparado con el número de terremotos de diversa magnitud que se producen cada año en todo el mundo. Los terremotos más grandes se producen menos de una vez al año, mientras que los terremotos fuertes ocurren más de una vez al mes y cientos de veces al día se producen terremotos débiles, los que tienen una magnitud menor de 2. (Datos procedentes de IRIS Consortium, [www.iris.edu](http://www.iris.edu)).

32 veces. Por tanto, un terremoto con una magnitud de 6,5 libera 32 veces más energía que uno con una magnitud de 5,5, y aproximadamente 1.000 veces (32x32) más energía que uno de magnitud 4,5. Un terremoto grande, con una magnitud de 8,5, libera millones de veces más energía que los terremotos más pequeños sentidos por los seres humanos (Figura 11.18).

Aunque la escala de Richter no tiene un límite superior, la mayor magnitud registrada en un sismógrafo Wood-Anderson fue de 8,9. Estos grandes choques liberaron aproximadamente una cantidad de energía equivalente a la detonación de 1.000 millones de toneladas de explosivos. A la inversa, los seres humanos no sentimos terremotos con una magnitud Richter inferior a 2,0.

El objetivo original de Richter era modesto, ya que solo intentó clasificar los terremotos del sur de California en grupos de magnitud grande, media y pequeña. Así, la magnitud de Richter se diseñó para estudiar los terremotos relativamente locales y se indica con el símbolo ( $M_L$ ), en el que  $M$  corresponde a *magnitud* y  $L$ , a *local*.

La ventaja de describir el tamaño de un terremoto utilizando un único número que podía calcularse rápidamente a partir de los sismogramas hace de la escala de Richter una herramienta potente. Además, a diferencia de las escalas de intensidad que solo podían aplicarse a las áreas pobladas del mundo, las magnitudes de Richter podían asignarse a terremotos en regiones más remotas e incluso a acontecimientos sucedidos en las cuencas oceánicas. Con el tiempo, los sismólogos modificaron el trabajo de Richter y desarrollaron nuevas escalas de magnitud parecidas a la de Richter.

Sin embargo, a pesar de su utilidad, la escala de Richter no sirve para describir terremotos muy grandes. Por ejemplo, el terremoto de San Francisco en 1906 y el terremoto de Alaska en 1964 tenían aproximadamente las mismas magnitudes de Richter. No obstante, el terremoto de Alaska liberó considerablemente más energía que el sismo de San Francisco, según el tamaño relativo de las zonas afectadas y los cambios tectónicos

asociados. Por tanto, se dice que la escala de Richter está *saturada* para los grandes terremotos porque no puede distinguir entre ellos.

### Magnitud de momento

En los últimos años, los sismólogos han favorecido una medida más novedosa denominada **magnitud de momento** ( $M_w$ ), que determina la energía de deformación liberada de la superficie completa de la falla. Dado que en la magnitud de momento se calcula la energía total liberada, es mejor para medir o describir terremotos muy grandes. A la luz de esto, los sismólogos han recalculado las magnitudes de terremotos fuertes más antiguos utilizando la escala de magnitud de momento. Por ejemplo, al terremoto de Alaska de 1964 se le asignó originalmente una magnitud de Richter de 8,3, pero un cálculo reciente utilizando la escala de magnitud de momento hizo que se aumentara el grado a 9,2. Así el terremoto de San Francisco de 1906, que tuvo una magnitud de Richter de 8,3, se degradaría a una  $M_w$  de 7,9. El terremoto más fuerte registrado es el terremoto de la zona de subducción chilena en 1960, con una magnitud de momento de 9,5.

La magnitud de momento puede calcularse a partir de los estudios de campo midiendo el desplazamiento medio lo largo de la falla, el área de la superficie a de la falla que se ha desplazado, y la fuerza de la roca fallada. Puede calcularse aproximadamente el área del plano de falla multiplicando la longitud superficie-ruptura por la profundidad de las réplicas. Este método es más efectivo para determinar la magnitud de terremotos grandes generados a lo largo de fallas de desplazamiento horizontal en las que las rupturas alcanzan las superficies. La magnitud de momento también puede calcularse mediante los datos de los sismogramas.

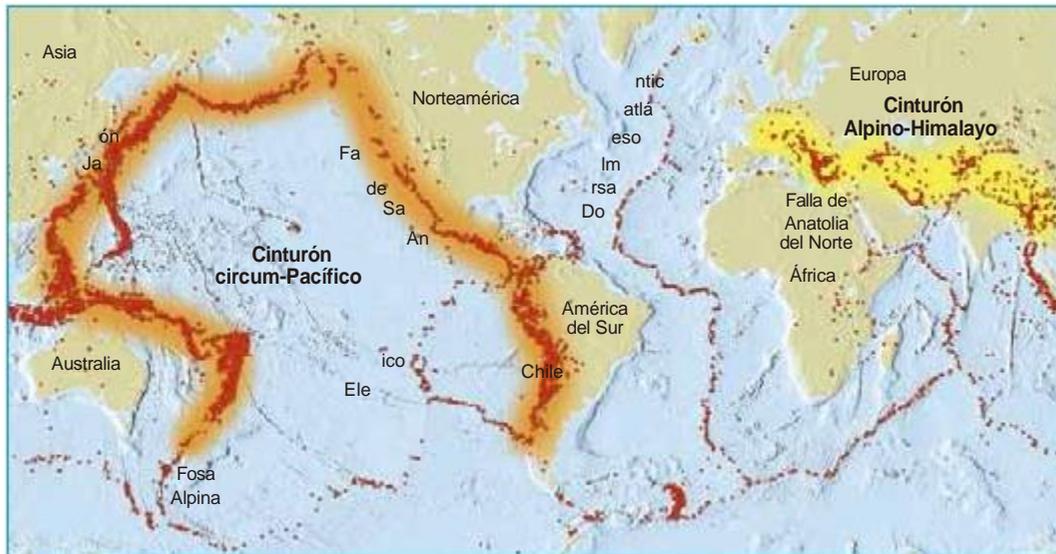
## CINTURONES SÍSMICOS Y BORDES DE PLACA

Aproximadamente el 95 por ciento de la energía liberada por los terremotos se origina en las pocas zonas relativamente estrechas alrededor de todo el mundo que se muestran en la Figura 11.19. La zona de mayor actividad sísmica conocida como *cinturón circum-Pacífico* engloba las regiones costeras de Chile, América central, Indonesia, Japón, y Alaska, además de las Aleutianas (Figura 11.19). La mayoría de los terremotos del cinturón circum-Pacífico se producen a lo largo de los bordes de placa convergentes donde una placa se desliza un ángulo pequeño debajo de otra. La zona de contacto entre la placa en subducción y la suprayacente forma

### A veces los alumnos preguntan...

¿Los terremotos moderados disminuyen las posibilidades de que se produzca un gran sismo en la misma región?

No. Eso es debido al gran aumento de la liberación de energía asociado con los terremotos de mayor magnitud (véase Figura 11.18). Por ejemplo, un terremoto con una magnitud de 8,5 libera millones de veces más energía que los terremotos más pequeños que sienten los seres humanos. De una manera parecida, miles de temblores moderados serían necesarios para liberar la gran cantidad de energía equivalente a un «gran» terremoto.



**FIGURA 11.19.** Distribución de casi 15.000 terremotos con magnitudes iguales o superiores a 5 durante 10 años (Datos de la U.S. Geological Survey/Asia).

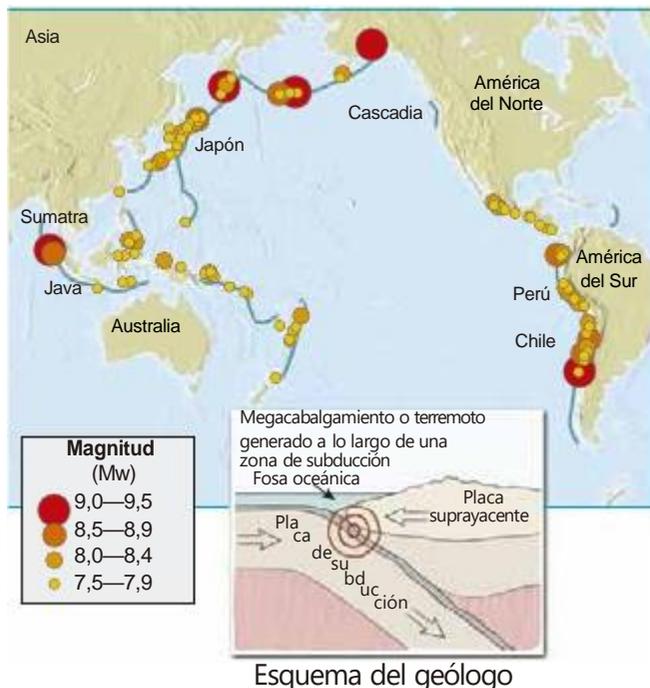
un cabalgamiento denominado *megacabalgamiento*, a lo largo del cual se generan los mayores terremotos de la Tierra (Figura 11.20).

Hay más de 40.000 km de bordes en subducción en el cinturón circum-Pacífico, donde el desplazamiento está dominado por fallas de cabalgamiento. Las rupturas se producen en ocasiones a lo largo de segmentos que tienen longitudes de 1.000 km o superiores, generando

terremotos de megacabalgamiento que tienen magnitudes de ocho o superiores. Dado que la zona de subducción de los terremotos normalmente suceden debajo del océano, pueden generar también ondas destructivas denominadas tsunamis. Por ejemplo, el terremoto de 2004 que tuvo lugar en la costa de Sumatra produjo un tsunami que se cobró unas 230.000 vidas.

Otra importante concentración de actividad sísmica fuerte es la conocida como cinturón Alpino-Himalaya, que atraviesa las regiones montañosas que flanquean el mar Mediterráneo y se extiende más allá del Himalaya (véase Figura 11.19). La actividad tectónica en esta región se atribuye principalmente a la colisión de la placa africana con Eurasia y a la colisión de la placa india con el sudeste asiático. Estas interacciones de placas crearon muchas fallas de cabalgamiento y de deslizamiento horizontal que siguen activas. Además, numerosas fallas localizadas lejos de estos bordes de placa se han reactivado a medida que la India continúa su avance al norte, hacia Asia. Por ejemplo, el desplazamiento en un sistema de fallas complejo en 2008 en la provincia Sichuan de China mató por lo menos a 70.000 personas y dejó a otro millón y medio sin hogar. El «culpable» es el subcontinente indio que empuja la llanura tibetana hacia el este contra las rocas de la cuenca Sichuan.

La Figura 11.19 indica que hay aún otro cinturón sísmico continuo que se extiende a través de miles de kilómetros por todos los océanos del mundo. Esta zona coincide con el sistema de dorsales oceánicas, que es un área de actividad sísmica frecuente, pero de baja intensidad. Como las fuerzas tensionales separan las placas durante la expansión del fondo oceánico, el desplazamiento a lo largo de las fallas normales genera la



**FIGURA 11.20.** Distribución de los terremotos conocidos de magnitud 7,5 o superior desde 1900.

mayoría de los terremotos. La actividad sísmica remanente en esta zona está asociada con el desplazamiento a lo largo de fallas transformantes localizadas entre segmentos de la dorsal.

También hay fallas transformantes y pequeñas fallas de desplazamiento horizontal por toda la corteza continental, donde pueden generar grandes terremotos que tienden a producirse de manera cíclica. Algunos ejemplos son la falla de San Andrés de California, la falla alpina de Nueva Zelanda y la falla de Anatolia del norte de Turquía que causó el mortal terremoto en 1999.

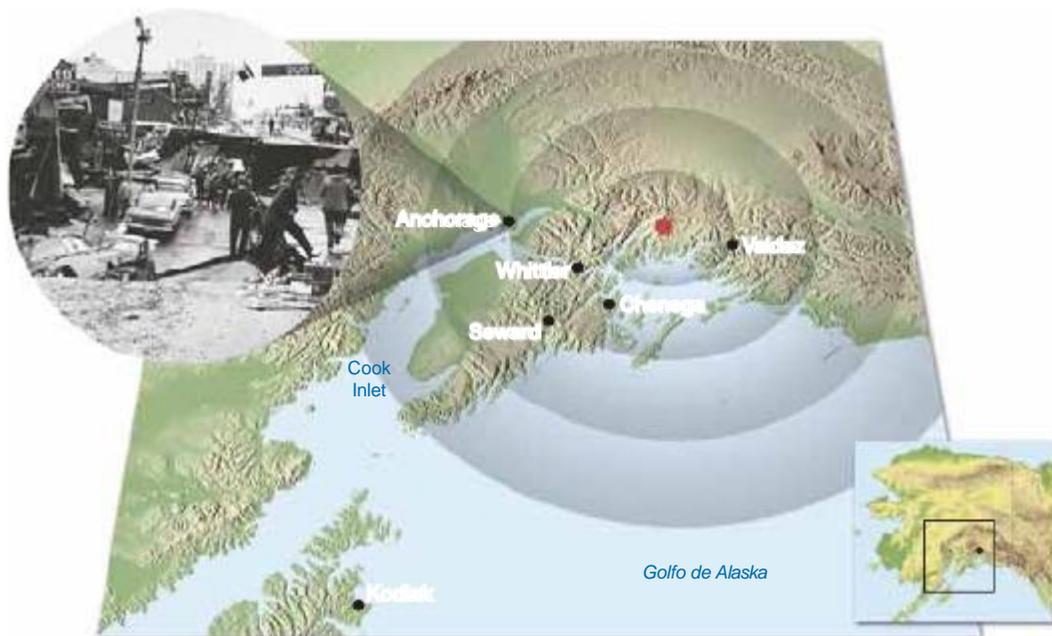
## DESTRUCCIÓN CAUSADA POR LOS TERREMOTOS

El terremoto más violento que se ha registrado en Norteamérica (el terremoto del Viernes Santo de Alaska) se produjo a las 5 h 36 m de la tarde del 27 de marzo de 1964. Sentido en todo el estado, el terremoto tuvo una magnitud de momento de 9,2 y duró de 3 a 4 minutos. Este acontecimiento dejó 131 muertos, miles de personas sin hogar y la economía del estado muy deteriorada. De haber estado abiertas las escuelas y los barrios comerciales, el balance hubiera sido seguramente peor. A las 24 h del sismo se registraron 28 réplicas, 10 de las cuales superaron la magnitud de 6. La localización del epicentro y las ciudades más golpeadas por el terremoto se muestran en la Figura 11.21.

Muchos factores determinan el grado de destrucción que acompañará a un terremoto. Los más obvios son la magnitud del terremoto y su proximidad a un área poblada. Durante un terremoto, la región comprendida en un radio de entre 20 y 50 km con respecto al epicentro experimentará aproximadamente el mismo grado de vibraciones, pero, más allá de este límite, la vibración se debilita rápidamente. A veces, durante terremotos que ocurren en el interior continental estable, como el terremoto de Nuevo Madrid en Missouri en 1811, el área de influencia puede ser mucho mayor. El epicentro de este terremoto estaba localizado directamente al sur de Cairo, Illinois, y las vibraciones se sintieron desde el golfo de México hasta Canadá, y desde las Rocosas hasta las playas del Atlántico.

## Destrucción causada por las vibraciones sísmicas

El terremoto que sacudió Alaska en 1964 proporcionó a los geólogos nuevas pistas sobre el papel del movimiento del terreno como una fuerza destructiva. A medida que la energía liberada por un terremoto viaja a lo largo de la superficie terrestre, hace que el suelo vibre de una manera compleja, moviéndose hacia arriba y hacia abajo, así como de un lado a otro. La magnitud del daño estructural atribuible a las vibraciones depende de varios factores, entre ellos: (1) la intensidad y (2) la duración de las vibraciones; (3) la naturaleza del material sobre el



**FIGURA 11.21.** Región más afectada por el terremoto del Viernes Santo de 1964, el terremoto más grande jamás registrado en Norteamérica. Obsérvese la localización del epicentro (punto rojo). La foto insertada muestra el hundimiento de una calle en Anchorage, Alaska (Foto cortesía de AP Photo).

que descansan las estructuras, y (4) la naturaleza de los materiales de construcción y las prácticas de construcción de la región.

Todas las estructuras de múltiples pisos de Anchorage fueron dañadas por las vibraciones. Los mejor parados fueron los edificios residenciales con estructura de madera, más flexible. Sin embargo, muchos hogares fueron destruidos cuando el terreno falló. Un ejemplo destacable de cómo las variaciones de construcción afectan a los daños provocados por un terremoto se muestran en la Figura 11.22. Obsérvese que el edificio de estructura de acero a la izquierda resistió las vibraciones, mientras que el edificio mal diseñado J. C. Penney resultó muy dañado. Los ingenieros han aprendido que los edificios de albañilería no reforzada con varillas de acero son la amenaza más grave a la seguridad durante los terremotos.

Casi todas las estructuras grandes de Anchorage se destruyeron, aun cuando estaban construidas según las recomendaciones del Uniform Building Code de previsión de terremotos. Quizá algo de esa destrucción pueda atribuirse a la duración inusualmente larga de este terremoto. En la mayoría de los seísmos los temblores duran menos de un minuto. Por ejemplo, el terremoto de Northridge de 1994 se sintió durante unos 40 segundos, y las fuertes vibraciones del terremoto de Loma Prieta, en 1989, duraron menos de 15 segundos. Pero el terremoto de Alaska actuó de 3 a 4 minutos.

### Amplificación de las ondas sísmicas

Aunque la región situada cerca del epicentro experimentará más o menos la misma intensidad de sacudida del terreno, la destrucción varía considerablemente dentro de esta área (véase el Recuadro 11.1). Esta diferencia es atribuible sobre todo a la naturaleza del terreno sobre el que están construidas las estructuras. Los sedimentos



**FIGURA 11.22.** Daños causados al edificio de cinco plantas J. C. Penney Co., Anchorage, Alaska. El edificio adyacente sufrió muy pocos daños estructurales (Foto cortesía de NOAA/Seattle).

blandos, por ejemplo, amplifican las vibraciones en general más que el sustrato de roca sólida. Por tanto, los edificios localizados en Anchorage, que estaban situados en sedimentos no consolidados, experimentaron un gran daño estructural. Por el contrario, gran parte de la ciudad de Whittier, aunque mucho más próxima al epicentro, descansaba sobre un basamento firme de granito y, por consiguiente, sufrió mucho menos daño de las vibraciones sísmicas. Sin embargo, después del terremoto Whittier fue dañada por la ola de un maremoto, un fenómeno que se describirá en el capítulo siguiente.

### Licuefacción

En áreas donde los materiales no consolidados están saturados con agua, las vibraciones de los terremotos pueden transformar un suelo estable en un fluido móvil, un fenómeno conocido como **licuefacción**. Como consecuencia, el suelo no es capaz de soportar estructuras, y los tanques de almacenamiento subterráneo y las conducciones de alcantarillado, pueden flotar literalmente hacia la superficie (Figura 11.23). Durante el terremoto de Loma Prieta en 1989, en el distrito Marina de San Francisco, los cimientos se hundieron y géiseres de arena y agua salieron disparados del suelo, indicando que se había producido licuefacción (Figura 11.24).

### Seiches

Los efectos de los grandes terremotos pueden sentirse a miles de kilómetros de su origen. El movimiento del terreno puede generar *seiches*: oleaje rítmico del agua en lagos, embalses y cuencas cerradas como la del golfo de México. El terremoto de 1964 de Alaska, por ejemplo, generó olas de 2 m en la costa de Texas, que dañaron embarcaciones pequeñas, mientras que se notaron ondas mucho menores en las piscinas de Texas y Luisiana.



**FIGURA 11.23.** Efectos de la licuefacción. Este edificio inclinado reposa sobre sedimento no consolidado que se comporta como arenas movedizas durante el terremoto mexicano de 1985 (Foto de James L. Beck).

## ENTENDER LA TIERRA

### Amplificación de las ondas y riesgos sísmicos

#### RECUADRO 11.1

El terremoto de México en 1985 proporcionó pruebas dramáticas de cómo los materiales superficiales pueden amplificar la vibración del terreno. Una parte de la Ciudad de México se construyó sobre la arena y arcilla que se había depositado en el valle una vez ocupado por el lago Texcoco. El lago fue drenado después de la conquista española de Moctezuma y sus guerreros aztecas a principios del siglo XVI para permitir el desarrollo de la ciudad. Más tarde, la moderna ciudad de México se construyó fundamentalmente sobre tierra alta en torno a la zona donde los edificios se habían situado en sedimentos lagunares y poco consolidados.

Durante el terremoto de 1985, las ondas sísmicas viajaron hacia la Ciudad de México desde su epicentro, se expandieron y disminuyeron sustancialmente de amplitud. Los temblores que sacudieron los materiales de la superficie firme en las partes más altas de la ciudad fueron leves, provocando solo daños menores. Sin embargo pese a estar a más de 350 km del epicentro, casi 500 edificios de apartamentos se hundieron o resultaron gravemente dañados en la zona construida sobre los sedimentos del lago Texcoco (Figura 11.A). El peaje de muertos se aproximó a los 9.000 y 30.000 personas sufrieron lesiones. Casi 500 000 residentes se quedaron sin hogar cuando se destruyeron sus edificios de adobe.

Para entender por qué ocurre esto, recordemos cómo cuando las ondas sísmicas atraviesan las rocas de la corteza hacen que vibre el material que atraviesan de una manera muy parecida a lo que ocurre con un diapasón cuando es golpeado. Aunque la mayoría de los objetos puede verse «forzada» a vibrar a lo largo de un amplio espectro de frecuencias, cada una tiene su periodo de vibración natural preferido. Los diferentes materiales terrestres, como los diapasones de diferente longitud, tienen también diferentes periodos naturales de vibración.

La amplificación del movimiento del terreno se produce cuando el material sustentador tiene un periodo natural de vibración (frecuencia) que encaja con el de las ondas

Para demostrar el periodo natural de vibración de un objeto, sujete una regla sobre el borde de una mesa de manera que la mayor parte de ella no esté sustentada por la mesa. Empiece a hacerla vibrar y note el ruido que hace. Cambiando la longitud de la porción no soportada de la regla, cambiará en consecuencia el periodo natural de vibración.



**FIGURA 11.A.** Durante el terremoto mexicano de 1985, los edificios de apartamentos se balancearon hacia adelante y hacia atrás hasta 1 m. Muchos, entre ellos el hotel mostrado aquí, se hundieron o resultaron gravemente dañados (Foto de L. Beck).



**FIGURA 11.B.** La porción de la estructura de la autopista Cypress, en Oakland, California, que se levantó sobre el lodo blando (línea roja punteada) se hundió durante el terremoto de Loma Prieta, 1989. Las partes adyacentes de la estructura (rojo sólido), que se construyeron sobre terrenos más firmes, permanecieron de pie. Los sismogramas de una réplica (arriba a la derecha) muestran que la sacudida se amplifica mucho en el lodo blando, en comparación con los materiales más firmes.

sísmicas. Un ejemplo común de este fenómeno se produce cuando un padre empuja a su hijo en el columpio. Cuando el padre empuja periódicamente al niño a ritmo con la frecuencia de balanceo, el niño se mueve hacia atrás y hacia delante en un arco (amplitud) cada vez mayor. Por casualidad, la columna de sedimento situada debajo de la ciudad de México tenía un periodo natural de vibración de unos 2 segundos, que encajaba con el periodo de las ondas sísmicas más intensas. Por tanto, cuando las ondas sísmicas empezaron a sacudir los sedimentos blandos, se originó una *resonancia*, que aumentó

mucho la amplitud de las vibraciones. El nivel de agitación del terreno fue demasiado intenso para muchos edificios mal diseñados. Además, las estructuras de altura intermedia (de cinco a 10 pisos) se balancearon hacia adelante y hacia atrás con un periodo de uno a dos segundos. Por tanto, también se desarrolló resonancia entre estos edificios y el suelo, lo que provocó el fallo de la mayoría de las estructuras de altura intermedia (véase Figura 11.A). Por el contrario, los edificios más bajos y los más elevados, como la torre latinoamericana de 37 pisos, no resultaron estructuralmente dañados.

Se piensa también que la amplificación de la onda inducida por el sedimento contribuyó de manera significativa a la destrucción de la sección Cypress de la interestatal 880 durante el terremoto que tuvo lugar en Loma Prieta en 1989 (Figura 11.B). Los estudios llevados a cabo en la sección de 1,4 km que se hundió demostraron que estaba construida sobre el lodo de la bahía de San Francisco. Otra sección de esta interestatal que resultó dañada, pero no se hundió, estaba construida sobre materiales aluviales más firmes.

Los seiches pueden ser particularmente peligrosos cuando ocurren en presas de tierra. Se sabe que estas olas rompen sobre los muros del embalse y debilitan la estructura, poniendo así en peligro las vidas de quienes viven corriente abajo.

## Deslizamientos y subsidencia del terreno

A menudo el mayor daño a las estructuras se produce debido a deslizamientos y subsidencia del terreno

desencadenados por las vibraciones de los terremotos. Esto sucedió durante el terremoto de Alaska de 1964 en Valdez y Seward, donde la violenta sacudida hizo que experimentaran licuefacción los materiales deltaicos; el desplome subsiguiente se llevó las dos zonas portuarias. En Valdez, murieron 31 personas que estaban en un muelle cuando se hundió en el mar. Debido a la amenaza de recurrencia, el pueblo entero de Valdez fue trasladado a unos 7 km sobre un terreno más estable.

Gran parte del daño causado en la ciudad de Anchorage se atribuyó también a los deslizamientos



A.

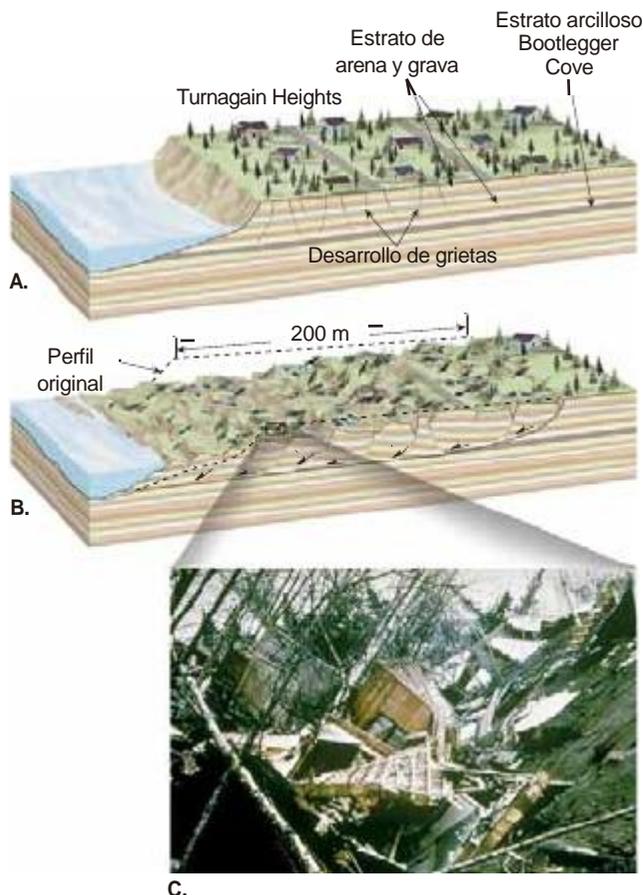


B.

**FIGURA 11.24.** Licuefacción. **A.** Estos «volcanes de lodo» se produjeron como consecuencia del terremoto de Loma Prieta en 1989. Se formaron cuando géiseres de arena y agua brotaron del suelo, una indicación de que se estaba produciendo licuefacción (Foto de Richard Hilton, por cortesía de Dennis Fox). **B.** Estudiantes experimentando la naturaleza de la licuefacción (Foto de Marli Miller).

de terreno. Muchos hogares fueron destruidos en Turnagain Heights, cuando un estrato arcilloso perdió su resistencia y más de 80 hectáreas de tierra se deslizaron al océano (Figura 11.25). Una porción de este deslizamiento espectacular quedó en su estado natural como recordatorio de este destructivo acontecimiento. El lugar se llamó, con toda propiedad, «Parque del Terremoto». También se destruyó el centro de la ciudad de Anchorage cuando algunas partes del distrito comercial se hundieron hasta tres metros.

Un ejemplo reciente de grandes deslizamientos provocados por un terremoto se produjo en la Provincia Schuan de China en mayo de 2008. Puede encontrarse una imagen (Figura 15.8) y una descripción en «Terremotos como desencadenantes» en el Capítulo 15.



**FIGURA 11.25.** Deslizamiento en las Turnagain Heights causado por el terremoto de Alaska de 1964. **A.** Las vibraciones del terremoto hicieron que aparecieran grietas cerca de la parte superior del terreno. **B.** En cuestión de segundos los bloques de tierra empezaron a deslizarse hacia el mar sobre un débil estrato de arcilla. **C.** Foto de una pequeña parte del deslizamiento de Turnagain Heights (Foto cortesía del USGS). En menos de 5 minutos, hasta 200 m de Turnagain Heights habían sido destruidos.

## Incendios

Hace más de 100 años, San Francisco era el centro económico del este de Estados Unidos, gracias sobre todo a la minería de oro y plata. Entonces, en la madrugada del 18 de abril de 1906, se produjo inesperadamente un violento terremoto que provocó un enorme fuego. Gran parte de la ciudad quedó reducida a cenizas y ruinas. Se calcula que murieron 3.000 personas y 225.000 de los 400.000 habitantes de la ciudad se quedaron sin hogar.

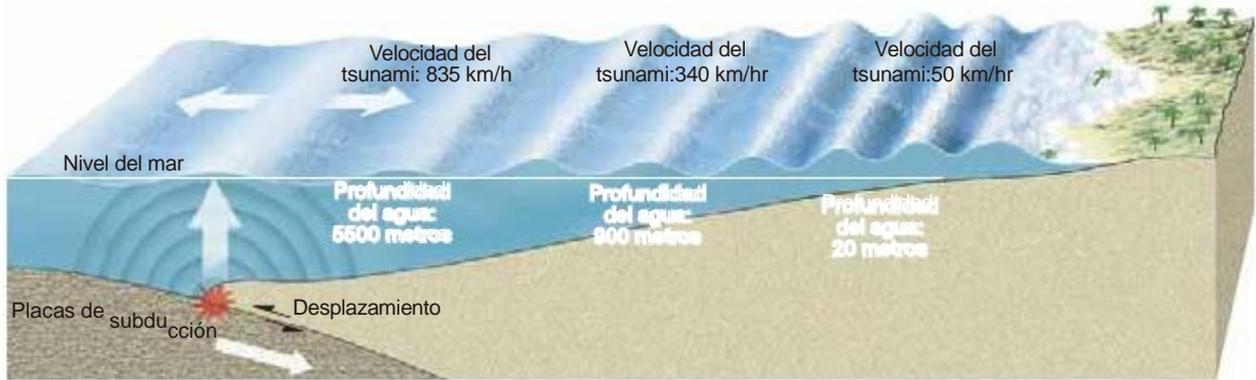
Ese terremoto histórico nos recuerda la formidable amenaza que representa el fuego. La parte central de la ciudad tenía fundamentalmente grandes estructuras antiguas de madera y edificios de ladrillo. Aunque muchos de los edificios de ladrillo no reforzado sufrieron un grave daño por las vibraciones, la destrucción mayor fue causada por los incendios, que empezaron cuando se destruyeron las líneas eléctricas y las tuberías de gas. Los incendios estuvieron fuera de control durante tres días y devastaron más de 500 manzanas de la ciudad. La sacudida inicial del terreno, que rompió las tuberías de agua de la ciudad en centenares de trozos separados, hizo que el control de los incendios fuera virtualmente imposible.

Por fin se consiguieron contener los incendios dinamitando un ancho bulevar para formar un cortafuegos, la misma estrategia que se utiliza para luchar contra los incendios forestales. Aunque se atribuyeron solo unas pocas muertes al fuego de San Francisco, otros incendios provocados por terremotos han sido mucho más destructivos y se han cobrado muchas más vidas. Por ejemplo, el terremoto de Japón en 1923 desencadenó unos 250 incendios, que devastaron la ciudad de Yokohama y destruyeron más de la mitad de los hogares de Tokio. Se atribuyeron a los incendios más de 100.000 muertos, debido a que dichos incendios eran alimentados por vientos inusualmente fuertes.

## ¿Qué es un tsunami?

Los grandes terremotos submarinos ponen en movimiento en ocasiones grandes olas que los científicos llaman **maremotos**. Quizá esté más familiarizado con el término japonés **tsunami** que se usa a menudo para describir estos destructivos fenómenos. Dada la situación de Japón a lo largo del cinturón circum-Pacífico y su extensa línea de costa, es especialmente vulnerable a la destrucción de los tsunamis.

La mayoría de los tsunamis son consecuencia del desplazamiento vertical de una placa oceánica a lo largo de un cabalgamiento situado en el fondo oceánico o de un gran deslizamiento submarino provocado por un terremoto (Figura 11.26). Una vez creado, un tsunami recuerda las ondulaciones formadas cuando se lanza una piedra a un estanque. Al contrario que estas últimas, el



**FIGURA 11.26.** Diagrama de un tsunami generado por desplazamiento del fondo oceánico. La velocidad de una ola está relacionada con la profundidad oceánica. Como se muestra, las olas que se mueven en agua profunda avanzan a velocidades que superan los 800 kilómetros por hora. La velocidad disminuye gradualmente hasta 50 kilómetros por hora a profundidades de 20 metros. La disminución de la profundidad reduce la velocidad del movimiento de la ola. A medida que las olas se ralentizan en agua superficial, crecen en altura hasta que se tambalean y se precipitan sobre la costa con tremenda fuerza. El tamaño y el espaciado de este oleaje no están representados a escala.

tsunami avanza a través del océano a velocidades asombrosas de 500 a 950 km por hora. Pese a esta notable característica, un tsunami puede pasar desapercibido en mar abierto porque su altura (amplitud) suele ser inferior a un metro y la distancia entre las crestas de las olas es grande, oscilando entre 100 y 700 km. Sin embargo, después de entrar en las aguas costeras menos profundas, estas olas destructivas «tocan suelo» y se ralentizan y el agua empieza a apilarse (Figura 11.26). Unos pocos tsunamis excepcionales han alcanzado 30 m de altura. A medida que la cresta de un tsunami se acerca a la costa, surge como una elevación rápida del nivel del mar con una superficie turbulenta y caótica (Figura 11.27).

La primera advertencia de aproximación de un tsunami es una retirada rápida de agua de las playas. Algunos residentes de la costa han aprendido a hacer caso de esta advertencia y a desplazarse a un terreno más elevado, pues de 5 a 30 minutos después, el retroceso del agua va seguido de una oleada capaz de extenderse centenares de metros tierra adentro. De una manera sucesiva, cada oleada va seguida de una retirada rápida del agua mar adentro.

### Alaska 1964

El tsunami generado por el terremoto de Alaska de 1964, infligió un grave daño a las comunidades próximas al golfo de Alaska, destruyendo completamente la ciudad de Chenega. Whittier y Kodiak también resultaron muy dañadas cuando la mayor parte de su flota pesquera fue destruida por el maremoto que arrastró la mayoría de los buques hasta las ciudades. Se atribuyen a este tsunami 107 muertos. Por el contrario, solo nueve personas murieron en Anchorage como consecuencia del colapso de los edificios.

El daño causado por el tsunami que apareció después del terremoto de Alaska se extendió a lo largo de



A.



B.

**FIGURA 11.27.** Un intenso terremoto (Mw 9,1) en la costa de la isla Indonesia de Sumatra envió un tsunami que atravesó el océano Índico y la bahía de Bengala el 26 diciembre 2004. A. Turistas extranjeros que no sospechaban nada, primero anduvieron sobre la arena después de que el agua retrocedió, luego corrieron hacia la costa cuando el primero de los seis tsunamis entró hacia la playa Hat Rai Lay cerca de Krabi en el sur de Tailandia (AFP/Getty Images Inc.). B. Los supervivientes del tsunami andan entre los restos de este acontecimiento desencadenado por un terremoto (Foto de Kimmasa Mayama/Reuters/CORBIS).

gran parte de la costa oeste de Norteamérica y, pese a ser advertido con una hora de anticipación, perecieron 12 personas 4.000 km más lejos en Crescent City, California. La cresta de la primera ola alcanzó aproximadamente 4 m de altura por encima del nivel de la marea baja y fue seguida por tres olas progresivamente menores. Creyendo que el tsunami había cesado, la gente volvió a la costa, solo para encontrarse con la quinta, y más devastadora.

### **Daño causado por el tsunami provocado por el terremoto que tuvo lugar en Indonesia en 2004**

El 6 diciembre de 2004 tuvo lugar un intenso terremoto submarino de magnitud 9.1 cerca de la isla de Sumatra, que envió olas de agua a través del océano Índico y de la bahía de Bengala. Fue uno de los desastres naturales más mortíferos de cualquier clase en los tiempos modernos, cobrándose más de 230.000 vidas. A medida que el agua entraba varios kilómetros al interior de la tierra, los coches y los árboles eran lanzados como juguetes en una bañera y los barcos de pesca incrustados contras las casas. En algunos lugares, la resaca del agua arrastró cuerpos y cantidades enormes de derrubios fuera del mar.

La destrucción fue indiscriminada, destruyendo lujosos hoteles y pobres casas de pescadores en la costa del océano Índico (véase Figura 11.27B). Se comunicaron daños en lugares tan alejados como la costa somalí de África, 4.100 km al oeste del epicentro del terremoto.

Las olas asesinas generadas por este enorme terremoto alcanzaron alturas de hasta 10 m y golpearon muchas zonas no preparadas durante un lapso de tres horas después del terremoto. La cuenca del Pacífico tenía un sistema de aviso de tsunami; por desgracia el Océano Índico no lo tenía. Lo raro de un tsunami en el Océano Índico contribuyó también a la falta de preparación. No sorprende que se estableciera posteriormente un sistema de aviso de tsunami en el Océano Pacífico.

### **El sistema de aviso de los tsunamis**

En 1946, un gran tsunami azotó las islas Hawái sin previo aviso. Una ola de más de 15 m de altura destrozó varias poblaciones costeras. Esta destrucción fue el motivo de que la U.S. Coast and Geodetic Survey estableciera un sistema de aviso de los tsunamis para las áreas litorales del Pacífico. Los observatorios sísmicos de la región informan de los grandes terremotos al Tsunami Warning Center en Honolulu. Los científicos del centro utilizan boyas de profundidad equipadas con sensores de presión para detectar la energía liberada por un terremoto. Además, los medidores de mareas miden las subidas y bajadas del nivel del mar que acompañan a un tsunami, lo que permite el aviso al cabo de una hora. Aunque

los tsunamis se desplazan a gran velocidad, hay tiempo suficiente para evacuar toda la zona excepto la región más cercana al epicentro. Por ejemplo, un tsunami generado cerca de las islas Aleutianas tardaría cinco horas en llegar a Hawái, y uno generado cerca de la costa de Chile se desplazaría durante 15 h hasta llegar a Hawái (Figura 11.28).

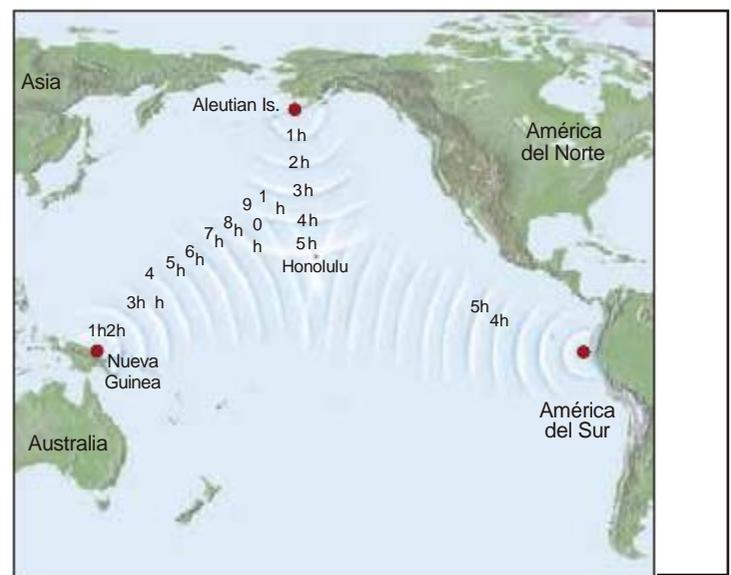
Por fortuna, la mayoría de los terremotos no genera tsunamis. Solo 1,5 tsunamis destructivos de media son generados en todo el mundo cada año. De ellos, solo aproximadamente uno cada 10 años es catastrófico.

## **¿PUEDEN PREDECIRSE LOS TERREMOTOS?**

Las vibraciones que sacudieron Northridge, California, en 1994 causaron 57 muertos y una pérdida aproximada de 40.000 millones de dólares (Figura 11.29). Este grado de destrucción fue el resultado de un terremoto de magnitud moderada ( $M_w$  6,7). Los sismólogos advierten que se producirán terremotos comparables o de mayor intensidad a lo largo de la falla de San Andrés, que atraviesa 1.300 km de este estado. La pregunta obvia es: ¿pueden predecirse estos terremotos?

### **Predicciones a corto plazo**

El objetivo de la predicción de los terremotos a corto plazo es informar sobre la localización y la magnitud de un gran terremoto en un corto espacio de tiempo. Japón,



**FIGURA 11.28.** Horas de viaje del tsunami hasta Honolulu, Hawái, desde lugares seleccionados de todo el Pacífico (Datos de NOAA).



**FIGURA 11.29.** Daño a la Interestatal 5 causado por el terremoto del 17 de enero de 1994 en Northridge (Foto de Tom HcHufh/Photo Researchers, Inc.).

Estados Unidos, China y Rusia, países donde los riesgos de terremotos son elevados (Tabla 11.2), están realizando esfuerzos sustanciales para conseguir este objetivo. La investigación se ha concentrado en el control de posibles *precursores*: fenómenos o cambios que preceden a un terremoto inminente y que, por tanto, proporcionan una advertencia. En California, por ejemplo, los sismólogos están midiendo los cambios en la elevación del terreno y las variaciones en los grados de deformación de las rocas próximas a las fallas activas. Otros investigadores están controlando los cambios de nivel del agua subterránea e incluso otros están intentando predecir los terremotos en función de los cambios de conductividad eléctrica de las rocas que preceden a algunos terremotos, aunque no a todos.

Algunos científicos japoneses y chinos están estudiando el comportamiento anómalo de los animales que puede preceder a un terremoto. Unos pocos días antes del terremoto del 12 mayo 2008 de la provincia Sichuan (China), las calles de un pueblo próximo a la falla se llenaron de sapos que emigraban desde las montañas. ¿Era

esto un aviso? Quizá Walter Mooney, un sismólogo de USGS lo explique mejor, «todo el mundo espera que los animales nos digan algo que no sabemos,... pero el comportamiento animal es demasiado poco fiable». Aunque existen precursores, todavía tenemos que determinar una forma útil de interpretar y utilizar esta información.

El gobierno chino afirmó haber predicho satisfactoriamente a corto plazo el terremoto que tuvo lugar el 4 de febrero de 1975 en la provincia de Liaoning. Según los informes, murió muy poca gente, aunque más de un millón vivía cerca del epicentro, porque el terremoto se predijo y la población fue evacuada. Algunos sismólogos occidentales han cuestionado esta afirmación y sugieren, en cambio, que un intenso enjambre de sismos precursores, que empezaron 24 h antes del terremoto principal, pudo haber inducido a la gente a la evacuación espontánea

Un año después del terremoto de Liaoning, murieron al menos 240.000 personas en el terremoto de Tangán, China, que no se predijo. No hubo sismos precursores. Las predicciones pueden dar lugar a alarmas

Tabla 11.2. Algunos terremotos notables.

A os	Localización	Muertos (est.)	Magnitud	Comentarios
1556	Shensi, China	830.000		Posiblemente el mayor desastre natural.
1755	Lisboa, Portugal	70.000		Un tsunami causó grandes daños.
1811-1812	Nuevo Madrid, Missouri	Pocos	7,9	Tres terremotos importantes.
1886	Charleston, Carolina del Sur	60		El mayor terremoto histórico en la parte oriental de Estados Unidos.
1906	San Francisco, California	3.000	7,8	Los incendios causaron grandes daños.
1908	Messina, Italia	120.000		
1923	Tokio, Japón	143.000	7,9	Los incendios causaron gran destrucción.
1960	Sur de Chile	5.700	9,5	Posiblemente el terremoto de mayor magnitud nunca registrado.
1964	Alaska	131	9,2	El mayor terremoto de Norteamérica.
1970	Perú	70.000	7,9	Gran deslizamiento de rocas.
1971	San Fernando, California	65	6,5	Los daños superaron los mil millones de dólares.
1975	Provincia Liaoning, China	1.328	7,5	Primer terremoto importante que se predijo.
1976	Tangshan, China	255.000	7,5	No predicho.
1985	Ciudad de México	9.500	8,1	El mayor daño ocurrió a 400 kilómetros del epicentro.
1988	Armenia	25.000	6,9	Construcciones de mala calidad.
1989	Zona de la Bahía de San Francisco	62	7,1	Los daños superaron los 6.000 millones de dólares.
1990	Irán	50.000	7,4	Los deslizamientos de terreno y las construcciones de mala calidad causaron graves daños.
1993	Latur, India	10.000	6,4	Localizado en el interior continental estable.
1994	Northridge, California	51	6,7	Los daños superaron los 40.000 millones de dólares.
1995	Kobe, Japón	5.472	6,9	Se calcula que los daños superaron los 100.000 millones de dólares.
1999	Izmir, Turquía	17.127	7,4	Cerca de 44.000 heridos y más de 250.000 desplazados.
1999	Chi-Chi, Taiwán	2.300	7,6	Gran destrucción; 8.700 heridos.
2001	Bhuj, India	25.000+	7,9	1 millón o más de personas sin hogar.
2003	Bam, Irán	41.000+	6,6	Ciudad antigua con construcciones deficientes.
2004	Océano Índico, Sumatra	230.000	9,1	Daños devastadores del tsunami.
2005	Pakistán/Kashmir	86.000	7,6	Muchos corrimientos de tierra; 4 millones de personas sin hogar.
2008	Sichuan, China	70.000	7,9	Millones de personas sin hogar, algunas ciudades no serán reconstruidas.

Terremotos en EE.UU.

Se han calculado magnitudes muy diferentes para algunos de estos terremotos. Las magnitudes del momento se utilizan cuando se dispone de ellas.

Fuente: U. S. Geological Survey.

falsas. En una provincia próxima a Hong Kong, la gente abandonó sus hogares durante más de un mes, pero no hubo terremoto.

Para que un esquema de predicción goce de aceptación general, debe ser preciso y fiable. Por tanto, *debe tener un pequeño nivel de incertidumbre con respecto a la localización y el momento, y debe producir pocos fracasos o alarmas falsas*. ¿Imagina el debate que precedería a una orden para evacuar una gran ciudad de Estados Unidos, como

Los Ángeles o San Francisco? El coste de evacuar a millones de personas, buscarles alojamiento y suplir su pérdida de tiempo de trabajo y salario, sería asombroso.

En la actualidad, no existe método fiable alguno para realizar predicciones sísmicas a corto plazo. De hecho, excepto durante un breve periodo de optimismo en los años 70, los principales sismólogos de los últimos cien años han llegado a la conclusión general de que la predicción a corto plazo de los terremotos *no* es factible.

## Pronósticos a largo plazo

Al contrario que las predicciones a corto plazo, cuyo objetivo es predecir los terremotos en horas o, a lo sumo, en días, los pronósticos a largo plazo proporcionan la probabilidad de que se produzca un terremoto de cierta magnitud en una escala temporal de 30 a 100 años, o más. Estos pronósticos proporcionan cálculos estadísticos de la intensidad esperada de movimiento de la Tierra para un área concreta durante un marco temporal específico. Aunque los pronósticos a largo plazo pueden no ser tan informativos como nos gustaría, estos datos son importantes para proporcionar pautas importantes sobre códigos de edificación de forma que los edificios, los embalses o las carreteras se construyan para resistir niveles esperados de agitación del terreno (Recuadro 11.2).

Por ejemplo, en la década de 1970, antes de que se construyera el oleoducto que atraviesa Alaska, de más de 1.000 km de longitud, los geólogos hicieron un estudio de riesgos del sistema de fallas Denali, una importante estructura tectónica que atraviesa Alaska. Se determinó que durante un terremoto de magnitud 8 en la falla Denali, se experimentaría un desplazamiento horizontal de 6 m. Como consecuencia de esta investigación, el oleoducto se diseñó para permitir que se deslizara horizontalmente sin romperse (Figura 11.30). En 2002, la falla Denali se rompió produciendo un terremoto de magnitud 7,9. Aunque el desplazamiento total a lo largo de la falla fue de unos 5 m, no hubo escape de petróleo. El oleoducto trans-Alaska transporta casi el 20 por ciento del suministro de petróleo doméstico de Estados Unidos, alrededor de 600.000 barriles al día, con un grado de seguridad científica de que resistirá desplazamientos futuros.

Los pronósticos a largo plazo se basan en la premisa de que muchas fallas grandes se rompen repetidamente produciendo terremotos similares a intervalos aproximadamente iguales. En otras palabras, en cuanto se rompe una sección de una falla, los movimientos continuos de las placas terrestres empiezan a acumular tensión de nuevo en las rocas, hasta que estas vuelven a ceder. Esto ha llevado a los sismólogos a estudiar los registros históricos de los terremotos para ver si existen patrones apreciables, de manera que pueda establecerse su probabilidad de recurrencia.

### Vacíos sísmicos

Teniendo en cuenta este concepto, los sismólogos comenzaron a representar la distribución de zonas de ruptura asociadas con los grandes terremotos de todo el mundo. Los mapas revelaron que las zonas de ruptura tendían a aparecer adyacentes unas a otras sin solapamiento apreciable, trazando de esta manera el borde de



**FIGURA 11.30.** El oleoducto que atraviesa Alaska se diseñó y construyó para resistir varios metros de desplazamiento horizontal donde atraviesa la falla Denali. Durante un terremoto de magnitud 7,9 en 2002, el oleoducto se movió tal como estaba previsto y no se produjo derrame de petróleo. Esto ilustra la importancia de estimar un posible movimiento del terreno y diseñar estructuras para mitigar los riesgos. (Foto por cortesía de USGS).

una placa. Recordemos que la mayoría de los terremotos se genera en los bordes de placa por el movimiento relativo de los grandes bloques de la corteza. Dado que las placas están en movimiento constante, también puede calcularse la velocidad a la que se acumula el esfuerzo.

Cuando los investigadores estudiaron los registros históricos, descubrieron que en algunas zonas no se había producido un terremoto grande en más de un siglo y en otras en más de varios siglos. Estas zonas tranquilas, denominadas **vacíos sísmicos**, se identificaron como zonas inactivas que están acumulando la deformación para futuros terremotos importantes.

Una zona de interés reciente para los sismólogos es el borde septentrional de la placa india, que está chocando con Asia (Figura 11.31). Esta zona se había considerado históricamente tranquila desde el punto de vista sísmico, pero desde 2004 han golpeado el borde de placa tres terremotos importantes. El más destructivo fue el descrito previamente de diciembre de 2004 en Sumatra (Mw 9,1). Tres meses más tarde, en marzo de 2005, un segundo terremoto fuerte (Mw 8,6) golpeó Indonesia en el mismo sistema de fallas directamente al sur del mortífero acontecimiento de 2004. Por fortuna, el segundo terremoto fue mucho menos destructivo, porque no se generó un tsunami sustancial. Esta diferencia puede explicarse comparando el desplazamiento que se produjo

durante los dos acontecimientos. El terremoto de 2004 fracturó casi 1.600 km del megacabalgamiento Sunda, casi cuatro veces más que el de 2005. Una razón más importante es que la zona de mayor desplazamiento se produjo en aguas profundas en la zona de ruptura de diciembre de 2004, pero sobre tierra o agua somera en el acontecimiento de marzo de 2005.

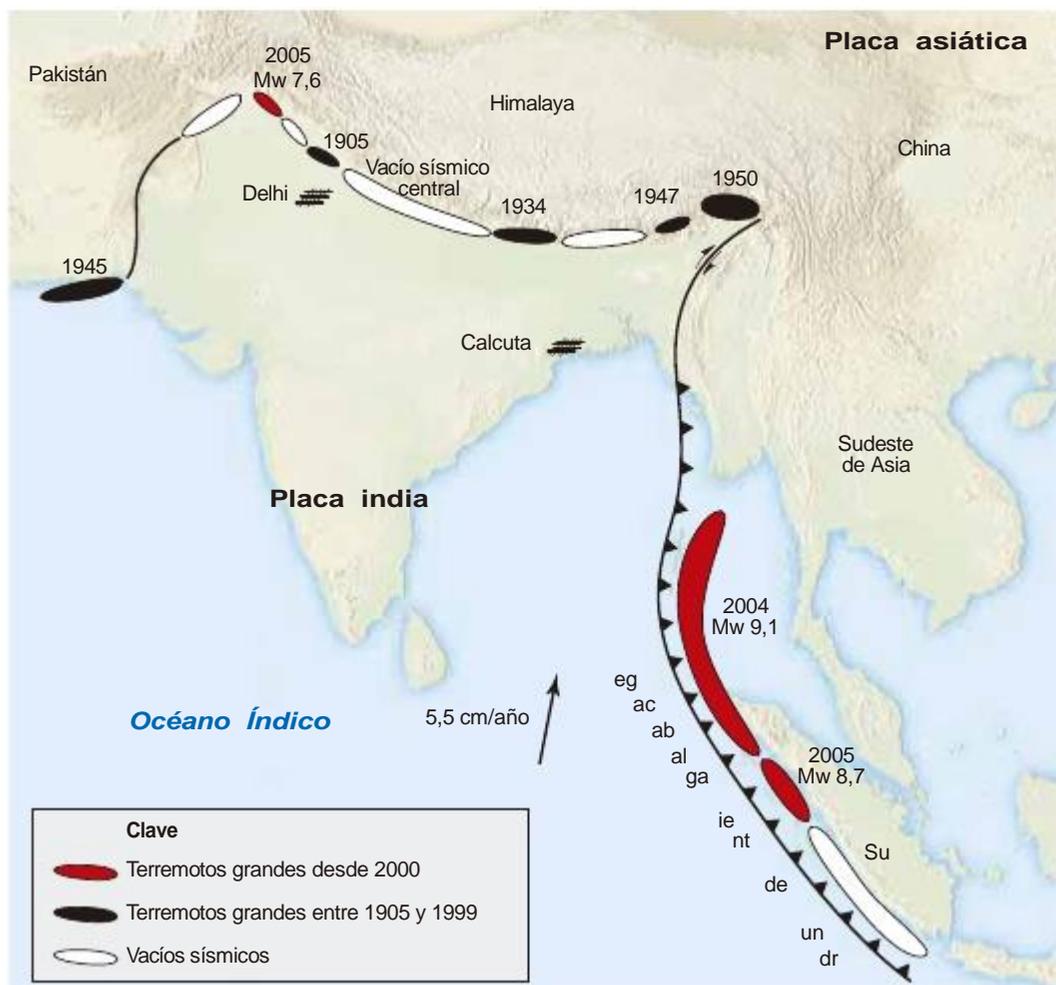
En octubre de 2005, se produjo el terremoto de Pakistán/Cachemira, que se cobró 86.000 vidas. La intensidad de la destrucción causada por este terremoto se atribuyó a un cabalgamiento severo, acoplado a prácticas de construcción defectuosas (Figura 11. 32).

Lamentablemente, como se ilustra en el mapa de la Figura 11. 31, varios vacíos sísmicos maduros (mostrados en blanco) están localizados a lo largo de este borde de placa. Uno de ellos se encuentra en el megacabalgamiento Sunda, justo debajo de la ruptura de marzo de 2005. ¿Transfirió el desplazamiento de 2005 suficiente esfuerzo como para tocar la región vecina y provocar su ruptura?

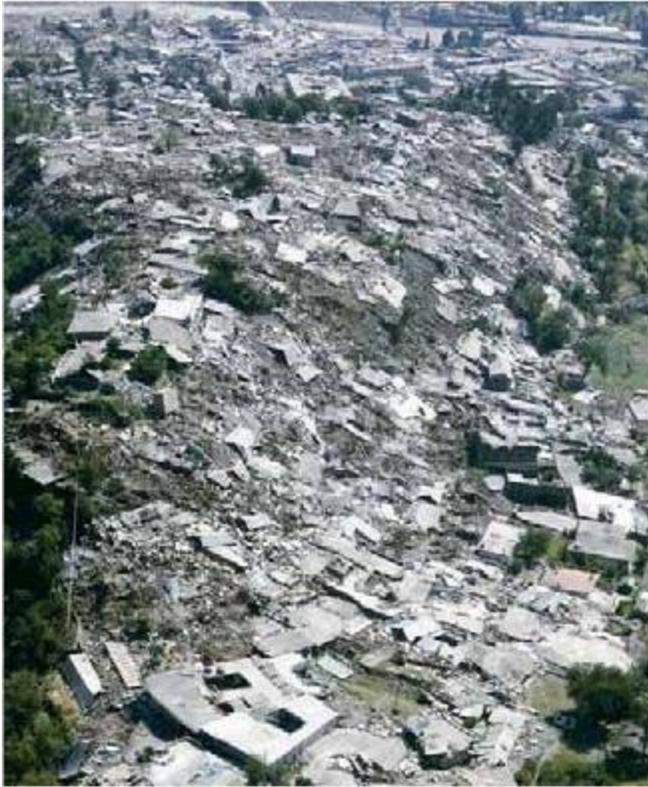
En el continente, a lo largo de los márgenes del Himalaya existen otros vacíos sísmicos. Uno de estos sitios está localizado adyacente a la zona de deslizamiento que produjo el terremoto de Pakistán/Cachemira en octubre de 2005. Otra es la región de 600 km de longitud del Himalaya central que no se ha roto aparentemente desde 1505.

### Paleosismología

Se ha puesto en práctica otro método de pronóstico a largo plazo, conocido como *paleosismología*. Una investigación en la que se empleó este método se concentró en un segmento meridional de la falla de San Andrés al Este de Los Ángeles. En este lugar, el drenaje de Pallet Creek se ha alterado repetidamente como consecuencia de rupturas sucesivas a lo largo de la zona de falla. Zanjas excavadas a través del lecho del río han mostrado los sedimentos que han sido desplazados por varios grandes terremotos



**FIGURA 11.31.** Vacíos sísmicos. Mapa del borde septentrional de la placa india, donde se está moviendo hacia Asia. En rojo se muestran las zonas de ruptura para los tres grandes terremotos que se han producido a lo largo de este borde de placa desde 2000. Los terremotos grandes que se produjeron entre 1905 y 1999 se muestran en negro y los vacíos sísmicos se muestran en blanco. Los vacíos sísmicos son «zonas tranquilas» que se consideran zonas inactivas que están almacenando deformación elástica que finalmente producirá terremotos importantes.



**FIGURA 11.32.** Destrucción causada por el terremoto de Pakistán/Cachemira (Mw 7,6) que sacudió la región en octubre de 2005. La gravedad de la destrucción se atribuyó a un intenso cabalgamiento añadido a las malas prácticas de construcción. Hubo más de 86.000 fallecimientos (Foto de AP Wide World Photos).

durante un periodo de 1.500 años. A partir de estos datos se determinó que en esta zona se produce un gran terremoto con una periodicidad media de una vez cada 135 años. El último gran acontecimiento, denominado el terremoto de Fort Tejón, se produjo a lo largo de este segmento de la falla de San Andrés en 1857, hace unos 150 años. Si los terremotos son cíclicos, parece inminente un acontecimiento importante en el sur de California.

Utilizando otras técnicas paleosismológicas, los investigadores determinaron que terremotos muy poderosos (magnitud 8 o mayor) han golpeado repetidamente el noroeste del Pacífico durante los últimos miles de años. El acontecimiento más reciente se produjo hace unos 300 años. Como consecuencia de esos hallazgos, los servicios públicos han dado los pasos necesarios para fortalecer las presas, puentes y sistemas de conducción del agua existentes en la región. Incluso el sector privado respondió. El edificio U. S. Bancorp en Portland, Oregón, se fortaleció con un coste de 8 millones de dólares.

En resumen, *parece que las mejores perspectivas de hacer predicciones útiles sobre los terremotos radican en pronosticar las magnitudes y las localizaciones en escalas temporales de años, o incluso decenios. Estos pronósticos son importantes porque proporcionan información que puede ser utilizada para*

*el diseño de estructuras y ayudar en la planificación del uso del terreno para reducir lesiones y daños a vidas y propiedades.*

## LOS RIESGOS SÍSMICOS EN LA FALLA DE SAN ANDRÉS

La falla de San Andrés, California, corre en diagonal de sureste a noroeste durante casi 1.300 km a través de gran parte del oeste del estado. Durante años los investigadores han estado intentando predecir la localización del siguiente «Big One», un terremoto con una magnitud de 8 o superior, a lo largo de este sistema de fallas.

En 1906 el terremoto de San Francisco causó el desplazamiento de la sección más septentrional de 450 km de longitud de la falla (Figura 11.33). Este acontecimiento, que tuvo una magnitud Richter estimada de 8,3, liberó probablemente mucha de la deformación que se había ido acumulando durante los aproximadamente 200 años anteriores. Por consiguiente, la U.S. Geological Survey concluyó que entre el año 2003 y el 2032 hay una probabilidad



**FIGURA 11.33.** Mapa que muestra las secciones de la falla de San Andrés que se rompieron durante el gran terremoto de San Francisco de 1906 y el terremoto de Fort Tejon de 1857. Situado directamente al sur de la ruptura de 1906 se encuentra el segmento de reptación donde las placas se desplazan gradualmente una con respecto a la otra. Los 200 km más meridionales de la falla no han producido un terremoto grande desde, aproximadamente 300 años. A este segmento se le otorga la mayor probabilidad de producir el siguiente «Big One».

del 62 por ciento que golpee la zona de la bahía de San Francisco por lo menos un terremoto de magnitud 6,7 o mayor (Figura 11.34). Si se produce, este terremoto sería aproximadamente comparable al terremoto de Loma Prieta de 1989 (Mw 6,9) y capaz de causar daño significativo en algún lugar de la zona. El mapa de la Figura 11.34 muestra algunos de los segmentos de la falla, pero no todos, que podrían romperse durante un terremoto futuro.

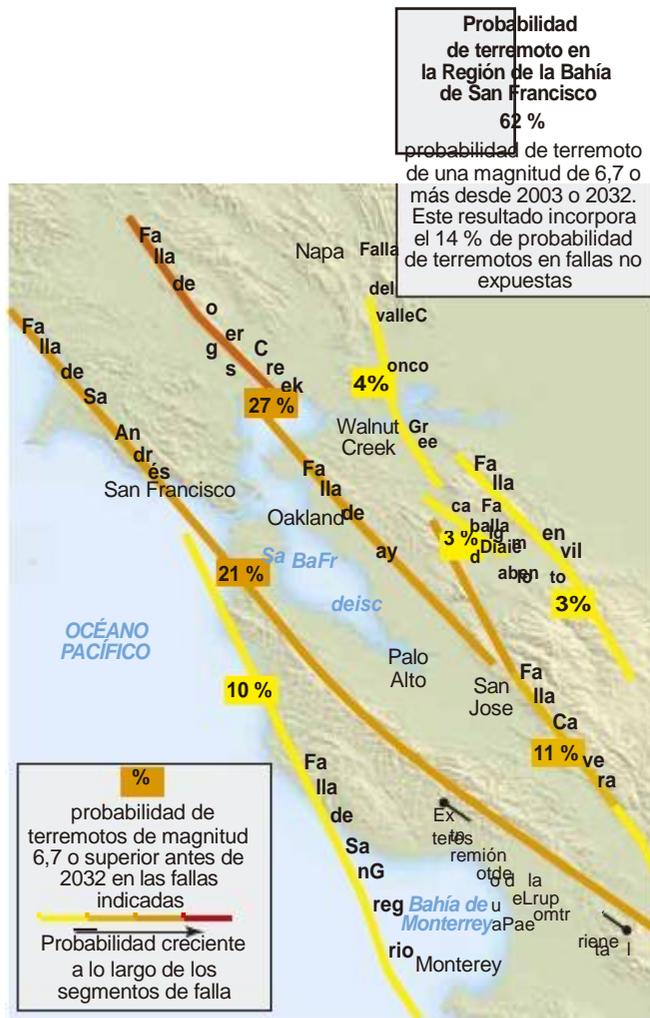
Situada justo al sur de la ruptura de 1906 hay una sección de la falla de San Andrés que muestra «reptación de falla» (véase la Figura 11.33). Cuando las placas se deslizan gradualmente una con respecto a otra, como hacen en esta zona, se acumula menos esfuerzo que cuando la falla está bloqueada, disminuyendo las perspectivas de un gran terremoto final.

Como se muestra en la Figura 11.33, se produjo una gran ruptura en la falla de San Andrés al este de Los

Angeles en 1857. Esta ruptura produjo el gran terremoto de Fort Tejon que tuvo una magnitud estimada similar a la de San Francisco de 1906. Recordemos que los estudios de paleosismología indican que esta sección del sistema de fallas ha experimentado un desplazamiento sustancial en un promedio de una vez cada 135 años. Esto significa que está dentro de lo posible una repetición del terremoto de Fort Tejon en 1857. A esta sección de la falla se le ha dado una probabilidad del 60 por ciento de producir un terremoto importante en los próximos 30 años.

El origen más probable del siguiente terremoto importante en la falla de San Andrés bien podría estar en sus 200 km más meridionales, en los que no se ha producido un acontecimiento grande en unos 300 años (véase Figura 11.33). En un estudio en el que se utilizaron imágenes de radar tomadas desde el espacio se encontraron evidencias de que esta sección de la falla está fundamentalmente cerrada y sigue acumulando cantidades significativas de información. La velocidad potencial de deslizamiento, el ritmo al que las placas se mueven a lo largo de la falla, se ha estimado en unos 2 a 3 cm al año. Esto significa que durante los últimos 300 «años durmientes» la falla ha acumulado aproximadamente de 6 a 8 m de desplazamiento. Si esta deformación se libera en un solo terremoto, provocaría un acontecimiento de magnitud 8.

La sección más meridional del sistema de San Andrés atraviesa las pobladas zonas de Palm Springs, San Bernardino, Riverside y Borrego Spring. En el caso de que se produjera un importante terremoto, se dejaría sentir por gran parte del sur de California, entre ellas las áreas metropolitanas densamente pobladas de Los Angeles y San Diego.



**FIGURA 11.34.** A la región de la Bahía de San Francisco se le otorga una probabilidad del 62% de experimentar un terremoto de magnitud 6,7 o superior antes de 2032. Se muestran algunas de las fallas que podrían romperse para producir este acontecimiento (Tomado de U.S. Geological Survey Fact Sheet 039-03).

## TERREMOTOS: PRUEBAS DE LA TECTÓNICA DE PLACAS

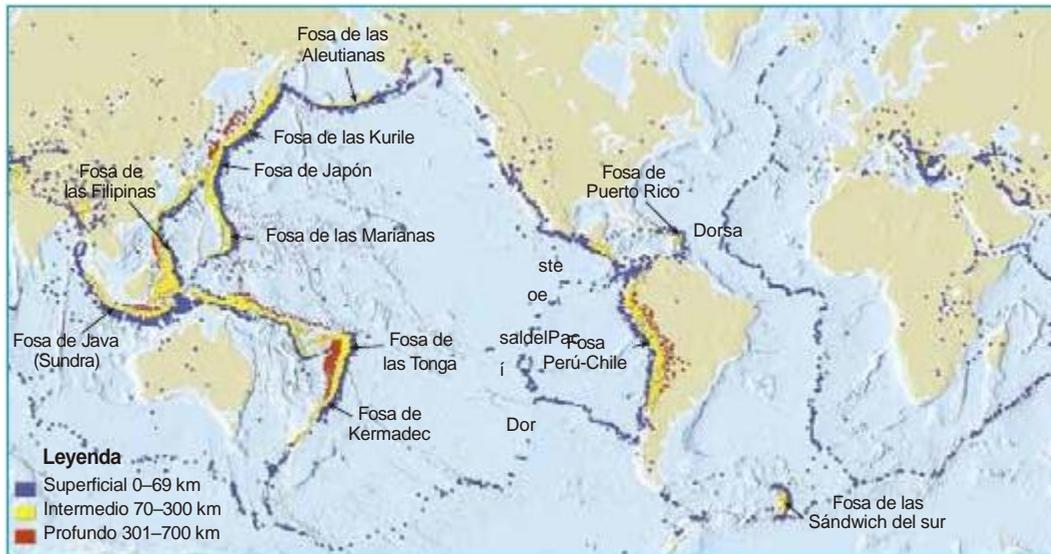


### EARTHQUAKES

Earthquakes at Plate Boundaries

Una vez formulado el esquema básico de la teoría de la tectónica de placas, los investigadores de varias ramas de las geociencias empezaron a probar su validez. Uno de los primeros esfuerzos lo realizó un grupo de sismólogos, que fue capaz de demostrar una buena relación entre el modelo de tectónica de placas recién desarrollado y la distribución global de los terremotos que se muestra en la Figura 11.35. En particular, estos científicos pudieron explicar la estrecha asociación entre los terremotos de foco profundo y fosas oceánicas donde las placas de la litosfera oceánica están siendo subducidas en el manto.

Cuando se representaron los datos de los terremotos según su localización geográfica en profundidad, se



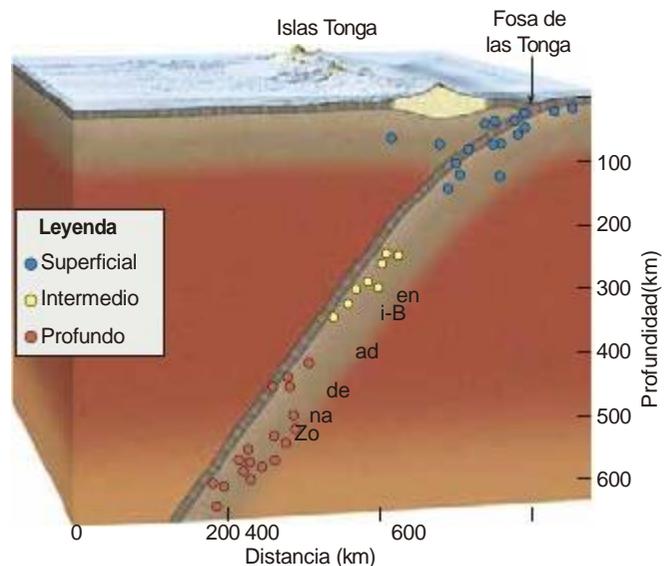
**FIGURA 11.35.** Distribución de terremotos superficiales, intermedios y de foco profundo. Nótese que los terremotos de foco profundo sólo se producen en relación con los límites convergentes de placa y las zonas de subducción (Datos procedentes de NOAA).

detectaron diversas observaciones interesantes. En vez de una mezcla aleatoria de terremotos superficiales y profundos, surgieron algunos patrones muy definidos (Figura 11.35). Los terremotos generados a lo largo del sistema de dorsales oceánicas siempre tienen un foco somero y ninguno es muy fuerte. Además, se observó que casi todos los terremotos de foco profundo se produjeron en el cinturón circum-Pacífico, en particular en las regiones situadas tierra adentro de las fosas oceánicas.

Basándonos en nuestros conocimientos del mecanismo que genera la mayoría de los terremotos, sería lógico concluir que los terremotos deberían ocurrir solo en la capa fría, rígida y más externa de la Tierra. Recordemos que a medida que estas rocas se deforman, se doblan y almacenan energía elástica, como una cinta de goma estirada. Una vez que la roca se ha deformado lo suficiente, se fractura, liberando la energía almacenada en forma de vibraciones sísmicas. Por el contrario, las rocas móviles calientes de la astenosfera no pueden almacenar la energía elástica y, por tanto, no deberían generar terremotos. Sin embargo, hasta ahora si se han observado terremotos con profundidades de casi 700 km.

La conexión única entre los terremotos con foco profundo y las fosas oceánicas se estableció mediante los estudios llevados a cabo en las islas Tonga. Cuando se representaron las profundidades de los focos sísmicos y sus localizaciones dentro del arco de las Tonga, surge el modelo mostrado en la Figura 11.36. La mayoría de los terremotos superficiales se producen dentro de la fosa, o en la zona adyacente a ella, mientras que los terremotos medios o de foco profundo se producen hacia las islas Tonga. Esta zona de profundidades crecientes de foco se denomina **zona de Wadati-Benioff** en honor a los dos científicos que las identificaron primero.

En el modelo de la tectónica de placas, las fosas submarinas se forman allí donde las placas densas de litosfera oceánica se hunden en el manto (Figura 11.36). Los terremotos de foco superficial se producen en respuesta al plegamiento y la fracturación de la litosfera cuando empieza su descenso o a medida que la placa en subducción interactúa con la capa situada por encima. Más adentro del manto, se generan los terremotos de foco profundo. Estos terremotos se producen en las placas de subducción frías más que en el manto porque las



**FIGURA 11.36.** Distribución idealizada de los focos sísmicos en las proximidades de la fosa de las Tonga. Obsérvese que los terremotos intermedios y de foco profundo se producen solo en el interior de la litosfera que se hunde (Modificado según B. Isacks, J. Oliver y L. R. Sykes).

rocas son malas conductoras del calor. Por consiguiente, la litosfera permanece más fría y fuerte que el manto, que está caliente y débil como para acumular suficiente esfuerzo elástico que provoque ruptura.

Otras pruebas que respaldan el modelo de la tectónica de placas procedían de observar que *solo* los terremotos superficiales ocurren a lo largo de los límites divergentes y de falla transformante. Por ejemplo, a lo largo de la falla de San Andrés, la mayoría de los terremotos se produce en los primeros 20 km de la corteza. Por

debajo de esta profundidad, las rocas se comportan de una manera dúctil (muy parecido a masilla) y son incapaces de almacenar deformación elástica. Puesto que las fosas oceánicas son los únicos lugares donde las placas frías de la corteza oceánica se sumergen a grandes profundidades, estas podrían ser los únicos puntos donde se producen terremotos de foco profundo. De hecho, la ausencia de estos a lo largo de las dorsales oceánicas y las fallas transformantes apoya la teoría de la tectónica de placas.

## EL HOMBRE Y EL MEDIO AMBIENTE

### El estudio de la Tierra desde el espacio

### RECUADRO 11.2

La mayoría de los terremotos se produce cerca de los bordes de placa, como se pone de manifiesto en California y Japón. Sin embargo, las áreas alejadas de los bordes de placa no están necesariamente inmunizadas. Un equipo de sismólogos calculó recientemente que la probabilidad de que se produjera un terremoto devastador al este de las Montañas Rocosas durante los siguientes 30 años es de aproximadamente dos terceras partes la probabilidad de que se produzca un terremoto comparable en California. Esta predicción se basa en parte en la distribución geográfica y en parte en la velocidad media de producción de terremotos en esas regiones.

Se han producido al menos seis terremotos importantes en el centro y el este de Estados Unidos desde tiempos coloniales. Tres de ellos, a los que se han calculado magnitudes de Richter de 7,5; 7,3 y 7,8, tenían su centro en el valle del río Mississippi, al sureste de Missouri. Producidos a lo largo de un periodo de tres meses, en diciembre de 1811, enero de 1812 y febrero de 1812, esos terremotos y numerosos temblores más pequeños destruyeron la ciudad de Nuevo Madrid, Missouri. También desencadenaron deslizamientos masivos, dañaron un área correspondiente a seis estados, alteraron el curso del río Mississippi y aumentaron el tamaño del lago Reelfoot, de Tennessee.

La distancia a la que se dejaron sentir esos terremotos es verdaderamente notable. Las chimeneas se derrumbaron en Cincinnati. Miles de kilómetros al noreste, los residentes de Boston comunicaron haber sentido el terremoto. Aunque la destrucción de los terremotos de Nuevo Madrid fue ligera en comparación con el terremoto de Loma Prieta, en 1989, el medio oeste estaba escasamente poblado en las primeras décadas del siglo XIX. Memphis, Tennessee, cerca del epicentro, todavía no se había edificado y St. Louis

era una pequeña ciudad fronteriza. Hoy en día, la zona metropolitana de Memphis tiene una población de más de un millón de habitantes. Además, se encuentra construida sobre depósitos no consolidados de forma que sus edificios son particularmente susceptibles a los peligros de un terremoto. Un estudio federal concluyó que un terremoto de magnitud 7,6 en esta región podría causar 2.500 muertos, el colapso de 3.000 estructuras, 25.000 millones en pérdidas económicas y el desplazamiento de 250.000 personas.

El mayor terremoto histórico de los estados del este ocurrió en Charleston, Carolina del Sur, en 1886. Este acontecimiento, que duró un minuto, causó 60 muertos, numerosos heridos y grandes pérdidas económicas en un radio de 200 kilómetros de Charleston. Minutos después del terremoto, fuertes vibraciones sacudieron los pisos altos de los edificios de Chicago y St. Louis, haciendo que la gente saliera despavorida a la calle. Solo en Charleston, se destruyeron más de un centenar de edificios, y el 90 por ciento de las estructuras restantes resultó dañado (Figura 11.C).

Nueva Inglaterra y las áreas adyacentes han experimentado convulsiones considerables desde tiempos coloniales, entre

ellas la ocurrida en Plymouth en 1683 y en Cambridge, Massachusetts, en 1755. Desde que se mantienen los registros, el estado de Nueva York ha experimentado más de 300 terremotos lo bastante grandes para que los seres humanos los sientan. Entre otros terremotos dañinos se encuentra el que tuvo lugar cerca de Aurora, Illinois (1909) y otro que hizo temblar a Valentine, Texas (1931)).

Estos terremotos orientales y centrales se producen con mucha menos frecuencia que en California. Sin embargo, los temblores al este de las Rocosas han producido generalmente daños estructurales a lo largo de un área mayor que los temblores de magnitud similar en California. La razón es que el lecho de roca subyacente en el centro y el este de Estados Unidos es más antiguo y más rígido. Como consecuencia, las ondas sísmicas viajan a mayores distancias con menos atenuación que en el oeste de Estados Unidos. Para terremotos similares, la región de máximo movimiento del terreno en el este puede ser hasta diez veces mayor que en el oeste. Por consiguiente, la mayor velocidad de los terremotos en el oeste se ve en parte equilibrada por un daño más generalizado en el este.



**FIGURA 11.C.** Daños en Charleston, al sur de Carolina, causados por el terremoto que tuvo lugar el 31 de agosto de 1886. El daño osciló entre la caída de chimeneas y la ruptura de paredes hasta el hundimiento total (Foto cortesía de U. S. Geological Survey).

## CAPÍTULO 11

## Los terremotos y los riesgos sísmicos

## RESUMEN

Los *terremotos* son vibraciones del terreno producidas por la liberación rápida de energía desde rocas que se rompen debido a que han sido sometidas a esfuerzos que superan sus límites de resistencia. Esta energía, que adopta la forma de *ondas sísmicas*, irradia en todas las direcciones desde el origen del terremoto, denominado *foco* o *hipocentro*. Los movimientos que producen la mayoría de los terremotos ocurren a lo largo de grandes fracturas denominadas *fallas*, que suelen estar asociadas con los bordes de placa.

A lo largo de una falla, las rocas almacenan energía a medida que se deforman. Cuando el deslizamiento se produce en el punto más débil (el foco), el desplazamiento ejercerá un esfuerzo más lejos en la falla, que a su vez producirá más deslizamiento, así sucesivamente hasta que se libere la tensión acumulada. Se produce un terremoto cuando la roca vuelve elásticamente a su forma original. El «salto hacia atrás» de la roca se denomina *rebote elástico*. El terremoto mayor va precedido a menudo de terremotos pequeños, denominados *sismos precursores*. Los ajustes del terreno posteriores a un terremoto grande generan a menudo terremotos más pequeños denominados *réplicas*.

Durante un terremoto se generan dos tipos principales de ondas sísmicas: (1) las *ondas superficiales* que viajan a lo largo de la capa externa de la Tierra, y (2) las *ondas de cuerpo* que recorren el interior de la Tierra. Las ondas de cuerpo se dividen a su vez en *ondas primarias*, o *P*, que empujan (comprimen) y tiran (expanden) las rocas en la dirección del desplazamiento del frente de onda, y las *ondas secundarias*, o *S*, que «mueven» las partículas de la roca en ángulo recto con respecto a su dirección de desplazamiento. Las ondas P pueden viajar a través de sólidos, líquidos y gases. Los fluidos (gases y líquidos) no transmiten las ondas S. En cualquier material sólido, las ondas P viajan aproximadamente 1,7 veces más deprisa que las ondas S.

El punto de la superficie de la Tierra situado directamente encima del foco de un terremoto se denomina *epicentro*. La posición del epicentro se determina hallando la diferencia de velocidades entre las ondas P y las ondas S. Utilizando la diferencia entre los tiempos de llegada de las ondas P y las ondas S, puede determinarse la distancia que separa la estación de registro del terremoto. Cuando se conocen las distancias desde tres o más estaciones sísmicas, puede localizarse el epicentro utilizando un método denominado *triangulación*.

Los sismólogos utilizan fundamentalmente dos medidas diferentes para describir las dimensiones de un terremoto: la intensidad y la magnitud. La *intensidad* es una medida del grado de temblor del terreno en un punto determinado basada en la cantidad de daños. La *escala de intensidad modificada de Mercalli* utiliza los daños a los edificios de California para calcular la intensidad del temblor del terreno para un terremoto local. La *magnitud* se calcula a partir de los registros sísmicos y estima la cantidad de energía liberada en el origen de un terremoto. Utilizando la *escala de Richter* se determina la magnitud de un terremoto midiendo la *amplitud* (desplazamiento máximo) de la mayor onda sísmica registrada. Para expresar la magnitud se utiliza una escala logarítmica, en la cual a un incremento de 10 en el temblor del terreno corresponde un aumento de 1 en la escala de magnitud. La *magnitud del momento* se utiliza en la actualidad para calcular las dimensiones de los terremotos medianos a grandes. Se calcula utilizando el desplazamiento medio de la falla, el área de la superficie de falla y la fuerza de cizalla de la roca fallada.

*Existe una estrecha correlación entre los epicentros de los terremotos y los bordes de placa.* La mayor cantidad de energía la liberan los terremotos que tienen lugar a lo largo del margen externo del océano Pacífico, conocido como *cinturón circum-Pacífico*, y por las regiones montañosas que bordean el Mar Mediterráneo y continúan más allá del complejo del Himalaya. Otra zona de actividad sísmica relativamente baja atraviesa los océanos de todo el mundo a lo largo del *sistema de dorsales oceánicas*.

Los factores principales que determinan la cantidad de destrucción que acompaña a un terremoto son la magnitud del terremoto y su proximidad a una zona poblada. Los daños estructurales atribuibles a las vibraciones de los terremotos dependen de varios factores, entre ellos: (1) la amplitud de las ondas; (2) la duración de las vibraciones; (3) la naturaleza del material sobre el cual reposan las estructuras, y (4) el diseño de la estructura. Son efectos secundarios de los terremotos los *tsunamis*, los desplazamientos de tierra, la subsidencia del terreno y los incendios.

En Japón, Estados Unidos, China y Rusia (países con elevado riesgo de terremotos) se realiza mucha investigación para predecir los terremotos. Todavía no se ha ideado un método fiable de predicción a corto

plazo. Los pronósticos a largo plazo se basan en la premisa de que los terremotos son repetitivos o cíclicos. Los sismólogos estudian la historia de los terremotos para obtener patrones, de manera que pueda predecirse su aparición. Los pronósticos a largo plazo son importantes porque proporcionan información

útil para desarrollar el Uniform Building Code y ayudan a planificar el uso del terreno.

La distribución de los terremotos proporciona pruebas consistentes para la teoría de la tectónica de placas, sobre todo la estrecha relación entre los terremotos de foco profundo y las zonas de subducción

## TÉRMINOS FUNDAMENTALES

epicentro, 346	licuefacción, 362	réplica, 348
escala de intensidad de Mercalli	magnitud, 356	reptación de falla, 350
modificada, 356	magnitud del momento, 359	sismo precursor, 348
escala de Richter, 357	maremoto, 365	sismógrafo, 352
falla, 346	onda de cuerpo, 353	sismograma, 352
falla de desplazamiento, 351	onda superficial, 353	sismología, 352
foco, 346	onda (P) primaria, 353	terremoto, 346
hipocentro, 346	onda (S) secundaria, 353	tsunami, 365
inercia, 352	onda sísmica, 346	vacío sísmico, 370
intensidad, 356	rebote elástico, 348	zona Wadati-Benioff, 374

## PREGUNTAS DE REPASO

- Defina los *terremotos* en términos geológicos.
- ¿Cómo están relacionados las fallas, los focos sísmicos y los epicentros? ¿Qué es un terremoto? ¿Bajo qué circunstancias *se producen* los terremotos?
- ¿Quién fue el primero que explicó el mecanismo real por medio del cual se generan los terremotos?
- Explique lo que se entiende por *rebote elástico*.
- Las fallas que están «bloqueadas» pueden considerarse «seguras». Refute o defienda esta afirmación.
- Enumere algunas razones por las que algunos terremotos son mucho más intensos que otros.
- Describa el principio de funcionamiento de un sismógrafo.
- Enumere las principales diferencias entre las ondas P y las S.
- Explique por qué las ondas P se mueven a través de los sólidos, los líquidos y los gases, mientras que las ondas S se mueven solo a través de sólidos.
- ¿Qué tipo de ondas sísmicas produce el mayor daño en los terremotos de foco superficial?
- Utilizando la Figura 11.14, determine la distancia entre un terremoto y una estación sísmica si la primera onda S llega 3 minutos después de la primera onda P.
- Casi todos los grandes terremotos se producen en una zona del planeta conocida como la \_\_\_\_\_.
- Distinga entre la escala de Mercalli y la escala Richter.
- Por cada incremento de 1 en la escala Richter, la amplitud de la onda aumenta \_\_\_\_\_ veces.
- Un terremoto de valor 7 en la escala Richter libera alrededor de \_\_\_\_\_ veces más energía que un terremoto de magnitud 6.
- Enumere por qué la escala de magnitud del momento ha ganado popularidad sobre la escala de Richter entre los sismólogos.
- Enumere cuatro factores que afectan a la magnitud de la destrucción causada por las vibraciones sísmicas.
- ¿Qué factor contribuyó más al extenso daño que se produjo en el centro de la ciudad de México durante el terremoto de 1985? (véase Recuadro 11.1)
- Además de la destrucción originada directamente por las vibraciones sísmicas, enumere otros tres tipos de destrucción asociados con los terremotos.
- Describa el proceso de la licuefacción.
- ¿Qué es un tsunami? ¿Cómo se genera?
- Cite algunas razones por las cuales un terremoto de magnitud moderada podría causar más daño que un terremoto con una magnitud alta.
- ¿Que características prominentes de los fondos oceánicos se asocian a los terremotos de foco profundo?
- ¿Son posibles las predicciones de terremotos a corto plazo utilizando los instrumentos sísmicos actuales?
- ¿Cuál es el valor de las predicciones de terremotos a largo plazo?
- Describa brevemente cómo los terremotos pueden utilizarse como pruebas de la teoría de la tectónica de placas.

## MasteringGeology

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

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

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

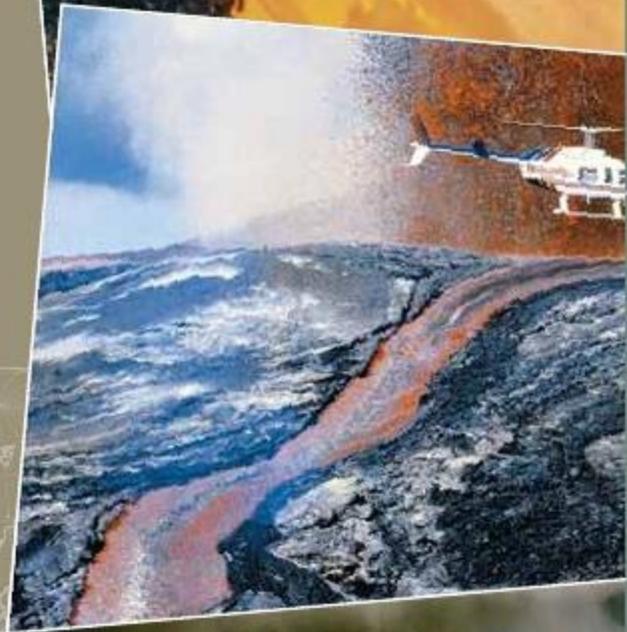
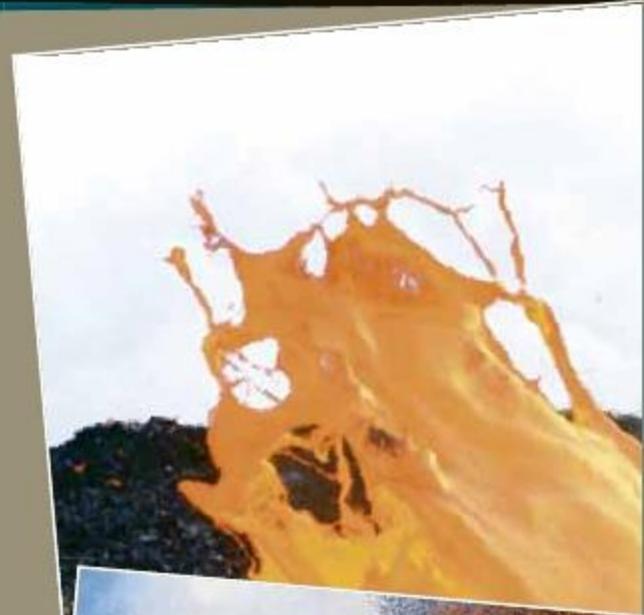
- Encounter Earth
- Geoscience Animations
- GEODe
- Pearson eText

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

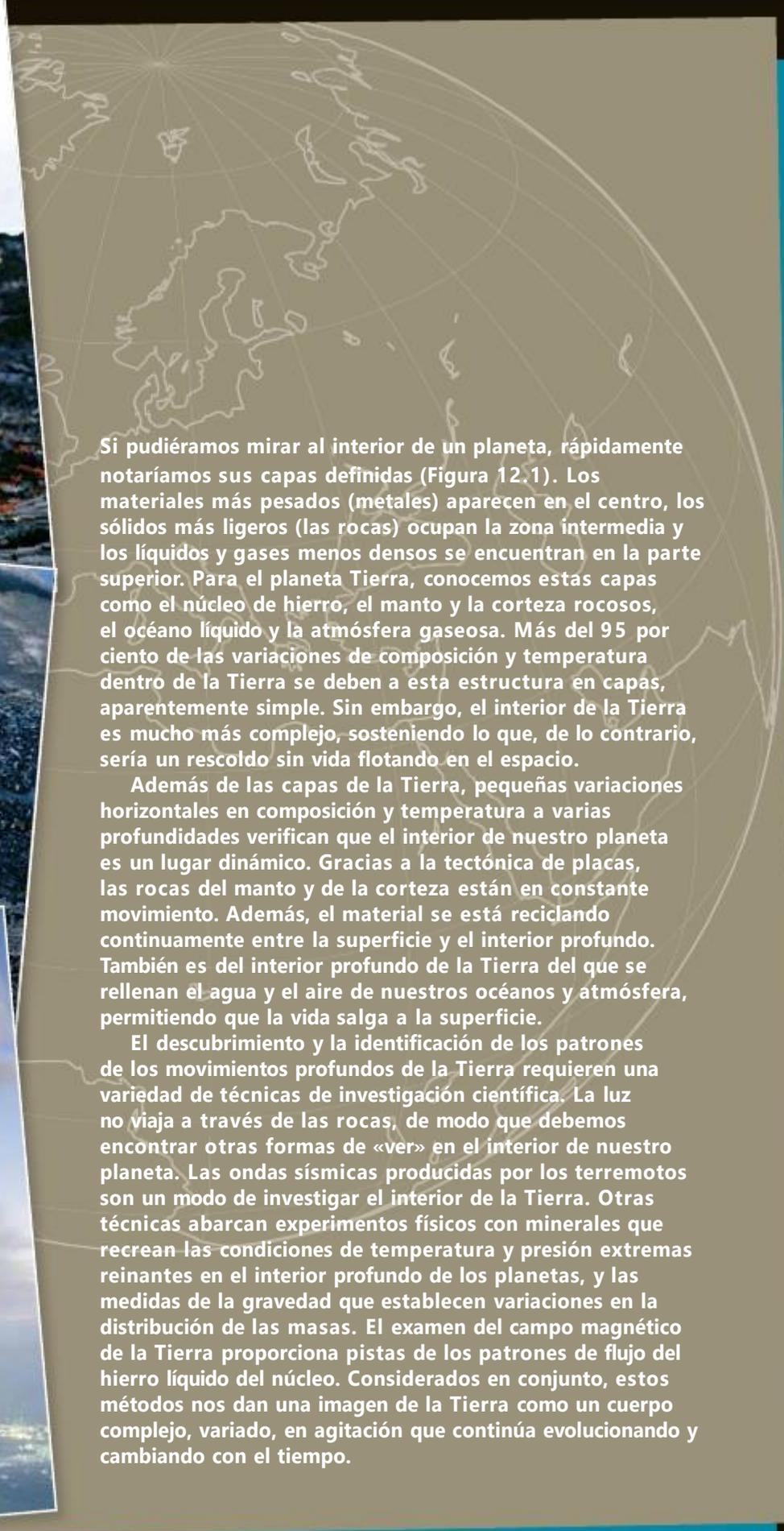


# CAPÍTULO 12

## El interior de la Tierra\*



\* Este capítulo lo preparó originalmente el profesor Michael Wyession, Universidad de Washington.



Si pudiéramos mirar al interior de un planeta, rápidamente notaríamos sus capas definidas (Figura 12.1). Los materiales más pesados (metales) aparecen en el centro, los sólidos más ligeros (las rocas) ocupan la zona intermedia y los líquidos y gases menos densos se encuentran en la parte superior. Para el planeta Tierra, conocemos estas capas como el núcleo de hierro, el manto y la corteza rocosos, el océano líquido y la atmósfera gaseosa. Más del 95 por ciento de las variaciones de composición y temperatura dentro de la Tierra se deben a esta estructura en capas, aparentemente simple. Sin embargo, el interior de la Tierra es mucho más complejo, sosteniendo lo que, de lo contrario, sería un rescaldo sin vida flotando en el espacio.

Además de las capas de la Tierra, pequeñas variaciones horizontales en composición y temperatura a varias profundidades verifican que el interior de nuestro planeta es un lugar dinámico. Gracias a la tectónica de placas, las rocas del manto y de la corteza están en constante movimiento. Además, el material se está reciclando continuamente entre la superficie y el interior profundo. También es del interior profundo de la Tierra del que se rellenan el agua y el aire de nuestros océanos y atmósfera, permitiendo que la vida salga a la superficie.

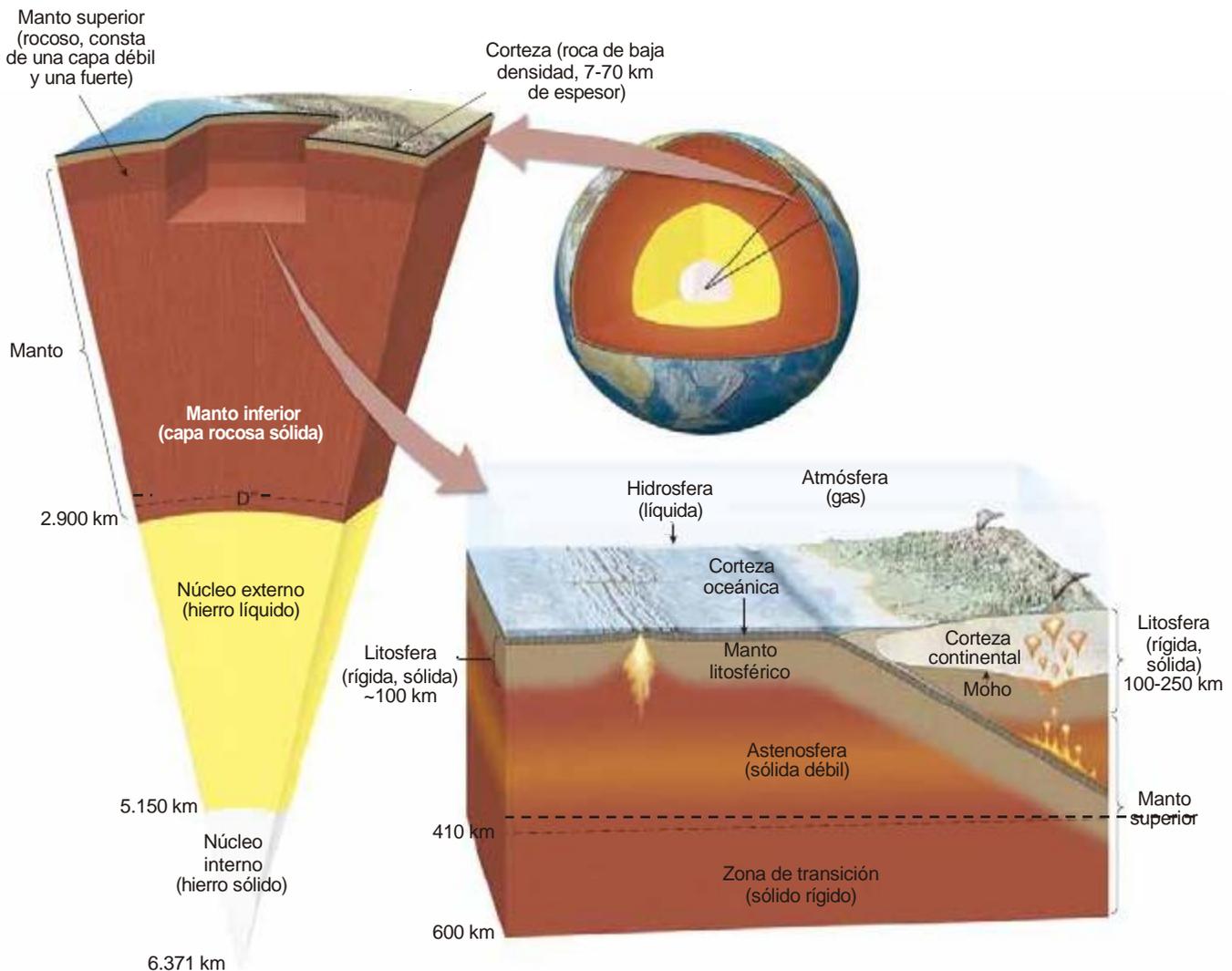
El descubrimiento y la identificación de los patrones de los movimientos profundos de la Tierra requieren una variedad de técnicas de investigación científica. La luz no viaja a través de las rocas, de modo que debemos encontrar otras formas de «ver» en el interior de nuestro planeta. Las ondas sísmicas producidas por los terremotos son un modo de investigar el interior de la Tierra. Otras técnicas abarcan experimentos físicos con minerales que recrean las condiciones de temperatura y presión extremas reinantes en el interior profundo de los planetas, y las medidas de la gravedad que establecen variaciones en la distribución de las masas. El examen del campo magnético de la Tierra proporciona pistas de los patrones de flujo del hierro líquido del núcleo. Considerados en conjunto, estos métodos nos dan una imagen de la Tierra como un cuerpo complejo, variado, en agitación que continúa evolucionando y cambiando con el tiempo.

## LA GRAVEDAD Y LOS PLANETAS CON ESTRUCTURAS EN CAPAS

Si una botella llena de arcilla, limaduras de hierro, agua y aire se agita, parecería tener una única composición mezclada. Si entonces se dejara sedimentar, los diferentes materiales se separarían y depositarían en capas. Las limaduras de hierro, que son las más densas, serían las primeras en hundirse hasta el fondo. Por encima del hierro, habría una capa de arcilla, luego el agua y luego el aire. Esto es similar a lo que ocurre en el interior de los planetas. En su nacimiento, los planetas acumulan enormes cantidades de detritos de la nebulosa, que se funden y segregan rápidamente en capas. El hierro se hunde para formar el núcleo, las sustancias

rocosas forman el manto y la corteza, y los gases se elevan para crear una atmósfera. Todos los grandes cuerpos del Sistema Solar tienen núcleos de hierro y mantos rocosos, entre ellos los cuerpos predominantemente gaseosos, Júpiter, Saturno y el Sol. Para ambos casos, la botella de agua y los planetas, la fuerza de la gravedad es la responsable de la separación en capas.

Otro efecto de la gravedad es que los cambios en densidad se producen no solo entre las capas, sino también dentro de las capas, porque los materiales se comprimen cuando son apretados. Las rocas del manto superior tienen una densidad de unos  $3,3 \text{ g/cm}^3$  (gramos por centímetro cúbico). Sin embargo, la densidad de esas mismas rocas, cuando llegan a la base del manto aumenta hasta  $5,6 \text{ g/cm}^3$ , casi el doble de su valor original.



**FIGURA 12.1.** Vista de la estructura en capas de la Tierra. El estudio de las ondas sísmicas y otras técnicas geofísicas han demostrado que la Tierra es un planeta dinámico con muchas partes interactuantes. Las propiedades de las capas de la Tierra son el estado físico del material (sólido, líquido o gas) y su rigidez (por ejemplo, la distinción entre la litosfera y la astenosfera). Estos estudios han demostrado que las capas de la Tierra están determinadas principalmente por la densidad: los materiales más pesados (hierro) están en el centro y los más ligeros, en el exterior (gases y líquidos).

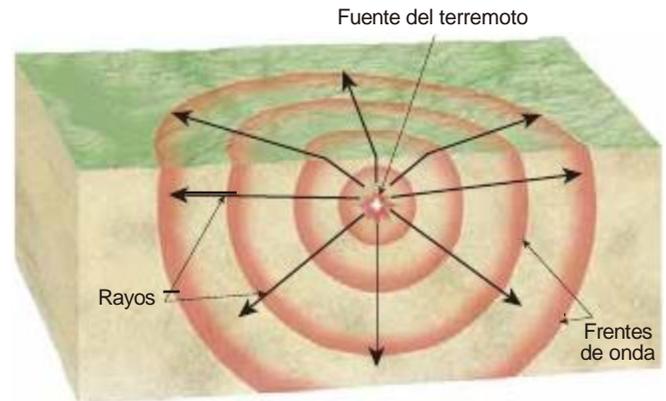
Este aumento de la densidad se produce en parte porque los átomos se encojen y ocupan menos espacio cuando son sometidos a una presión inmensa. Además, los átomos se comprimen a varios ritmos, y es más fácil comprimir iones negativos que iones positivos. Los iones negativos tienen más electrones que protones, y tienden a ser «más mullidos» que los iones positivos. Por ejemplo, cuando las rocas se compactan los iones negativos (como el  $O^{2-}$ ) se comprimen con más facilidad que los iones positivos (como el  $Si^{4+}$  y el  $Mg^{2+}$ ), de forma que cambian las proporciones de los tamaños iónicos. A medida que varían estas proporciones, la estructura puede acabar volviéndose inestable y los átomos se reorganizan en una estructura más estable y más densa. Esto se denomina *cambio de fase mineral*.

A profundidades comprendidas entre 300 y 400 km, la intensa presión de las rocas suprayacentes hace que el mineral *olivino* se vuelva inestable. Como consecuencia, los átomos del olivino se reorganizan en una estructura cristalina más densa y estable tipo *espinela*. El aumento de la densidad de las rocas del manto se debe tanto a la compresión de los minerales existentes como a la formación de nuevos minerales de «alta presión».

## SONDEO DEL INTERIOR DE LA TIERRA: «VER» LAS ONDAS SÍSMICAS

La forma ideal de conocer el interior de la Tierra sería perforarla o taladrar un agujero y examinarla. Por desgracia, esto solo es posible a profundidades someras. Lo más profundo que se ha llegado a penetrar en una perforación es solo de 12,3 km, alrededor de 1/500 parte del trayecto hasta el centro de la Tierra. Incluso esto constituyó un logro extraordinario debido a los rápidos aumentos de temperatura y de presión con la profundidad.

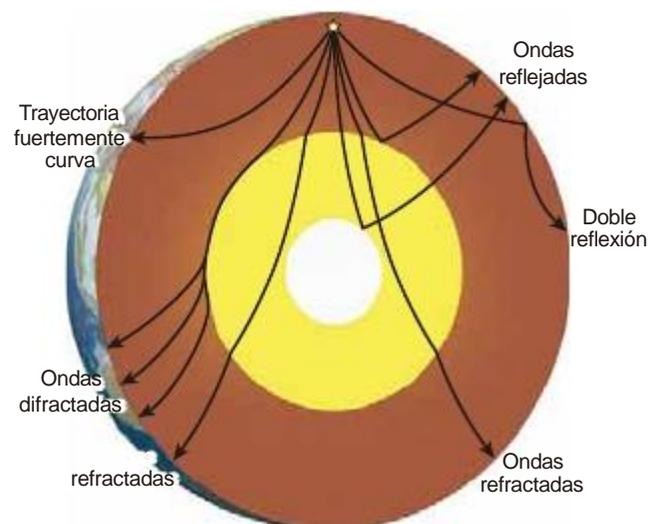
Afortunadamente para los sismólogos, muchos terremotos son lo suficientemente grandes como para que sus ondas sísmicas viajen a través de toda la Tierra y puedan detectarse al otro lado (Figura 12.2). Esta propiedad de las ondas sísmicas es similar a la que permite a los rayos X en medicina proporcionar imágenes de nuestros huesos y órganos. Hay alrededor de 100 a 200 terremotos al año, que son lo suficientemente grandes (alrededor de  $M_w > 6$ ) como para ser registrados por los sismógrafos en todo el orbe. Estos grandes movimientos proporcionan el medio para «ver» en el interior de nuestro planeta y han sido la fuente de la mayor parte de los datos que nos permiten entender mejor el interior de nuestro planeta.



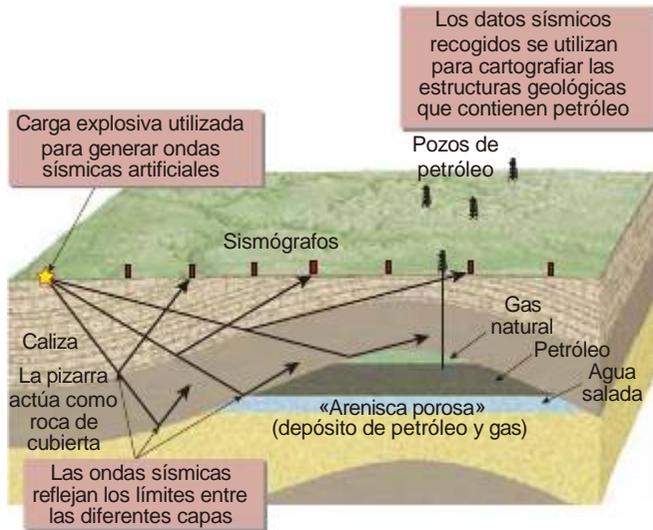
**FIGURA 12.2.** Cuando viajan a través de un medio con propiedades uniformes, las ondas sísmicas se propagan desde el origen del terremoto (foco) con una forma esférica, *frentes de onda*. Es una práctica común, sin embargo, considerar las trayectorias seguidas por esas ondas como *rayos sísmicos*, líneas trazadas en perpendicular al frente de onda como se muestra en este diagrama.

La interpretación de las ondas registradas en los sismógrafos es difícil, porque las ondas sísmicas normalmente no siguen trayectorias rectas. En cambio, experimentan reflexión, refracción y difracción a medida que atraviesan la Tierra (Figura 12.3). Son reflejadas desde los límites entre capas y refractadas cuando pasan de una capa a otra, de forma similar a como la luz es refractada (doblada) cuando pasa del aire al agua. Además, experimentan difracción alrededor de los obstáculos que encuentran (véase Figura 12.2).

Como se ilustra en la Figura 12.4, los cambios en la composición o la estructura de las rocas hacen que las ondas se reflejen en los límites entre capas. Esta característica de las ondas es especialmente importante en la exploración en busca de petróleo y gas natural, donde



**FIGURA 12.3.** Unas pocas de las muchas trayectorias posibles que los rayos sísmicos siguen a través de la Tierra.



**FIGURA 12.4.** Las ondas sísmicas reflejadas se utilizan para buscar petróleo y gas natural subterráneos. Las ondas sísmicas procedentes de explosiones reflejan los límites entre capas de diferente composición. Utilizando programas de ordenador, los datos muestran la geometría de los estratos, entre ellos los pliegues y las fallas. Utilizando esta información, los geólogos cartografían los potenciales depósitos de petróleo de la corteza terrestre.

se utilizan ondas sísmicas generadas de manera artificial para sondear la corteza. El petróleo tiende a quedar atrapado en ciertas clases de estructuras geológicas, estas estructuras se identifican cartografiando la estructura en capas de la corteza superior. La gasolina sería considerablemente más cara si no se dispusiera de la formación de imágenes sísmicas porque habría que perforar aleatoriamente un número enorme de pozos para encontrar petróleo. De igual modo, las ondas sísmicas son útiles para localizar los límites entre la corteza, el manto, la parte externa del núcleo, la parte interna del núcleo y otras capas que se han descubierto dentro del manto.

La velocidad a la cual las ondas sísmicas viajan a través de las capas de la Tierra depende en gran medida de las propiedades de los materiales encontrados. En general, las ondas sísmicas viajan más rápido cuando la roca es rígida o *menos compresible*. Estas propiedades de rigidez y compresibilidad se utilizan para interpretar la composición y la temperatura de la roca. Por ejemplo, cuando la roca se calienta se vuelve menos rígida (imaginemos el calentamiento de una barra de chocolate) y las ondas viajan a través de ella más despacio. De igual modo, las ondas viajan a diferentes velocidades a través de rocas que tienen diferentes composiciones. Por tanto, la velocidad a la que las ondas sísmicas viajan a través de una capa puede contribuir a determinar a la vez el tipo de roca y su temperatura.

Uno de los comportamientos más destacables de las ondas sísmicas es que se desplazan siguiendo trayectorias

muy curvadas, porque sus velocidades generalmente aumentan con la profundidad (Figura 12.5). Dentro de una capa concreta, la velocidad de las ondas sísmicas aumenta con la profundidad porque la presión aumenta y exprime la roca en un material rígido más compacto.

En el interior del manto de la Tierra, donde hay a la vez límites muy bruscos y cambios de velocidad sísmica gradual, el patrón de las ondas sísmicas es complejo. En la Figura 12.6, se muestra a qué se parecen las ondas S cuando atraviesan el manto desde un terremoto profundo. Obsérvese cómo la onda única procedente del golpe se rompe en muchas ondas diferentes que aparecen en los sismógrafos como señales separadas.

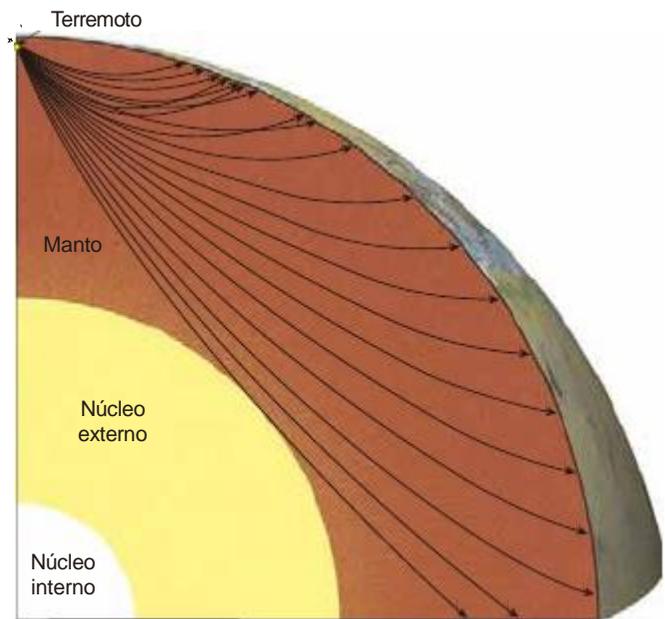
## LAS CAPAS DE LA TIERRA



### EARTH'S INTERIOR

Earth's Layered Structure

La combinación de los datos obtenidos en los estudios sismológicos y los experimentos físicos con minerales nos ha proporcionado una comprensión capa por capa de la composición de la Tierra (Recuadro 12.1). En la



**FIGURA 12.5.** Corte a través del manto terrestre que muestra algunas de las trayectorias radicales que pueden seguir las ondas sísmicas desde un terremoto. Los rayos siguen trayectorias curvas (refractantes) más que rectas, porque la velocidad sísmica de las rocas aumenta con la profundidad en el manto, como consecuencia del aumento de la presión con la profundidad. Nótese las trayectorias radicales complicadas en el manto superior, cortándose incluso unas con otras. Esto se debe a los aumentos súbitos de la velocidad sísmica que se producen como consecuencia de los cambios de fase de los minerales a presiones crecientes.

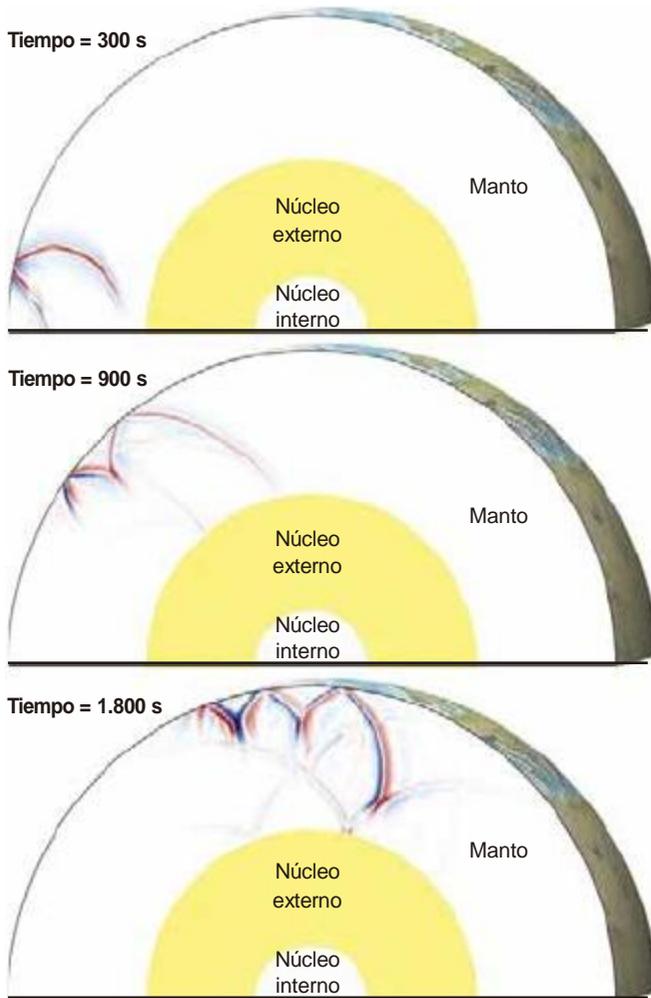


Figura 12.7 se muestran las velocidades sísmicas como una función de la profundidad. Mediante el examen del comportamiento de una variedad de rocas a las presiones correspondientes a estas profundidades, los geólogos han hecho importantes descubrimientos sobre la composición de la corteza, el manto y el núcleo de la Tierra.

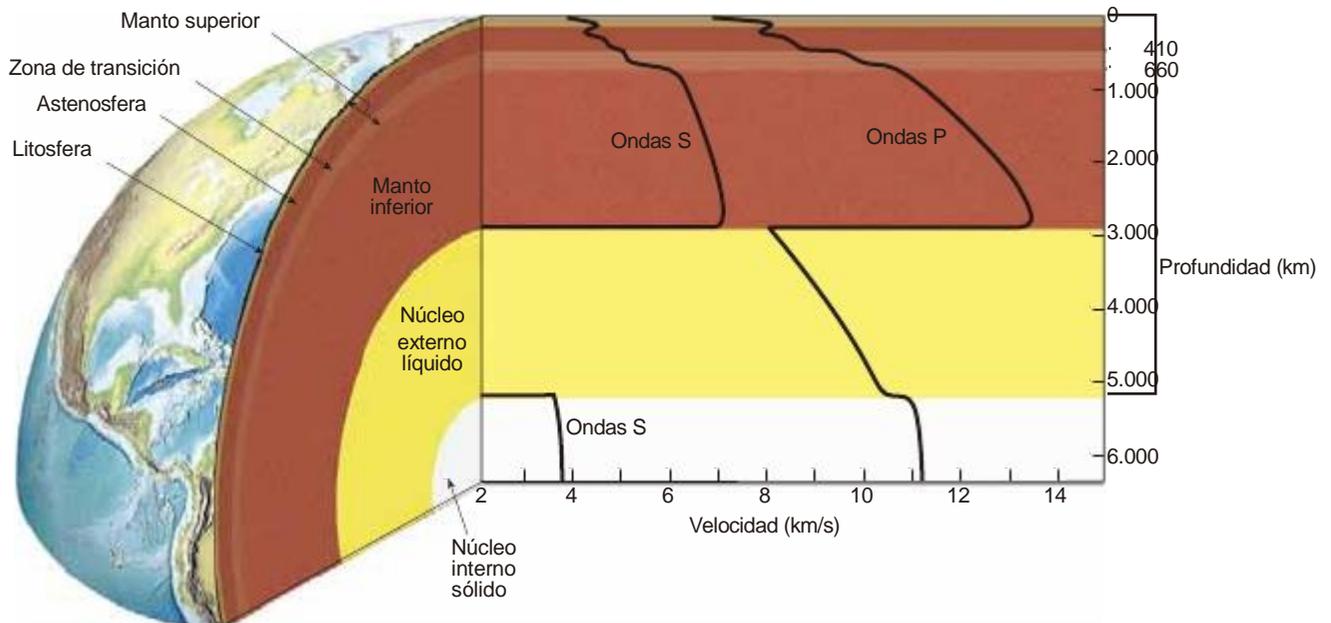
## La corteza de la Tierra

La **corteza** de la Tierra consiste en dos tipos distintos, la corteza continental y la corteza oceánica. La corteza continental y la corteza oceánica tienen composiciones, historias y edades muy diferentes. De hecho, la corteza oceánica es, desde el punto de vista de su composición, más similar al manto que a la corteza continental.

### Corteza oceánica

La corteza oceánica tiene un espesor promedio de 7 km y se forma en las dorsales centro-oceánicas, que separan dos placas tectónicas divergentes. La corteza oceánica tiene velocidades de onda P de alrededor de 5-7 km/s (kilómetros por segundo) y una densidad de

**FIGURA 12.6.** Tres instantáneas en el tiempo que muestran las ubicaciones de las ondas S en el interior del manto terrestre después de un terremoto. Además de la refracción y la difracción, las ondas S se reflejan desde los límites, como el límite núcleo-manto. Nótese que las ondas S no penetran en el núcleo externo, porque no son capaces de viajar a través de líquidos.



**FIGURA 12.7.** Sección transversal de la Tierra que muestra sus diferentes capas y las velocidades promedio de las ondas P y S a cada profundidad. Las ondas S son una indicación de la rigidez del material: el núcleo interno es menos rígido que el manto y el núcleo externo, líquido, no tiene rigidez.

## ENTENDER LA TIERRA

### Recrear la profundidad terrestre

#### RECUADRO 12.1

La sismología sola no permite determinar la naturaleza de los materiales que hay en el interior profundo de nuestro planeta. Debe obtenerse información añadida utilizando otras técnicas. En los experimentos físicos con minerales pueden medirse las propiedades físicas de las rocas y los minerales, como la rigidez, la compresibilidad y la densidad mientras se simulan las condiciones extremas del manto y del núcleo.

La mayoría de los experimentos físicos minerales se llevaron a cabo utilizando presas con puntas de acero carbonizado duro, que simulan las enormes presiones soportadas en profundidad, para exprimir muestras minerales. Las mayores presiones se obtienen utilizando yunques de diamante como el que se muestra en la Figura 12.A, que aprovechan dos propiedades importantes de los diamantes, su dureza y su transparencia. Se cortan los extremos de dos diamantes, y se coloca entre ellos una pequeña muestra del mineral o la roca. Se han simulado presiones tan elevadas como las presentes en el interior de Júpiter apretando dos diamantes uno contra otro. Se alcanzan altas temperaturas haciendo pasar un rayo láser a través del diamante y en el interior de la muestra mineral.

Un experimento determina la temperatura a la cual los minerales empiezan a fundir bajo

diversas presiones. En otro se examinan las temperaturas y las presiones a las cuales una fase mineral se volverá inestable y se convertirá en una nueva fase de «alta presión».

Estos experimentos son útiles porque contribuyen a identificar dónde existen cambios verticales y horizontales de composición y temperatura en el interior de la Tierra.



**FIGURA 12.A.** Los experimentos de alta presión en el interior del yunque de diamante (foto de la izquierda) simulan las condiciones reinantes en el centro de un planeta. El aparato es pequeño y puede colocarse encima de una mesa. Se generan altas presiones cortando las puntas de diamantes de alta calidad (foto de la derecha), colocando una pequeña muestra de roca entre ellas, apretando los diamantes y calentando la muestra con láser (Foto de la izquierda, cortesía de Lawrence Livermore National Laboratory; foto de la derecha, de Douglass L. Peck Photography).

unos  $3,0 \text{ g/cm}^3$ , comparable a los valores experimentales para las rocas basalto y gabro. La composición y la formación de la corteza oceánica se comentan con más detalle en el Capítulo 13.

### Corteza continental

Si bien la corteza oceánica es bastante uniforme, no hay dos regiones continentales que tengan la misma estructura ni composición. La corteza continental tiene un espesor promedio de unos 40 km, pero puede alcanzar más de 70 km en las regiones montañosas, como el Himalaya y los Andes. La corteza más fina en Norteamérica se encuentra debajo de la región Basin and Range, en el oeste de Estados Unidos, donde tiene un grosor de tan solo 20 km. La corteza norteamericana más gruesa, debajo de las Montañas Rocosas, tiene más de 50 km de espesor.

Las velocidades sísmicas dentro de los continentes son bastante variables, lo que sugiere que la composición de la corteza continental también debe variar

mucho. Los continentes tienen una densidad promedio de alrededor de  $2,7 \text{ g/cm}^3$ , que es mucho menor que la corteza oceánica y la roca del manto. Esta baja densidad explica por qué los continentes tienen flotabilidad, es decir, actúan como barcas gigantes, flotando sobre las placas tectónicas, y por qué no pueden ser subducidas hacia el interior del manto.

### El descubrimiento de los límites: Moho

El límite entre la corteza y el manto, denominado **Moho**, fue una de las primeras características del interior de la Tierra que se descubrió utilizando ondas sísmicas. En 1909, el sismólogo croata Andrija Mohorovičić descubrió este límite, que ahora lleva su nombre. En la base de los continentes, las ondas P viajan a una velocidad de unos 6 km/s, pero aumentan abruptamente a 8 km/s a una profundidad ligeramente mayor.

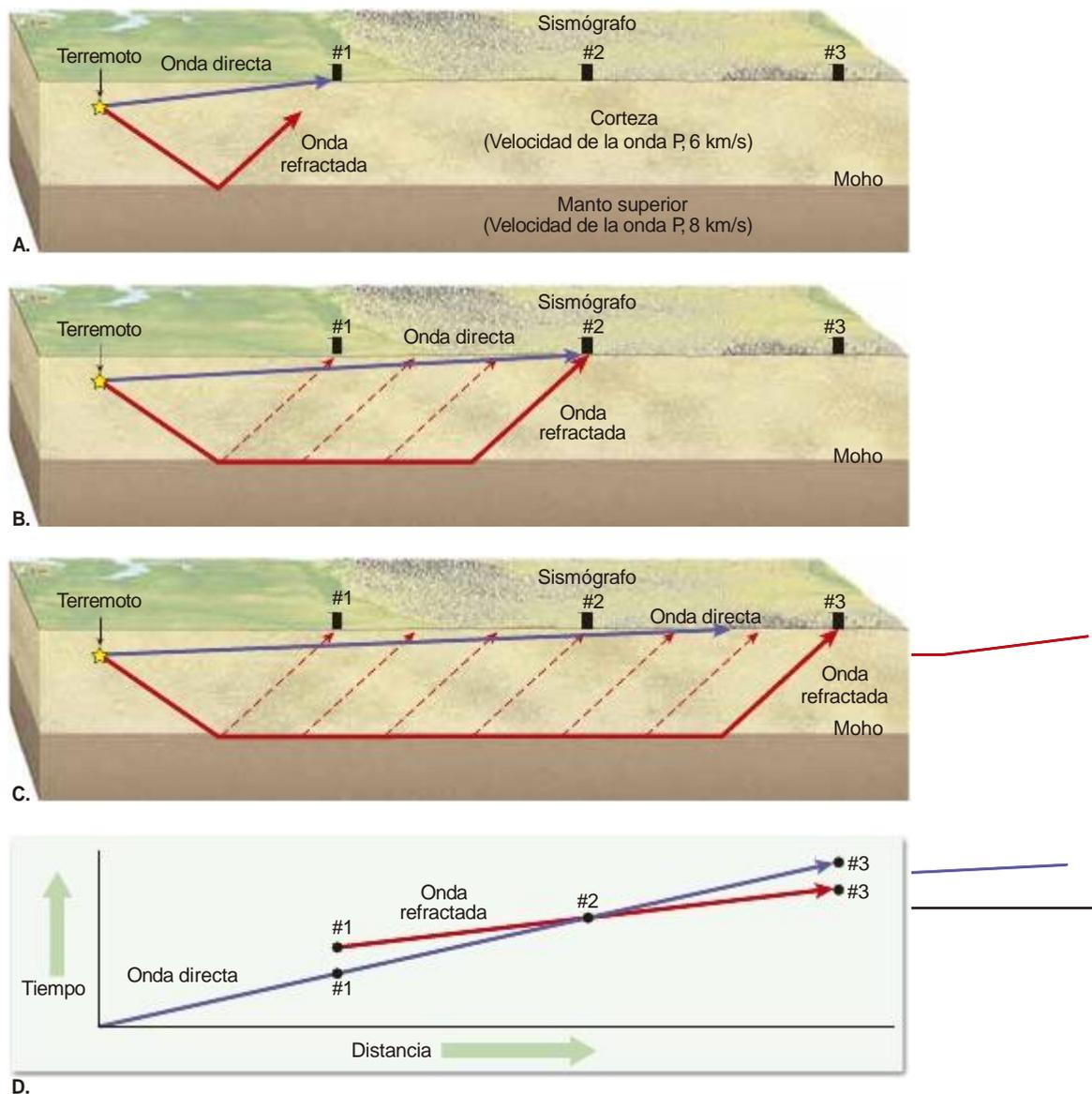
Mohorovičić utilizó inteligentemente este gran salto en la velocidad sísmica para hacer su descubrimiento. Observó que se registraban dos conjuntos diferentes

de ondas sísmicas en los sismógrafos localizados dentro de unos pocos centenares de kilómetros de un terremoto. Uno de los conjuntos de ondas se movían a través del suelo a unos 5 km/s, y los otros viajaban a alrededor de 8 km/s. A partir de estas dos ondas, Mohorovicic determinó, correctamente, que ondas diferentes viajaban a través de dos capas diferentes.

Durante un terremoto superficial, las *ondas directas* viajan siguiendo una trayectoria directa a través de la corteza, como se muestra en la Figura 12.8. Otras ondas sísmicas siguen una trayectoria a través de la corteza y a lo largo de la parte superior del manto. Estas ondas se denominan ondas refractadas, porque se doblan,

o experimentan refracción, cuando entran en el manto. Los sismógrafos que están cerca del epicentro registran primero las ondas directas. Sin embargo, los sismógrafos más alejados del epicentro registran primero las ondas refractadas. El punto al cual ambas ondas llegan al mismo tiempo, denominado *cruce*, puede utilizarse para determinar la profundidad de Moho. Por tanto, utilizando los datos de estos dos conjuntos de ondas y de los sismógrafos a varias distancias del epicentro, puede calcularse el espesor de la corteza en cualquier ubicación.

La diferencia de tiempos de desplazamiento entre las ondas directas y las refractadas es comparable



**FIGURA 12.8.** Ondas sísmicas de un terremoto que llegan a tres sismógrafos diferentes. A corta distancia, como en el sismógrafo n. 1, la onda directa llega primero. Para distancias mayores, como en el sismógrafo n. 3, llega primero la onda refractada. En el punto de cruce, que en este diagrama se encuentra en el sismógrafo 2, las dos ondas llegan al mismo tiempo. La distancia al punto de cruce aumenta con la profundidad de la Moho y, por consiguiente, puede utilizarse para determinar el espesor de la corteza.

a conducir hacia un destino por las carreteras comarcales o por las autopistas. Para las distancias cortas, normalmente se llegará antes si se utiliza la vía más directa, utilizando las carreteras comarcales. Para distancias largas, el viaje puede durar menos si se toma una vía menos directa que suele estar cubierta fundamentalmente por autopistas. El punto de cruce, donde ambas vías tardan el mismo tiempo, está directamente relacionado con la velocidad a la que se debe conducir antes de alcanzar la autopista. Aplicando esto a la determinación de la profundidad de Moho, el cruce está relacionado con la velocidad a la que viajan las ondas sísmicas a través de la corteza (capa lenta) antes de alcanzar el manto (capa rápida): cuanto mayor es la distancia de cruce, a mayor profundidad estará la discontinuidad de Moho.

## Manto de la Tierra

Más del 82 por ciento del volumen terrestre está contenido dentro del **manto**, una capa gruesa de casi 2.900 km de espesor que se extiende desde la base de la corteza (Moho) hasta el núcleo externo líquido (véase Figura 12.1). Dado que las ondas S viajan fácilmente a través del manto, sabemos que es una capa rocosa sólida compuesta de silicatos, que son ricos en hierro y magnesio. Sin embargo, pese a su naturaleza sólida, la roca del manto está bastante caliente y es capaz de fluir, aunque a velocidades muy lentas.

### El manto superior

El **manto superior** se extiende desde Moho hasta una profundidad de unos 660 km y puede dividirse en tres capas. La capa más superior del manto y la corteza definen la **litosfera** rígida. Debajo del **manto litosférico** se encuentra una capa débil denominada **astenosfera**. Las diferencias entre estas dos capas son consecuencia de la estructura de temperaturas de la Tierra, y se comentarán más adelante en este mismo capítulo. La porción inferior del manto superior se denomina *zona de transición*.

Las rocas llevadas a la superficie por el vulcanismo y otros procesos geológicos han proporcionado a los geólogos información valiosa sobre el manto superior (Figura 12.9). Las velocidades sísmicas observadas para el manto son compatibles con la roca peridotita. La *peridotita*, una roca ultramáfica compuesta fundamentalmente por los minerales *olivino* y *piroxeno*, es más rica en hierro y magnesio que las rocas encontradas en la corteza continental o la corteza oceánica.

### Zona de transición

La **zona de transición** se encuentra dentro el manto superior, a profundidades comprendidas entre los 410 km y los 660 km. La parte superior de la zona de transición



**FIGURA 12.9.** Esta muestra de peridotita (mineral verde) ascendió desde el manto y proporciona pistas sobre la composición del interior de la Tierra. El fragmento del manto (xenolito) estaba contenido dentro de una bomba volcánica de Vulkan-Eifel, Alemania. La moneda de un euro sirve para escala (Foto de Woudloper).

se identifica mediante un aumento súbito de la densidad, de unos 3,5 a 3,7 g/cm<sup>3</sup>. Como ocurre con el Moho, este límite refleja las ondas sísmicas. A diferencia de aquella, sin embargo, este límite se debe a un cambio en la fase mineral más que a un cambio en la composición química. Cuando el mineral olivino, que es estable en el manto más superior, se somete a mayor presión en la zona de transición se hunde en estructuras más densas. En la mitad superior de la zona de transición, el olivino se convierte en una fase denominada *-espinela*, y en la mitad inferior, la *-espinela* se convierte en una estructura de espinela más compacta denominada *ringwoodita*.

El agua circula lentamente por el planeta, entra en el manto con la litosfera oceánica en subducción y asciende con las plumas de la roca del manto. Los experimentos físicos con minerales han revelado que la zona de transición puede retener una gran cantidad de agua, hasta un 2 por ciento por peso. Esta cantidad es considerablemente mayor que la observada en las rocas del manto superior, que solo pueden retener alrededor del 0,1 por ciento de su peso en agua. Dado que la zona de transición representa el 10 por ciento del volumen terrestre, en potencia podría retener hasta cinco veces el volumen de los océanos de la Tierra. No se ha determinado la cantidad de agua contenida actualmente dentro de la zona de transición.

### El manto inferior

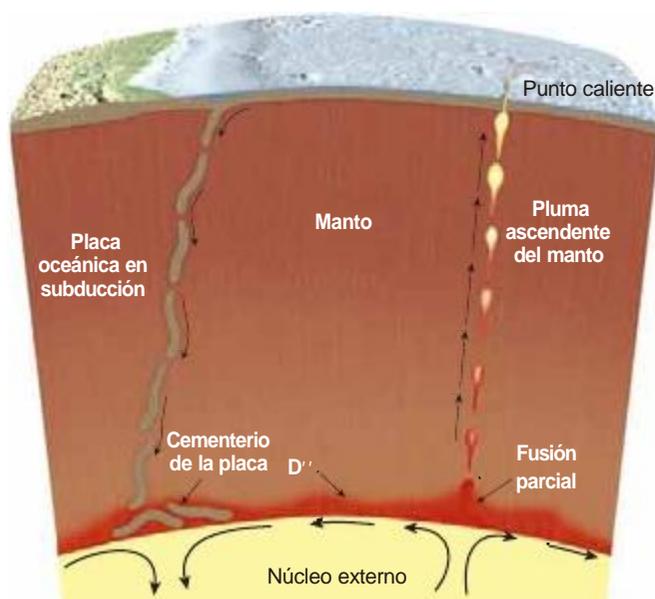
El **manto inferior** se encuentra entre la zona de transición (660 km) y el núcleo líquido (2.900 km). Por debajo de la discontinuidad del kilómetro 660, el olivino y el piroxeno adoptan la forma del mineral *perovskita* (Fe,

Mg)SiO<sub>3</sub>. Dado que el manto inferior es sin duda alguna la capa más grande de la Tierra, ocupando el 56 por ciento del volumen del planeta, la perovskita es el mineral más abundante en el interior de la Tierra.

### La capa D''

En los últimos pocos cientos de kilómetros del manto, se encuentra una capa muy variable inusual, denominada la **capa D''** (capa «de doble prima») que constituye un límite entre el manto rocoso y el núcleo externo de hierro líquido (Figura 12.10). La capa D'' es similar en muchos aspectos a la litosfera, que es la capa comprendida entre el manto y el océano o la atmósfera. Tanto la litosfera como la capa D'' tienen grandes variaciones de composición y temperatura. La diferencia de temperatura entre las rocas de las dorsales centrooceánicas calientes y las del fondo oceánico abisal frío es superior a 1.000 °C. Los cambios horizontales de temperatura dentro de la capa D'' son similares. La composición de la litosfera varía enormemente al estar incrustada en ella la corteza continental o la oceánica. A su vez, se considera que la capa D'' es el cementerio de algo de la litosfera oceánica subducida y el lugar de nacimiento de algunas plumas del manto. Por consiguiente, dentro de la capa D'' parecen estar contenidas grandes escamas de diferentes tipos de roca.

La verdadera base de D'', la parte del manto directamente en contacto con el núcleo de hierro líquido



**FIGURA 12.10.** Esquema de la capa D'', variable e inusual, en la base del manto. Como la litosfera en la parte superior del manto, la capa D'' contiene grandes variaciones horizontales de temperatura y composición. Muchos científicos creen que esta capa es el cementerio de algo de la litosfera oceánica subducida y el lugar de nacimiento de algunas plumas del manto.

caliente, es como la superficie de la Tierra en el sentido de que hay «montañas al revés» de roca que entran en el núcleo. Además, en algunas regiones del límite núcleo-manto, la base de D'' puede ser lo suficientemente caliente como para estar fundida en parte. Las evidencias de esta fusión parcial proceden de zonas de la misma base del manto donde las velocidades de la onda S disminuyen en un 30 por ciento.

### El descubrimiento de los límites: el límite núcleo-manto

La evidencia de que la Tierra tiene un núcleo central nítido la descubrió en 1907 el geólogo británico Richard Dixon Oldham. (En 1914, Beno Gutenberg calculó una distancia de 2.900 km al límite del núcleo, lo que sigue siendo un valor aceptable.) A distancias alejadas aproximadamente 100° del epicentro de un gran terremoto, Oldham observó que las ondas P y S estaban ausentes o eran muy débiles. En otras palabras, Oldham encontró pruebas para la existencia de un núcleo central que produciría una «zona de sombra» para las ondas sísmicas (Figura 12.11).

Como predijo Oldham, el núcleo de la Tierra exhibe propiedades elásticas notablemente diferentes de las del manto superior, lo que provoca una considerable refracción de las ondas P, similar a como se refracta la luz cuando pasa del aire al agua. Además, dado que la parte externa del núcleo es hierro líquido, bloquea la transmisión de las ondas S (recordemos que las ondas S no viajan a través de líquidos).

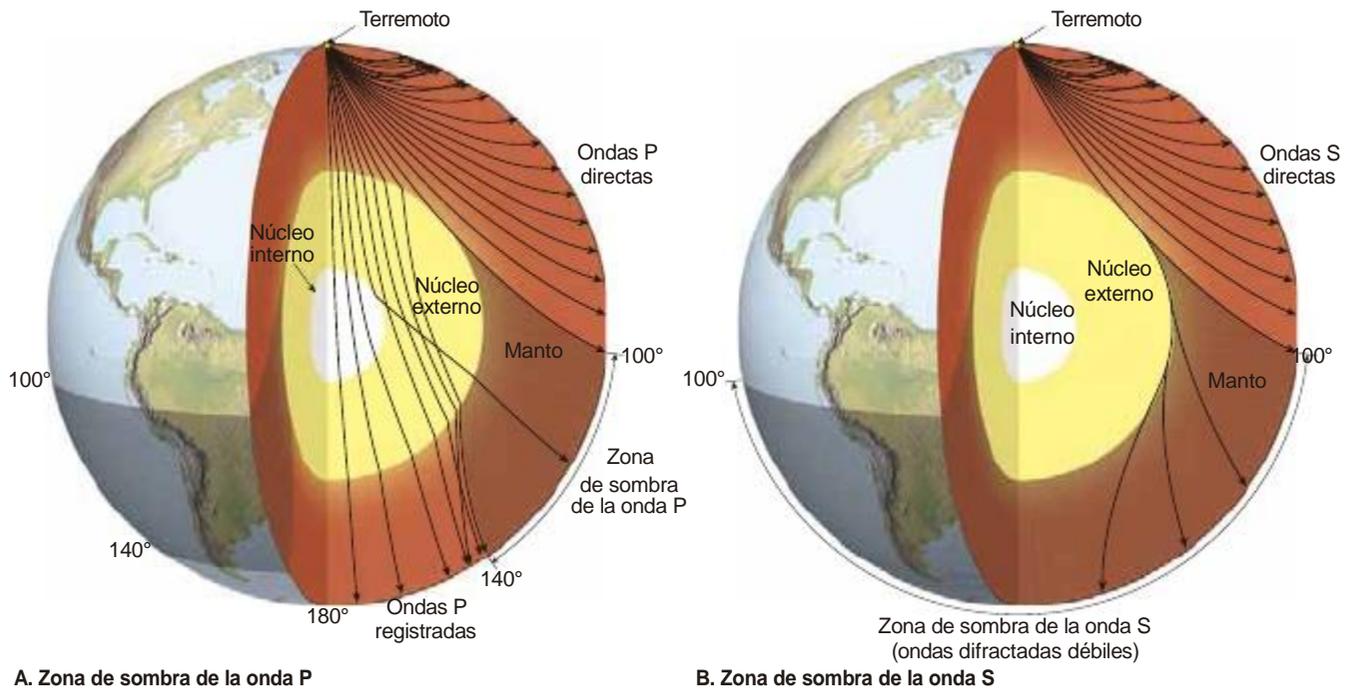
En la Figura 12.11 se muestran los lugares de las zonas de sombra para las ondas P y S, así como sus trayectorias. Si bien algunas ondas P y S llegan todavía a la zona de sombra, difieren en gran medida de las que cabría esperar dentro de un planeta sin núcleo.

## El núcleo de la Tierra

### El núcleo externo

El límite entre el manto de la Tierra y el núcleo externo, denominado *límite núcleo-manto*, es importante debido a sus variadas propiedades materiales. Las velocidades de las ondas P disminuyen de 13,7 a 8,1 km/seg en el límite núcleo-manto, y las ondas S disminuyen dramáticamente de 7,3 km/seg a cero. Dado que las ondas S no atraviesan los líquidos, su ausencia en el **núcleo externo** indica su estado líquido. El cambio de densidad, de 5,6 a 9,9 g/cm<sup>3</sup>, es incluso mayor que la diferencia roca-aire observada en la superficie terrestre.

Según lo que conocemos de la composición de los meteoritos y del Sol, los geólogos esperan que la Tierra contenga un porcentaje de hierro significativamente superior al observado en las rocas encontradas en la



A. Zona de sombra de la onda P

B. Zona de sombra de la onda S

**FIGURA 12.11.** Dos vistas del interior de la Tierra que muestran los efectos de los núcleos externo e interno en las trayectorias de las ondas P y S. **A.** Cuando las ondas P interaccionan con el hierro en estado líquido, donde la velocidad es lenta, del núcleo externo, las trayectorias son refractadas hacia abajo. Esto crea una zona de sombra donde no se registra ninguna onda P directa (aunque las ondas P difractadas viajen aquí). Las ondas P que viajan a través del núcleo se denominan ondas PKP. La «K» representa la trayectoria a través del núcleo y procede de la palabra alemana para núcleo, que es *ern*. El aumento de la velocidad sísmica en la parte superior del núcleo interno puede refractar bruscamente las ondas y algunas llegan al interior de la zona de sombra, que se muestra aquí como un único rayo. **B.** El núcleo es un obstáculo para las ondas S, porque no pueden atravesar los líquidos. Por consiguiente, existe una gran zona de sombra para las ondas S. Sin embargo, algunas ondas S se difractan alrededor del núcleo y se registran al otro lado del planeta.

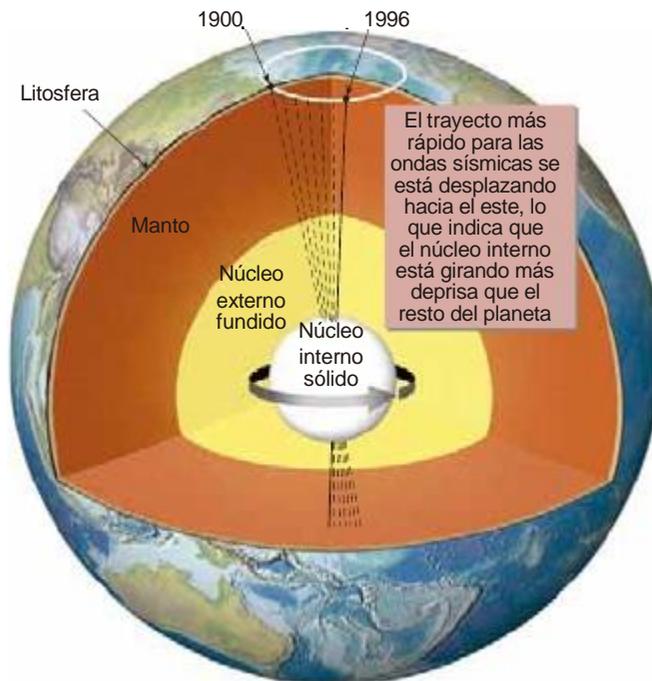
corteza y el manto. Este hecho, junto a la gran densidad del núcleo, indica que el núcleo externo está constituido fundamentalmente por hierro y cantidades menores de níquel, que tiene una densidad similar al hierro. Los estudios de densidad y sísmicos sugieren que alrededor del 15 por ciento del núcleo externo está constituido por elementos más ligeros. Según los experimentos físicos con minerales, es probable que incluyan azufre, oxígeno, silicio e hidrógeno. Por ejemplo, una mezcla hierro-azufre se funde a una temperatura mucho menor que el hierro puro. Cuando la Tierra se estaba formando, impactos a gran velocidad de los restos de la nebulosa y la desintegración de los elementos radiactivos hicieron que aumentara la temperatura de nuestro planeta. Cuando estaba suficientemente caliente, el hierro en presencia de azufre empezó a fundirse. Esta fusión produjo gotas de una aleación de hierro-azufre que se hundieron para formar el núcleo. De una manera similar se arrastraron al interior del núcleo otros elementos ligeros.

El **núcleo** representa alrededor de 1/6 del volumen de la Tierra, pero un tercio de su masa, porque está compuesto fundamentalmente de hierro, que es el más denso de los elementos comunes. De hecho, el hierro es el elemento más abundante de la Tierra si se mide en masa.

### El núcleo interno

En el centro del núcleo hay una esfera sólida de hierro con cantidades residuales de otros elementos, que se denomina **núcleo interno**. Dado que el núcleo interno es una esfera, en comparación con las otras capas de la Tierra, las representaciones hacen que parezca mucho mayor de lo que realmente es (véase Figura 12.1). En realidad, el núcleo interno es relativamente pequeño, solo 1/142 del volumen de la Tierra (menos del uno por ciento). El núcleo interno no existía en las primeras etapas de la historia de la Tierra, cuando nuestro planeta estaba más caliente. Sin embargo, a medida que la Tierra se enfriaba, el hierro empezó a cristalizar en el centro para formar el núcleo interno sólido. Incluso hoy, el núcleo interno sigue creciendo a medida que el planeta se va enfriando.

Separado del manto por el núcleo externo líquido, el núcleo interno sólido es libre de moverse independientemente. Los estudios recientes sugieren que el núcleo interno en realidad gira más deprisa que la corteza y el manto, «doblándolos» cada pocos cientos de años (Figura 12.12). El pequeño tamaño del núcleo interno y su gran distancia desde la superficie hacen de él la región de la Tierra más difícil de examinar.



**FIGURA 12.12.** El núcleo interno sólido está separado del manto por el núcleo externo líquido, y se mueve de manera independiente. Ligeras variaciones en los tiempos de desplazamiento de las ondas sísmicas a través del núcleo, medidas a lo largo de muchas décadas, sugieren que el núcleo interno en la actualidad gira más deprisa que el manto. Todavía no se entiende la razón de ello.

### Descubrimiento de los límites: el límite núcleo interno-núcleo externo

El límite entre el núcleo interno sólido y el núcleo externo líquido lo descubrió en 1936 la sismóloga danesa Inge Lehman. Incapaz de determinar si el núcleo interno era realmente sólido o no, utilizó trigonometría básica para afirmar que algunas ondas P estaban siendo fuertemente refractadas (dobladadas) por un aumento súbito de las velocidades sísmicas en el límite núcleo interno -núcleo externo. Esto es lo opuesto a lo que ocurre para producir la zona de sombra de las ondas P. Cuando las velocidades sísmicas disminuyen de manera súbita, como en el límite manto-núcleo externo, las ondas se doblan hacia el interior de la Tierra produciendo una zona de sombra en la superficie donde no llegan las ondas directas. Cuando las ondas sísmicas aumentan súbitamente de velocidad, como ocurre en el límite núcleo interno-núcleo externo, las ondas se doblan hacia la superficie, lo que provoca la aparición de algunas ondas P en la misma ubicación. Estas ondas pueden doblarse lo suficiente como para llegar al interior de la zona de sombra de las ondas P. Esta situación, mostrada en la Figura 12.11A, confirma un núcleo interno definido.

## LA TEMPERATURA DE LA TIERRA

Una forma de describir el interior de un planeta es examinar cómo cambia la temperatura con la profundidad. Descifrar la estructura de temperatura de la Tierra es importante para determinar los movimientos de las rocas dentro de nuestro planeta. Como probablemente ya sepan, la energía térmica fluye de las regiones más calientes a las regiones más frías. La Tierra tiene una temperatura de unos 5.500 °C en su centro y 0 °C en su superficie, de modo que el calor fluye hacia esta última.

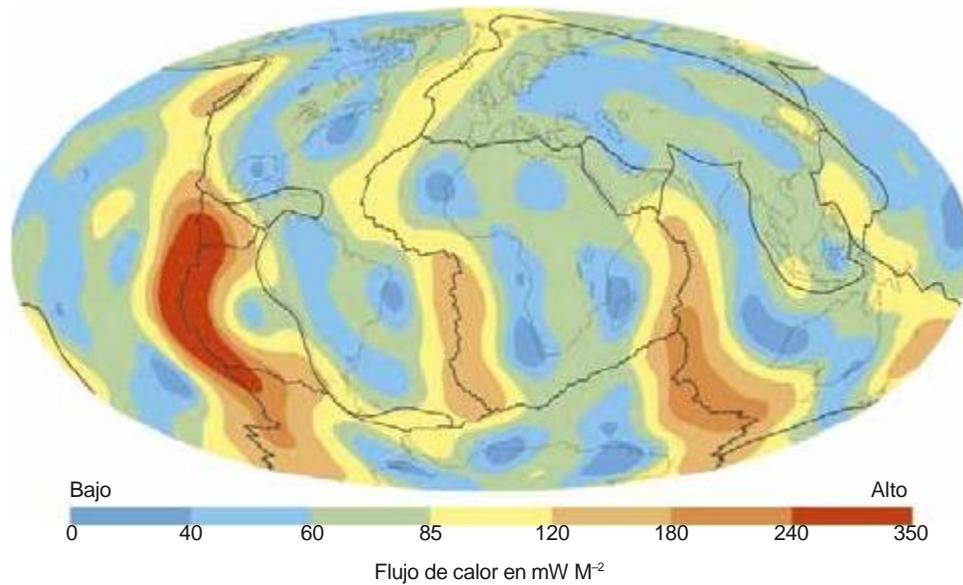
La velocidad a la que la Tierra se está enfriando puede estimarse determinando la velocidad a la que el calor escapa de la superficie terrestre, unos meros 87 mW por metro cuadrado. A esta velocidad, se necesitaría toda la energía emitida desde unos 690 m<sup>2</sup>, aproximadamente el tamaño de un campo de béisbol, para encender una bombilla de 60 W. Sin embargo, dado que la superficie terrestre es tan grande, el calor sale a una velocidad unas tres veces superior a la velocidad mundial de consumo de energía.

En la Figura 12.13 se ilustra que el calor no abandona la superficie de la Tierra a la misma velocidad en todos los lugares. El flujo de calor es mayor cerca de las dorsales centro-oceánicas, donde el magma caliente está ascendiendo constantemente hacia la superficie. La velocidad del flujo de calor es también elevada en las regiones continentales, donde las rocas están enriquecidas en isótopos radiactivos. El flujo de calor es menor en las llanuras abisales profundas, que son áreas de fondo oceánico antiguo y frío.

### Cómo alcanzó la Tierra tanto calor

Como todos los planetas de nuestro Sistema Solar, la Tierra ha experimentado dos etapas térmicas. La primera se produjo durante su formación y duró unos 50 millones de años (tiempo relativamente corto en términos geológicos) e implicó un rápido incremento de la temperatura interna. La segunda etapa ha sido el proceso, muy lento, de enfriamiento que ha tardado los 4.500 millones de años restantes de historia de la Tierra.

Diversos factores contribuyeron al aumento inicial de la temperatura. Como se comentó en el Capítulo 1, la Tierra se formó a través de un proceso muy violento en el que intervinieron las colisiones de incontables planetesimales (planetas pequeños) durante el nacimiento de nuestro Sistema Solar. Con cada colisión, la energía cinética del movimiento se convirtió en energía térmica. A medida que la Tierra primitiva empezaba a crecer en tamaño, su temperatura aumentaba rápidamente. Nuestro joven planeta también contenía



**FIGURA 12.13.** Mapa de la velocidad del flujo de calor hacia el exterior de la Tierra que indica que se enfría gradualmente a lo largo del tiempo, medido en milivatios por metro cuadrado. La Tierra pierde la mayor parte de su calor cerca de las dorsales centro-oceánicas, donde el magma asciende hacia la superficie para llenar las fracturas formadas cuando se separan las placas tectónicas. Los continentes pierden calor más deprisa que el fondo oceánico antiguo porque contienen cantidades mayores de isótopos radiactivos productores de calor.

muchos isótopos radiactivos con periodos de semidesintegración muy cortos, como el aluminio-26 y el calcio-41. Conforme estos isótopos se descomponían a las formas estables, liberaban una gran cantidad de energía, denominada *calor radiogénico*.

Otro acontecimiento significativo que calentó nuestro planeta fue la colisión de un objeto del tamaño de Marte que llevó a la formación de la Luna. En esta época, el núcleo interno y la mayor parte del manto, si no todo, estaban fundidos. A partir de ese punto, hace alrededor de 4.500 millones de años, hasta el presente, la Tierra se ha enfriado gradualmente.

Si la única fuente de calor de la Tierra procediera de su formación inicial y la desintegración radiactiva de los isótopos radiactivos de vida corta, nuestro planeta se habría enfriado hasta una escoria congelada hace mucho tiempo. Sin embargo, el manto y la corteza contienen también isótopos radiactivos de periodos de semidesintegración largos que mantienen a nuestro planeta cocinándose como si estuviera en un horno lento. Como se muestra en la Tabla 9.1 (página 308), los periodos de semidesintegración de los cuatro isótopos principales (uranio-235, uranio-238, torio-232 y potasio-40) tienen duraciones de miles de millones de años. Por consiguiente, la radiactividad desempeña dos papeles vitales en geología. Proporciona el medio para determinar la edad de las rocas, como se comentó en el Capítulo 9. Más importante aún, sin embargo, es la fuente de calor radiogénico que ha mantenido la convección del manto y la tectónica de placas activos durante miles de millones de años.

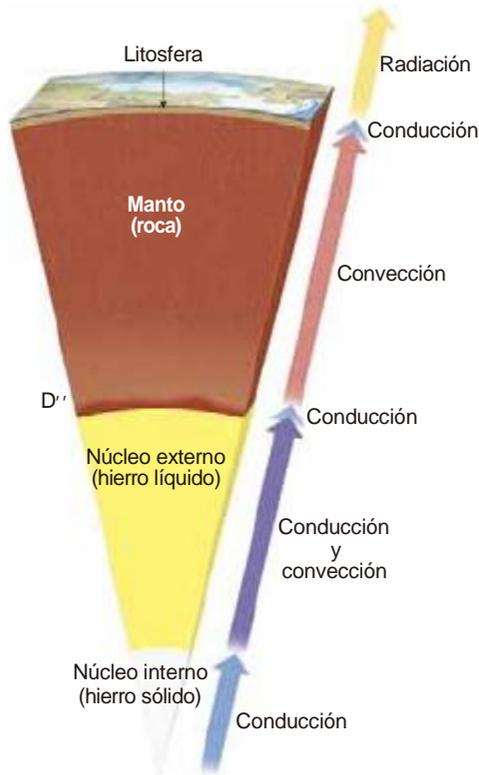
## Flujo de calor

El calor viaja desde el interior de la Tierra hacia el espacio a través de tres mecanismos diferentes: *radiación*, *convección* y *conducción*. En la Figura 12.14 se muestran las capas donde estos mecanismos contribuyen de manera significativa al flujo de la energía térmica hacia el exterior. Solo dos de estos procesos, convección y conducción, funcionan dentro del interior de la Tierra.

### Convección

La transferencia de calor mediante movimiento material de una manera fluida en la que los materiales calientes desplazan a los que están más fríos (o viceversa) se denomina **convección**. Es el principal medio de transferencia de calor en el interior de la Tierra. Si se ha visto alguna vez agua hirviendo en una cazuela, se estará familiarizado con la convección. El agua parece girar, se eleva en el centro de la cazuela y desciende por los lados (Figura 12.15). Este patrón, denominado *ciclo de convección*, ocurre dentro del manto y el núcleo externo de la Tierra, y posiblemente también dentro del núcleo interno.

La convección se produce como consecuencia de diversos factores: expansión térmica, flotabilidad inducida por gravedad y fluidez. Cuando se calienta el agua del fondo de una cazuela, se expande y asciende, sustituyendo al agua más fría y densa de la superficie. La gravedad es la fuerza impulsora de la convección. El agua caliente es menos densa (flota más) que el agua fría, de modo que asciende mientras que el agua fría



**FIGURA 12.14.** Diagrama que muestra el tipo dominante de transferencia de calor en diversas profundidades del interior de la Tierra a medida que el planeta se enfría. En última instancia, la Tierra pierde su calor hacia el espacio a través de la radiación. Sin embargo, el calor viaja desde el interior hasta la superficie terrestre a través de los procesos de convección y conducción.

se hunde para ocupar su lugar. Si intentáramos hervir agua en el espacio exterior, donde no hubiera una gravedad fuerte, observaríamos que no habría convección en el agua de la cazuela.

Los materiales también deben ser lo suficientemente débiles como para fluir. Los científicos suelen medir la fluidez de un material como su *resistencia* al flujo, lo que se conoce como **viscosidad**. El agua fluye fácilmente y tiene una baja viscosidad. El hierro líquido del núcleo externo de la Tierra probablemente tenga una viscosidad similar a la del agua, y experimente también fácilmente convección. Los materiales que son viscosos no fluyen con tanta facilidad como el agua, pero todavía fluyen. Por ejemplo, el ketchup fluye aunque es miles de veces más viscoso que el agua. Las rocas del manto inferior son 100 cuatrillones ( $10^{25}$ ) más viscosas que el agua, pero aún siguen fluyendo.

Las diferencias de temperatura entre la superficie y el fondo de un ciclo de convección determinan lo vigorosa que será la convección. La superficie terrestre es extremadamente fría en comparación con su interior, de modo que la litosfera oceánica recién formada se enfría muy deprisa (Figura 12.16). Esto hace que la litosfera oceánica se contraiga, aumente de densidad y se haga



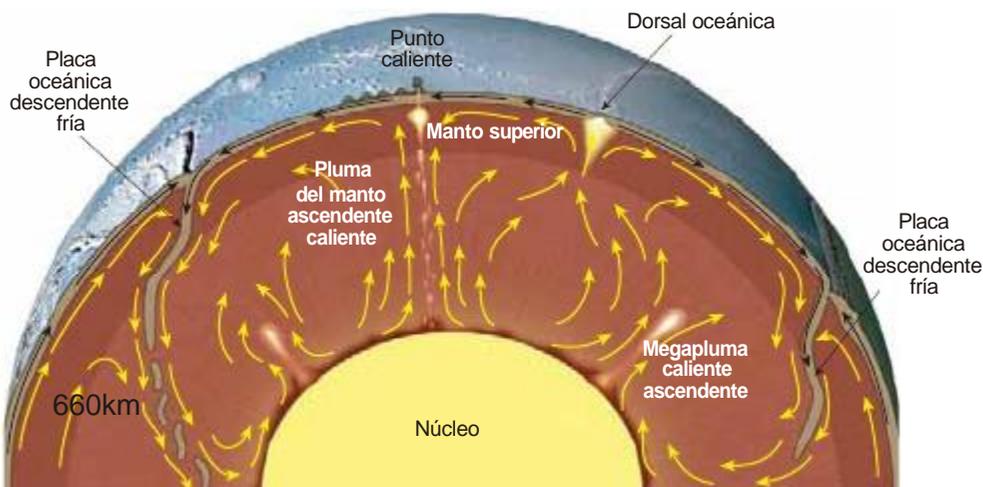
**FIGURA 12.15.** Un ejemplo sencillo de convección, la transferencia de calor que implica el movimiento real de una sustancia. En este ejemplo, la llama calienta el agua del fondo del matraz. Esta agua caliente se expande, se vuelve menos densa (más flotante) y se eleva. Simultáneamente se hunde el agua más fría y más densa próxima a la superficie.

más pesada, y con el tiempo, se vuelve a hundir en el manto en las zonas de subducción. Conforme estas láminas frías que se hunden van descendiendo, absorben calor en el proceso. Algo de este material de la corteza acaba calentándose y adquiere suficiente capacidad de flotación como para volver a la superficie. Por consiguiente, cabe pensar en la litosfera oceánica como la superficie del ciclo de convección del manto, mientras que las rocas cálidas en ascenso que conocemos como plumas del manto serían las ramas que fluyen hacia arriba de este ciclo de convección (Figura 12.16).

A veces la convección se produce cuando surgen diferencias de densidad a través de medios químicos más que térmicos. La *convección química* es un mecanismo importante que opera en el núcleo externo. A medida que el hierro cristaliza y se hunde para formar núcleo interno sólido, deja atrás un material fundido que contiene un porcentaje mayor de elementos más ligeros. Dado que este líquido flota más que el material rico en hierro circundante, se eleva y contribuye al flujo convectorio en el núcleo externo.

### Conducción

El flujo de calor *a través de un material* se denomina **conducción**. El calor se conduce de dos maneras: (1) a través de colisiones de átomos y (2) a través del flujo de electrones. En las rocas, los átomos están bloqueados en su sitio



**FIGURA 12.16.** Convección dentro del manto terrestre. Todo el manto está en movimiento, que es impulsado por el hundimiento de la litosfera oceánica fría de vuelta al manto profundo. Es como agitar un guiso golpeando hacia abajo con una cuchara. El flujo ascendente de la roca probablemente se produce mediante una combinación de plumas del manto y un amplio flujo rocoso de retorno para sustituir la litosfera oceánica que abandona la superficie en las zonas de subducción.

pero están oscilando constantemente. Si un lado de la roca se calienta, los átomos aquí oscilarán más energéticamente. Esto aumenta la intensidad de las colisiones con los átomos vecinos y, como un efecto dominó, la energía se propagará lentamente a través de la roca. La conducción se produce mucho más deprisa en metales que en sustancias rocosas. En los metales, los átomos están también bloqueados en su sitio, pero algunos de sus electrones tienen libertad de movimiento a través del material, y esos electrones pueden transportar calor rápidamente de un lado de un objeto metálico a otro.

Los materiales conducen a velocidades enormemente diferentes. Por ejemplo, el calor se conduce unas 40.000 veces con más facilidad a través de un diamante que a través del aire. La mayoría de las rocas son malos conductores del calor, de modo que la conducción no es una forma eficiente de mover el calor a través de la mayor parte de la Tierra. Sin embargo, es un mecanismo importante en lugares como la litosfera, la capa D'' y el núcleo.

### Flujo de calor en el interior de la Tierra

Los tipos dominantes de transferencia de calor en el interior de la Tierra se ilustran en la Figura 12.14. Se cree que la conducción es el proceso más importante en el núcleo interno. Cuando se conduce el calor desde el núcleo interno al núcleo externo, la convección empieza a desempeñar un papel más significativo en el transporte del calor hacia la superficie del núcleo.

La transferencia de energía desde el núcleo hasta el manto se realiza por conducción, más que por convección, porque el material rico en hierro del núcleo es demasiado denso para entrar en las rocas del manto, menos densas. Para que la energía térmica salga del núcleo,

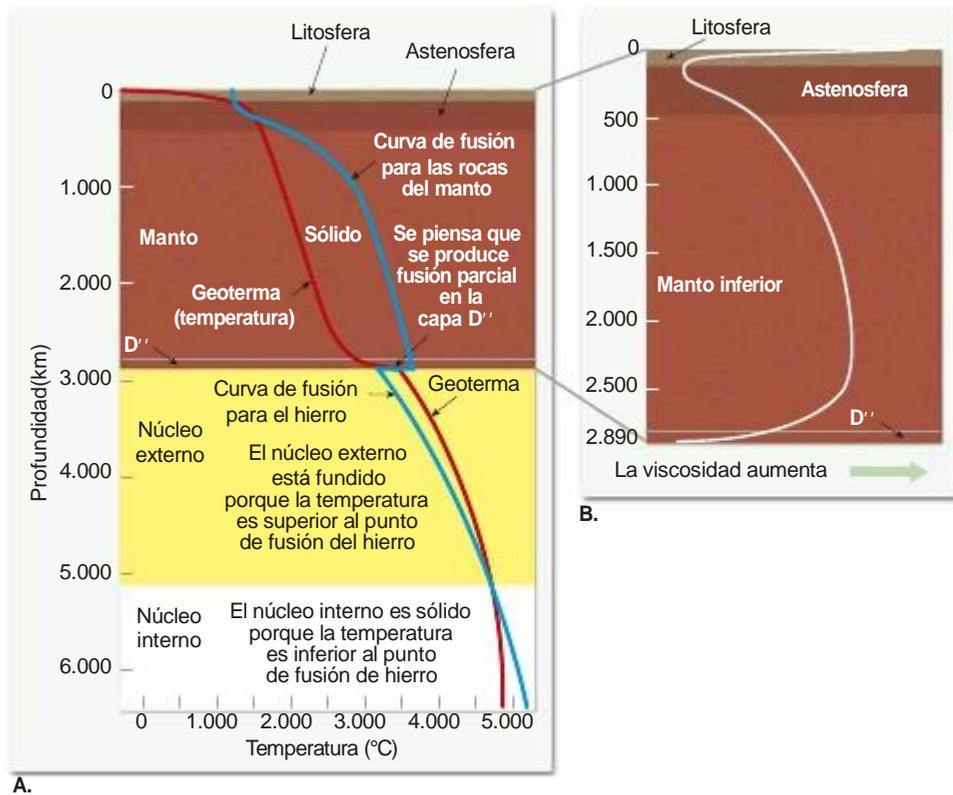
debe conducirse a través del límite núcleo-manto y ascender a través de la capa D''. Una vez que alcanza el manto inferior, la energía térmica es transportada hacia la superficie a través de la convección del manto.

La mayor parte de la energía térmica que alcanza el manto superior hace su viaje final hacia la superficie mediante conducción lenta a través de la litosfera rígida. La energía restante es transportada hacia la superficie a lo largo de los límites de placa divergentes y otras zonas de actividad volcánica donde hace erupción la roca fundida.

## Perfil de temperatura de la Tierra

El perfil de temperatura promedio de la Tierra a cada profundidad se denomina **gradiente geotérmico** o **geotermia** (Figura 12.17A). Las temperaturas aumentan desde unos 0 °C en la superficie hasta más de 5.000 °C en el centro. Dentro de la corteza las temperaturas aumentan rápidamente, hasta 30 °C por kilómetro de profundidad. Las minas de diamantes más profundas de Sudáfrica están a más de 3 km por debajo de la superficie terrestre, donde las temperaturas superan 50 °C. Sin embargo, el aumento de la temperatura no continúa a esta rápida velocidad; de lo contrario nuestro planeta estaría fundido por debajo de los 100 km de profundidad.

En la base de la litosfera, unos 100 km hacia abajo, la temperatura es de aproximadamente 1.400 °C. Habrá que descender hasta el fondo del manto antes de que la temperatura se duplique hasta 2.800 °C. Para la mayor parte del manto, la temperatura aumenta muy despacio, alrededor de 0,3 °C por kilómetro. La excepción a este patrón es la capa D'', que actúa como límite térmico, donde las temperaturas aumentan más de 1.000 °C



**FIGURA 12.17.** Estas gráficas ilustran cómo está relacionada la viscosidad de los materiales terrestres a varias profundidades con la geoterma de la Tierra y sus puntos de fusión. **A.** Perfil de la temperatura terrestre con la profundidad, o geoterma. Nótese que la temperatura terrestre aumenta gradualmente en casi todas partes. En dos capas térmicas limítrofes del interior de la Tierra, la litosfera y la capa D'' en el límite núcleo -manto, la temperatura aumenta rápidamente en cortas distancias. También se muestra la curva del punto de fusión para los materiales (roca o metal) encontrados a varias profundidades. En los puntos en los que la geoterma atraviesa (hacia la derecha de) la curva del punto de fusión, como en el núcleo externo, el material está fundido. **B.** En esta gráfica se muestra cómo cambia la viscosidad (resistencia al flujo) con la profundidad desde la superficie de la Tierra hasta el fondo del manto. Grandes viscosidades, como en la corteza y la litosfera, muestran que la roca es más rígida y fluye con menos facilidad. Si se comparan estas dos figuras, puede observarse que las rocas presentan la menor debilidad y fluyen con mayor facilidad a profundidades en las que las temperaturas de las rocas están cerca del punto de fusión (la astenosfera y la capa D'').

desde arriba hacia abajo. A través del núcleo externo e interno, las temperaturas aumentan de manera gradual. Es difícil determinar las temperaturas de las zonas profundas del interior de la Tierra; sigue habiendo dudas. La temperatura en el centro de la Tierra se ha estimado que es de hasta 8.000 °C. Los experimentos físicos con minerales han sido útiles para establecer la geoterma mostrada en la Figura 12.17A. Por ejemplo, se utilizan experimentos de presión elevada para determinar la temperatura a la cual el hierro sólido y líquido coexistirían en el límite entre el núcleo interno y el externo.

También representada en la Figura 12.17A se muestra la curva para el punto de fusión del material a cada profundidad. Las curvas del punto de fusión van aumentando en general de manera gradual con la profundidad, como consecuencia del aumento continuo de la presión. Al comprimir un material, se hace que le resulte más difícil fundirse, porque los líquidos normalmente ocupan más volumen que los sólidos. Como consecuencia, las presiones elevadas provocan temperaturas mayores.

Consideradas juntas, la curva de la geoterma y la del punto de fusión son herramientas valiosas para investigar el comportamiento de los materiales de la Tierra. En las capas donde la geoterma (temperatura en profundidad) es mayor que la temperatura de fusión, el material se funde, una situación que se produce en el núcleo externo (véase Figura 12.17A). La relación entre la geoterma y la temperatura de fusión no solo determina si un material está fundido o no, también indica su rigidez o viscosidad. Obsérvese cómo la viscosidad está directamente relacionada con la proximidad de las curvas de la geoterma a las curvas del punto de fusión en la Figura 12.17A. Cuando la roca se aproxima a su punto de fusión, empieza a ablandarse y a debilitarse. En la Figura 12.17A se muestra la viscosidad del material en la corteza y el manto. Las regiones de gran viscosidad, como la litosfera, son muy rígidas. Las regiones de baja viscosidad, como la astenosfera y la D'', son mucho más débiles.

La mayor parte del manto inferior es muy rígido, de modo que las rocas se mueven con gran lentitud

(Figura 12.17B). Los investigadores han determinado que el flujo convectivo es varias veces más lento en el manto inferior que en el manto superior. Sin embargo, en la mismísima base del manto, la temperatura aumenta rápidamente con la profundidad. Las rocas en la capa D'' son relativamente débiles, fluyen con más facilidad y pueden experimentar algo de fusión.

En el núcleo, la temperatura aumenta mucho más despacio que la presión. Desde el límite núcleo-manto hasta el centro de la Tierra, la temperatura aumenta solo alrededor de un 40 por ciento, desde 4.000 hasta 5.500 °C. La presión, sin embargo, casi se triplica, aumentando desde 1,36 hasta 3,64 megabares. Aunque el hierro es más frío en el núcleo externo que en el interno, sigue siendo líquido porque está bajo menos presión. A la inversa, el hierro en el núcleo interno permanece sólido porque está bajo una presión extrema.

En resumen, *las diferentes capas de la Tierra se comportan en función de sus condiciones concretas. La litosfera es rígida porque su temperatura es mucho más fría que su temperatura de fusión. La astenosfera es más débil y blanda porque está muy próxima a su temperatura de fusión, y se produce probablemente fusión parcial en algunos lugares.*

## ESTRUCTURA TRIDIMENSIONAL DE LA TIERRA

Como acabamos de ver, la Tierra no está perfectamente distribuida en capas. En la superficie existe una variedad de diferencias estructurales y de composición: océanos, continentes, montañas, valles, fosas y dorsales centro-oceánicas. Las observaciones geofísicas demuestran que las variaciones horizontales no están limitadas a la superficie: ocurren también en el interior de la Tierra y están directamente relacionadas con el proceso de convección del manto y la tectónica de placas. Se han identificado estructuras tridimensionales en el interior de la Tierra estudiando variaciones en los campos gravitacional y magnético, y obteniendo imágenes mediante la denominada *tomografía sísmica*.

### Gravedad de la Tierra

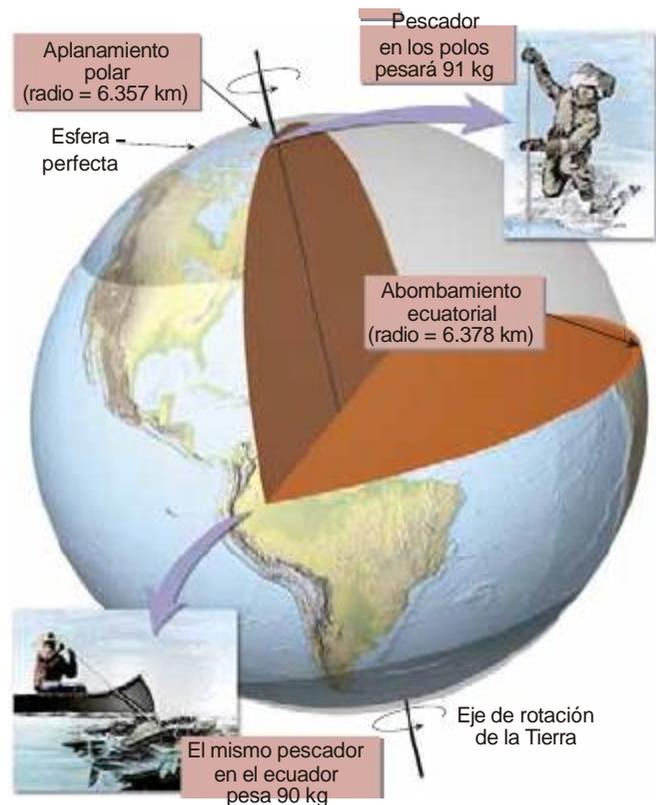
La rotación de la Tierra es la causa más significativa de las diferencias en la fuerza de la gravedad observadas en la superficie. Dado que la Tierra gira alrededor de su eje una vez al día, la aceleración debida a la gravedad<sup>1</sup> es inferior en el ecuador ( $9,87 \text{ m/s}^2$ ) que en los polos

<sup>1</sup> La fuerza de la gravedad es la responsable de que objetos como una manzana se aceleren según van cayendo hacia el suelo, de ahí la expresión «aceleración debida a la gravedad».

( $9,83 \text{ m/s}^2$ ). Dos razones explican este fenómeno. La rotación de la Tierra causa una fuerza centrífuga que es proporcional a la distancia desde el eje de rotación. De manera similar a la fuerza que nos expulsa de un vehículo que va demasiado de prisa alrededor de una curva o esquina, la fuerza centrífuga actúa lanzando objetos hacia fuera en el ecuador, donde la fuerza es mayor.

La rotación de la Tierra también afecta a su forma: el ecuador está ligeramente más alejado del centro de la tierra (6.378 km) que los polos (6.357 km) (Figura 12.18). La Tierra, por consiguiente, no es una esfera perfecta, en cambio esta abultada en el ecuador, una forma que se conoce como elipsoide oblato. Esta diferencia hace que la fuerza de la gravedad sea ligeramente más débil en el ecuador que en los polos, porque la atracción gravitacional es menor cuando los objetos están más separados. De hecho, su peso en el ecuador será en realidad un 0,5 por ciento inferior de lo que es en los polos.

Las medidas de gravedad demuestran que hay otras variaciones que no pueden explicarse por la rotación terrestre. Por ejemplo, cuando un cuerpo grande de roca



**FIGURA 12.18.** Como la Tierra gira, se abomba en el ecuador y se aplanan en los polos. La combinación de la forma elíptica de la Tierra y su rotación diaria hace que la fuerza de la gravedad sea ligeramente más débil en el ecuador que en los polos. Esta diferencia es lo suficientemente grande como para poder medirse con una báscula de baño. Imaginemos dos pescadores de igual masa, ambos a nivel del mar. Si el que está en el polo Norte pesa 91 kg el que está en el ecuador pesaría 90 kg.

inusualmente densa está por debajo de la superficie el aumento en la masa provocará una fuerza gravitacional superior al promedio en la superficie directamente por encima de ella. Dado que los metales y las menas de metal tienden a ser mucho más densas que las rocas de silicato, las anomalías de la gravedad local (diferencias con respecto a lo esperado) se han utilizado durante mucho tiempo para ayudar a encontrar yacimientos de minerales.

En la Figura 12.19 se muestra un mapa de las anomalías regionales de la gravedad para Estados Unidos. Una estrecha *anomalía positiva de la gravedad* (más fuerte de lo esperado) que desciende por la mitad del país es el rift centro-continental (rojo), donde rocas volcánicas densas y gruesas rellenaron una ruptura en la corteza hace más de 1000 millones de años. La *anomalía de gravedad negativa* (azul), en la Basin and Range Province es consecuencia de la corteza caliente, de baja densidad, que se ha alargado y adelgazado a medida que han ido entrando cuerpos magmáticos con mayor flotación.

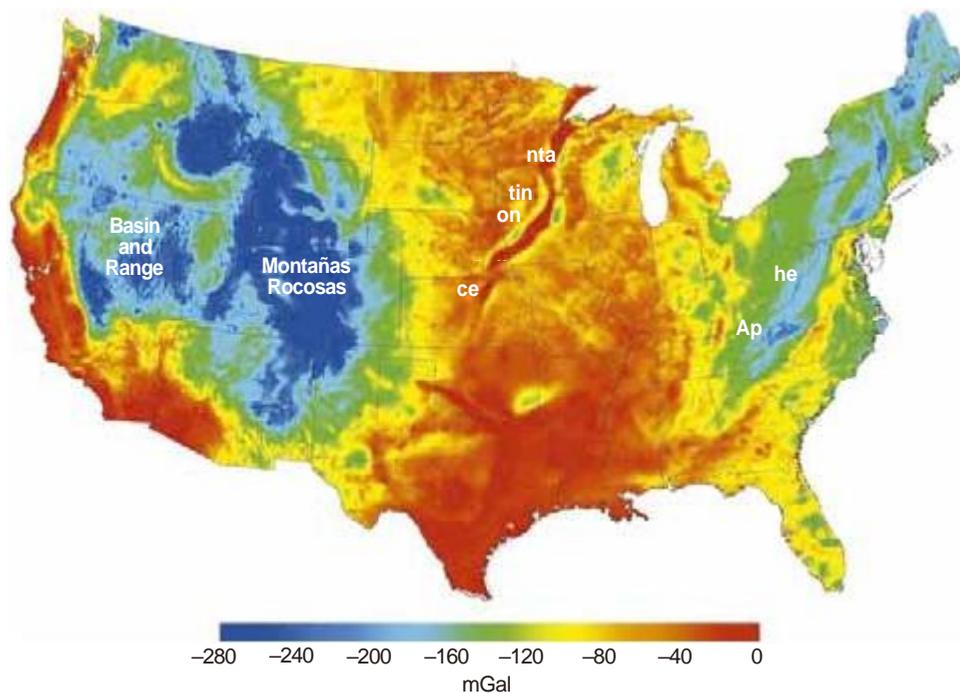
Utilizando satélites se han detectado también algunas diferencias de intensidad a gran escala debajo de la superficie, en profundidad. Estas anomalías de la gravedad son consecuencia de grandes corrientes ascendentes y descendentes de convección del manto. Las

zonas de ascenso están asociadas con plumas calientes del manto, mientras que las corrientes descendentes se producen donde las placas oceánicas frías descienden al interior del manto.

## Tomografía sísmica

Los cambios tridimensionales en composición y densidad que se detectan mediante determinación de la gravedad pueden verse también utilizando sismología. La técnica, denominada **tomografía sísmica**, implica la recogida de señales desde muchos terremotos diferentes registrados en muchas estaciones sismográficas para «ver» todas las partes del interior de la Tierra. La tomografía sísmica es similar a la tomografía médica, en el sentido de que los médicos utilizan técnicas como la TC para tomar imágenes tridimensionales de las estructuras internas de los humanos.

La tomografía sísmica permite identificar regiones donde las ondas P o S viajan más deprisa o más despacio que el promedio para una profundidad concreta. Estas *anomalías de la velocidad sísmica* se interpretan luego como variaciones en las propiedades de los materiales, como temperatura, composición, fase mineral o contenido de agua. Por ejemplo, el aumento



**FIGURA 12.19.** Anomalías de la gravedad debajo de los Estados Unidos continentales. Al cambiar la elevación se modifica la fuerza de la gravedad de la Tierra, de modo que los valores se calculan teniendo en cuenta lo que se mediría si uno estuviera al nivel del mar en todas partes. Esto permite comparar las anomalías de la gravedad por todo el mapa. Las anomalías negativas (azul) debajo de las Montañas Rocosas y los Apalaches nos muestran que ahí la corteza tiene raíces profundas debajo de las montañas. La anomalía negativa (azul) en la Basin and Range Province es el resultado de corteza tectónicamente activa, más caliente (rift y volcanes). La estrecha anomalía positiva (roja) que desciende en línea por la mitad del país es el rift centro-continental, donde las rocas volcánicas más densas entraron en la corteza hace más de 1.000 millones de años.

de la temperatura de la roca unos 100 °C puede disminuir la velocidad de las ondas S en torno al 1 por ciento, de modo que las imágenes de la tomografía sísmica suelen interpretarse como variaciones de temperatura.

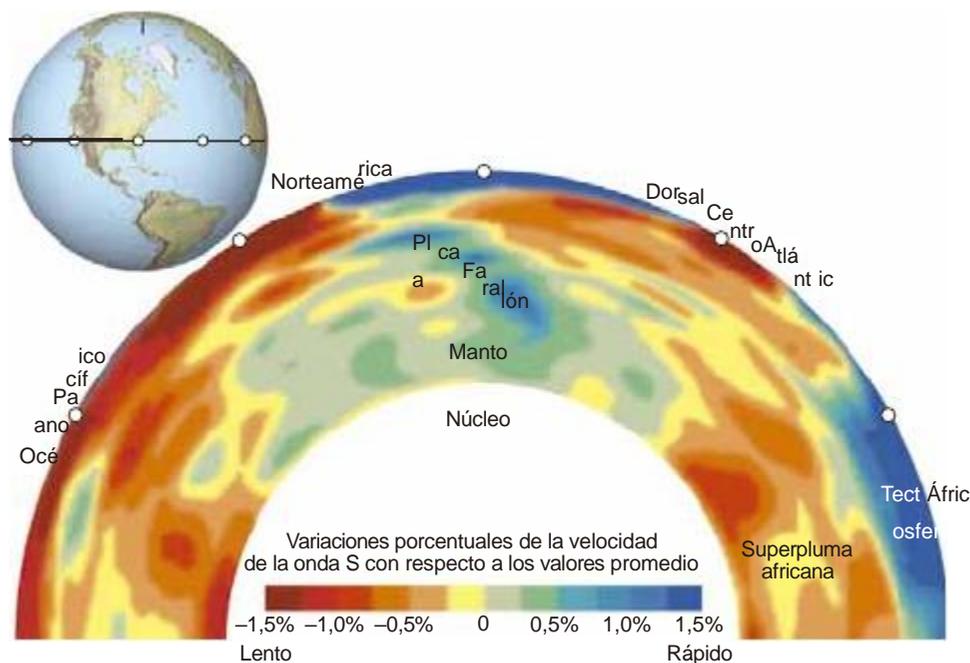
En la Figura 12.20 se muestra un corte de tomografía sísmica para el manto centrado debajo de Norteamérica. Las regiones donde las ondas viajan más despacio que el promedio (anomalías negativas) se muestran en rojo y las regiones donde las ondas viajan más deprisa que el promedio (anomalías positivas) en azul. Pueden observarse patrones significativos en este diagrama. Por ejemplo, la litosfera localizada debajo de las regiones interiores de Norteamérica y África exhibe velocidades sísmicas más rápidas que la litosfera oceánica, porque es más antigua y se ha estado enfriando durante miles de millones de años. Las imágenes sísmicas también demuestran que la litosfera continental (áreas azules profundas) puede ser bastante gruesa, extendiéndose más de 300 km en el interior del manto. A la inversa, las dorsales oceánicas, como la dorsal centro-atlántica, exhiben velocidades sísmicas lentas, porque están extremadamente calientes (véase Figura 12.20).

En el manto por debajo de Norteamérica puede observarse una zona en pendiente de rápidas velocidades

sísmicas (azul/verde) que representa una lámina de litosfera oceánica descendente conocida como la placa Farallon. El segmento de esta placa de fondo oceánico vista en la Figura 12.20 en la actualidad se está hundiendo y calentando a medida que se desplaza hacia el límite núcleo-manto. Con tiempo suficiente, esta placa se calentará y se volverá lo suficientemente liviana como para empezar a ascender de nuevo hacia la superficie.

La gran región de velocidades sísmicas lentas que hay debajo de África (la gran región de color naranja rojizo en la esquina inferior derecha de la Figura 12.20) se denomina superpluma africana, una región de flujo ascendente en el manto. Estas velocidades lentas se deben probablemente a temperaturas inusualmente elevadas y a rocas muy ricas en hierro. La roca ascendente no puede atravesar fácilmente la gruesa corteza africana, de modo que parece doblada en ambos lados del continente, quizá suministrando magma a los centros de expansión centro-oceánico y del Océano Índico.

Las imágenes de tomografía sísmica, como la que se muestra en la Figura 12.20, revelan muchas características asociadas con la convección del manto. Láminas de fondo oceánico antiguo, frío, se hunden hacia la base del manto, donde se calientan, se expanden y ascienden de nuevo hacia la superficie.



**FIGURA 12.20.** Corte tomográfico sísmico de la Tierra que muestra la estructura del manto. Los colores muestran variaciones en la velocidad de las ondas S con respecto a sus valores promedio. Las porciones más antiguas de los continentes, como el este de Norteamérica y África, son frías y rígidas, y su color azul muestra las velocidades de la onda S rápida. El oeste de Estados Unidos es más caliente y tectónicamente activo, haciendo que esta parte del continente sea más cálida y débil, lo que ralentiza las ondas S. La gran estructura azul que se extiende muy por debajo de Norteamérica es una lámina de fondo oceánico pacífico antiguo, denso y frío que se está hundiendo hacia la base del manto. Las grandes estructuras naranjas que hay debajo del oeste africano y del Océano Pacífico se cree que son megaplumas de material caliente que están ascendiendo hacia la superficie.

## El campo magnético de la Tierra

La convección del hierro líquido en el núcleo externo es vigorosa, lo que hace que éste *parezca* uniforme cuando se ve con las ondas sísmicas. En realidad, sin embargo, los patrones de flujo en el núcleo externo crean variaciones en el campo magnético terrestre que pueden medirse en la superficie, y nos cuentan una historia diferente.

Se cree que el flujo convectivo en el núcleo externo es impulsado por tres mecanismos principales:

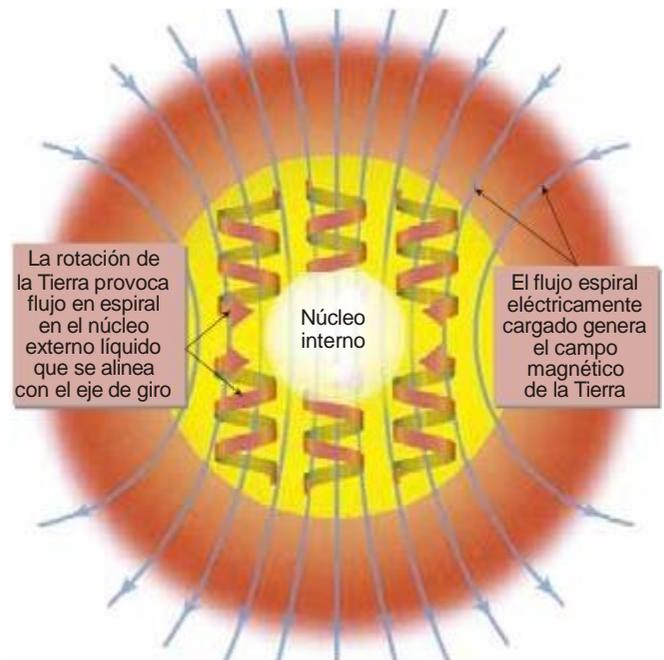
1. A medida que el calor sale por conducción del núcleo hacia el manto suprayacente, el material de las capas más externas del núcleo se enfría, se vuelve más denso y se hunde. Esto es una forma de convección de arriba hacia abajo impulsada térmicamente.
2. La cristalización del hierro sólido cerca del fondo del núcleo externo hace que se hunda para formar el núcleo más interno y deja atrás fluidos que carecen de hierro. Conforme este líquido flotante asciende, alejándose del límite del núcleo interno, impulsa un tipo de convección química.
3. También se ha pensado que hay isótopos radiactivos, como el potasio-40, dentro del núcleo que podrían proporcionar más calor para impulsar la convección térmica.

Los geólogos no han determinado todavía la importancia relativa de cada uno de estos mecanismos.

### La geodinamo

A medida que el fluido del núcleo asciende, su trayectoria se va retorciendo debido a la rotación de la Tierra. Como consecuencia, se mueve en columnas espirales que se alinean con el eje de rotación de la Tierra (Figura 12.21). Dado que el fluido rico en hierro tiene carga eléctrica, genera un campo magnético como ocurre con un electroimán, fenómeno denominado **geodinamo**. Si se envuelve un alambre alrededor de un clavo de hierro y se hace pasar una corriente eléctrica a través del clavo, éste genera un campo magnético que recuerda al que rodea a un imán de barra (Figura 12.22A, B). Este tipo de campo magnético se denomina *campo dipolar* porque tiene dos polos (un polo magnético norte y uno sur). El campo magnético que emana del núcleo externo terrestre tiene la misma forma dipolar (Figura 12.22).

Sin embargo, la convección en el núcleo externo es considerablemente más compleja (véase Recuadro 12.2). Más del 90 por ciento del campo magnético de la Tierra es dipolar, pero el resto es consecuencia de patrones de convección más complicados. Además, algunas de las características del campo magnético terrestre cambian con el tiempo. Durante siglos, los navegantes han

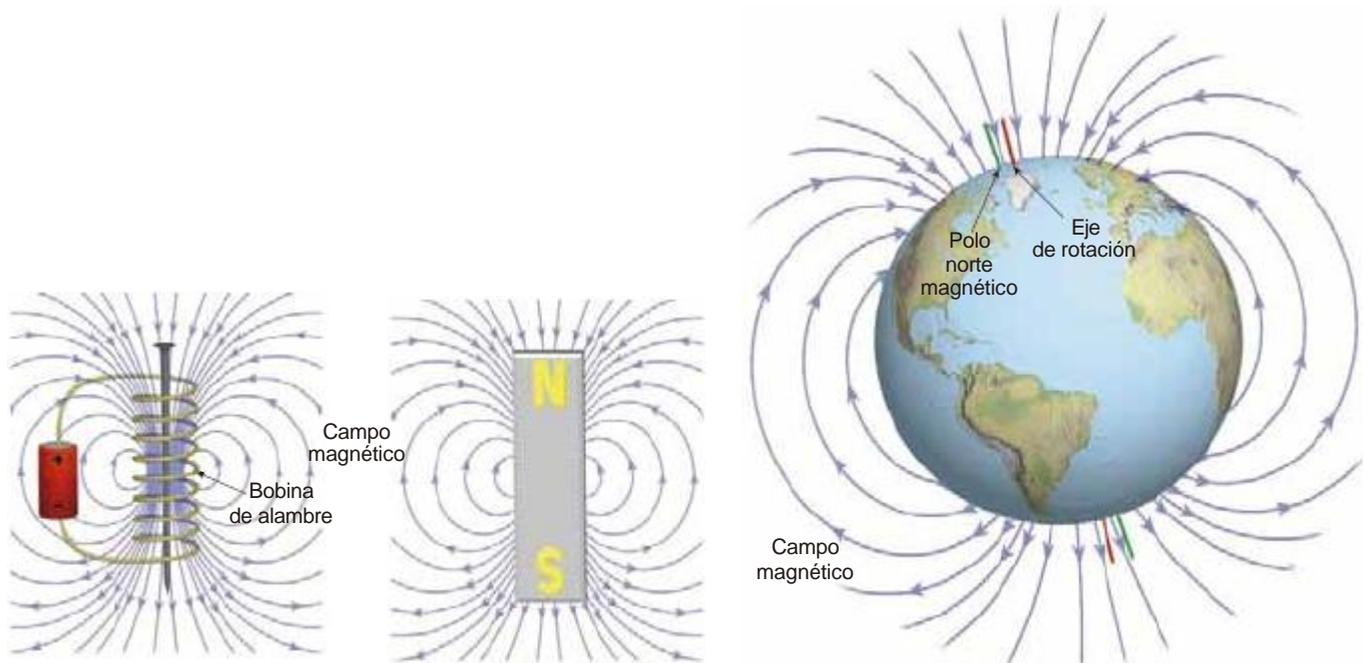


**FIGURA 12.21.** Ilustración de los patrones de convección en el interior del núcleo externo terrestre, de hierro líquido, que podría provocar el campo magnético medido en la superficie. Se cree que la convección adopta la forma de espirales cilíndricas de hierro fundido en rotación que están alineadas en la dirección del eje de rotación de la Tierra.

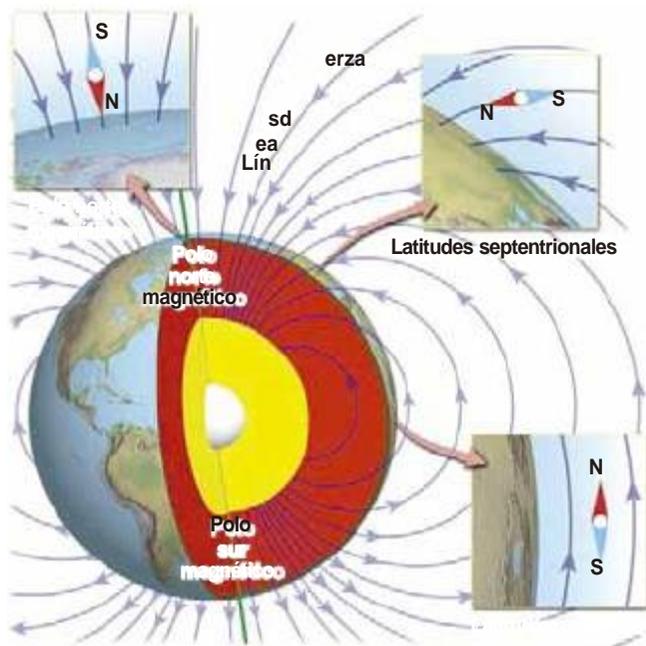
utilizado brújulas para navegar, fundamentalmente manteniendo el curso en la dirección en la que apunta la aguja de la brújula. A partir de estas observaciones, se determinó que las posiciones de los polos magnéticos cambian gradualmente. Comprender este fenómeno exige un examen de cómo se mide el campo magnético.

En cualquier lugar de la superficie terrestre, la dirección del campo magnético se mide con dos ángulos, denominados *declinación* e *inclinación*. La declinación mide la dirección hacia el norte magnético en relación a la dirección hacia el Polo Norte geográfico (eje de rotación de la Tierra). La inclinación mide cómo se dirigen hacia abajo las líneas de fuerza magnéticas en cualquier lugar, lo que mostraría una brújula si se inclinara a un lado. En el norte magnético el campo apunta directamente hacia abajo, mientras que en el ecuador es horizontal (Figura 12.23). En el centro de Estados Unidos, se inclina hacia abajo según un ángulo intermedio.

Estudios recientes han demostrado que las ubicaciones de los polos magnéticos cambian significativamente con el tiempo. El norte magnético terrestre estaba localizado antes en Canadá, pero se desplazó hacia el norte, al Océano Ártico durante la década pasada. En la actualidad, se está desplazando rápidamente hacia el Polo Norte geográfico a una velocidad de unos 20 km al año (Figura 12.24). El proceso no es simétrico. Aunque el



**FIGURA 12.22.** Demostración de la semejanza del campo magnético terrestre con el de un electroimán (A), que consiste en una corriente eléctrica que atraviesa una bobina de alambre, o un imán de barra (B). Si bien hubo una época en la que se creía que el núcleo de la Tierra actuaba como un gran imán de barra, los científicos creen ahora que el campo magnético terrestre (C) se parece más a un electroimán, y que los cilindros de hierro líquido en espiral mostrados en la Figura 12.21 se comportan como la bobina de corriente que atraviesa los alambres de un electroimán.



**FIGURA 12.23.** En este diagrama se muestra la dirección del campo magnético en diferentes lugares a lo largo de la superficie terrestre. Si bien una brújula mide solo la dirección horizontal del campo magnético (la declinación), en la mayor parte de los lugares el campo también entra o sale de la superficie según un ángulo variable (inclinación).

norte magnético se ha estado desplazando hacia el Polo Norte geográfico, el sur magnético se ha movido en dirección contraria al Polo Sur geográfico, pasando de la Antártida al Océano Pacífico.

### Inversiones magnéticas

Aunque el patrón de convección en el núcleo cambia con el tiempo, haciendo que los polos magnéticos se muevan, las ubicaciones de los polos magnéticos se han alineado con el eje de rotación de la Tierra (polos geográficos) a lo largo de miles de años. Una excepción importante se produce durante los períodos de inversión del campo magnético. En momentos aparentemente aleatorios, el campo magnético de la Tierra invierte su polaridad de forma que la aguja que apunta al norte de una brújula apuntaría al sur. (La importancia de estas inversiones en el estudio del paleomagnetismo se describió en el Capítulo 2). Durante una inversión, la fuerza del campo magnético disminuye hasta alrededor de 10 por ciento de la normal y las ubicaciones de los polos empiezan a derivar, llegando incluso a atravesar el ecuador (Figura 12.25). Cuando la fuerza del campo magnético vuelve a sus niveles normales, el campo se regenera con la polaridad invertida, el proceso entero tarda solo unos pocos miles de años.

## La Tierra como sistema

### Conexiones dinámicas globales

#### RECUADRO 12.2

Las capas del planeta Tierra no están aisladas una de otra, más bien están conectadas por sus movimientos, impulsados térmicamente. Estos movimientos conectados no interactúan necesariamente de una manera estable y predecible; en cambio, tienden a producirse de manera esporádica o en pulsos. Un ejemplo es la posible conexión entre las inversiones magnéticas, el vulcanismo de puntos calientes y la ruptura del supercontinente Pangea.

Pangea empezó a romperse hace aproximadamente 200 millones de años, y el aumento acompañante del movimiento de placas provocó la subducción de grandes cantidades de fondo oceánico. Hace unos 80

millones de años, se interrumpió el proceso de inversión del núcleo, lo que evitó la inversión del campo magnético de la Tierra durante 35 millones de años. Durante este periodo, diversas efusiones enormes de lava se han vinculado con la llegada de nuevas plumas del manto en los puntos calientes a la superficie.

Según una hipótesis, estos tres acontecimientos están íntimamente ligados. En los 80 millones de años siguientes a la ruptura de Pangea, se piensa que una gran cantidad de litosfera subducida se ha hundido hasta la base del manto. Esto habría desplazado roca caliente a la base del manto, haciendo que mucha de ella ascendiera hacia la superficie

e hiciera erupción como coladas de basalto. Los Deccan Traps de la India son un ejemplo de dicho proceso. Al mismo tiempo, la infusión súbita de litosfera oceánica comparativamente fría cerca del núcleo caliente en el límite núcleo-manto habría enfriado el núcleo más externo. Esto aumentó el gradiente de temperatura (más caliente en el fondo, más frío en la superficie) del núcleo externo. El resultado fue una convección más vigorosa que impidió el debilitamiento e inversión del campo magnético. Esta hipótesis, si se llega a considerar exacta, es un importante recordatorio de que la Tierra es un planeta complejo, convulso y vibrante, activo en una variedad de funciones geológicas.

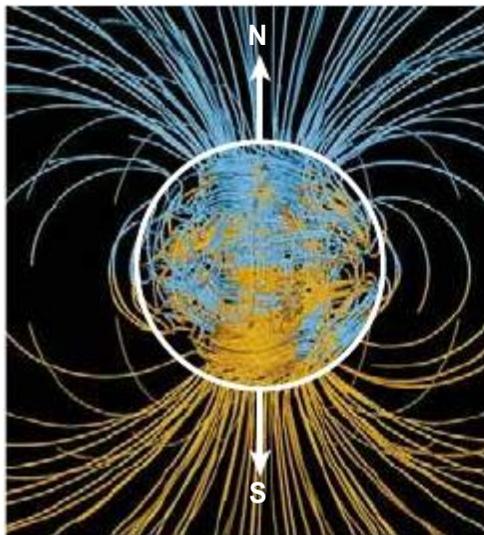


**FIGURA 12.24.** Mapa que muestra el cambio en los lugares medidos del polo norte magnético a lo largo del tiempo. Los patrones de convección dentro del núcleo externo cambian con la suficiente rapidez como para que podamos ver un cambio significativo del campo magnético a lo largo de nuestras vidas.

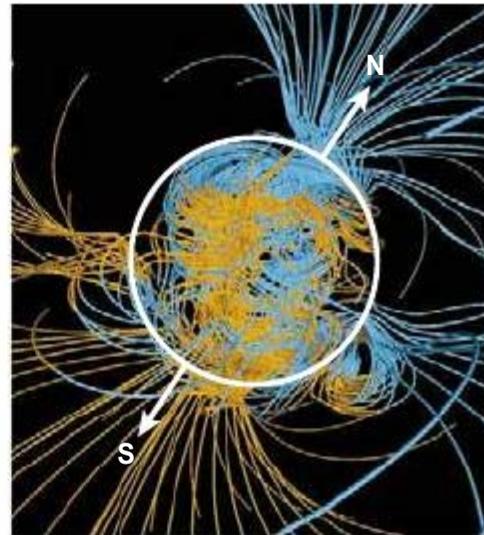
La velocidad a la cual el campo magnético se invierte es una evidencia de que los patrones de convección en el núcleo externo cambian en lapsos de tiempo relativamente cortos. En la actualidad se están creando modelos de este complejo proceso utilizando ordenadores muy veloces (Figura 12.25). Además, en la Figura 12.25 se ilustra cómo giran las líneas del campo magnético de una manera compleja antes de volver a un patrón dipolar más simple y uniforme.

La existencia de inversiones magnéticas ha sido extremadamente importante para los geólogos, al proporcionarles el fundamento para la teoría de la

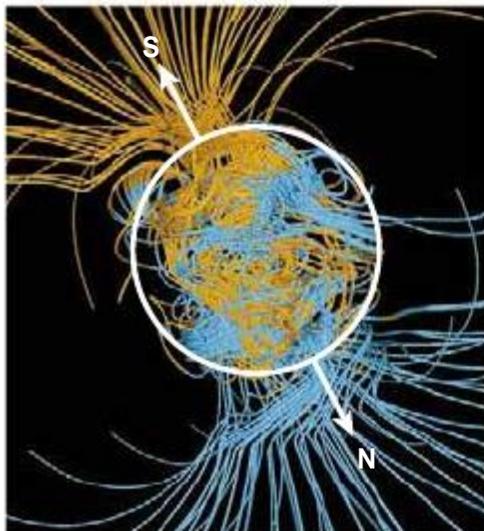
tectónica de placas. Sin embargo, las inversiones magnéticas tienen consecuencias potencialmente nocivas para los habitantes de la Tierra. Una capa magnética atmosférica, conocida como magnetosfera, rodea a nuestro planeta y protege la superficie terrestre del bombardeo por las partículas ionizadas, o *viento solar*, emitidas por el Sol. Si disminuye la fuerza del campo magnético de manera significativa durante una inversión, el aumento de la cantidad de partículas ionizadas que llegarían a la superficie terrestre podría provocar riesgos para la salud de los humanos y otras formas de vida.



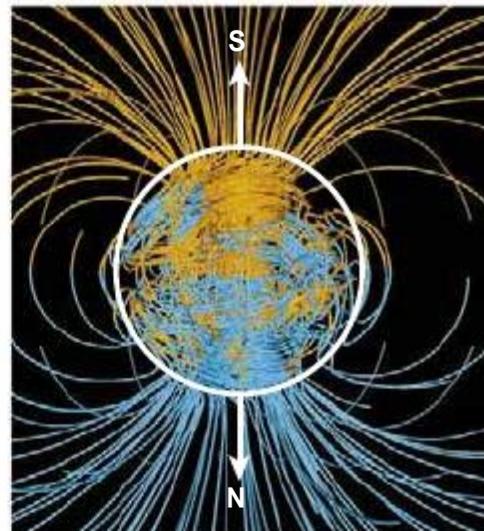
A. Orientación normal del campo magnético



B. El campo magnético se debilita y los polos empiezan a derivar



C. Los polos se desvían atravesando el ecuador



D. Inversión completa con el polo norte señalando al sur

**FIGURA 12.25.** Simulaciones por ordenador que muestran cómo el campo magnético de la Tierra puede invertir su dirección. El círculo blanco representa el límite núcleo-manto y las flechas apuntan, respectivamente, hacia los polos norte (N) y sur (S) magnéticos. Durante una inversión, la fuerza del campo magnético se debilita, los polos empiezan a desviarse, llegando hasta cruzar el ecuador. Cuando la fuerza del campo vuelve a los niveles normales, el campo se regenera con polaridad inversa.

# CAPÍTULO 12

## El interior de la Tierra

### RESUMEN

La Tierra está distribuida en capas, con los materiales más densos en el centro y los más ligeros en la capa más externa. Esta distribución en capas es consecuencia de la gravedad, y es similar para todos los planetas. Las capas de la Tierra consisten en el *núcleo interno* (hierro sólido), el *núcleo externo* (hierro líquido), el *manto* (roca densa), la *corteza* (roca de baja densidad), el *océano* (agua) y la *atmósfera* (gas). Dentro de las capas, la densidad de los materiales aumenta con la profundidad, debido a la compresión resultante del aumento de la presión. En el interior del manto, también se producen aumentos de densidad, debido a cambios de fase mineral.

Dada la imposibilidad de perforar hasta el interior profundo de la Tierra, se utilizan las *ondas sísmicas* para sondear el interior terrestre. Los patrones de las ondas sísmicas son complicados porque su comportamiento se ve influido por diferentes estructuras del interior del planeta antes de volver a la superficie. Las ondas sísmicas viajan más deprisa a través de la roca fría y más despacio a través de la roca caliente. Se reflejan desde las capas compuestas por diferentes materiales. Los resultados de las imágenes sísmicas del interior de la Tierra pueden interpretarse mediante comparación con experimentos físicos con minerales. Estos experimentos recrean las temperaturas y las presiones del interior de la Tierra y permiten a los científicos ver a qué se parecen las rocas y los metales a diversas profundidades.

La *corteza oceánica* y la *corteza continental* son muy diferentes. La corteza oceánica se crea en las dorsales centro-oceánicas, y es similar en composición y espesor en toda su extensión. La corteza continental es muy variable, tiene diferentes composiciones y se forma de varias maneras. El espesor de la corteza oceánica tiene un promedio de 7 km, pero los continentes pueden tener un espesor superior a 70 km. El límite entre la corteza y el manto se denomina *Moho*.

El *manto* constituye alrededor del 82 por ciento del volumen de la Tierra. El *manto superior* se extiende desde la *Moho* hasta una profundidad de 660 km. El manto superior abarca la parte inferior de la litosfera rígida, la astenosfera débil y la zona de transición. El manto inferior se extiende hacia abajo desde los 660 km hasta el límite entre el núcleo y el manto, 2.891 km por debajo de la superficie. En la base del manto inferior se encuentra la compleja capa *D''*.

El núcleo es en gran medida una aleación de hierro y níquel que contiene alrededor de un 15 por ciento de elementos más ligeros. Dado que el hierro es denso, el núcleo constituye una tercera parte de la masa de la Tierra, y el hierro es el elemento más abundante, en masa, de la Tierra. El núcleo interior sólido va creciendo con el tiempo a medida que la Tierra se enfría.

La temperatura de la Tierra aumenta desde los 0 °C aproximadamente en la superficie hasta unos 5.500 °C en el centro (aunque se desconoce la temperatura exacta). El calor fluye de manera no uniforme desde el interior de la Tierra y la mayor parte de la pérdida de calor se produce a lo largo del sistema de dorsales oceánicas. La Tierra se calentó mucho en las primeras etapas de su historia, en gran medida como consecuencia de los impactos de planetesimales y del calor liberado por la desintegración radiactiva. Desde entonces, se ha ido enfriando lentamente. La Tierra sigue siendo geológicamente activa debido al calor radiogénico suministrado por los isótopos radiactivos de vida prolongada.

El calor fluye desde el interior caliente de la Tierra hasta su superficie, y lo hace fundamentalmente mediante convección y conducción. La *convección* transfiere calor a través del movimiento del material. La *conducción* transfiere calor por colisiones entre átomos o por los movimientos de los electrones. La convección es muy importante dentro del manto y del núcleo externo de la Tierra, mientras que la conducción es más importante en el núcleo interno, la litosfera y la capa *D''*. Dentro de la astenosfera y la base de *D''*, la temperatura está lo suficientemente cerca del punto de fusión como para que se produzca algo de fusión parcial y la roca sea lo suficientemente débil como para fluir con más facilidad que en ningún otro lado del manto.

La rotación hace que la forma de la Tierra adopte el aspecto de un *elipsoide oblató*, lo que significa que el ecuador sobresale ligeramente. La combinación de la rotación terrestre y su forma elipsoide hace que la gravedad varíe ligeramente desde el ecuador hacia los polos. La gravedad también varía alrededor de la superficie terrestre debido a la presencia de rocas de diferentes densidades.

A partir de grandes números de registros sísmicos se obtienen imágenes tridimensionales de variaciones de la estructura dentro del manto utilizando

*tomografía sísmica.* Estas imágenes muestran la litosfera oceánica fría en subducción hundiéndose en la base del manto y grandes superplumas de roca caliente ascendiendo desde el límite núcleo-manto. Los movimientos son prueba de que se produce convección en todo el manto.

La convección del hierro líquido en el núcleo externo crea una *geodinamo* magnética, que es responsable del campo magnético de la Tierra. La convección adopta la forma de cilindros en espiral que se alinean con el eje de rotación de la Tierra. El campo magnético es fundamentalmente dipolar; es decir, se parece al campo de un imán de barra o electroimán. Los patrones

de convección en el núcleo externo cambian con la suficiente rapidez como para que el campo magnético varíe notablemente a lo largo de nuestras vidas.

El campo magnético se invierte aleatoriamente, intercambiándose las posiciones de los polos norte y sur. Una inversión dura solo unos pocos miles de años e implica una disminución significativa en la fuerza del campo dipolar. Esto es importante porque el campo magnético crea una magnetosfera alrededor de la Tierra que protege nuestro planeta de gran parte del viento solar procedente del Sol que, de lo contrario, lo bombardearía. Si la magnetosfera se debilitase, la vida sobre la tierra se vería adversamente afectada.

## TÉRMINOS FUNDAMENTALES

astenosfera, 388

capa D'', 389

conducción, 393

convección, 392

corteza, 385

geodinamo, 399

gradiente geotérmico o geoterma, 394

litosfera, 388

manto, 388

manto inferior, 388

manto litosférico, 388

manto superior, 388

moho, 386

núcleo, 390

núcleo externo, 389

núcleo interno, 390

tomografía sísmica, 397

viscosidad, 393

zona de transición, 388

## PREGUNTAS DE REPASO

- ¿Qué papel desempeña la gravedad en la distribución en capas de los planetas?
- ¿Cuáles son las dos principales razones del aumento de la densidad con la profundidad dentro del manto de la Tierra?
- ¿Por qué la sismología es responsable de que los precios de la gasolina sean más asequibles de lo que serían sin ella?
- Enumere tres formas mediante las cuales se diferencia la corteza oceánica de la corteza continental. ¿Dónde se encuentra la corteza más espesa? ¿Y la más fina?
- ¿Cuál es la importancia de determinar la distancia *transversal*? (Véase Figura 12.8)
- ¿Por qué las ondas S «nos dicen» que el manto es un sólido?
- Si hubiera gran cantidad de agua en el manto terrestre, ¿en qué capa se encontraría con mayor probabilidad?
- ¿Qué cambios de fase mineral se producen en la zona superficial y en el fondo de la zona de transición?
- ¿Qué capa de la Tierra tiene un mayor volumen?
- ¿En qué se parece la capa D'' a la litosfera?
- Verdadero o falso: ninguna onda sísmica llega a la *zona de sombra*. Explíquelo.
- ¿Por qué el núcleo terrestre es una sexta parte del volumen de la Tierra, pero un tercio de su masa?
- Describa cómo aumenta de tamaño el núcleo interno de la Tierra.
- ¿Por qué no se distribuye uniformemente el flujo de calor desde la superficie terrestre?
- Describa las fuentes de calor que hicieron que la Tierra estuviera muy caliente al principio de su historia.
- ¿Qué impide que la Tierra sea una esfera fría y sin movimiento de roca y metal totalmente sólidos?
- Distinga entre conducción y convección.
- ¿Por qué la convección es un medio ineficaz de transferencia de calor en materiales con gran viscosidad?
- ¿Por qué la conducción es más importante que la convección en el interior de la corteza terrestre?
- ¿Qué le ocurre a la roca a medida que la geotermia se aproxima a su temperatura de fusión?
- ¿Qué le ocurre a la roca en regiones donde la geotermia supera las curvas del punto de fusión?
- ¿Por qué a las placas tectónicas les costaría moverse si no fuera por la existencia de la astenosfera?
- ¿Por qué la litosfera es más rígida que la astenosfera?

24. Hubo una época en que la Tierra giraba mucho más deprisa de lo que lo hace en la actualidad. ¿En qué medida habría sido diferente la forma de la Tierra en el pasado?
25. Cabría esperar encontrar una gran capa de mena de hierro debajo de la superficie en una región con una anomalía activa o negativa de la gravedad. Explíquelo.
26. ¿Por qué la dorsal centroatlántica aparece como una anomalía de velocidad sísmica lenta en la Figura 12.20?
27. ¿Cuáles son las tres fuerzas impulsoras de la convección en el núcleo externo?
28. ¿Qué ocurre durante una inversión magnética?
29. ¿Por qué una inversión magnética podría ser peligrosa para los humanos?

## MasteringGeology

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

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

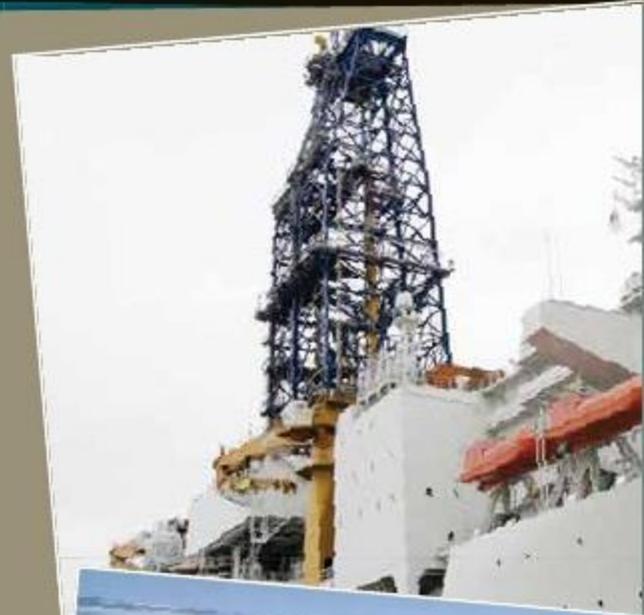
En MasteringGeology, además, podrá encontrar los siguientes contenidos y materiales interactivos extra:

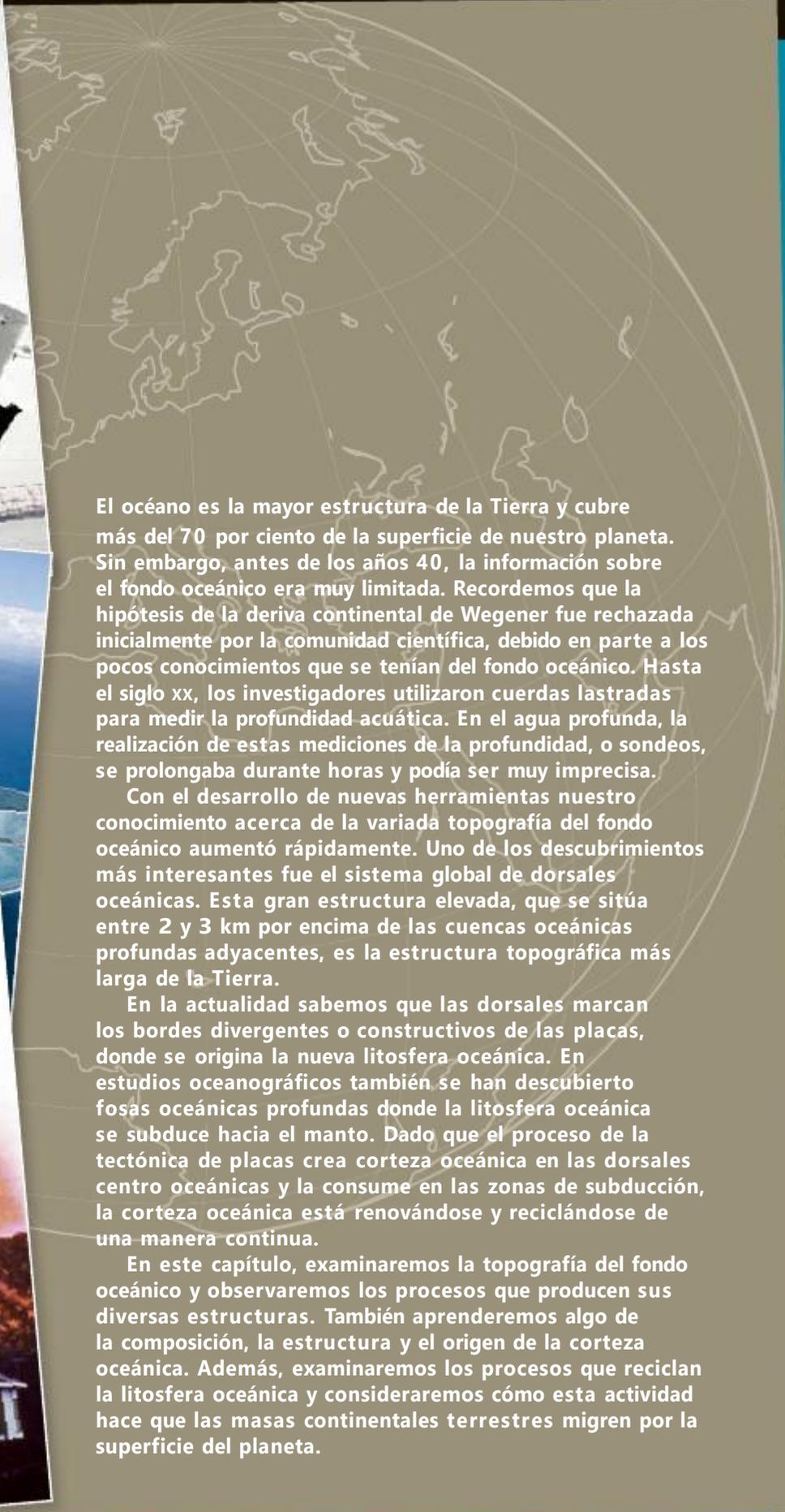
Encounter Earth  
 Geoscience Animations  
 GEODe  
 Pearson eText

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

# CAPÍTULO 13

Bordes  
divergentes:  
origen y evolución  
del fondo oceánico





El océano es la mayor estructura de la Tierra y cubre más del 70 por ciento de la superficie de nuestro planeta. Sin embargo, antes de los años 40, la información sobre el fondo oceánico era muy limitada. Recordemos que la hipótesis de la deriva continental de Wegener fue rechazada inicialmente por la comunidad científica, debido en parte a los pocos conocimientos que se tenían del fondo oceánico. Hasta el siglo XX, los investigadores utilizaron cuerdas lastradas para medir la profundidad acuática. En el agua profunda, la realización de estas mediciones de la profundidad, o sondeos, se prolongaba durante horas y podía ser muy imprecisa.

Con el desarrollo de nuevas herramientas nuestro conocimiento acerca de la variada topografía del fondo oceánico aumentó rápidamente. Uno de los descubrimientos más interesantes fue el sistema global de dorsales oceánicas. Esta gran estructura elevada, que se sitúa entre 2 y 3 km por encima de las cuencas oceánicas profundas adyacentes, es la estructura topográfica más larga de la Tierra.

En la actualidad sabemos que las dorsales marcan los bordes divergentes o constructivos de las placas, donde se origina la nueva litosfera oceánica. En estudios oceanográficos también se han descubierto fosas oceánicas profundas donde la litosfera oceánica se subduce hacia el manto. Dado que el proceso de la tectónica de placas crea corteza oceánica en las dorsales centro oceánicas y la consume en las zonas de subducción, la corteza oceánica está renovándose y reciclándose de una manera continua.

En este capítulo, examinaremos la topografía del fondo oceánico y observaremos los procesos que producen sus diversas estructuras. También aprenderemos algo de la composición, la estructura y el origen de la corteza oceánica. Además, examinaremos los procesos que reciclan la litosfera oceánica y consideraremos cómo esta actividad hace que las masas continentales terrestres migren por la superficie del planeta.

## UNA IMAGEN EMERGENTE DEL FONDO OCEÁNICO



### DIVERGENT BOUDARIES

Mapping the Ocean Floor

Si se drenara toda el agua de las cuencas oceánicas, aparecería en los fondos oceánicos una gran variedad de relieves: grandes picos volcánicos, fosas profundas, altiplanos extensos, cadenas montañosas lineales y grandes llanuras. De hecho, el escenario sería casi tan diverso como el que se observa en los continentes.

### Cartografía del fondo oceánico

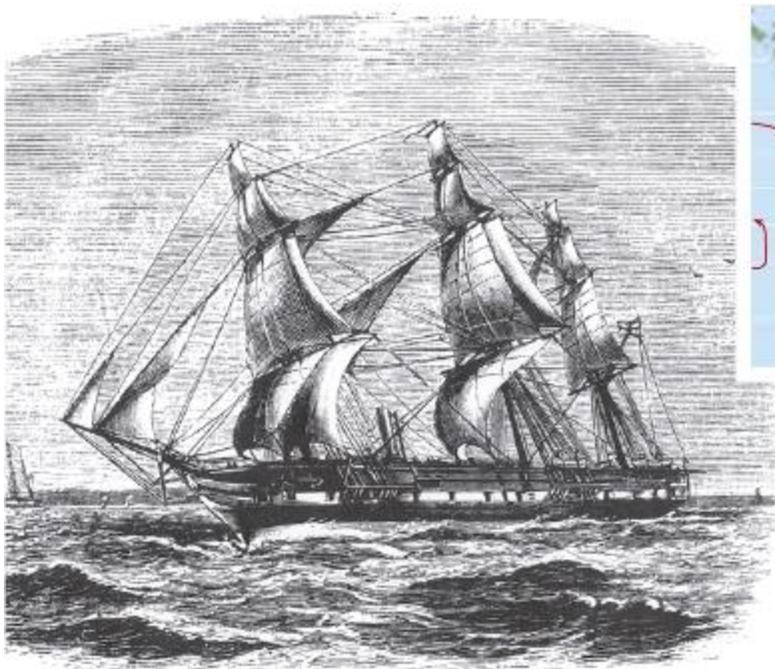
La variada topografía del fondo oceánico no se reconoció por primera vez hasta el histórico viaje del H. M. S. Challenger, que duró tres años y medio (Figura 13.1). Desde diciembre de 1872 hasta mayo de 1876, la expedición Challenger hizo el primer estudio exhaustivo del océano global que se había intentado. El viaje, que abarcó 127.500 km, llevó el barco y a su tripulación de científicos por todos los océanos, excepto el Ártico. Durante todo el viaje, se obtuvieron muestras de las propiedades oceánicas, de las aguas profundas, entre otras, mediante el laborioso trabajo de lanzar por la borda una cuerda lastrada. El conocimiento adquirido por Challenger sobre las grandes profundidades oceánicas y su variada topografía se amplió mediante la colocación de cables telegráficos transatlánticos. Con el desarrollo de instrumentos modernos para medir las profundidades oceánicas se

adquirió un mejor conocimiento del fondo oceánico. La **batimetría** (*bathos* = profundidad; *metry* = medida) es la medición de las profundidades oceánicas y el reconocimiento de la forma o la topografía del fondo oceánico.

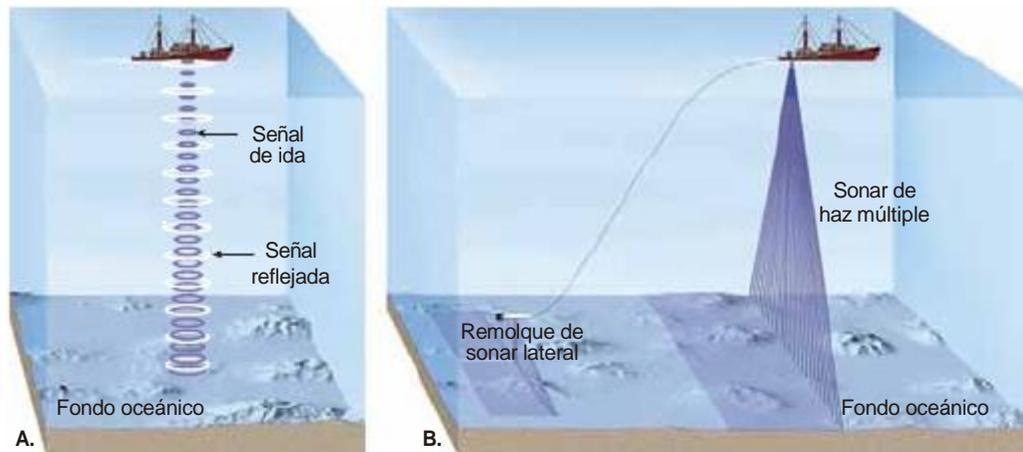
### Técnicas batimétricas modernas

En la actualidad se utiliza la energía sónica para medir las profundidades acuáticas. El procedimiento básico utiliza el **sonar**, acrónimo de *sound navigation and ranging* (navegación sónica y medición de distancias). Los primeros aparatos que utilizaron el sonido para medir la profundidad acuática, denominados **ecosondas**, se desarrollaron a principios del siglo xx. Los sonares funcionan transmitiendo una onda sonora (llamada silbido de sonar) al agua para producir un eco cuando esta rebote contra algún objeto, como un gran organismo marino o el fondo oceánico (Figura 13.2A). Un receptor sensible intercepta el eco reflejado desde el fondo, y un reloj mide con precisión el tiempo transcurrido en fracciones de segundo. Conociendo la velocidad de desplazamiento de las ondas sonoras en el agua (unos 1.500 m por segundo) y el tiempo necesario para que un pulso de energía alcance el fondo oceánico y vuelva, puede establecerse la profundidad. Las profundidades determinadas mediante el control continuo de estos ecos permiten obtener un perfil continuo del fondo oceánico. Mediante la laboriosa combinación de los perfiles, se ha obtenido un mapa del fondo oceánico.

Después de la II Guerra Mundial, la marina estadounidense desarrolló el *sonar lateral* para buscar las minas y otros explosivos que hubieran sido colocados en las rutas de navegación (Figura 13.2B). Los instrumentos en



**FIGURA 13.1.** Las primeras mediciones batimétricas sistemáticas del océano fueron realizadas desde el HMS Challenger durante su viaje histórico que duró tres años y medio. En el mapa de situación se puede ver la ruta del HMS Challenger, que partió de Inglaterra en diciembre de 1872 y volvió en mayo de 1876. (De C. W. Thompson y Sir John Murray, *Report on the scientific Results of the voyage of the H Challenger*, Vol. 1, Great Britain: Challenger Office, 1895, Plate 1. Library of Congress).

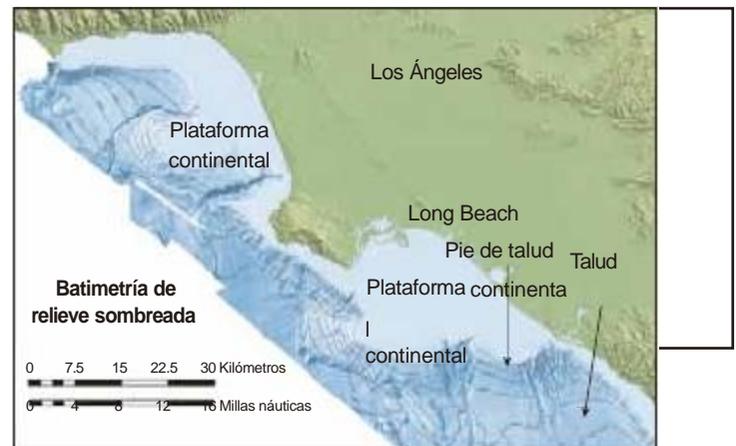


**FIGURA 13.2.** Varios tipos de sonar. **A.** Una ecosonda determina la profundidad del agua midiendo el tiempo que una onda acústica tarda en ir desde el barco al fondo del mar y volver. La velocidad del sonido en el agua es de 1.500 m/s. Por consiguiente, profundidad =  $1/2$  (1.500 m/s  $\times$  tiempo de viaje del eco). **B.** En la actualidad el sonar de haz múltiple y el sonar lateral obtienen una «imagen» de una banda estrecha del fondo oceánico cada pocos segundos.

forma de torpedo pueden remolcarse detrás del barco, donde emiten una señal de sonido que se extiende a ambos lados de la estela del barco. Mediante la combinación de las bandas de datos del sonar lateral, los investigadores produjeron las primeras imágenes fotográficas del fondo oceánico. Aunque el sonar lateral proporciona vistas valiosas del fondo oceánico, no proporciona datos batimétricos (de la profundidad acústica).

Este problema no se presenta con los instrumentos de haz múltiple de alta resolución que se desarrollaron durante los años 90. Estos sistemas utilizan fuentes sónicas montadas en el casco que emiten una señal de sonido, luego registran las reflexiones procedentes del fondo oceánico mediante una serie de receptores estrechamente enfocados y orientados en diferentes ángulos. Por tanto, en vez de obtener la profundidad de un solo punto cada pocos segundos, esta técnica hace posible que un buque de sondeo cartografie las estructuras del fondo oceánico a lo largo de una banda de decenas de kilómetros de ancho (Figura 13.3). Además, estos sistemas pueden recoger datos batimétricos de una resolución tan alta que pueden distinguir profundidades que difieren en menos de un metro. Cuando un barco utiliza un sonar de haz múltiple para cartografiar una sección de fondo oceánico, se desplaza por la zona según un modelo de ida y vuelta regularmente espaciado conocido con el nombre bastante adecuado de «cortadora de césped».

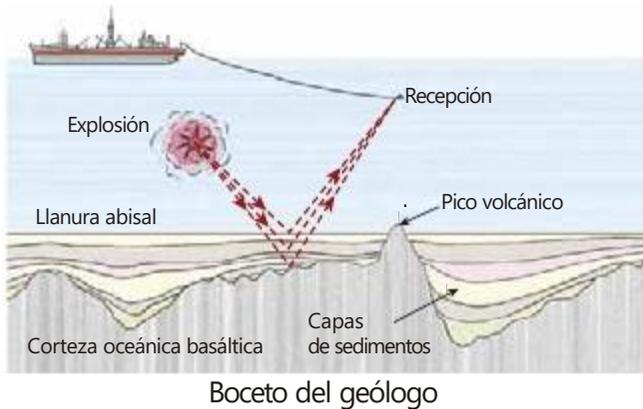
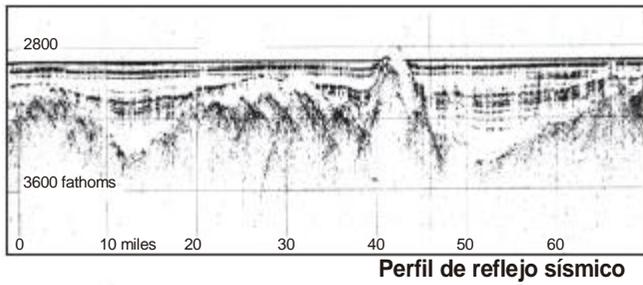
A pesar de su mayor eficacia y resolución, los buques de investigación equipados con sonar de haz múltiple se desplazan tan solo a 10-20 km por hora. Serían al menos necesarios cien buques pertrechados con este equipo, y tardarían centenares de años para cartografiar todo el fondo oceánico. Eso explica por qué solo se ha cartografiado con detalle aproximadamente el 5 por ciento del fondo oceánico y por qué todavía no se han cartografiado con sonar extensas zonas del mismo.



**FIGURA 13.3.** Mapa coloreado de perspectiva del fondo oceánico y las formas litorales en la zona de Los Ángeles de California. La porción de fondo oceánico de este mapa se construyó a partir de datos recogidos mediante un sistema de cartografiado de alta resolución (U. S. Geological Survey).

### Perfiles de reflexión sísmica

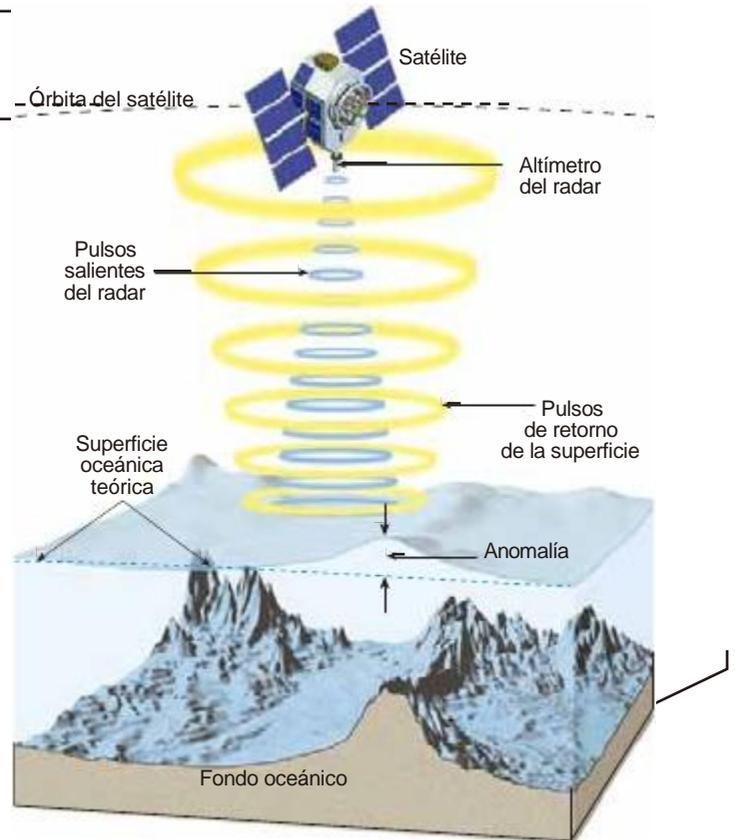
Los geólogos marinos también están interesados en la observación de la estructura rocosa debajo de los sedimentos que cubren la mayor parte del fondo oceánico, lo cual puede llevarse a cabo realizando un **perfil de reflexión sísmica**. Para construir un perfil de este tipo, se producen sonidos de baja frecuencia a través de las explosiones (cargas de profundidad) de pistolas de aire. Estas ondas sónicas penetran debajo del fondo oceánico y reflejan los contactos entre las capas rocosas y las zonas de falla, de la misma manera que el sonar refleja el fondo del mar. En la Figura 13.4 se muestra un perfil sísmico de una porción de la llanura abisal de Madeira, en el Atlántico oriental. Aunque el fondo oceánico es plano, puede observarse la corteza oceánica irregular enterrada bajo una gruesa acumulación de sedimentos.



**FIGURA 13.4.** Sección transversal sísmica y boceto correspondiente a través de una porción de la llanura abisal de Madeira en el océano Atlántico oriental, que muestra la corteza oceánica irregular enterrada por los sedimentos (Imagen cortesía de Charles Hollister, Woods Hole Oceanographic Institution).

## Observación del fondo oceánico desde el espacio

Otro avance tecnológico importante que ha conllevado un mayor conocimiento del fondo oceánico implica la medición de la forma de la superficie del océano global desde el espacio. Después de compensar el oleaje, las mareas, las corrientes y los efectos atmosféricos, se descubrió que la superficie del agua no es perfectamente «plana». Eso se debe al hecho que la gravedad atrae el agua hacia las regiones donde se encuentran las estructuras masivas del fondo oceánico. Por consiguiente, las montañas y las dorsales producen zonas elevadas en la superficie oceánica y, por el contrario, los cañones y las fosas provocan ligeras depresiones. Los satélites equipados con *altímetros radar* pueden medir estas diferencias sutiles haciendo rebotar microondas en la superficie marina (Figura 13.5). Estos aparatos pueden medir variaciones tan pequeñas como de unos pocos centímetros. Estos datos han añadido mucho al conocimiento de la topografía del fondo oceánico. Cruzados con las mediciones de la profundidad realizadas tradicionalmente con sonar, estos datos se utilizan para realizar mapas detallados del fondo oceánico, como el de la Figura 1.21 (págs. 30-31).



**FIGURA 13.5.** Un altímetro de satélite mide la variación en la elevación de la superficie marina, provocada por la atracción gravitacional, e imita la forma del fondo oceánico. La anomalía de la superficie marina es la diferencia entre la superficie oceánica medida y la teórica.

## Provincias del fondo oceánico

Los oceanógrafos que estudian la topografía del fondo oceánico han establecido tres unidades principales: *márgenes continentales*, *cuencas oceánicas profundas* y *dorsales oceánicas (centro oceánicas)*. En el mapa de la Figura 13.6 se esbozan estas provincias para el Atlántico norte y el perfil dibujado a pie de foto muestra la variada topografía. La dimensión vertical de esos perfiles suele estar exagerada muchas veces (cuarenta en este caso) para destacar los rasgos topográficos. Sin embargo, la exageración vertical hace que las pendientes mostradas en el perfil del fondo oceánico parezcan ser *mucho* más empinadas de lo que realmente son.

## MÁRGENES CONTINENTALES



**DIVERGENT BOUNDARIES**  
Features of the Ocean Floor

Se han identificado dos tipos principales de **márgenes continentales**: *pasivos* y *activos*. Los márgenes pasivos se encuentran a lo largo de la mayoría de las áreas costeras

## PERFIL PROFESIONAL

### Susan DeBari. Una carrera en Geología

Descubrí la Geología el verano en el que trabajé haciendo el mantenimiento de sendas en las montañas Cascade septentrionales del estado de Washington. Había acabado mi primer año en la universidad y nunca antes había estudiado Ciencias de la Tierra. Pero un compañero de trabajo (ahora mi mejor amigo) empezó a describir las estructuras geológicas de las montañas en las que andábamos: la clásica forma de cono del volcán Baker, los valles glaciares en forma de U, el avance de los glaciares activos, y otras maravillas. Me enganchó y ese otoño regresé a la universidad con una pasión por la Geología que no ha menguado. Como estudiante trabajé de asistente de campo para un estudiante de posgrado y realicé un proyecto de tesis sobre las rocas del arco insular de las Aleutianas. Desde el primer momento, investigar los arcos insulares ha sido mi mayor interés, hasta la investigación doctoral en la Universidad de Stanford, el trabajo posdoctoral en la Universidad del Estado de San José y en la Universidad del Oeste de Washington. Mi mayor atención se centra en la corteza profunda de los arcos, el material que se encuentra cerca de la discontinuidad de Mohorovicic (cariñosamente llamada Moho).

**Me enganchó y ese otoño regresé a la universidad con una pasión por la Geología que no ha menguado.**

¿Qué tipos de procesos suceden allá abajo, en la base de la corteza de los arcos insulares? ¿Cuál es el origen de los magmas que se abren camino hacia la superficie: el manto o la propia corteza profunda? ¿Cómo interactúan estos magmas con la corteza a medida que avanzan hacia la superficie? ¿Qué aspecto químico tienen estos primeros magmas? ¿Son muy distintos de los que han hecho erupción en la superficie?

Evidentemente, los geólogos no pueden descender a la base de la corteza (típicamente de 20 a 40 km por debajo de la superficie terrestre). Y lo que hacen tiene algo de jugar a detectives. Deben utilizar las rocas que *ahora están expuestas en la superficie* que se formaron originalmente en la corteza profunda de un arco insular. Las rocas



**FIGURA 13.A.** Susan DeBari fotografiada con el sumergible japonés Shinkai 6.500, que utilizó para recoger muestras de rocas de la fosa de Izu Bonin (Foto cortesía de Susan DeBari).

deben haber sido transportadas a la superficie rápidamente a lo largo de zonas de falla para conservar sus rasgos originales. Por tanto, ¡puedo andar sobre las rocas de la corteza profunda sin dejar la superficie terrestre! Hay unos pocos lugares en el mundo en el que estas extrañas rocas están expuestas. Algunos de los lugares en los que he trabajado son: las montañas Chugach de Alaska, las Sierras Pampeanas de Argentina, la cordillera Karakorum de Pakistán, la costa occidental de la isla de Vancouver y la cordillera Cascade septentrional de Washington. En la mayoría de ocasiones, el trabajo de campo ha supuesto ir a pie, junto con el amplio uso de mulas y camiones.

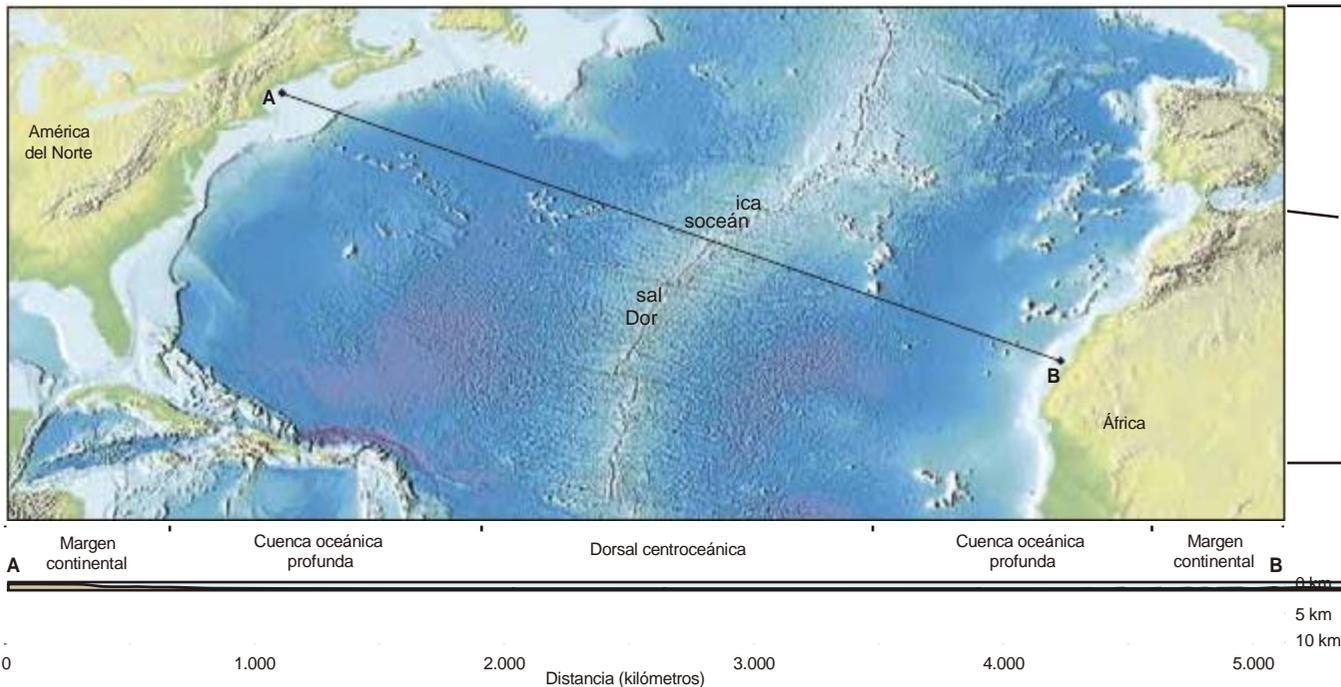
También busqué fragmentos expuestos de la corteza profunda de los arcos insulares en un lugar menos evidente, en una de las fosas oceánicas más profundas del mundo: la fosa de Izu Bonin (Figura 13.A). Ahí me sumergí en el océano en un sumergible llamado *hin ai*. (que aparece a mi derecha al fondo de la imagen). El *hin ai* es un sumergible japonés con la capacidad de sumergirse a 6.500 m por debajo de la superficie oceánica. Mi plan era tomar muestras de rocas de la pared de la fosa en sus niveles más profundos mediante el brazo mecánico del sumergible. Puesto que los datos preliminares sugerían que había grandes cantidades de rocas expuestas a lo largo de varios kilómetros

en sentido vertical, podía ser una buena manera de tomar muestras del basamento profundo del arco. Me sumergí tres veces, alcanzando una profundidad máxima de 6.497 m. Cada inmersión duró nueve horas, que pasé en un espacio no mayor que el asiento delantero de una Honda, compartido con dos de los pilotos japoneses que controlaban los movimientos del sumergible. ¡Fue una experiencia estimulante!

**Cada inmersión duró nueve horas, que pasé en un espacio no mayor que el asiento delantero de una Honda, compartido con dos de los pilotos japoneses**

Ahora estoy en la facultad de la Universidad del Oeste de Washington, donde continúo investigando las raíces profundas de los arcos volcánicos y también implíco a los estudiantes. También intervengo en la formación en educación científica de profesores de K-12, y ¡espero motivar a los jóvenes para que pregunten sobre el fascinante mundo que les rodea!

Susan DeBari



**FIGURA 13.6.** Principales divisiones topográficas del Atlántico norte y perfil topográfico desde Nueva Inglaterra hasta la costa de África del Norte.

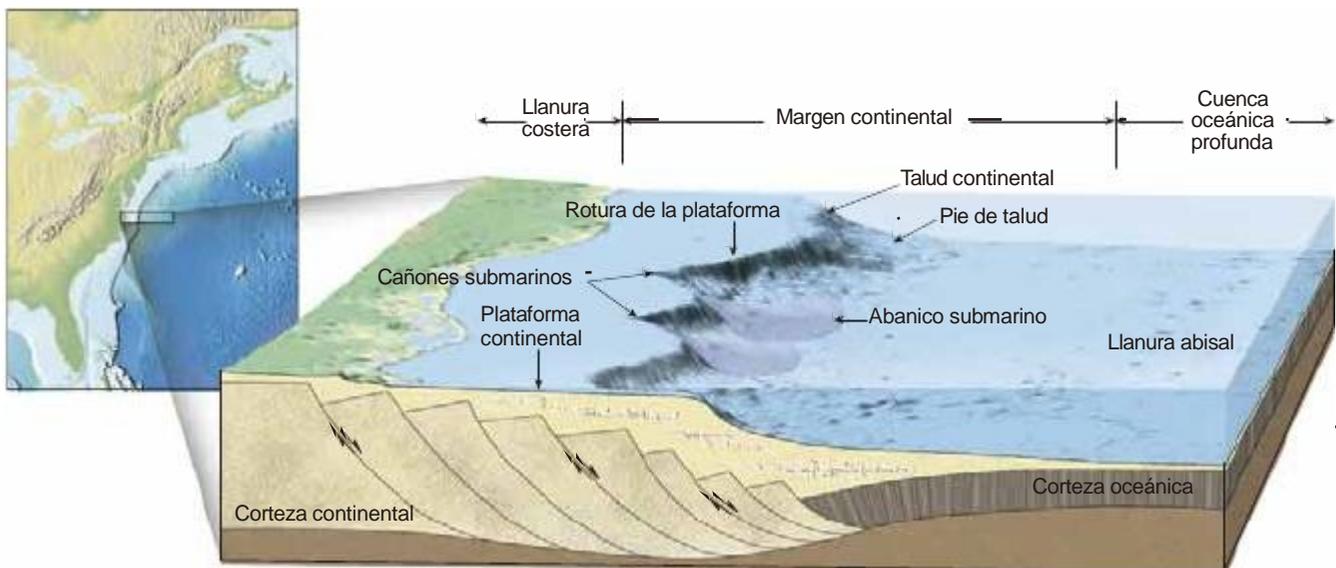
que rodean el océano Atlántico y el Índico, entre ellas las costas orientales del norte y el sur de América, así como las áreas costeras de Europa y África. Los márgenes pasivos están formados por corteza continental cubierta por materiales erosionados de las masas de tierra adyacentes.

Por el contrario, los márgenes continentales activos aparecen allí donde la litosfera oceánica subduce debajo del borde de un continente. El resultado es un margen relativamente estrecho, constituido por sedimentos

muy deformados que fueron arrancados de la placa litosférica descendente. Los márgenes continentales activos son comunes alrededor del borde del Pacífico, donde son paralelos a las fosas submarinas.

### Márgenes continentales pasivos

El **margen continental pasivo** consiste en la plataforma continental, el talud continental y el pie de talud (Figura 13.7).



**FIGURA 13.7.** Vista esquemática que muestra las provincias de un margen continental pasivo. Obsérvese que las pendientes mostradas para la plataforma continental y el talud continental están muy exageradas. La plataforma continental tiene una pendiente media de una décima parte de 1 grado, mientras que el talud continental tiene una pendiente media de unos 5 grados.

## Plataforma continental

La **plataforma continental** es una superficie sumergida, suavemente inclinada, que se extiende desde la línea de costa hacia el borde de las cuencas oceánicas profundas. Dado que está sobre la corteza continental, se trata claramente de una extensión inundada de los continentes.

La anchura de la plataforma varía mucho. Aunque es casi inexistente en los bordes de algunos continentes, la plataforma se extiende mar adentro más de 1.500 km a lo largo de otros. Como media, la plataforma continental tiene 80 km de ancho y 130 m de profundidad en su borde orientado hacia el mar adentro. La inclinación media de la plataforma continental es solo de una décima parte de 1 grado. La pendiente es tan ligera que a un observador le parecería una superficie horizontal.

Aunque la plataforma continental carece prácticamente de estructuras, algunas áreas están recubiertas por extensos depósitos glaciares y, por tanto, son bastante escarpadas. Además, algunas plataformas continentales están divididas por grandes valles que van desde la línea de costa hasta aguas profundas. Muchos de esos *valles de plataforma* son las extensiones mar adentro de los valles fluviales de las masas de tierra adyacentes. Según parece, esos valles fueron excavados durante el último Periodo glacial (Pleistoceno). Durante ese momento, se acumularon grandes cantidades de agua en enormes glaciares de casquete sobre los continentes, lo que produjo la disminución del nivel del mar en 100 m. Debido a esta disminución del nivel del mar, los ríos



**FIGURA 13.8.** Torres de perforación alejadas de la costa que se emplean para explotar las reservas de petróleo o gas natural de la plataforma continental. Esta plataforma se encuentra en el Mar del Norte (Foto por Peter Bowater/ Photo Researchers Inc.).

alargaron sus cursos, y las plantas y los animales terrestres poblaron las partes recién descubiertas de los continentes. El dragado de la costa oriental de América del Norte ha permitido obtener restos de numerosos herbívoros, entre ellos mamuts, mastodontes y caballos, que se añaden a las pruebas de que partes de las plataformas continentales estuvieron en alguna ocasión por encima del nivel del mar.

Aunque las plataformas continentales representan solo el 7,5 por ciento del área cubierta por los océanos, tienen una gran importancia económica y política, porque contienen importantes yacimientos minerales, así como importantes bancos de peces. Según la Convención de las Naciones Unidas sobre el Derecho del Mar, todos los países que ratificaron el tratado tenían hasta 2009 para reclamar extensiones de plataforma continental que sobrepasaran las habituales 200 millas náuticas. La extensión no podía superar las 350 millas náuticas de tierra y era necesario presentar evidencias científicas para demostrar que dicho suelo marino era, en efecto, plataforma continental. En 2001 Rusia fue el primer país que presentó una demanda de plataforma continental, sobre todo por las reservas conocidas de petróleo y gas natural. Muchos países han seguido su ejemplo.

## Talud continental

Delimitando el borde de la plataforma continental en dirección al mar se encuentra el **talud continental** una estructura relativamente empinada que marca el límite entre la corteza continental y la corteza oceánica (véase Figura 13.6). Aunque la inclinación del talud continental varía mucho de un lugar a otro, su media es de unos 5 grados, y en algunos lugares puede superar los 25 grados. Además, el talud continental es relativamente estrecho, con una anchura media de solo unos 20 km.

## Pie de talud

En regiones donde no existen fosas, el talud continental empinado pasa a tener una inclinación más gradual, conocida como **pie de talud** o elevación continental. El pie de talud está formado por un grueso cúmulo de sedimentos que se movieron pendiente abajo desde la plataforma continental hacia los fondos oceánicos profundos. Los sedimentos van siendo enviados a la base del talud continental por *corrientes de turbidez* que descienden periódicamente por los *cañones submarinos* (véase Figura 7.26, pág. 257). Cuando estas corrientes de lodo surgen de la desembocadura de un cañón en el fondo oceánico relativamente plano, depositan sedimentos que forman un **abanico submarino** (Figura 13.7). A medida que los abanicos de cañones submarinos adyacentes crecen, se unen lateralmente los unos a los otros y generan una cubierta continua de sedimentos en la base del talud continental que denominamos pie de talud.

## Márgenes continentales activos

A lo largo de los márgenes continentales activos la plataforma continental, si existe, es muy estrecha y el talud continental desciende abruptamente hacia una fosa submarina. En esta situación, la pared de la fosa del lado continental y el talud continental tienen en esencia la misma estructura. Los **márgenes continentales activos** están localizados fundamentalmente alrededor del océano Pacífico, en áreas donde la litosfera oceánica subduce por debajo del borde de los continentes (Figura 13.9). En estos lugares, se arrancan sedimentos del fondo oceánico y fragmentos de corteza oceánica procedentes de la placa oceánica descendente, que quedan adosados al borde del continente que cabalga sobre la placa oceánica. Esta acumulación caótica de sedimentos y pedazos deformados de corteza oceánica se denomina **prisma de acreción** (*ad* = hacia; *crecere* = crecer). La subducción prolongada puede producir una gran acumulación de sedimentos a lo largo de los márgenes continentales activos.

En algunos márgenes activos hay poca o ninguna acumulación de sedimentos, lo que indica que los sedimentos oceánicos están siendo transportados hacia el manto junto con la placa subducida. Esto suele ocurrir cuando la litosfera oceánica antigua está subduciendo en una posición casi vertical hacia el interior del manto. En estos puntos, el margen continental es muy estrecho, pues la fosa puede encontrarse a tan solo 50 km de la costa.

## CARACTERÍSTICAS DE LAS CUENCAS OCEÁNICAS PROFUNDAS



### DIVERGENT BOUDARIES

Features of the Ocean Floor

Entre el margen continental y el sistema de dorsales oceánicas se encuentran las **cuencas oceánicas profundas** (véase Figura 13.6). El tamaño de esta región (casi el 30 por ciento de la superficie terrestre) es

aproximadamente comparable al porcentaje de la superficie que está por encima del nivel del mar. En esta zona existen regiones notablemente planas, conocidas como *llanuras abisales*; picos volcánicos elevados, llamados *montes submarinos* y *guyots*; y grandes provincias basálticas de inundación llamadas *mesetas oceánicas*.

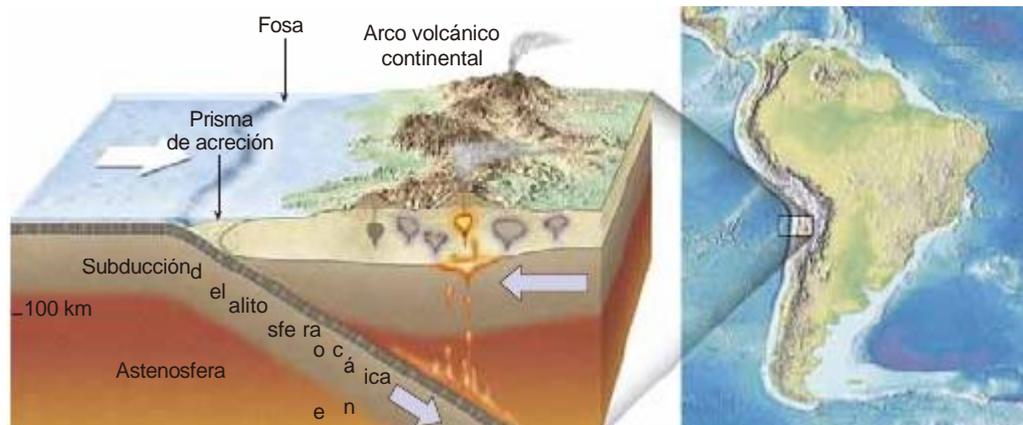
## Fosas submarinas

Las **fosas submarinas** son franjas largas y relativamente estrechas, que constituyen las partes más profundas del océano (Tabla 13.1). La mayoría de las fosas están localizadas a lo largo de los bordes del océano Pacífico (Figura 13.10), donde muchas superan los 10 km de profundidad. Una porción de una fosa, la Challenger Deep, en la fosa de las Marianas, se ha medido a 11.022 m por debajo del nivel del mar, lo cual la convierte en la parte conocida del océano mundial más profunda. Hay dos fosas en el océano Atlántico: la fosa de Puerto Rico, adyacente al arco de las Antillas Menores, y la fosa de las Sandwich del Sur.

**Tabla 13.1.** Dimensiones de algunas fosas oceánicas.

Fosa	Profundidad ( kilómetros)	Anchura media ( kilómetros)	Longitud ( kilómetros)
Aleutianas	7,7	50	3.700
Japón	6,7	40	2.800
Java	8,4	100	800
Kuriles-Kamchatka	7,5	80	4.500
Marianas	10,5	120	2.200
América Central	11,0	70	2.550
Perú-Chile	8,1	100	5.900
Filipinas	10,5	60	1.400
Puerto Rico	8,4	120	1.550
Sándwich del Sur	8,4	90	1.450
Tonga	10,8	55	1.400

**FIGURA 13.9.** Margen continental activo, en el que los sedimentos del fondo oceánico son arrancados de la placa descendente y añadidos a la corteza continental como un prisma de acreción.



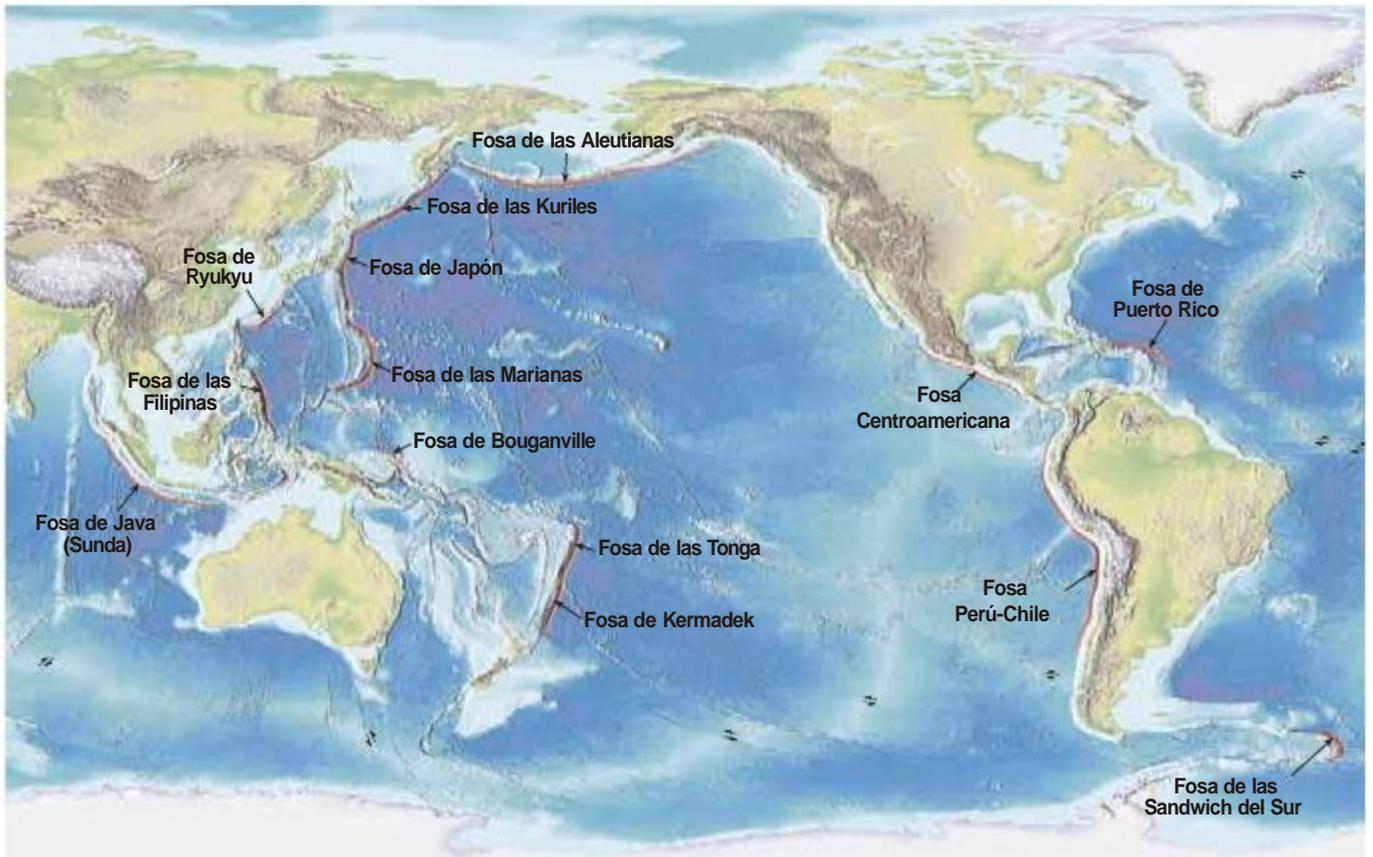


FIGURA 13.10. Distribución de las fosas oceánicas profundas del mundo.

### A veces los alumnos preguntan...

¿Los seres humanos han explorado alguna vez las fosas oceánicas más profundas? ¿Puede haber vida en ellas?

De hecho, los seres humanos visitaron la parte más profunda de los océanos (donde hay una presión terriblemente elevada, oscuridad completa y temperaturas acuáticas cercanas a la congelación) ¡hace más de 50 años! En enero de 1960, el teniente Don Walsh de la marina estadounidense y el explorador Jacques Piccard descendieron al fondo de la región Challenger Deep de la fosa de las Marianas en el batiscafo *Trieste*. A 9.906 m, oyeron un fuerte ruido de agrietamiento que sacudió la cabina. Fueron incapaces de ver que un puerto de visión de Plexiglas de 7,6 cm se había agrietado (milagrosamente, resistió durante el resto de la inmersión). Más de cinco horas después de abandonar la superficie, alcanzaron el fondo a 10.912 m, una profundidad record del descenso humano que no se ha batido desde entonces. Sí vieron algunas formas de vida que se han adaptado a las profundidades: un pequeño pez plano, una gamba y alguna medusa.

Las fosas son puntos de convergencia de placas donde las placas litosféricas subducen y se hunden de vuelta hacia el manto. Además de los terremotos, creados cuando una placa «roza» otra, también la actividad volcánica está asociada a esas regiones. Por tanto, suele haber una hilera en forma de arco de volcanes activos,

denominada *arco de islas volcánicas*, paralela a las fosas. Además, los *arcos volcánicos continentales*, como los que constituyen parte de los Andes y la cordillera Cascade, son paralelos a las fosas que se encuentran adyacentes a los márgenes continentales. La gran cantidad de fosas y la actividad volcánica asociada a lo largo de los bordes del océano Pacífico explica por qué la región se conoce como el *Anillo de Fuego*.

### Llanuras abisales

Las **llanuras abisales** (*a* = sin; *byssus* = parte inferior) son estructuras profundas increíblemente planas; de hecho, es probable que esas regiones sean los lugares más horizontales de la Tierra. La llanura abisal situada cerca de la costa de Argentina, por ejemplo, tiene un relieve inferior a 3 m a lo largo de una distancia superior a 1.300 km. La monótona topografía de las llanuras abisales está interrumpida ocasionalmente por la cima de una estructura volcánica parcialmente enterrada.

Utilizando *métodos de prospección sísmica*, los investigadores han determinado que las llanuras abisales deben su topografía, relativamente carente de rasgos, a las grandes acumulaciones de sedimentos que se han enterrado en el fondo oceánico por lo demás escarpado

(véase Figura 13.4). La naturaleza de los sedimentos indica que esas llanuras consisten fundamentalmente en sedimentos transportados al mar por las corrientes de turbidez, depósitos que han precipitado fuera del agua marina y caparzones y esqueletos de organismos marinos microscópicos.

Las llanuras abisales se encuentran en todos los océanos. Sin embargo, el océano Atlántico tiene las llanuras abisales más extensas porque tiene pocas fosas que actúen como trampas para el sedimento transportado hasta el talud continental.

## Montes submarinos, guyots y mesetas oceánicas

Los fondos oceánicos están salpicados de volcanes submarinos denominados **montes submarinos**, que pueden elevarse centenares de metros por encima de la topografía circundante. Se ha calculado que hay más de un millón de montes submarinos. Algunos se hacen lo suficientemente grandes como para formar islas oceánicas, pero la mayoría no tiene una historia de erupciones tan larga como para construir una estructura por encima del nivel del mar. Aunque se han encontrado en todos los océanos, el mayor número se ha identificado en el Pacífico.

Algunos, como la cadena de montes submarinos de Hawái-Emperador en el océano Pacífico, que se extiende desde las islas Hawái hasta la fosa de las Aleutianas, se forman encima de un punto caliente volcánico asociado con una pluma del manto (véase Figura 2.29, pág. 74). Otras nacen cerca de las dorsales oceánicas. Si el volcán crece lo suficiente antes de que el movimiento de las placas lo aleje de la fuente magmática, la estructura emerge en forma de isla. Ejemplos de islas volcánicas en el Atlántico son las Azores, Ascensión, Tristán da Cunha y Santa Elena.

Durante la época en la que existen como islas, algunos de esos volcanes son erosionados hasta alcanzar casi el nivel del mar por la acción de la meteorización y

la erosión. A lo largo de un periodo de millones de años, las islas se van hundiendo y desaparecen bajo la superficie del agua de una manera gradual a medida que el movimiento de las placas las van separando lentamente de la dorsal oceánica o el punto caliente donde se originaron (véase Recuadro 13.1). Esos montes submarinos sumergidos de cúspide plana, se denominan **guyots**<sup>1</sup> o **picos submarinos**.

El fondo oceánico también tiene varias **mesetas oceánicas** grandes, que se parecen a las provincias basálticas de inundación que se hallan en los continentes. Las mesetas oceánicas, que en algunos casos tienen más de 30 km de espesor, se formaron a partir de grandes expulsiones de lavas basálticas. Parece que algunas mesetas oceánicas se formaron con rapidez en términos geológicos. Algunos ejemplos son las llanuras de Ontong Java que se formaron en menos de tres millones de años y la llanura Kerguelen en 4,5 millones de años (Figura 13.11).

## ANATOMÍA DE LA DORSAL OCEÁNICA



### DIVERGENT BOUNDARIES

#### Oceanic Ridges and Seafloor Spreading

A lo largo de los bordes divergentes de placa bien desarrollados, el fondo oceánico se eleva, formando una prominencia denominada **dorsal oceánica** o **dorsal centro oceánica**. Nuestro conocimiento del sistema de dorsales oceánicas procede de los sondeos realizados en el fondo oceánico, las muestras obtenidas de la perforación profunda, la inspección visual mediante sumergibles de inmersión profunda (Figura 13.12), e incluso la inspección de primera mano de capas del fondo oceánico que

<sup>1</sup> El término *guyot* se tomó del primer profesor de Geología de la Universidad de Princeton.

**FIGURA 13.11.** Distribución de las mesetas oceánicas, rastros de los puntos calientes y otros fragmentos de corteza sumergidos.



## ENTENDER LA TIERRA

### Explicación de los atolones de coral: la hipótesis de Darwin

**RECUADRO 13.1**

Los *atolones* de coral son estructuras en forma de anillo que suelen extenderse varios miles de metros por debajo del nivel del mar (Figura 13.B). ¿Qué provoca la formación de atolones y cómo alcanzan tan enorme espesor?

Los *corales* son diminutos animales que suelen aparecer en grandes cantidades y que cuando se unen forman colonias. La mayoría de los corales se autoprotege creando un esqueleto externo duro hecho de carbonato de calcio. Algunos construyen grandes estructuras de calcio denominadas *arrecifes de coral*, donde nuevas estructuras crecen encima de los resistentes esqueletos de colonias previas. Las esponjas y las algas pueden adherirse al arrecife, y lo hacen crecer más<sup>1</sup>.

Los corales que forman arrecifes crecen mejor en aguas con una temperatura anual media de unos 24 °C. No pueden sobrevivir a la exposición prolongada a temperaturas inferiores a los 18 °C o superiores a los 30 °C. Además, los corales que forman arrecifes requieren agua clara e iluminada por el sol. Por consiguiente, la profundidad límite de la mayor parte del crecimiento de los arrecifes activos es de solo unos 45 m.

Las condiciones ambientales restringidas necesarias para el crecimiento de

<sup>1</sup> Más información sobre arrecifes de coral en el Recuadro 7.2 «Nuestros arrecifes de coral amenazados», p. 249.

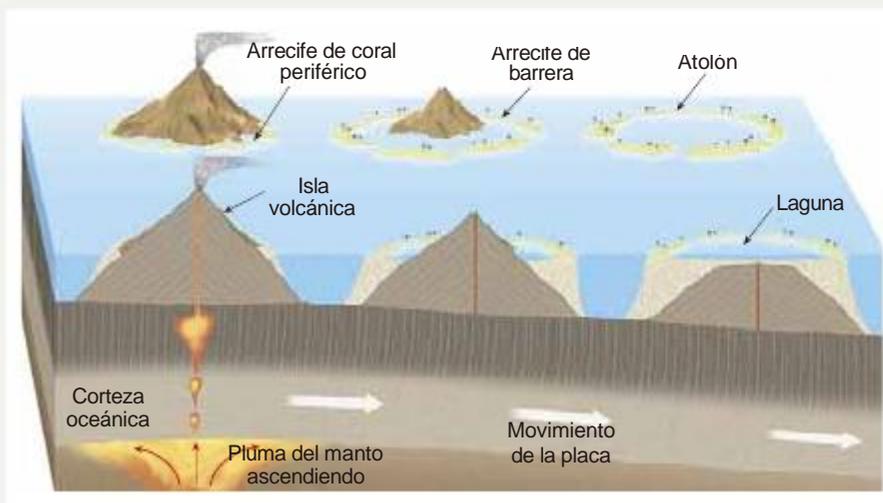


**FIGURA 13.B.** A Vista aérea del atolón Tetiaroa en el Pacífico. Las aguas azul claro de la laguna relativamente somera contrastan con el azul oscuro del océano profundo que rodea el atolón (Foto de Douglas Peebles Photography).

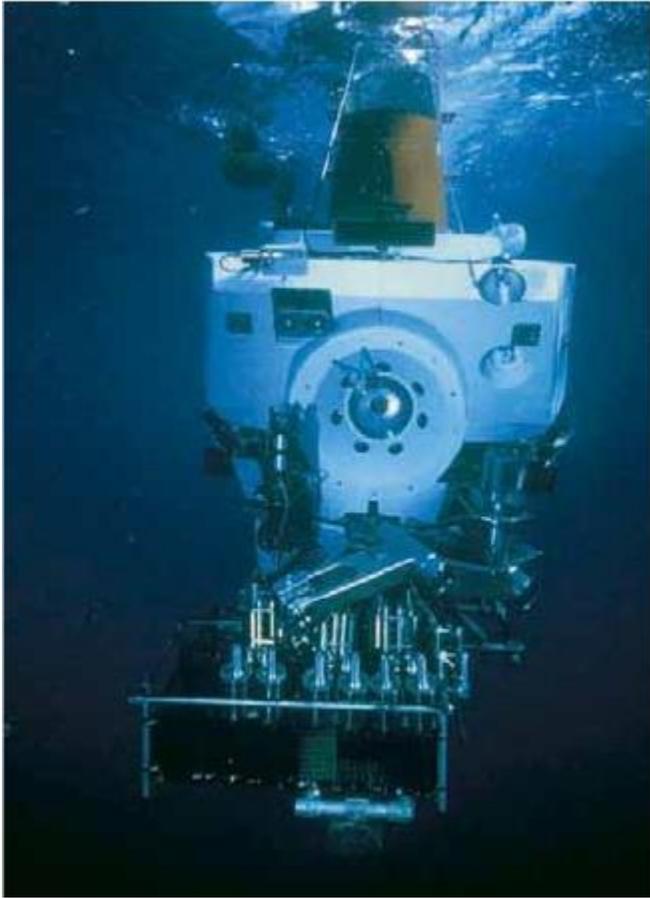
los corales crean una paradoja interesante: ¿cómo pueden los corales, que para vivir requieren agua cálida, superficial e iluminada por la luz solar a una profundidad no superior a unas pocas docenas de metros, crear estructuras gruesas como los atolones de coral que se extienden en la profundidad acuática?

El naturalista Charles Darwin fue uno de los primeros en formular una hipótesis sobre el origen de los atolones con forma anular. De 1831 a 1836, navegó a bordo del barco británica HMS *Beagle* durante su famosa navegación alrededor del mundo. En varios lugares que Darwin visitó, observó una progresión de los estadios del desarrollo de los arrecifes de coral de (1) un *arrecife periférico* a lo largo de los bordes de un volcán a (2) un *arrecife barrera* con un volcán en el centro a (3) un *atolón*, que consta de un anillo continuo o roto de arrecifes de coral rodeado por una laguna central (Figura 13.C). La esencia de la hipótesis de Darwin, ilustrada en la Figura 13.C, era la siguiente: dado que una isla volcánica se hunde lentamente, los corales siguen formando el complejo de arrecife en dirección ascendente. Durante la época de Darwin, sin embargo, no había ningún mecanismo plausible que explicara cómo una isla puede hundirse.

En la actualidad, la tectónica de placas ayuda a explicar cómo una isla volcánica puede extinguirse y hundirse a grandes profundidades durante largos periodos de tiempo. Algunas islas volcánicas suelen formarse encima de una pluma del manto relativamente estacionaria, lo cual hace que la litosfera ascienda flotando. Durante un intervalo de millones de años, estas islas volcánicas se vuelven inactivas y se hunden de manera gradual a medida que la placa en movimiento las transporta lejos de la región de volcanismo de puntos calientes.



**FIGURA 13.C.** Formación de un atolón de coral debido al hundimiento gradual de la corteza oceánica y el crecimiento ascendente del arrecife de coral. Se forma un arrecife de coral periférico alrededor de una isla volcánica activa. A medida que la isla volcánica se aleja de la región de la actividad de puntos calientes, esta se hunde y el arrecife periférico se convierte de manera gradual en un arrecife de barrera. Al final, el volcán se sumerge por completo y el atolón permanece.



**FIGURA 13.12.** El sumergible *Alvin* de gran profundidad tiene 7,6 m de longitud, pesa 16 toneladas, consigue una velocidad de crucero de 1 nudo, y puede alcanzar profundidades de hasta 4.000 m. Lo acompañan un piloto y dos observadores científicos durante una inmersión normal de 6 a 10 horas (Cortesía de Rod Catanach/ Woods Hole Oceanographic Institution).

se hayan desplazado hacia la superficie seca a lo largo de los bordes convergentes de placa. En la dorsal oceánica hay fallas normales y de desplazamiento horizontal, terremotos, flujo térmico de temperatura elevada y numerosas estructuras volcánicas.

El sistema de dorsales oceánicas serpentea por los principales océanos como las costuras de una pelota de béisbol y es el rasgo topográfico de más longitud de la superficie terrestre: supera los 70.000 km de longitud (Figura 13.13). Típicamente, la cresta de esta estructura lineal se sitúa entre 2 y 3 km por encima de las cuencas oceánicas profundas adyacentes y marca los bordes de placa donde se crea nueva corteza oceánica.

Obsérvese en la Figura 13.13 que las grandes secciones del sistema de dorsales oceánicas han recibido su nombre según sus localizaciones en el interior de diferentes cuencas oceánicas. Algunas dorsales ocupan el centro de las cuencas oceánicas, donde se denominan dorsales *centro oceánicas*. Ejemplos son la dorsal Centro atlántica y la Centro índica. Por el contrario la dorsal

del Pacífico Oriental *no* es una formación centro oceánica, sino que, como su nombre indica, está situada en el Pacífico oriental, alejada del centro del océano.

El término *dorsal* puede llevar a equívocos, ya que no se trata de estructuras estrechas y elevadas, tal como el término implica, sino que tienen anchuras que van de 1.000 a 4.000 km y el aspecto de una gran elevación alargada que suele exhibir una topografía escarpada. Además, el sistema de dorsales está roto en segmentos de entre unas pocas decenas y centenares de kilómetros de longitud. Cada segmento está conectado a otro, a través de una falla transformante.

Las dorsales oceánicas son tan altas como algunas montañas continentales pero la semejanza acaba ahí. Mientras la mayor parte de montañas continentales se forma cuando las fuerzas compresivas pliegan y metamorfizan secuencias gruesas de rocas sedimentarias a lo largo de los bordes convergentes de placa, las dorsales oceánicas se forman donde las fuerzas tensionales fracturan y separan la corteza oceánica. La dorsal oceánica está compuesta de capas y pilas de rocas basálticas a las que las rocas del manto calientes han levantado ligeramente.

A lo largo del eje de algunos segmentos del sistema de dorsales oceánicas hay grandes fosas limitadas por fallas normales denominadas **valles de rift** porque son muy parecidas a los valles de rift continentales que se encuentran en el este de África (Figura 13.14). Algunos valles de rift, entre ellos los situados a lo largo de la dorsal Centro atlántica, tienen normalmente de 30 a 50 km de ancho y tienen paredes que se elevan de 500 a 2.500 m sobre el fondo del valle. Esto los convierte en estructuras comparables a la parte más profunda y más ancha del Gran Cañón de Arizona.

## DORSALES OCEÁNICAS Y EXPANSIÓN DEL FONDO OCEÁNICO



### DIVERGENT BOUNDARIES

Oceanic Ridges and Seafloor Spreading

El mayor volumen de magma (más del 60 por ciento del total de la producción anual de la Tierra) se produce a lo largo del sistema de dorsales oceánicas en asociación con la expansión del fondo oceánico. Conforme las placas divergen, se crean fracturas en la corteza oceánica que se llenan inmediatamente de roca fundida que asciende, procedente de la astenosfera caliente inferior. Este material fundido se enfría lentamente y se convierte en roca sólida, produciendo nuevas capas de fondo oceánico. Este proceso tiene lugar una y otra vez y genera nueva litosfera que se aleja de la cresta de la dorsal a modo de cinta transportadora.

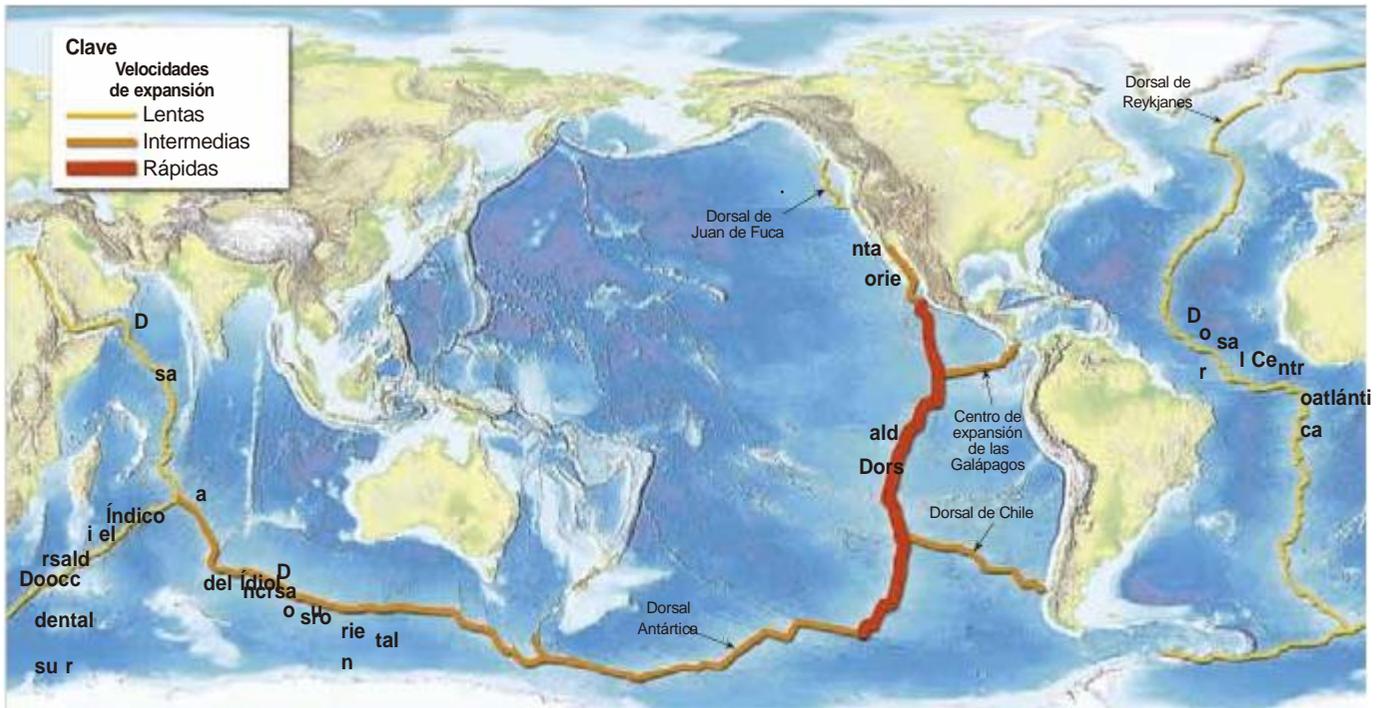
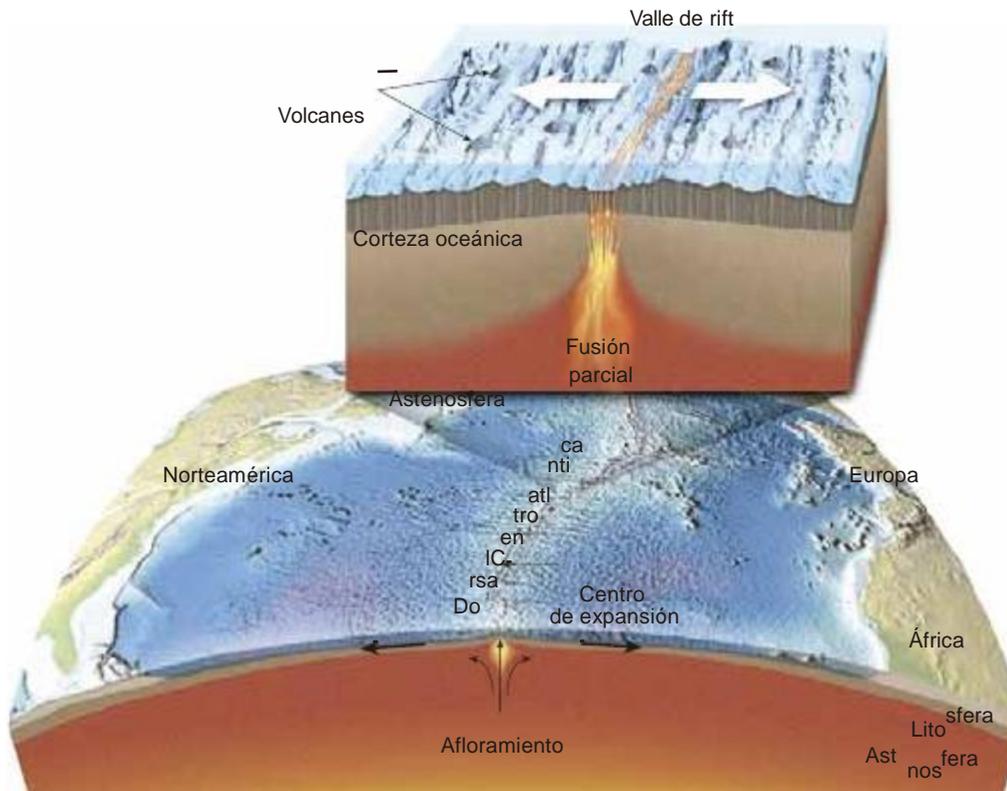


FIGURA 13.13. Distribución del sistema de dorsales oceánicas. El mapa muestra segmentos de las dorsales que exhiben velocidades de expansión lentas, intermedias y rápidas.



e

**FIGURA 13.14.** Eje de algunos segmentos del sistema de dorsales oceánicas que contiene estructuras profundas desplazadas hacia abajo por una falla denominada *valles de rift*. Algunas pueden superar los 50 km de ancho y los 2.000 m de profundidad.

## Expansión del fondo oceánico

Harry Hess, de la Universidad de Princeton, formuló el concepto de expansión del fondo oceánico a principios de los años sesenta. Más tarde, los geólogos pudieron verificar el argumento de Hess de que se está produciendo expansión del fondo oceánico a lo largo de los ejes de las dorsales oceánicas donde las rocas calientes del manto ascienden y sustituyen el material que se ha desplazado hacia los lados. Recordemos del Capítulo 4 que, a medida que la roca asciende, esta experimenta una disminución de la presión de confinamiento y puede producirse la *fusión por descompresión*.

La fusión parcial de las rocas del manto produce magma basáltico con una composición química sorprendentemente uniforme. Este magma recién formado se separa de las rocas del manto de las que se deriva y asciende hacia la superficie. A lo largo de algunos segmentos de la dorsal, el magma se almacena en pequeños depósitos alargados situados justo debajo de la cresta de la dorsal, el 10 por ciento acaba migrando hacia arriba a lo largo de las fisuras y es expulsado en forma de coladas de lava sobre el fondo oceánico (véase Figura 13.14). Esta actividad añade nuevas rocas basálticas a los bordes de placa de una manera continua, uniéndolas temporalmente; estos enlaces solo se rompen al continuar la expansión. A lo largo de algunas dorsales, las expulsiones de lavas bulbosas forman volcanes en escudo (montes submarinos) sumergidos, así como dorsales alargadas de lava. En otros lugares, los flujos de lava muy voluminosos crean una topografía relativamente más suave.

## ¿Por qué las dorsales oceánicas son elevadas?

La razón principal que explica la posición elevada del sistema de dorsales es el hecho de que la litosfera oceánica recién creada está caliente, ocupa más volumen y, por tanto, es menos densa que las rocas más frías de las cuencas oceánicas profundas. A medida que la corteza basáltica recién formada se aleja de la cresta de la dorsal, se enfría desde arriba a medida que el agua marina circula a través de los poros y se fractura en la roca. También se enfría porque se aleja de la zona de corriente ascendente, que es la principal fuente de calor. Como consecuencia, la litosfera se enfría de manera gradual, se contrae y se hace más densa. Esta contracción térmica explica en parte las mayores profundidades oceánicas que existen lejos de las dorsales. Se tardan casi 80 millones de años de enfriamiento y contracción para que las rocas que antes formaban parte del sistema de dorsales oceánicas elevadas se reubiquen en las cuencas oceánicas profundas.

A medida que la litosfera se aleja de la cresta de la dorsal, el enfriamiento también provoca un aumento gradual del grosor de la litosfera. Eso se da porque el límite entre

la litosfera y la astenosfera es un límite termal (temperatura). Recordemos que la litosfera es la capa externa fría y rígida de la Tierra, mientras que la astenosfera es una zona comparativamente caliente y débil. Conforme el material del manto superior envejece (se enfría), se vuelve rígido. Por tanto, la porción superior de la astenosfera se convierte en litosfera simplemente mediante el enfriamiento. La litosfera oceánica recién formada continuará engrosándose hasta alcanzar de 80 a 100 km de grosor, que se mantiene después relativamente constante hasta que subduce.

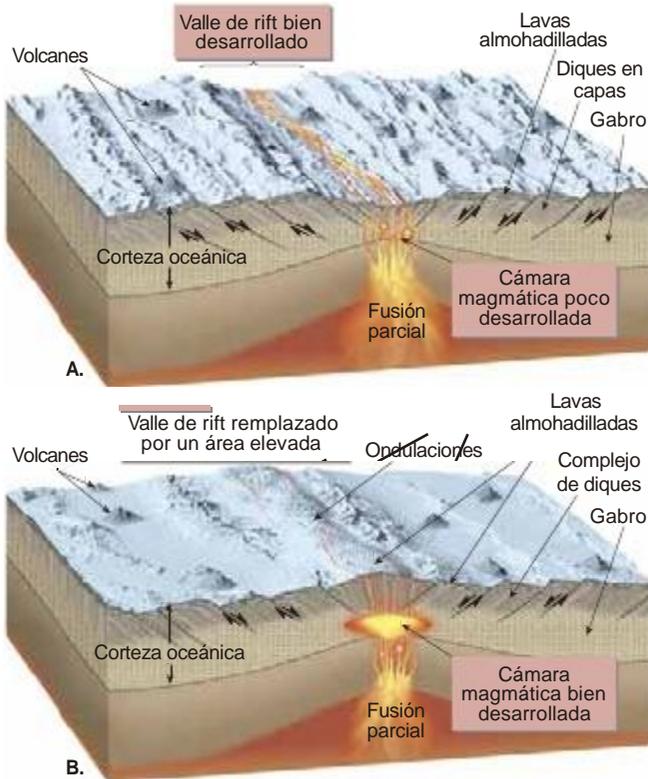
## Velocidades de expansión y topografía de las dorsales

Cuando los investigadores estudiaron varios segmentos del sistema de dorsales oceánicas, se descubrieron numerosas diferencias topográficas. Parece que muchas de estas diferencias están controladas por las velocidades de expansión, que determinan en buena parte la cantidad de magma generado en una zona de rift. En los centros de expansión rápida asciende del manto una mayor cantidad de magma que en los centros de expansión lentos. La diferencia en el ascenso provoca diferencias estructurales y topográficas entre segmentos de la dorsal distintos.

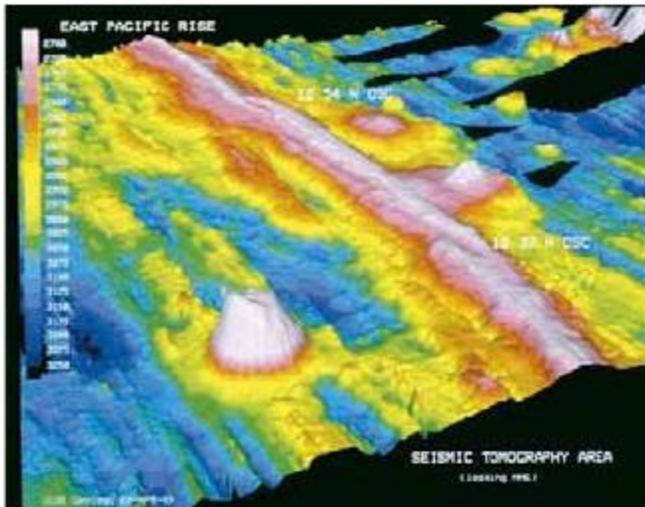
Las dorsales oceánicas que muestran velocidades de expansión comparativamente lentas de 1 a 5 cm anuales tienen valles de rift prominentes y una topografía escarpada (Figura 13.15A), como las dorsales Centro oceánica y Centroíndica. El desplazamiento vertical de grandes capas de corteza oceánica a lo largo de fallas normales contribuye a la topografía característicamente escarpada de estos valles de rift. Además, las estructuras volcánicas tienden a formar muchos conos en el valle de rift lo que magnifica la topografía escarpada.

Por el contrario, a lo largo de la dorsal de las Galápagos, la norma es una velocidad de expansión intermedia de 5 a 9 cm anuales. Como consecuencia, los valles de rift que se desarrollan son superficiales, con profundidades a menudo inferiores a los 200 m, y su topografía tiende a ser suave en comparación con los que exhiben velocidades de expansión más lentas.

A velocidades de expansión más rápidas (más de 9 cm anuales), como las que se producen a lo largo de la mayor parte de la dorsal del Pacífico oriental, no se desarrollan valles de rift (Figura 13.15B), sino que el eje de la dorsal está elevado. Estas estructuras denominadas *ondulaciones* surgen de flujos de lava de hasta 10 m de espesor que han pavimentado gradualmente la cresta de la dorsal con rocas volcánicas (Figura 13.16) Además, dado que la profundidad del océano depende de la edad del fondo oceánico, los segmentos de dorsal que exhiben velocidades de expansión más rápidas tienden a presentar unos perfiles más suaves que aquellos que tienen velocidades de expansión más lentas (Figura 13.17). Debido a

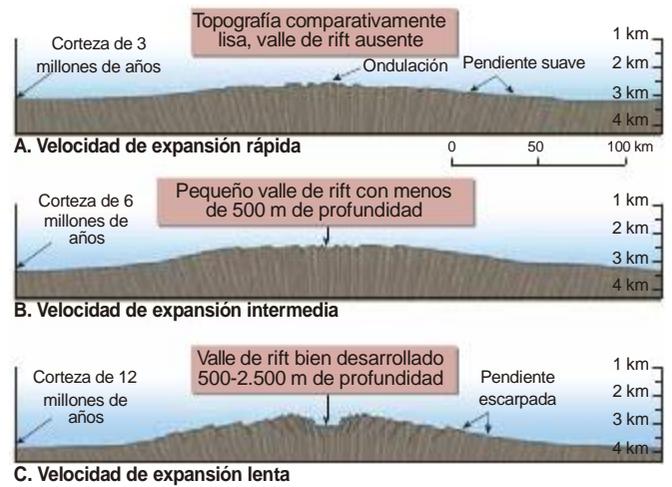


**FIGURA 13.15.** Topografía de la cresta de una dorsal oceánica. **A.** A velocidades de expansión lentas, se desarrolla un valle de rift prominente a lo largo de la cresta de la dorsal y la topografía es, en general, accidentada. **B.** A lo largo de los centros de expansión rápida no se desarrollan valles de rift intermedios y la topografía es, en comparación, suave.



**FIGURA 13.16.** Imagen de sonar en falso color de un segmento de la dorsal del Pacífico Oriental. El área lineal rosa es la ondulación que se formó sobre el eje de la dorsal. Nótese también el gran cono volcánico en la esquina inferior izquierda de la imagen (Cortesía del Dr. Ken C. Macdonald).

estas diferencias en la topografía, las partes de las dorsales con velocidades de expansión elevadas, menos escarpadas, se denominan *elevaciones*.



**FIGURA 13.17.** Esquema de los segmentos de la dorsal que exhiben velocidades de expansión rápidas, intermedias y lentas. Los centros de expansión rápida tienen pendientes suaves y carecen de un valle de rift. Por el contrario, las dorsales que tienen velocidades de expansión lentas tienen valles de rift bien desarrollados y flancos empinados. Las pendientes de todos estos perfiles están muy exageradas.

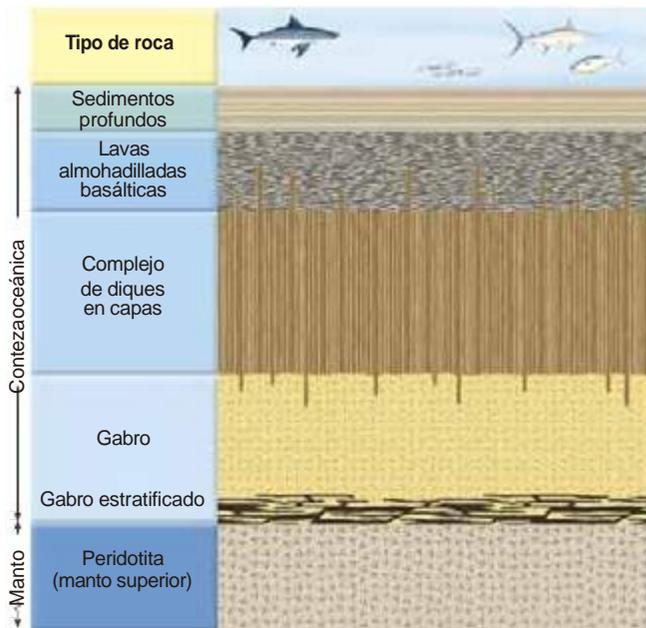
## ESTRUCTURA DE LA CORTEZA OCEÁNICA

Uno de los aspectos más interesantes de la corteza oceánica es que su grosor y su estructura son destacadamente uniformes a todo lo largo de la cuenca oceánica. Los sondeos sísmicos indican que tiene un espesor medio aproximado de solo 7 km. Además, está compuesta casi en su totalidad de rocas máficas (basálticas) sustentadas por una capa de roca ultramáfica peridotita, que forma el manto litosférico.

Aunque la mayor parte de la corteza oceánica se forma fuera del alcance de nuestra vista, muy por debajo del nivel del mar, los geólogos han podido examinar de primera mano la estructura del fondo oceánico. En localizaciones como Terranova, Chipre, Omán y California, fragmentos de la corteza oceánica han sido elevadas por encima del nivel del mar. A partir de estas exposiciones, y de muestras recogidas por barcos de perforación submarina, los investigadores concluyen que el fondo oceánico consta de cuatro capas distintas (Figura 13.18):

de sedimentos no consolidados. Estas capas son muy finas cerca de los ejes de las dorsales oceánicas y pueden alcanzar varios kilómetros de espesor cerca de los continentes.

rocosa compuesta principalmente de lavas basálticas que contienen abundantes estructuras en forma de almohada denominadas *basaltos almohadillados*.



**FIGURA 13.18.** Las cuatro capas que constituyen una sección típica de la corteza oceánica, según los datos obtenidos por los complejos ofiolíticos, el perfil sísmico, y las muestras obtenidas de expediciones de perforación oceánica profunda.

numerosos diques interconectados con una orientación casi vertical, denominados *diques en capas*. Estos diques son antiguos canales por donde fluía el magma para alimentar los flujos de lava en el fondo oceánico.

mente por gabra, el equivalente de grano grueso del basalto, que cristalizó en una cámara magmática debajo del eje de la dorsal.

Esta secuencia de rocas se denomina **complejo ofiolítico** (Figura 13.18). Del estudio de diversos complejos ofiolíticos por todo el mundo y de datos relacionados, los geólogos han deducido el proceso de formación del fondo oceánico.

## Formación de la corteza oceánica

El magma basáltico que migra hacia arriba para crear nueva corteza oceánica se origina de la fusión parcial de las rocas del manto (peridotitas) a profundidades superiores a 40 km. Este proceso genera un magma compuesto por basalto, que es menos denso que la roca sólida que lo rodea. Este magma recién formado se va desplazando gradualmente hacia arriba a través del manto superior por miles de pequeños conductos que desembocan en unas pocas docenas de canales mayores y alargados, de unos 100 m o más de ancho. A su vez estas estructuras alimentan cámaras magmáticas lenticulares situadas justo por debajo de la cresta de la dorsal. Con la adición del magma, la presión dentro de estas cámaras aumenta



**FIGURA 13.19.** Una fotografía tomada desde *Alvin* durante el proyecto FAMOUS muestra extrusiones de lava en el valle de rift de la dorsal Centro oceánica. Entre los elementos más comunes había grandes extrusiones con forma de pasta de dientes como estas. Un brazo mecánico está tomando muestras de una extrusión adyacente con forma de burbuja (Foto cortesía de Woods Hole Oceanographic Institution).

de manera uniforme. Como consecuencia, las rocas situadas encima de estos depósitos se fracturan periódicamente, lo que permite que el magma ascienda a la joven corteza oceánica situada justo encima.

La roca fundida se inyecta en el interior de estas fisuras, donde una parte se enfría y solidifica, y forma diques. Los nuevos diques intruyen en los diques antiguos, que todavía están calientes y son débiles, y forman un complejo de **diques en capas**. Esta parte de la corteza oceánica suele medir de 1 a 2 km de espesor.

Aproximadamente el 10 por ciento del magma que entra en los depósitos acaba siendo expulsado sobre el fondo oceánico. Dado que la superficie de una colada de lava submarina se enfría rápidamente gracias al agua marina, en raras ocasiones se desplaza más de unos pocos kilómetros antes de solidificarse por completo. El movimiento de avance se produce cuando la lava se acumula tras el borde solidificado y luego se abre paso. Este proceso se produce una y otra vez, a medida que se extruye el basalto fundido, de la misma manera que la pasta de dientes sale de un tubo que se apriete fuerte. El resultado son unas protuberancias en forma de tubo que parecen almohadas grandes apiladas las unas encima de las otras; de ahí el nombre de **basaltos almohadillados** (Figura 13.20).

En algunos lugares, las lavas almohadilladas pueden formar montones del tamaño de un volcán parecidos a los volcanes en escudo, mientras que en otros lugares forman dorsales alargadas de decenas de kilómetros de longitud. Estas estructuras acabarán siendo



**FIGURA 13.20.** Lava almohadillada expuesta a lo largo de un acantilado marino, Cabo Wanbrow, Nueva Zelanda. Nótese que alrededor de cada «almohadilla» hay una capa vidriosa y oscura que se enfrió rápidamente rodeando un interior de basalto gris oscuro (Foto de G.R. Roberts/ Photo Researchers, Inc.).

separadas de su fuente de magma a medida que sean transportadas lejos de la cresta de la dorsal por la expansión del fondo oceánico.

La unidad inferior de la corteza oceánica se desarrolla a partir de la cristalización en el interior de la propia cámara magmática central. Los primeros minerales que cristalizan son el olivino, el piroxeno y en algunas ocasiones la cromita (óxido de cromo), que descienden atravesando el magma y forman una zona estratificada cerca del fondo del depósito. El magma restante tiende a enfriarse a lo largo de las paredes de la cámara y forma cantidades masivas de gabro de grano grueso. Esta unidad constituye la mayor parte de la corteza oceánica, donde puede representar hasta 5 de sus 7 km de grosor total.

Aunque la roca fundida se eleva continuamente desde la astenosfera a la superficie, la expansión del fondo oceánico tiene lugar en ráfagas parecidas a pulsos. A medida que el magma se va acumulando en las reservas lenticulares, su ascenso es bloqueado por las rígidas rocas que las recubren. Al aumentar la cantidad de fundido que entra en los depósitos de magma, la presión se eleva. Periódicamente la presión excede la fuerza de las rocas suprayacentes, que se fracturan e inician un corto episodio de expansión del fondo oceánico.

## Interacción entre el agua marina y la corteza oceánica

Además de servir como mecanismo para disipar el calor interno de la Tierra, la interacción entre el agua marina y la corteza basáltica recién formada altera tanto el agua marina como la corteza. Puesto que las coladas de lava submarinas son muy permeables y están muy fracturadas, el agua marina puede penetrar hasta una profundidad de 2 km. Cuando el agua marina circula a través

de la corteza caliente, se calienta y altera la roca basáltica mediante un proceso llamado *metamorfismo hidrotermal* (agua caliente) (véase Capítulo 8). Esta alteración hace que los silicatos oscuros (olivino y piroxeno) del basalto formen nuevos minerales metamórficos como la clorita y la serpentina. Al mismo tiempo, el agua marina caliente disuelve los iones de silicio, hierro, cobre y a veces de oro y plata procedentes de los basaltos calientes. Una vez que el agua se ha calentado a varios centenares de °C, asciende ligeramente a lo largo de las fracturas y acaba siendo expulsada al fondo oceánico (véase Recuadro 13.2).

En los estudios realizados con sumergibles a lo largo de la dorsal de Juan de Fuca se fotografiaron estas disoluciones ricas en metales cuando brotan del fondo oceánico y forman nubes llenas de partículas denominadas **fumarolas negras**. A medida que el líquido caliente (unos 400 °C) se mezcla con el agua marina fría, los minerales disueltos precipitan y forman depósitos masivos de minerales sulfatados metálicos, algunos de los cuales son económicamente importantes. En algunas ocasiones, estos depósitos crecen hacia arriba y forman grandes estructuras en forma de chimenea altos como rascacielos.

## RUPTURA CONTINENTAL: EL NACIMIENTO DE UNA NUEVA CUENCA OCEÁNICA

El motivo por el que el supercontinente Pangea empezó a separarse hace casi 200 millones de años es un tema todavía debatido por los geólogos. Sin embargo, este acontecimiento sirve para ilustrar que las cuencas oceánicas se forman cuando un continente se separa. Este es claramente el caso del océano Atlántico, que se formó cuando el continente americano se separó de Europa y África.

### Evolución de una cuenca oceánica

El desarrollo de una nueva cuenca oceánica empieza con la formación de un **rift continental**, una depresión alargada en la que todo el grosor de la litosfera se ha estirado y hecho más fina. En los lugares donde la litosfera es densa, fría y fuerte, los rift tienden a ser estrechos, a menudo de tan solo unos cientos de kilómetros. Ejemplos modernos de rift continentales estrechos son el rift de África oriental, el rift del Baikal (al sur de la Siberia central) y el valle del Rin (noroeste de Europa). Por el contrario, donde la corteza es delgada, caliente y débil, los rift pueden alcanzar una anchura de más de 1.000 km, como en la provincia Basin and Range del oeste de los Estados Unidos.

En los lugares en los que la ruptura continúa, el sistema de rift se convertirá en una cuenca oceánica joven y

## La Tierra como sistema

### Las chimeneas hidrotermales submarinas profundas<sup>1</sup>

#### RECUADRO 13.2

Sentados en una habitación oscura y repleta de ordenadores, un grupo de químicos, biólogos y geólogos escudriñan unos monitores de vídeo que muestran impresionantes imágenes de gigantes formaciones rocosas con forma de chimeneas escupiendo nubes de humo, y de numerosos extraños animales. ¿Es esta una escena del último éxito de taquilla de Hollywood? No, es una escena de un barco de investigación real situado 250 km al sureste de la Isla de Vancouver. Las imágenes las transmite al barco el vehículo a control remoto canadiense *ROPO* (Plataforma a control remoto para las ciencias oceánicas, por sus siglas en inglés), que opera a más de 2 km por debajo de la superficie, a lo largo de la dorsal Juan de Fuca. La cadena de montes submarinos está en formación activa debido a la ruptura y la separación de las placas tectónicas del Pacífico y Juan de Fuca y a la producción de nueva corteza oceánica por el ascenso del magma.

A lo largo de dorsales como la de Juan de Fuca, la fría agua marina desciende varios cientos de metros y penetra en la corteza basáltica muy fracturada, donde es calentada por las fuentes magmáticas. Por el camino, el agua caliente desprende metales y elementos como el azufre de la roca colindante. Con el tiempo, este fluido calentado acaba por flotar y se eleva por los conductos y las fracturas

localizadas a lo largo de las dorsales. Cuando alcanza la superficie de la corteza, el fluido puede alcanzar hasta 400 °C, aunque no llega a hervir por las presiones extremadamente elevadas que ejerce la columna de agua por encima de las chimeneas. Cuando este fluido hidrotermal entra en contacto con el agua marina rica en sustancias químicas mucho más fría, los minerales precipitan rápidamente y forman brillantes nubes de humo denominadas *fumarolas* (Figura 13.D). Algunos minerales se solidifican inmediatamente y contribuyen a la formación de espectaculares estructuras en forma de chimenea, que pueden alcanzar la altura de un edificio de quince pisos y que reciben apropiados nombres como *odzilla* e *inferno*. En ocasiones estas chimeneas y los depósitos relacionados contienen cantidades concentradas de hierro, cobre, zinc, plomo, plata y a veces oro.

Las chimeneas de Juan de Fuca son también notables por la biología que sustentan. En estos ambientes, totalmente desprovistos de luz solar, los microorganismos se sirven de este fluido hidrotermal rico en minerales para realizar quimiosíntesis. A su vez, las comunidades microbianas sustentan animales mayores y más complejos como peces, cangrejos, gusanos, mejillones y almejas. Algunas especies solo se han encontrado en estas chimeneas. Quizá la más famosa, y también la más singular, sea el



**FIGURA 13.E.** Los gusanos tubícolas, que alcanzan hasta 3 m de longitud, se cuentan entre los organismos encontrados en el ambiente extremo de las chimeneas hidrotermales que se sitúan a lo largo de las crestas de las dorsales oceánicas, donde la luz solar es inexistente. Estos organismos obtienen su sustento de microorganismos internos parecidos a las bacterias que, a su vez, adquieren nutrientes y energía mediante la quimiosíntesis (Foto de Al Giddings Images, Inc.).



**FIGURA 13.D.** Una fumarola negra rica en minerales expulsa agua caliente en la dorsal del Pacífico oriental. Cuando las disoluciones calientes entran en contacto con el agua marina, fría, los sulfuros de cobre, hierro y cinc se precipitan de forma inmediata, formando acumulaciones de minerales alrededor de estas chimeneas (Foto de Dudley Foster, Woods Hole Oceanographic Institution).

gusano tubícola (Figura 13.E), con sus blancos tubos quitinosos y brillantes plumas rojas. Estas llamativas criaturas dependen por completo de las bacterias que crecen en su *trofosoma*, órgano interno diseñado para recolectar bacterias. Estas bacterias *simbióticas* dependen del tubo de gusano, que les proporciona un hábitat adecuado y, a cambio, ellas aportan a los gusanos los elementos de construcción básicos.

Es motivo de preocupación la posibilidad de dañar estos ecosistemas singulares mediante las tomas de muestras de los científicos, el aumento del ecoturismo o la posible explotación de los recursos biológicos y minerales. Estas cuestiones han empujado recientemente al gobierno canadiense a designar una parte de las chimeneas de Juan de Fuca como el primer Área protegida marítima (MPA, por sus siglas en inglés) de Canadá.

<sup>1</sup> Este recuadro se basa en el material preparado por Richard Leveille, un investigador de la Universidad de Quebec, Montreal, Canadá.

estrecha, como ejemplifica el mar Rojo en la actualidad. Al final, la expansión del fondo oceánico tiene como resultado la formación de una cuenca oceánica madura limitada por bordes continentales. El océano Atlántico es una estructura de este tipo. A continuación, observaremos este modelo de evolución de las cuencas oceánicas mediante ejemplos actuales que representen los varios estadios de la ruptura.

### Rift de África oriental

El rift de África oriental es un rift continental que se extiende a través del África oriental a lo largo de unos 3.000 km. Está formado de varios valles de rift interconectados de algún modo y que se separan en una sección oriental y otra occidental alrededor del lago Victoria (Figura 13.21). Todavía se debate si este rift se convertirá en un centro de expansión, donde la subplaca Somalí se separará del continente africano.

El periodo más reciente de fracturación empezó hace unos 20 millones de años cuando la corriente ascendente del manto intruyó a la fuerza en la base de la litosfera (Figura 13.22A). El ascenso ligero de la litosfera

calentada hizo que la corteza adoptara forma de domo y se estirara. Como consecuencia, la corteza superior se rompió a lo largo de fallas normales con ángulos de gran pendiente y produjo bloques desplazados hacia abajo por la falla, o *grabens*, mientras que la corteza inferior se deformó por el estiramiento dúctil (Figura 13.22B).

En su fase de formación inicial, el magma generado a través de la fusión por descompresión de la pluma ascendente del manto intruye en la corteza. De vez en cuando, una parte del magma migra a lo largo de las fracturas y es expulsado a la superficie. Esta actividad produce coladas basálticas extensas en el interior del rift, así como conos volcánicos, algunos de los cuales se forman a más de 100 km del eje del rift. Son ejemplos de ello el monte Kenia y el monte Kilimanjaro, que se eleva casi 6.000 m por encima de la llanura de Serengeti.

### Mar Rojo

Las investigaciones sugieren que si se mantienen las fuerzas tensionales, un valle de rift se alargará y se hará más profundo, y finalmente se extenderá y alcanzará el borde

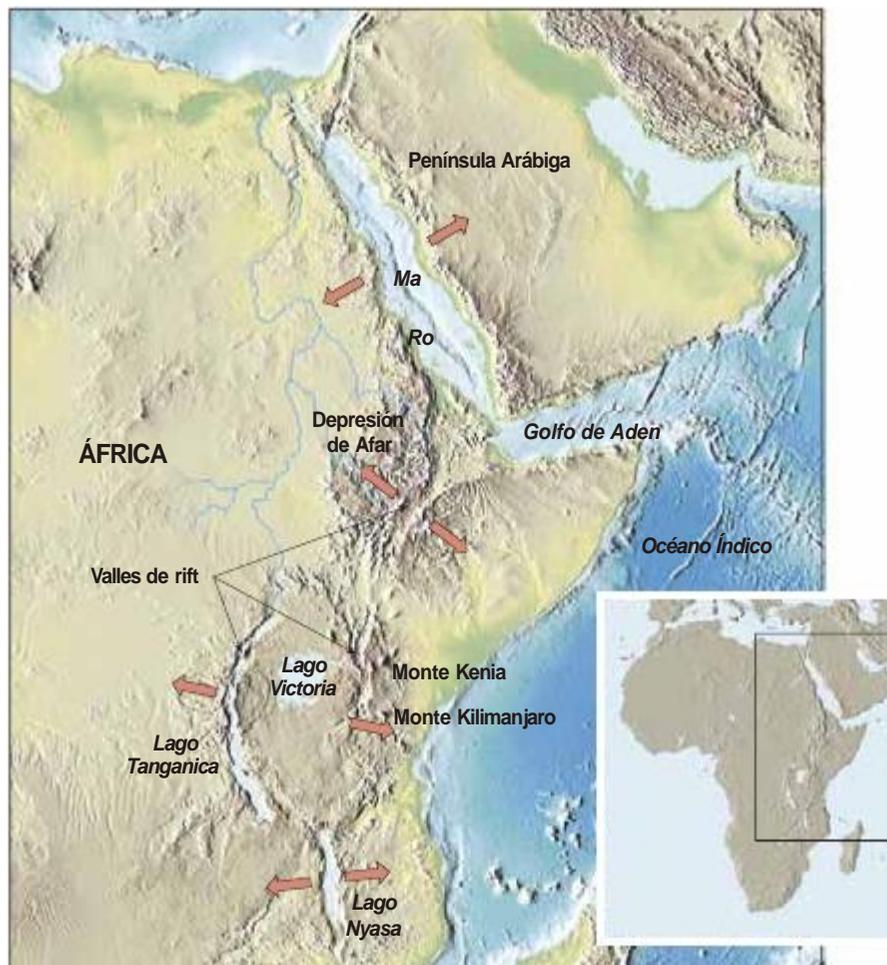
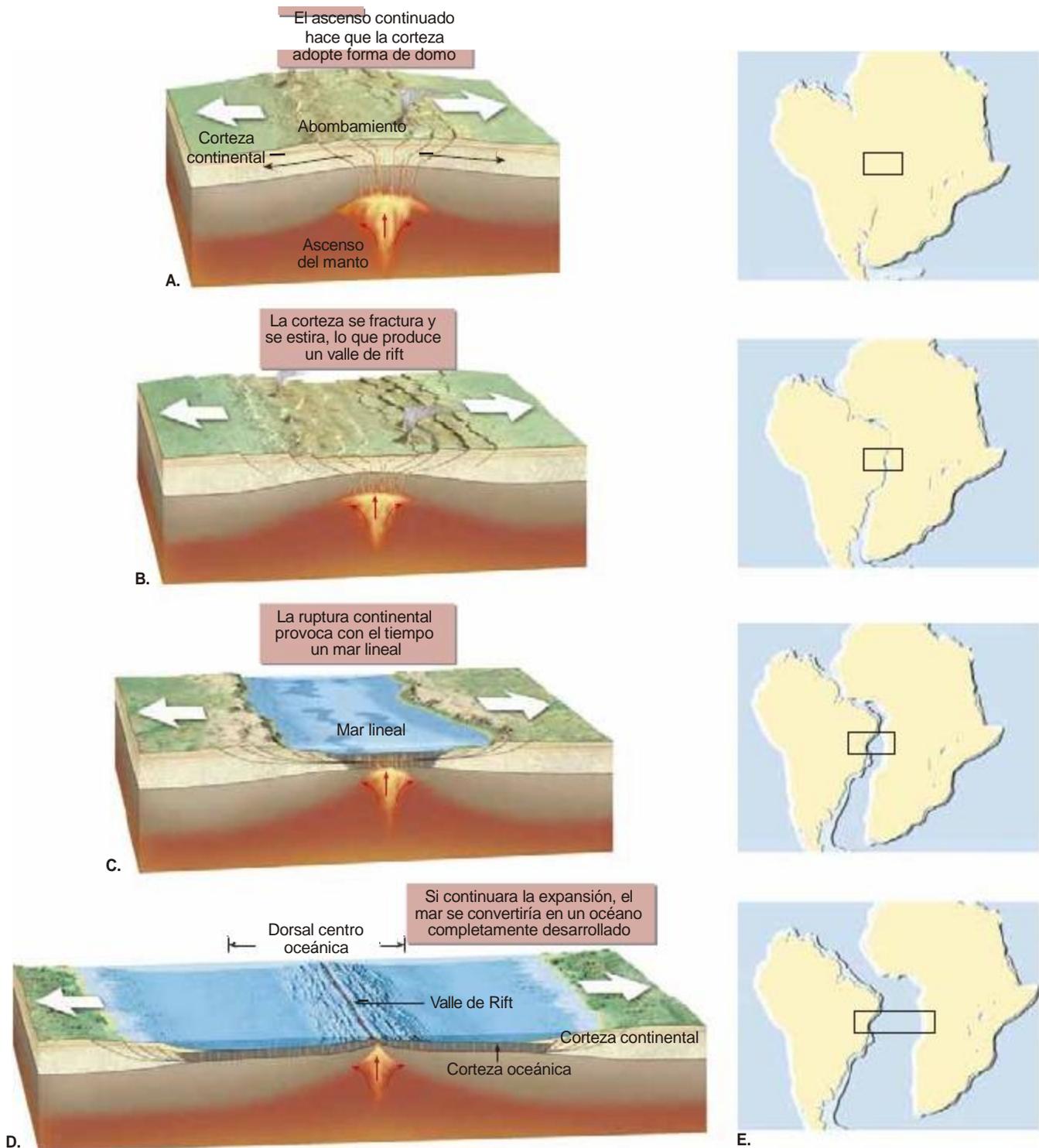


FIGURA 13.21. Valles de rift del este de África y estructuras asociadas.



**FIGURA 13.22.** Formación de una cuenca oceánica. **A.** Las fuerzas tensionales y la elevación de la litosfera calentada provocan la fractura de la corteza superior a lo largo de las fallas normales, mientras que la corteza inferior se deforma mediante la tensión dúctil. **B.** A medida que la corteza se separa, los grandes fragmentos de roca se hunden y generan una zona de rift. **C.** Una mayor expansión genera un mar estrecho. **D.** Al final, se crean una cuenca oceánica expansiva y un sistema de dorsales. **E.** Ilustración de la separación de Sudamérica y África para formar el Atlántico sur.

del continente (Figura 13.22C). En este punto, el rift continental se transforma en un mar lineal estrecho con desembocadura al océano, similar al mar Rojo.

El mar Rojo se formó cuando la península Arábiga se separó de África, proceso que empezó hace unos 30 millones de años. Los escarpes de falla inclinados que

se elevan hasta 3 km por encima del nivel del mar flanquean los bordes de esa masa de agua. Por tanto, los escarpes que rodean el mar Rojo son parecidos a los acantilados que limitan el rift de África oriental. Aunque el mar Rojo solo alcanza profundidades oceánicas (hasta 5 km) en algunos puntos, las bandas magnéticas simétricas indican que en este punto la típica expansión del fondo oceánico ha tenido lugar durante los últimos 5 millones de años.

### Océano Atlántico

Si la expansión continúa, el mar Rojo se ampliará y desarrollará una dorsal oceánica elevada parecida a la dorsal Centro atlántica (Figura 13.22D). Conforme se añade nueva corteza oceánica a las placas divergentes, los bordes continentales fracturados se alejan siempre de la zona del afloramiento. Como consecuencia, los bordes continentales fracturados que habían estado situados encima se enfrían, se contraen y se hunden.

Con el tiempo, estos bordes continentales se hundirán por debajo del nivel del mar y el material erosionado de la masa continental adyacente se depositará encima de la entonces topografía fallada. El resultado es un *borde continental pasivo* compuesto por una corteza continental fracturada que ha sido cubierta por una cuña de sedimentos relativamente inalterados y rocas sedimentarias.

No todos los valles de rift continentales se desarrollan en centros de expansión completamente formados. Un rift abortado recorre el centro de los Estados Unidos y se extiende desde el lago Superior hasta el centro de Kansas (Figura 13.23). Este valle de rift, que había sido activo, está lleno de sedimentos y rocas volcánicas que fueron extruidas sobre la corteza hace más de 1.000 millones de años. Todavía se desconoce el



**FIGURA 13.23.** Mapa que muestra la situación de un rift abortado que se extiende desde el lago Superior hasta Kansas.

motivo por el que un valle de rift desarrolla un centro de expansión activo mientras que otros están abandonados.

## Mecanismos de ruptura continental

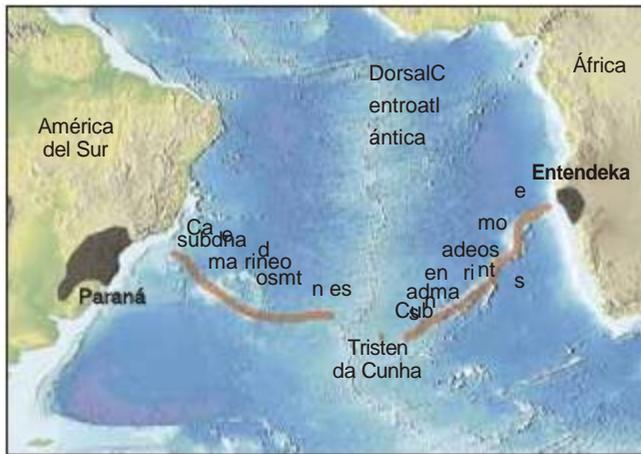
Los geólogos saben que los supercontinentes existieron durante el pasado geológico. Pangea, que fue el más reciente de ellos, constituía un supercontinente hace entre 450 y 230 millones de años, y se fraccionó poco después de su formación. Tras numerosos estudios, los geólogos han llegado a la conclusión de que la formación de un supercontinente seguida por la separación continental debe ser una parte integral de la tectónica de placas. Este fenómeno debe implicar un gran cambio en la dirección y la naturaleza de las fuerzas que conducen el movimiento de placas. En otras palabras, durante largos periodos de tiempo geológico, las fuerzas que conducen los movimientos de las placas tienden a organizar los fragmentos de corteza en un solo supercontinente, y luego cambian las direcciones y los dispersan de nuevo. Se han propuesto algunos mecanismos que contribuyen a la ruptura continental: el ascenso de las plumas de rocas calientes móviles desde la profundidad del manto; la elevación desde niveles menos profundos de la astenosfera; y las fuerzas que surgen de los movimientos de placas.

### Plumas del manto y puntos calientes

Recordemos que una *pluma del manto* está compuesta de rocas del manto más calientes de lo normal con un extremo en forma de hongo de centenares de kilómetros de diámetro unido a un conducto largo y estrecho. Cuando el extremo de la pluma se aproxima a la base de la litosfera fría, se expande hacia los lados. La fusión por descompresión dentro de la pluma genera grandes volúmenes de magma basáltico que asciende y provoca el *vulcanismo de punto caliente*, en la superficie.

Las investigaciones sugieren que las plumas del manto tienden a concentrarse debajo de un supercontinente porque, una vez unida, una gran masa continental forma una «manta» aislante que atrapa el calor del manto. El consiguiente aumento de la temperatura conduce a la formación de plumas del manto que sirven como mecanismos de disipación del calor.

Se pueden obtener pruebas del papel que las plumas del manto representan en la ruptura continental en los bordes continentales pasivos. En varias regiones de ambos lados del Atlántico, la ruptura continental estuvo precedida por el ascenso de la corteza y erupciones masivas de lava basáltica. Son ejemplos los basaltos de inundación de Etendeka, al suroeste de África, y la provincia basáltica de Paraná, en Sudamérica (Figura 13.24A).



ruptura continental y la formación de una cuenca oceánica tienen lugar a lo largo de dos de las ramas del rift, mientras que la tercera puede estar menos desarrollada y constituir un rift abortado que se rellena de sedimentos.

A.



B.

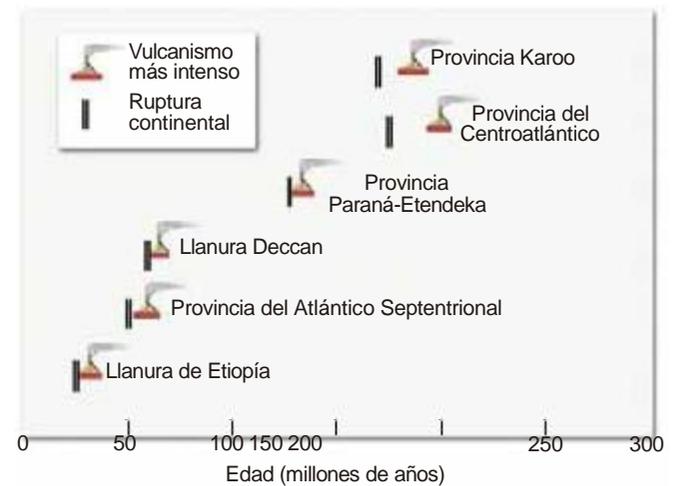
**FIGURA 13.24.** Pruebas del papel que las plumas del manto pueden desempeñar en la ruptura continental. **A.** Relación de las llanuras basálticas de Paraná y Etendeka con el punto caliente de Tristán da Cunha. **B.** Localización de estas llanuras basálticas hace 130 millones de años, justo antes de que empezara a abrirse el Atlántico sur.

Hace unos 130 millones de años, cuando Sudamérica y África estaban unidas en una sola masa continental, las grandes erupciones de lava produjeron una gran llanura basáltica continental (Figura 13.24B). Poco después de este acontecimiento, el Atlántico sur empezó a abrirse, separando la provincia basáltica en dos partes: las llanuras basálticas de Etendeka y Paraná. A medida que crecía la cuenca oceánica, la cola de la pluma produjo una hilera de montes submarinos a cada lado de la dorsal recién formada (Figura 13.24A). La zona actual de actividad de puntos calientes se centra alrededor de la isla volcánica de Tristán da Cunha, que se encuentra sobre la dorsal Centroatlántica.

Cuando las plumas del manto calientes y flotantes alcanzan la base de la litosfera, hacen que la corteza tome forma de domo y se debilite. Estos domos, que pueden alcanzar los 1.000 m, tienden a producir tres rift o ramas que se unen en el área superior de la pluma ascendente, denominados *unión triple*, o *punto triple*. A menudo la



A.



B.

**FIGURA 13.25.** Reconstrucción de Pangea mostrando la situación de unas cuantas plumas del manto que han generado grandes mesetas basálticas (provincias) y se cree que han contribuido a la fragmentación del supercontinente. **A.** Localización aproximada en la superficie de las plumas del manto antes de la ruptura de Pangea. No se conoce la situación de la pluma que produjo la Provincia Centroatlántica y podía haber incluido una superpluma desviada por la inusualmente densa litosfera bajo el noroeste africano. **B.** Línea temporal de la ruptura de Pangea a lo largo de las diversas áreas de rift y el vulcanismo de pluma que se asoció con cada periodo de fragmentación continental. Casi siempre el vulcanismo parece preceder a la ruptura unos cuantos millones de años o más (Datos de Courtillot, et al.).

La Figura 13.25 ilustra la situación de las pocas plumas del manto que han generado grandes llanuras y que supuestamente participaron en la ruptura de Pangea. Una de estas plumas del manto se sitúa en la actualidad bajo Groenlandia cerca de la cresta de la dorsal Centroatlántica (Figura 13.26). En Groenlandia occidental existen evidencias de grandes flujos de lava basáltica que comenzaron hace unos 55 millones de años, así como al otro lado del Atlántico en las islas Hébridas del norte de Escocia.

Se cree que hace unos 60 millones de años otra pluma del manto inició la separación de Groenlandia del norte de Europa. Las rocas volcánicas asociadas con esta actividad se extienden desde el este de Groenlandia hasta Escocia. En la actualidad el punto asociado con este acontecimiento se encuentra debajo de Islandia. Las bandas magnéticas más antiguas entre Groenlandia y Europa tienen la misma antigüedad, lo que refuerza la conexión entre la emergencia de la pluma Islándica y la expansión de la cuenca oceánica en el Atlántico Norte.

La pluma de Afar, que se asocia con la ruptura de la península Arábiga de África, se sitúa bajo una región del noreste de Etiopía denominada la Depresión de Afar, un área con gran vulcanismo (véase Figura 13.21). Esta pluma generó un sistema de rift típico compuesto de tres ramas que se juntan en un punto triple. Dos de estos rift, el Mar Rojo y el Golfo de Aden, son centros de expansión activos. La tercera rama es el rift de África oriental que puede representar el estadio inicial

de ruptura de un continente, como ya se ha descrito, o puede estar destinado a convertirse en un rift abortado.

Es importante observar que no todo el vulcanismo de puntos calientes conduce a la ruptura. Por ejemplo, las grandes erupciones de lavas basálticas que constituyen los basaltos del río Columbia en el noroeste del Pacífico, así como las dislocaciones Siberianas de Rusia, no están asociadas con la fragmentación de un continente. Además, el estiramiento y adelgazamiento de la litosfera a través de algunos márgenes continentales fracturados, no estuvo acompañado de vulcanismo de gran escala. Por tanto, deben intervenir otras fuerzas que contribuyan también a la fragmentación continental.

### El papel del esfuerzo tensional

La ruptura continental requiere de esfuerzos tensionales lo suficientemente potentes como para desgarrar la litosfera. En la Provincia Basin and Range, donde la litosfera es delgada, caliente y débil, pequeños esfuerzos son suficientes para provocar la expansión. Durante los últimos 20 millones de años, se cree que una amplia zona ascendente dentro de la astenosfera ha causado el estiramiento y adelgazamiento de la corteza en esta región (véase Figura 14.20, pág. 457). En este marco la ruptura se acompaña de una fusión a gran escala y de vulcanismo.



**FIGURA 13.26.** Vulcanismo asociado con la pluma islandesa. El mayor puerto de pesca en Islandia sufrió grandes daños en 1973 por la erupción del volcán Heimaey (Foto de Bettman/CORBIS).

También se cree que los esfuerzos tensionales que resultan de los movimientos de placas son, sobre todo, muy relevantes para la ruptura continental. En situaciones en las que un continente está unido a una capa de la litosfera oceánica en subducción, este sería arrastrado por la placa que desciende. Sin embargo, los continentes se extienden por encima de secciones gruesas del manto litosférico. Por tanto, tienden a resistirse a ser remolcados, lo cual crea esfuerzos tensionales que estiran y adelgazan la corteza. La situación de áreas de ruptura en la fragmentación de un supercontinente puede estar influida por una debilidad ya existente, como una zona de sutura que se formó cuando se ensambló el supercontinente.

En resumen, la ruptura continental se produce cuando una masa continental se encuentra bajo esfuerzos tensionales suficientes para superar la resistencia de la litosfera. La litosfera delgada, caliente y débil requiere de menos esfuerzo para romperse, mientras que la que es gruesa, fría y resistente necesita más. Los movimientos de las placas que generan esfuerzos tensionales y las plumas calientes del manto que debilitan y estiran la litosfera son importantes mecanismos de ruptura.

## DESTRUCCIÓN DE LA LITOSFERA OCEÁNICA

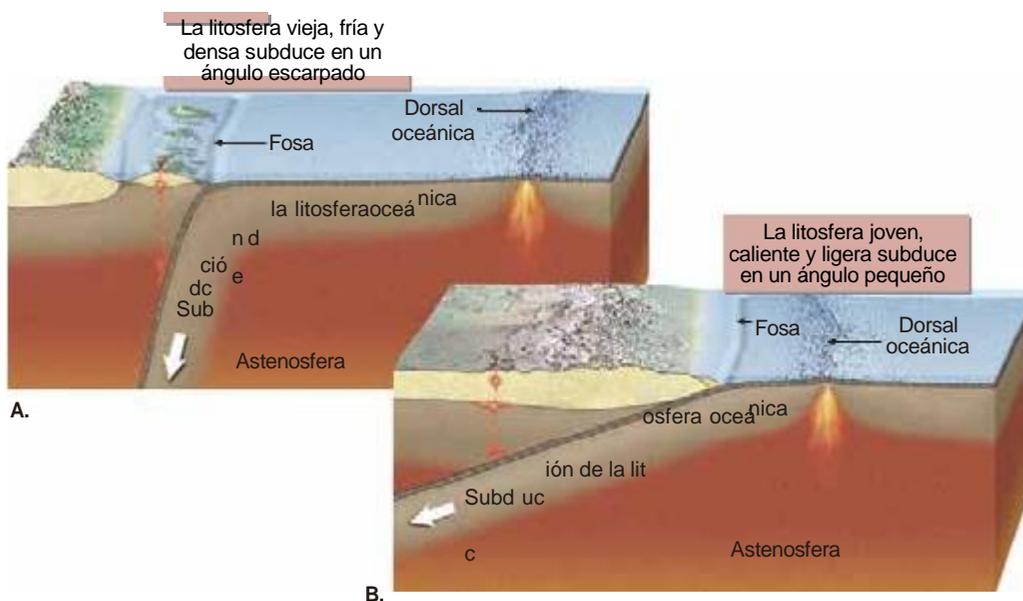
Aunque en los bordes divergentes de placa se produce nueva litosfera de manera continua, el área de la superficie terrestre no aumenta. Para equilibrar la cantidad

de litosfera recién creada, debe producirse un proceso por el que se destruyan las placas.

### ¿Por qué la litosfera oceánica subduce?

El proceso de la subducción de placas es complejo, y el destino final de las placas subducidas es todavía objeto de debate. Lo que se conoce con cierta seguridad es que la litosfera oceánica resistirá la subducción a menos que su densidad total fuera mayor que la del manto subyacente. Es necesario que transcurran unos 15 millones de años, para que una placa joven de la litosfera oceánica se enfríe y se vuelva más densa que la astenosfera que la aguanta. En algunas partes del Pacífico occidental, una porción de la litosfera oceánica tiene casi 180 millones de años de antigüedad, la parte más gruesa y densa de los océanos actuales. Las capas en subducción de esta región descienden normalmente a ángulos próximos a los 90 grados (Figura 13.27A). Por el contrario, cuando un centro de expansión está situado cerca de una zona de subducción, la litosfera oceánica es todavía joven y, por tanto, caliente y ligera. En consecuencia, el ángulo de descenso de estas placas es pequeño (Figura 13.27B).

Es importante observar que es el *manto litosférico*, que compone el 80 por ciento de la placa oceánica descendente, el que conduce la subducción. Incluso cuando la corteza oceánica es bastante antigua, su densidad es todavía menor que la de la astenosfera subyacente. La subducción, por tanto, depende del manto litosférico, que es más frío y más denso que la astenosfera que lo sujeta.



**FIGURA 13.27.** El ángulo al que desciende la litosfera oceánica hacia la astenosfera depende de su densidad. **A.** En algunas partes del Pacífico, una parte de la litosfera antigua tiene más de 180 millones de años y, en general, desciende hacia el manto a ángulos próximos a los 90 grados. **B.** La litosfera oceánica joven está caliente y flota; por tanto, tiende a subducir a un ángulo pequeño.

Cuando una placa oceánica desciende hasta alrededor de 400 km, su fase mineral cambia (la transición de los minerales de baja densidad a alta densidad), y se intensifica la subducción (véase Capítulo 12). A esta profundidad, la transición del olivino (baja densidad) a la espinela (su forma de alta densidad) aumenta la densidad de la capa, lo que contribuye a arrastrar la placa por la zona de subducción.

En algunos puntos, la corteza oceánica es inusualmente gruesa y ligera porque está cubierta por grandes flujos de lava basáltica y otros fragmentos densos de la corteza. En este escenario la subducción puede modificarse o incluso impedirse. Esta parece ser la situación en dos zonas a lo largo de la fosa de Perú-Chile, donde el ángulo de inclinación es bastante pequeño: alrededor de 10 a 15 grados. Los ángulos de poca inclinación suelen tener como consecuencia una fuerte interacción entre la capa descendente y la placa suprayacente. Por consiguiente, estas regiones experimentan grandes y frecuentes terremotos.

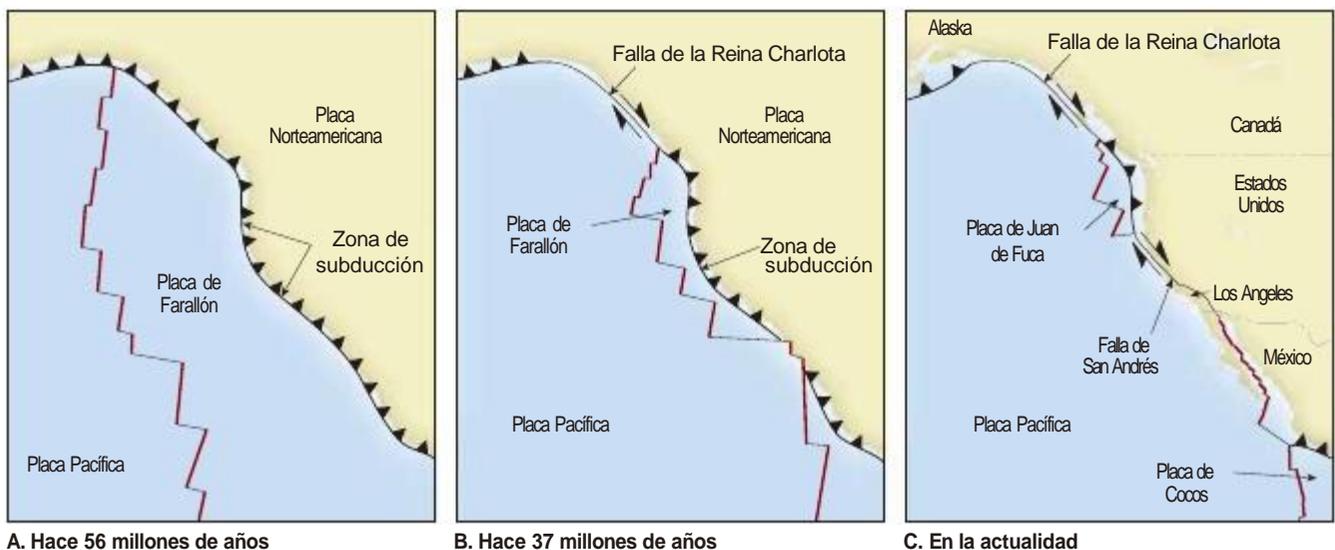
Se ha determinado también que las unidades de corteza oceánica inusualmente gruesas, cuyo grosor supera los 30 km, probablemente no subducirán. Un ejemplo es la llanura de Ontong Java, que es una llanura oceánica gruesa, del tamaño de Alaska, situada en el Pacífico occidental. Hace unos 20 millones de años, esta llanura alcanzó la fosa que constituía el límite entre la placa del Pacífico en subducción y la placa Australiano-Índica suprayacente. Aparentemente demasiado ligera para subducir, la llanura de Ontong Java obstruyó la fosa e interrumpió la subducción en este punto. Consideraremos lo que acaba pasándoles a estos fragmentos de la corteza que son demasiado ligeros para subducir en el capítulo siguiente.

## Placas en subducción: la desaparición de una cuenca oceánica

En 1970, los geólogos empezaron a utilizar las bandas magnéticas y zonas de fractura del fondo oceánico para reconstruir el movimiento de las placas durante los últimos 200 millones de años. A partir de este trabajo, descubrieron que algunas partes, o incluso la totalidad de las cuencas oceánicas, han sido destruidas a lo largo de las zonas de subducción. Por ejemplo, obsérvese que, durante la fragmentación de Pangea que se muestra en la Figura 2.B (pág. 71), la placa Africana rota y se mueve hacia el norte. Al final, el borde septentrional de África colisiona con Eurasia. Durante este acontecimiento, el fondo del océano de Tetis intermedio fue consumido casi por completo en el manto, dejando atrás solo un pequeño resto: el mar Mediterráneo.

Las reconstrucciones de la fragmentación de Pangea también ayudaron a los investigadores a comprender la desaparición de la placa de Farallón, una gran placa oceánica que había ocupado gran parte de la cuenca del Pacífico oriental. La placa de Farallón se encontraba antes frente a la placa del Pacífico, al lado oriental de un centro de expansión situado cerca del centro de la cuenca del Pacífico, como se muestra en la Figura 13.28A. Un resto actual de este centro de expansión, que generó las placas de Farallón y del Pacífico, es la dorsal del Pacífico oriental.

Hace unos 180 millones de años, el continente americano empezó a ser impulsado en dirección oeste por la expansión del fondo oceánico del Atlántico. Por tanto, la placa de Farallón, que subducía por debajo del



**FIGURA 13.28.** Ilustración simplificada de la desaparición de la placa de Farallón, que había estado situada a lo largo del borde occidental del continente americano. Puesto que la subducción de la placa de Farallón era más rápida que su generación, se hizo cada vez más pequeña. Los fragmentos restantes de la placa de Farallón, que había sido enorme, son las placas de Juan de Fuca, de Nazca y de Cocos.

continente americano más rápidamente de como se generaba, se hizo cada vez más pequeña (Figura 13.28B). A medida que disminuía su superficie, se rompía en fragmentos más pequeños, algunos de los cuales subdujeron por completo. Los fragmentos restantes de lo que había sido la enorme placa de Farallón son ahora las placas de Juan de Fuca, de Cocos y de Nazca.

La migración hacia el oeste del continente americano también provocó que una sección de la dorsal del Pacífico oriental colisionara con la zona de subducción que antes se había extendido en la costa de California (Figura 13.28B). Cuando este centro de expansión subdujo hacia el interior de la fosa de California, estas estructuras se destruyeron mutuamente y fueron sustituidas por un sistema de fallas transformantes recién generado que da cabida al movimiento diferencial entre las placas de Norteamérica y el Pacífico. A medida que la dorsal subducía más, el sistema de fallas transformantes, que ahora llamamos falla de San Andrés, aumentó su longitud (Figura 13.28B). Un acontecimiento similar generó la falla transformante de la Reina Charlota situada en la costa oeste de Canadá y el sur de Alaska.

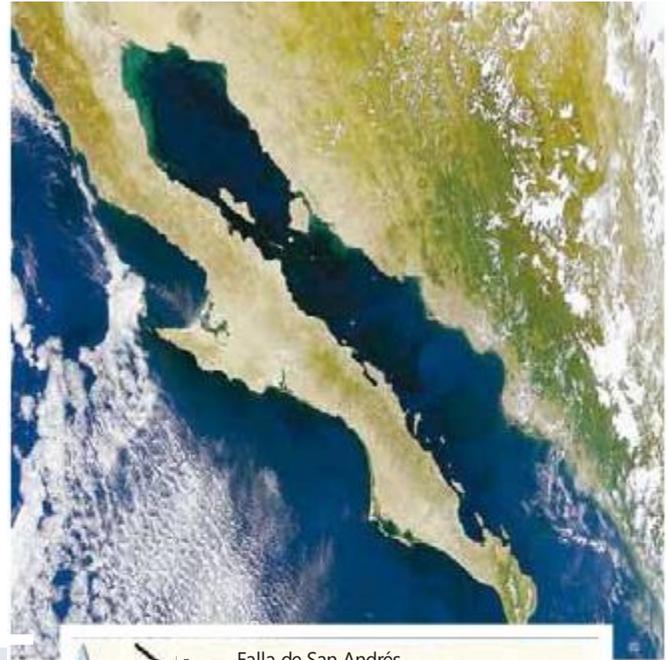
### A veces los alumnos preguntan...

**Si la litosfera oceánica se enfría lo suficiente como para ser más densa que la astenosfera subyacente dentro de unos millones de años, ¿empezará a subducir?**

La convección placa-manto es mucho más complicada que el flujo convectivo clásico que se desarrolla cuando un líquido se calienta desde abajo. En un líquido convectivo, tan pronto como el material de la parte superior se enfría y se hace más denso que el material subyacente, empieza a hundirse. En la convección placa-manto, la capa del límite superior (la litosfera) es un sólido rígido. Para que se desarrolle una nueva zona de subducción, es necesario que exista una zona de fragilidad en algún punto de la capa litosférica. Además, la flotabilidad negativa de la litosfera debe ser suficiente para superar la fuerza de la placa rígida fría. En otras palabras, para que una parte de una placa subduzca, las fuerzas que actúan en la placa deben ser lo suficientemente grandes como para doblar la placa.

En la actualidad, el extremo meridional de la falla de San Andrés conecta con un centro de expansión joven que está generando el golfo de California (Figura 13.29). A causa de este cambio de la geometría de la placa, la del Pacífico ha capturado una banda de Norteamérica

(península de la Baja California) y la está transportando en dirección noroeste hacia Alaska a una velocidad aproximada de 6 cm anuales.



**FIGURA 13.29.** Imagen de satélite que muestra la separación entre la península de la Baja California y Norteamérica (Imagen cortesía de la NASA).

## CAPÍTULO 13

## Bordes divergentes: origen y evolución del fondo oceánico

### RESUMEN

La batimetría oceánica se determina mediante ecosondas y sonar de haz múltiple, que rebotan señales sónicas del fondo oceánico. Los receptores, cuya base se encuentra en los barcos, registran los ecos reflejados y miden con precisión el intervalo de tiempo transcurrido entre las señales. Con esta información, se calculan las profundidades oceánicas y se trazan para producir mapas de la topografía del fondo oceánico. Recientemente, las mediciones por satélite de la superficie oceánica han añadido datos para cartografiar las estructuras del fondo oceánico.

Los oceanógrafos que estudian la topografía de las cuencas oceánicas han definido tres unidades principales: los márgenes continentales, las cuencas oceánicas profundas y las dorsales oceánicas (centro oceánicas).

Las zonas que constituyen un margen continental pasivo son la plataforma continental (una superficie sumergida de pendiente suave que se extiende desde la línea de costa hacia las cuencas oceánicas profundas); el talud continental (el borde verdadero del continente, con una escarpada pendiente que va desde la plataforma continental hacia las aguas profundas) y el pie de talud (inclinación más gradual compuesta de sedimentos que se han desplazado pendiente abajo desde la plataforma continental hasta el fondo oceánico).

Los márgenes continentales activos están localizados fundamentalmente alrededor del océano Pacífico en zonas donde el borde de un continente se superpone a la litosfera oceánica. En estos lugares, los sedimentos arrancados de la placa oceánica descendente se unen con el continente para formar una acumulación de sedimentos denominada prisma de acreción. Un margen continental activo tiene en general una plataforma continental estrecha, que se convierte gradualmente en una fosa oceánica profunda.

Las cuencas oceánicas profundas se encuentran entre el margen continental y el sistema de dorsales centro oceánicas. Sus estructuras son las fosas submarinas (estrechas depresiones alargadas que son las porciones más profundas del océano y que se encuentran donde las placas de corteza en movimiento descienden de nuevo al manto); las llanuras abisales (se cuentan entre los lugares más planos que existen sobre la Tierra y consisten en gruesas acumulaciones de sedimentos que fueron apiladas sobre porciones irregulares del fondo oceánico por las corrientes de turbidez); los montes submarinos (picos volcánicos situados sobre el fondo oceánico, que se originan cerca de las dorsales oceánicas o

asociados a puntos calientes volcánicos) y las mesetas oceánicas (grandes provincias basálticas de inundación parecidas a las que se encuentran en los continentes).

Las dorsales oceánicas (centro oceánicas), puntos de expansión del fondo oceánico, se encuentran en los principales océanos y representan más del 20 por ciento de la superficie terrestre. Constituyen, por supuesto, los rasgos más prominentes de los océanos, pues forman una prominencia casi continua que se eleva de 2 a 3 km por encima del fondo de la cuenca oceánica adyacente. Las dorsales se caracterizan por una posición elevada, una fracturación notable y estructuras volcánicas que se han desarrollado en la corteza oceánica recién formada. La mayor parte de la actividad geológica asociada con las dorsales se produce a lo largo de una estrecha región localizada en la cresta de la dorsal, denominada zona de rift, donde el magma de la astenosfera asciende hasta crear nuevos fragmentos de corteza oceánica. La topografía de los distintos segmentos de la dorsal oceánica es controlada por la velocidad de expansión del fondo oceánico.

La nueva corteza oceánica se forma de una manera continua por el proceso de expansión del fondo oceánico. La corteza superior está compuesta por lavas almohadilladas de composición basáltica. Debajo de esta capa hay numerosos diques interconectados (capa de diques) por debajo de los cuales se extiende una capa gruesa de gabbro. La secuencia entera se denomina complejo ofiolítico. El desarrollo de una nueva cuenca oceánica empieza con la formación de un rift continental parecido al rift de África oriental. En las localizaciones donde la ruptura continúa, se desarrolla una cuenca oceánica joven y estrecha, como el mar Rojo. Al final, la expansión del fondo oceánico crea una cuenca oceánica limitada por bordes continentales en rift parecidos al actual océano Atlántico. Los mecanismos de ruptura continental son: el ascenso de las plumas de roca caliente de la profundidad del manto, la elevación de niveles superficiales del manto y las fuerzas que surgen a partir de los movimientos de las placas.

La litosfera oceánica subduce porque su densidad total es mayor que la de la astenosfera subyacente. La subducción de la litosfera oceánica puede provocar la destrucción de algunas partes, o incluso la totalidad, de las cuencas oceánicas. Un ejemplo clásico es la placa de Farallón, cuya mayor parte subdujo por debajo de las placas americanas a medida que estas se desplazaban hacia el oeste debido a la expansión del fondo oceánico del Atlántico.

## TÉRMINOS FUNDAMENTALES

abanico submarino, 413	fumarola negra, 423	pie de talud, 413
basalto almohadado, 422	guyot, 416	plataforma continental, 413
batimetría, 408	llanura abisal, 415	prisma de acreción, 414
complejo ofiolítico, 422	margen continental, 410	rift continental, 423
cuenca oceánica profunda, 414	margen continental activo, 414	sonar, 408
diques en capas, 422	margen continental pasivo, 412	talud continental, 413
dorsal centro oceánica, 416	meseta oceánica, 416	
dorsal oceánica, 416	montes submarinos (picos volcánicos, 416	
ecosonda, 408	perfil de reflexión sísmica, 409	
fosa submarina, 414		

## PREGUNTAS DE REPASO

- Suponiendo que la velocidad media de las ondas sonoras en el agua sea de 1.500 m por segundo, determine la profundidad del agua si la señal enviada por una ecosonda necesita 6 segundos para golpear el fondo y volver al aparato de registro (véase Figura 13.2).
- Describa cómo los satélites que orbitan alrededor de la Tierra pueden determinar las estructuras del fondo oceánico si no pueden observarlas directamente bajo varios kilómetros de agua marina.
- ¿Cuáles son las tres principales provincias topográficas principales del fondo oceánico?
- Enumere las tres estructuras principales que comprenden un margen continental pasivo. ¿Cuál de estas estructuras se considera una extensión inundada del continente? ¿Cuál tiene la pendiente más escarpada?
- Describa las diferencias entre los márgenes continentales activos y pasivos. Asegúrese de incluir cómo varias estructuras los relacionan con la tectónica de placas y dé un ejemplo geográfico de cada tipo de margen.
- ¿Por qué son más extensas las llanuras abisales en el fondo del Atlántico que en el del Pacífico?
- ¿Cómo se forma un *monte submarino* con la cúspide plana o *guyot*?
- Describa brevemente el sistema de dorsales oceánicas.
- Aunque las dorsales oceánicas pueden elevarse tanto como algunas montañas continentales, ¿en qué se diferencian estas estructuras?
- ¿Cuál es el origen del magma para la expansión del fondo oceánico?
- ¿Cuál es la razón principal de la elevada altura del sistema de dorsales oceánicas?
- ¿Cómo altera el metamorfismo hidrotermal las rocas basálticas que componen el fondo oceánico? ¿Cómo se modifica el agua marina durante este proceso?
- ¿Qué es una fumarola negra oceánica?
- Compare y contraste un centro de expansión lento como la dorsal Centroatlántica con una que exhiba una mayor velocidad de expansión, como la dorsal del Pacífico oriental.
- Describa brevemente las cuatro capas de la corteza oceánica.
- ¿Cómo se forma un *complejo de diques en capas*? ¿Y la unidad inferior?
- Nombre un lugar que ejemplifique un rift continental moderno.
- ¿Qué papel se cree que desempeñan las plumas del manto en la ruptura de un continente?
- ¿Qué pruebas sugieren que el vulcanismo de puntos calientes no siempre causa la fragmentación de un continente?
- Explique por qué la litosfera oceánica subduce aunque la corteza oceánica sea menos densa que la astenosfera subyacente.
- ¿Por qué la litosfera engrosa conforme se separa de la dorsal como consecuencia de la expansión del fondo oceánico?
- ¿Qué le ocurrió a la placa de Farallón? Nombre las partes restantes.

## MasteringGeology

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

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

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

Encounter Earth

Geoscience Animations

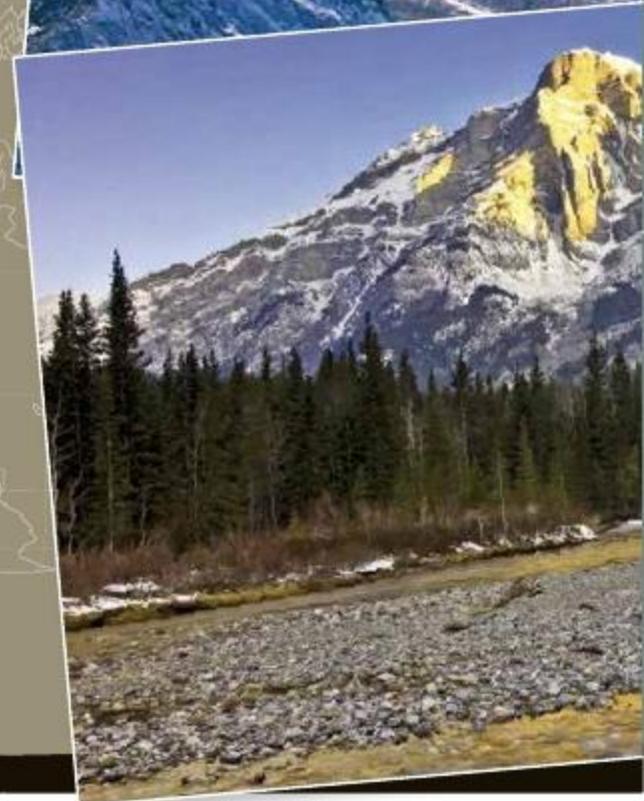
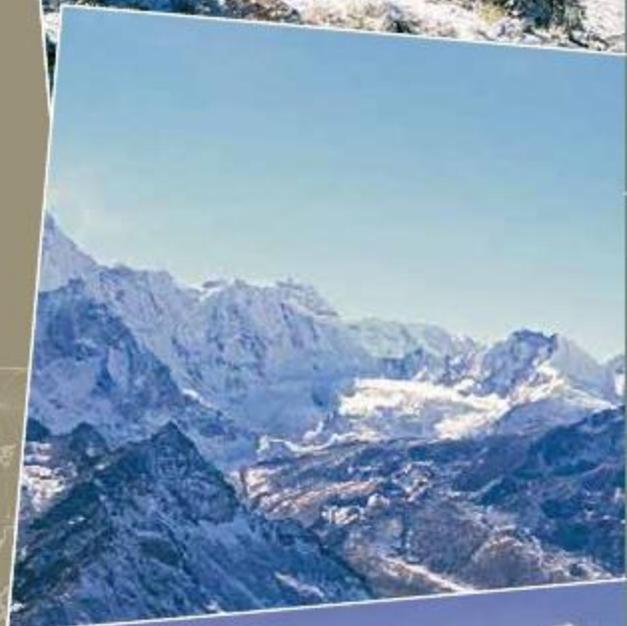
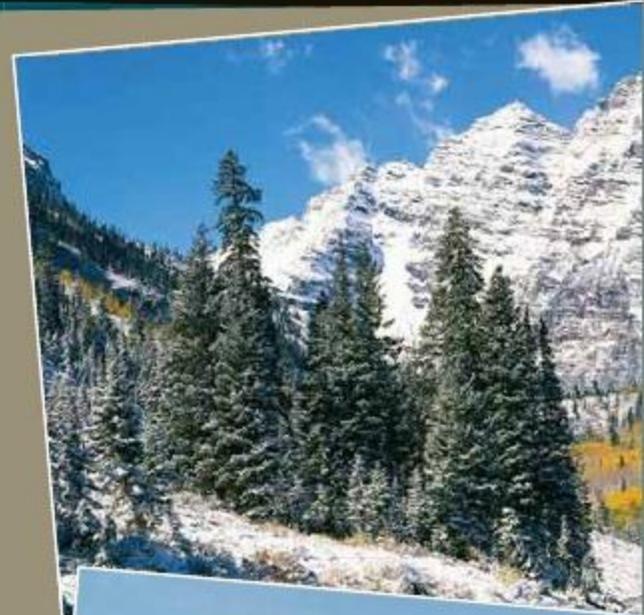
GEODe

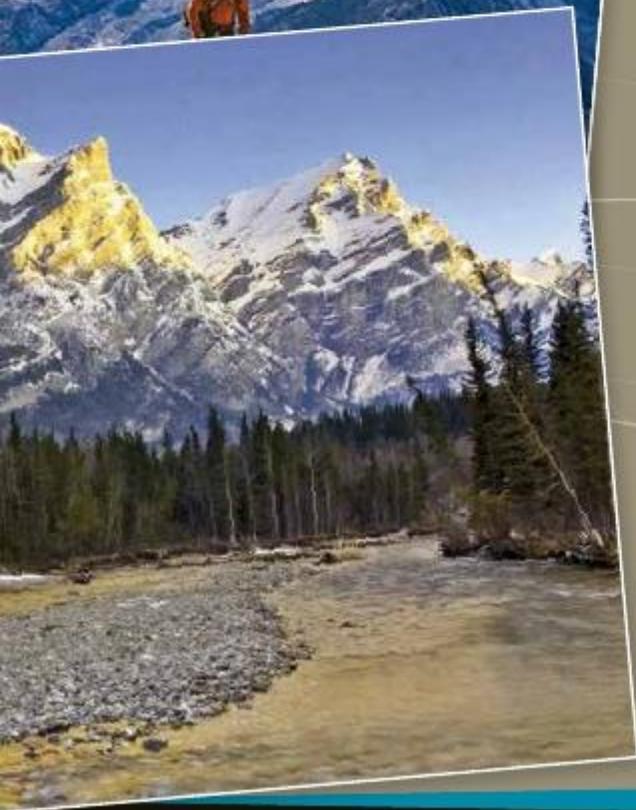
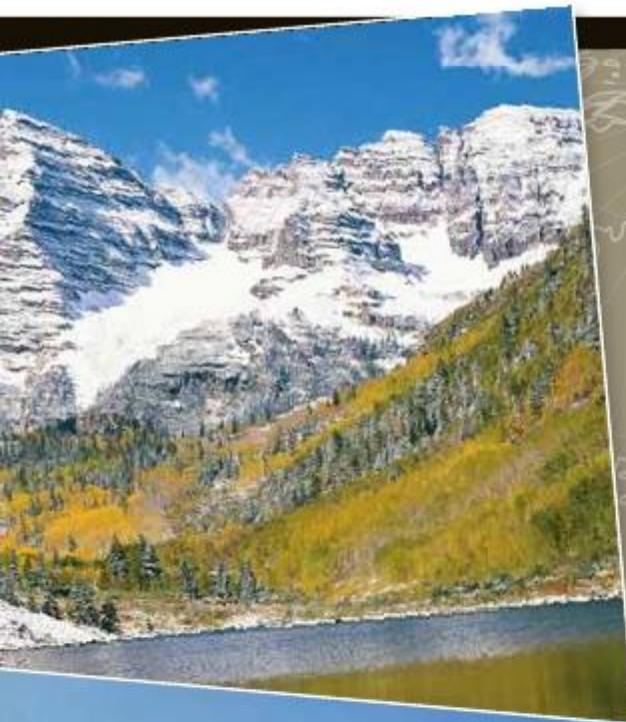
Pearson eText

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

# CAPÍTULO 14

Bordes  
convergentes:  
formación  
de las montañas  
y evolución de  
los continentes





Las montañas son, a menudo, espectaculares estructuras que se elevan de una manera abrupta por encima del terreno circundante. Estas majestuosas estructuras pueden ejercer una gran influencia sobre el clima, afectando no solo a la temperatura de una región, sino también a los patrones del viento o a la distribución de las precipitaciones. De aquí se deduce que la elevación de las cadenas montañosas desencadenó profundos cambios en el clima, lo que a su vez alteró el paisaje circundante y ejerció una gran influencia sobre los tipos de hábitat de los organismos vivos.

Algunas montañas aparecen como masas aisladas; el cono volcánico Kilimanjaro, por ejemplo, se yergue casi a 6.000 m por encima del nivel del mar, y contempla desde lo alto las extensas praderas de África oriental. Otros picos forman parte de cinturones montañosos extensos, como la cordillera Americana, que transcurre casi sin interrupción desde el extremo sur de Sudamérica hasta Alaska. Cadenas como la del Himalaya muestran picos jóvenes extremadamente altos que siguen ascendiendo todavía mientras que otros, entre ellos los Apalaches del este de Estados Unidos, son mucho más antiguos y han sido erosionados muy por debajo de sus altitudes originales.

Muchos de los principales cinturones montañosos muestran signos de enormes fuerzas horizontales que han plegado, fallado y, generalmente, deformado grandes secciones de la corteza terrestre. Aunque los estratos plegados y fallados contribuyen al aspecto majestuoso de las montañas, gran parte del mérito de su belleza debe atribuirse a la meteorización, los procesos gravitacionales y la acción de la erosión producidos por las corrientes de agua y por el hielo glaciar, que esculpen esas masas levantadas en un esfuerzo interminable por reducirlas hasta el nivel del mar. En este capítulo examinaremos la naturaleza de las montañas y los procesos que determinan su localización y estructura.

## FORMACIÓN DE LAS MONTAÑAS

Se ha producido formación de montañas durante el pasado geológico reciente en varios lugares del mundo (Figura 14.1). Esos jóvenes cinturones montañosos abarcan la cordillera Americana, que transcurre a lo largo del margen oeste del continente Americano desde el cabo de Hornos hasta Alaska e incluye los Andes y las montañas Rocosas; la cadena Alpina-Himalaya, que se extiende desde el Mediterráneo hasta el norte de India e Indochina, atravesando Irán, y los terrenos montañosos del Pacífico oriental, que comprenden arcos de islas volcánicas como Japón, Filipinas y Sumatra. La mayoría de esos jóvenes cinturones montañosos se formó en los últimos 100 millones de años (Figura 14.2). Algunos, entre ellos el Himalaya, empezaron su crecimiento hace tan solo 50 millones de años.

Además de estos jóvenes cinturones montañosos, existen también en nuestro planeta varias cadenas montañosas del Paleozoico. Aunque esas estructuras más

antiguas están profundamente erosionadas y son topográficamente menos prominentes, poseen claramente los mismos rasgos estructurales encontrados en las montañas más jóvenes. Los Apalaches al este de los Estados Unidos y los Urales en Rusia son ejemplos clásicos de este grupo de cinturones montañosos más antiguos.

El término asignado a los procesos que producen colectivamente un cinturón montañoso es el de **orogénesis** (*oros* = montaña; *genesis* = llegar a ser). La mayor parte de los **cinturones montañosos** principales exhiben pruebas visuales destacables de las grandes fuerzas horizontales que han acortado y engrosado la corteza. Estas montañas compresivas tienden a contener grandes cantidades de rocas sedimentarias preexistentes y fragmentos cristalinos de la corteza que se han retorcido en una serie de pliegues (Figura 14.3). Aunque el plegamiento y la fracturación suelen ser los signos más visibles de orogénesis, el metamorfismo y la actividad ígnea están siempre presentes en diversos grados.



**FIGURA 14.1.** Denali, que significa «la grandiosa» en el idioma atabascano indígena, es el pico más elevado de América del norte, que se eleva a 6.000 m sobre el nivel del mar. Situado en la cordillera de Alaska, Denali, el pico a la izquierda, tiene por nombre oficial monte McKinley, en honor al presidente William McKinley (Foto de Michael Collier.).

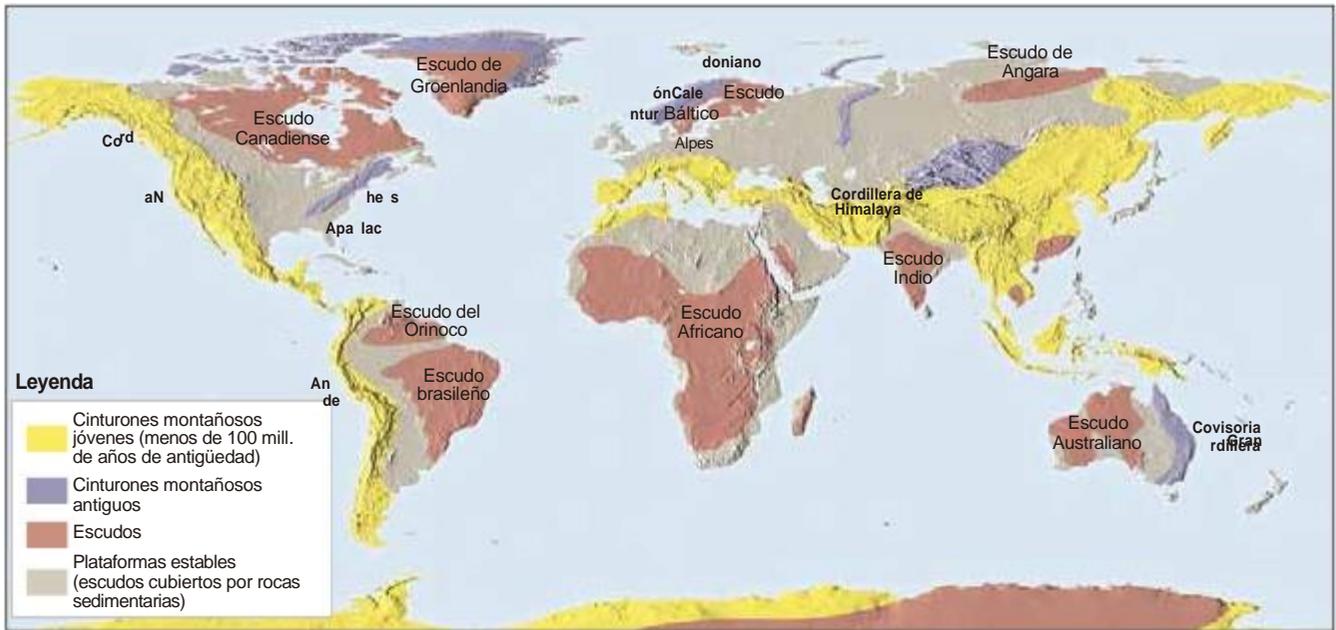


FIGURA 14.2. Principales cinturones montañosos de la Tierra.

¿Cómo se forman las cadenas montañosas? Ya en época de los antiguos griegos, esta pregunta intrigaba a algunos de los más reputados filósofos y científicos. Una de las primeras propuestas sugería que las montañas son simplemente arrugas de la corteza terrestre producidas cuando el planeta se enfrió a partir de su estado semifundido original. De acuerdo con esta teoría, a medida que la Tierra perdía calor, se contraía y se encogía. En respuesta a este proceso, la corteza se deformó de una manera parecida a

como se encoge la piel de una naranja cuando la fruta se va secando. Sin embargo, ni ésta ni ninguna de las primeras hipótesis pudo resistir un escrutinio científico.

Con el desarrollo de la teoría de la tectónica de placas, ha surgido un modelo para la orogénesis con un excelente poder explicativo. De acuerdo con este modelo, la mayor parte de la formación de las montañas terrestres se produce en los bordes de placa convergentes, donde la litosfera oceánica se sumerge en el manto.

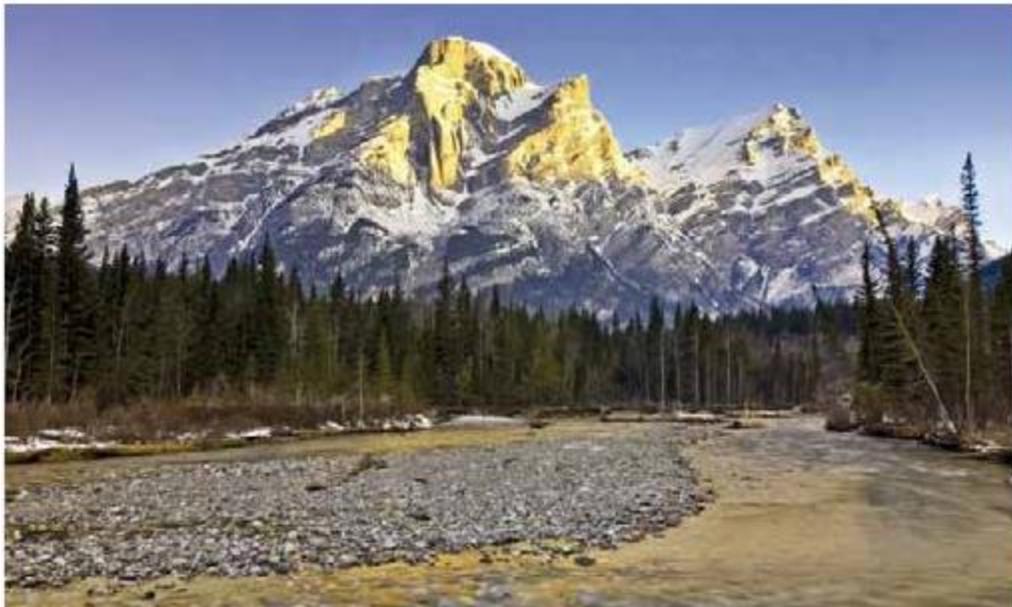


FIGURA 14.3. Estratos sedimentarios muy deformados expuestos en la cara del monte Kidd en Alberta. Estas rocas sedimentarias son depósitos de la plataforma continental que fueron desplazados hacia el interior de Canadá por cabalgamientos con ángulos bajos (Foto de Tom Neversely/Photolibrary).

### A veces los alumnos preguntan...

Se ha mencionado que la mayoría de las montañas son el resultado de la deformación de la corteza. ¿Existen zonas que exhiban topografía montañosa pero que se hayan producido sin deformación de la corteza?

Sí. Las llanuras, zonas de rocas elevadas esencialmente horizontales, son un ejemplo de una estructura que las fuerzas erosivas pueden diseccionar profundamente y convertirla en paisajes montañosos, accidentados. Aunque estas zonas elevadas son topográficamente parecidas a las montañas, carecen de las estructuras asociadas con la orogénesis. La situación opuesta también existe. Por ejemplo, la sección del Piedmont de los Apalaches orientales exhibe una topografía casi tan suave como la de las Grandes Llanuras. Aun así, puesto que esta región está compuesta de rocas metamórficas deformadas, fracturadas y plegadas, claramente forma parte de los Apalaches.

## CONVERGENCIA Y PLACAS EN SUBDUCCIÓN

En sus esfuerzos para desvelar los acontecimientos que producen las montañas, los investigadores estudian las antiguas estructuras montañosas así como los lugares donde la orogénesis está activa en la actualidad. De especial interés son los límites de placas convergentes, donde subducen las placas litosféricas. La subducción de la litosfera oceánica genera los terremotos más intensos y las erupciones volcánicas más explosivas, además de desempeñar un papel fundamental en la formación de muchos de los cinturones montañosos de la Tierra.

### Principales estructuras de las zonas de subducción

Las zonas de subducción pueden dividirse aproximadamente en las cuatro regiones siguientes: 1) un *arco*

*volcánico*, que se forma sobre la placa suprayacente; 2) una *fosa oceánica profunda*, que se forma donde una placa de litosfera oceánica en subducción se dobla y desciende hacia la astenosfera; 3) una *región de antearco* situada entre la fosa y el arco volcánico, y 4) una *región de retroarco* (o *trasarco*) al lado del arco volcánico opuesto a la fosa. Aunque todas las zonas de subducción exhiben estas estructuras, existe una gran cantidad de variación, tanto a todo lo largo de una sola zona de subducción como entre zonas de subducción diferentes.

### Arcos volcánicos

Quizá la estructura más evidente generada por la subducción es el *arco volcánico* (Figura 14.4). Donde convergen dos capas oceánicas, una subduce debajo de la otra y se inicia la fusión parcial de la cuña del manto situada encima de la placa que subduce. Eso acaba conduciendo al crecimiento de un **arco volcánico de islas**, o simplemente **arco insular**, sobre el fondo oceánico. Son ejemplos de arcos insulares activos los de las Marianas, las Tonga y las Aleutianas (Figura 14.5).

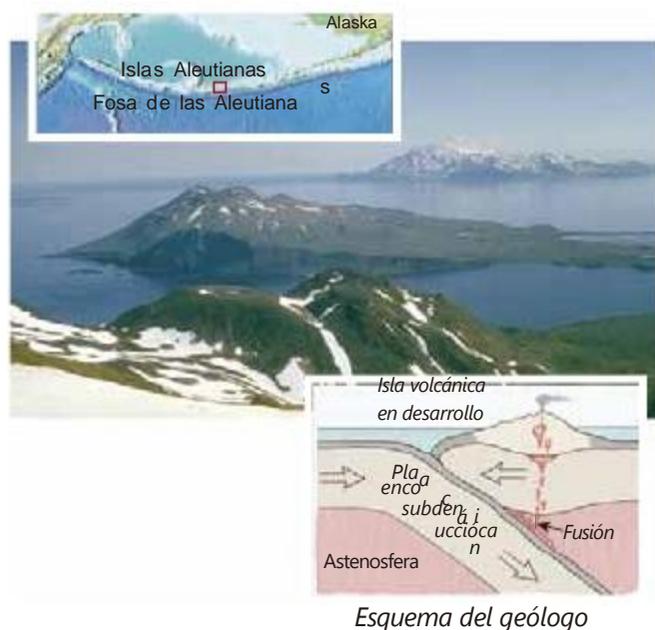
En los lugares donde la litosfera oceánica subduce por debajo de un bloque continental, surge un **arco volcánico continental**. Aquí, el arco volcánico se forma sobre la topografía más elevada de las rocas continentales más antiguas y forma picos volcánicos que pueden alcanzar los 6.000 m por encima del nivel del mar.

### Fosas oceánicas profundas

Las fosas oceánicas profundas se forman cuando la litosfera oceánica se dobla al descender hacia el manto. La profundidad de la fosa parece estar estrechamente relacionada con la edad y, por tanto, la temperatura de la capa oceánica en subducción además de la disponibilidad de los sedimentos. En el Pacífico occidental, donde la litosfera oceánica es fría, las capas oceánicas densas



**FIGURA 14.4.** Desarrollo de un arco volcánico por la convergencia de dos placas oceánicas. La continua subducción provoca el desarrollo de gruesas unidades de corteza de tipo continental.



**FIGURA 14.5.** Tres de las numerosas islas volcánicas que forman el arco de las Aleutianas. Esta banda estrecha de vulcanismo es el resultado de la subducción de la placa del Pacífico. En la distancia se encuentra el volcán Great Sitkin (772 m), que los aleutianos llaman el «Gran vaciador de intestinos», por su frecuente actividad. (Foto de Bruce D. Marsh.)

descienden hacia el manto en empinados ángulos y producen fosas con profundidades medias de 7 a 8 km por debajo del nivel del mar. Un ejemplo conocido es la fosa de las Marianas, en la que la zona más profunda se encuentra a más de 11 km por debajo del nivel del mar. Por el contrario, a la zona de subducción de Cascadia, a poca distancia de la costa de Washington y Oregón le falta una fosa bien definida, en parte porque la placa cálida y flotante de Juan de Fuca subduce activamente a un ángulo muy pequeño. Además, una gran cantidad de sedimentos provenientes de la cuenca del río Columbia cubre en gran parte lo que de otra forma sería una fosa poco profunda de 2 a 3 km de profundidad.

### Regiones de antearco y de retroarco

Situadas entre los arcos volcánicos en desarrollo y las fosas oceánicas profundas se encuentran las regiones *anteriores al arco*, en las que el material piroclástico procedente del arco volcánico y los sedimentos erosionados de la masa continental adyacente se acumulan. Además, la placa que subduce transporta los sedimentos del fondo oceánico hacia la zona antearco.

Otro lugar en el que los sedimentos y los derrubios volcánicos se acumulan es la región de *retroarco*, que se sitúa al lado del arco volcánico frente a la fosa. En esas regiones, las fuerzas tensionales suelen dominar, haciendo que la corteza se estire y se adelgace.

## Dinámica en las zonas de subducción

Dado que las zonas de subducción se forman en el lugar en el que dos placas convergen, es natural suponer que las grandes fuerzas compresivas actúan para deformar los bordes de las placas. Sin embargo, los bordes convergentes *no son siempre* regiones dominadas por las fuerzas compresivas.

### Extensión y expansión la zona de retroarco

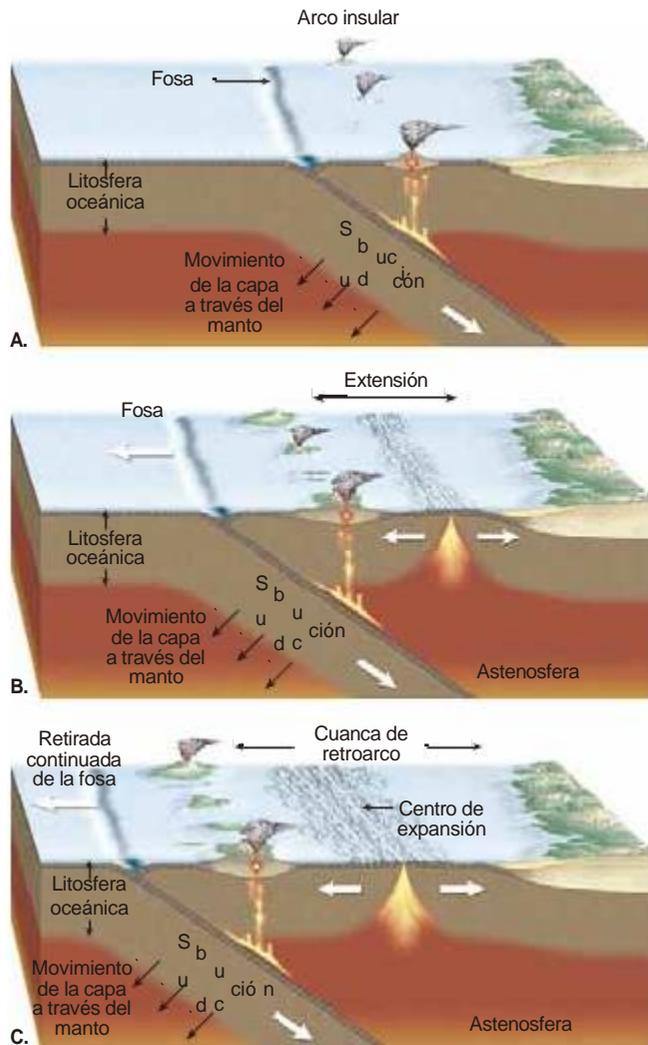
A lo largo de algunos bordes convergentes de placa, las placas suprayacentes están sometidas a tensión, lo cual provoca el estiramiento y el adelgazamiento de la corteza. ¿Pero cómo actúan los procesos extensionales cuando dos placas se mueven juntas?

Se cree que la edad de la capa oceánica en subducción desempeña un papel importante en la determinación de las fuerzas dominantes que actúan en la placa suprayacente. Cuando una capa relativamente fría y densa subduce, *no* sigue un camino fijo hacia la astenosfera. Antes bien, se hunde verticalmente a medida que desciende, haciendo que la fosa se retire o «remita», como se muestra en la Figura 14.6. Conforme la placa en subducción se hunde, crea un flujo denominado *succión de la capa* en la astenosfera que «tira» de la placa superior hacia la fosa en retirada. (¡Imaginemos qué pasaría si estuviéramos sentados en un bote salvavidas cerca del *Titanic* mientras este se hunde!) Como consecuencia, la placa suprayacente está sometida a tensión y puede alargarse y adelgazarse. Si la tensión se mantiene durante el tiempo suficiente, se formará una **cuenca de retroarco**.

Recordemos del Capítulo 13 que el adelgazamiento y la ruptura de la litosfera se traduce en el afloramiento de las rocas calientes del manto y la fusión por descompresión que lo acompaña. La extensión continuada inicia un tipo de expansión del fondo oceánico que genera nueva corteza oceánica y, de este modo, aumenta el tamaño de una cuenca de retroarco en desarrollo. En la actualidad la expansión del fondo oceánico está alargando las cuencas de retroarco que se encuentran en dirección a las islas Marianas y Tonga.

## SUBDUCCIÓN Y FORMACIÓN DE LAS MONTAÑAS

La subducción de la litosfera oceánica da lugar a dos tipos distintos de estructuras tectónicas. Cuando la litosfera oceánica subduce por debajo de una placa oceánica, se desarrollan una *isla volcánica* y las estructuras tectónicas relacionadas. La subducción por debajo de



**FIGURA 14.6.** Modelo en el que se muestra la formación de una cuenca de retroarco. La subducción y la «remisión» de una capa oceánica crea un flujo, el manto que «tira», de la placa superior, que no subduce, hacia la fosa en retirada. La ruptura puede provocar el desarrollo de un centro de expansión.

un bloque continental, en cambio, se traduce en la formación de un arco volcánico a lo largo del borde de un continente (Recuadro 14.1). Los bordes de placa que generan arcos volcánicos continentales suelen denominarse **bordes de tipo andino**.

## Arcos volcánicos de islas

Los arcos insulares son consecuencia de la subducción constante de la litosfera oceánica, que puede durar 200 millones de años o más. La actividad volcánica periódica, la situación de cuerpos plutónicos ígneos en profundidad y la acumulación de sedimentos procedentes de la placa en subducción aumentan de manera gradual el volumen del material de la corteza que cubre la placa superior. Algunos arcos volcánicos de islas maduros,

como el de Japón, parecen haberse formado sobre un fragmento preexistente de corteza continental.

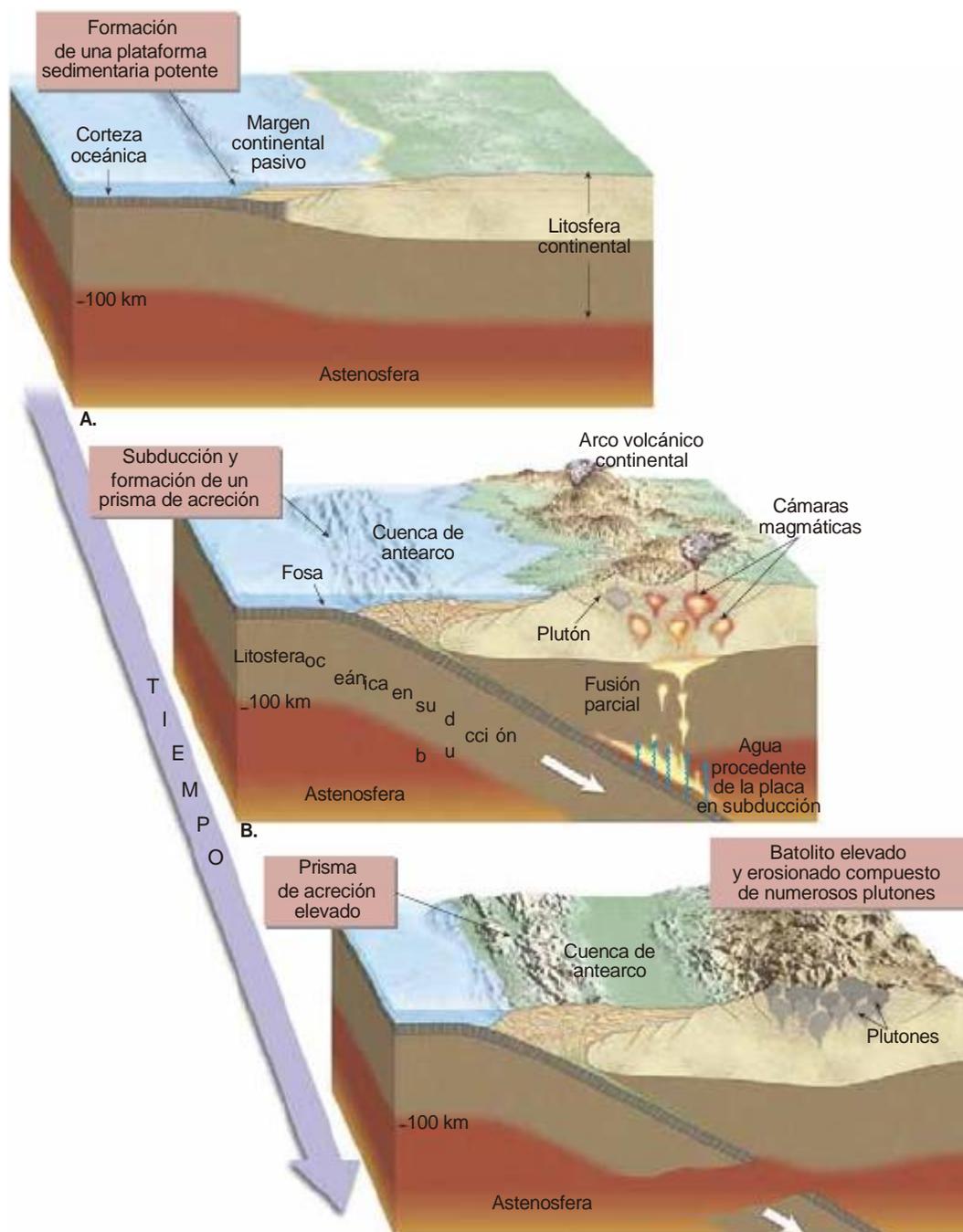
El desarrollo continuado de un arco volcánico de islas maduro puede traducirse en la formación de una topografía montañosa compuesta de cinturones de rocas ígneas y metamórficas. Sin embargo, se considera esta actividad solo como una fase del desarrollo de un gran cinturón montañoso. Como veremos más adelante, algunos arcos volcánicos son transportados por una placa en subducción hacia el borde de un gran bloque continental, donde se convierten en una parte de un gran episodio de formación de montañas.

## Formación de montañas a lo largo de los bordes de tipo andino

La primera etapa en el desarrollo de un cinturón montañoso de tipo andino tiene lugar a lo largo de un *margen continental pasivo* antes de la formación de la zona de subducción. La costa este de Estados Unidos proporciona un ejemplo actual de un margen continental pasivo donde el depósito de sedimentos en la plataforma continental está produciendo una plataforma gruesa de areniscas, calizas y lutitas de aguas someras (Figura 14.7A). En algún punto las fuerzas que impulsan el movimiento de las placas se modifican y se desarrolla una zona de subducción a lo largo del margen del continente. Es precisamente a lo largo de estos *márgenes continentales activos* donde toman forma de una manera gradual tres elementos estructurales diferenciados de un cinturón montañoso en desarrollo: los arcos volcánicos, los prismas de acreción y las cuencas de antearco (Figura 14.7B).

### Formación de un arco volcánico

Recordemos que a medida que la litosfera oceánica desciende hacia el manto, el aumento de las temperaturas y las presiones provoca la salida de los volátiles (principalmente agua) de las rocas de la corteza. Estos fluidos móviles migran hacia arriba en la pieza en forma de prisma del manto situado entre la capa en subducción y la placa superior. Una vez que la capa que se hunde alcanza una profundidad aproximada de 100 km, estos fluidos ricos en agua reducen el punto de fusión de las rocas calientes del manto lo suficiente como para provocar algo de fusión (Figura 14.7B). La fusión parcial de la roca ultramáfica peridotita genera *magmas primarios*, con composiciones máficas (basálticas). Puesto que estos magmas basálticos recién formados son menos densos que las rocas a partir de las cuales se han originado, ascenderán flotando. Al alcanzar la base de la corteza continental, que está formada de componentes rocosos de baja densidad, generalmente estos magmas basálticos se acumulan formando bolsadas. (Cuando la corteza se estira y adelgaza o si el magma está especialmente



**FIGURA 14.7.** Orogénesis a lo largo de una zona de subducción de tipo andino. **A.** Margen continental pasivo con una extensa cuña de sedimentos. **B.** La convergencia entre placas genera una zona de subducción, y la fusión parcial produce un arco volcánico en desarrollo. La convergencia continua y la actividad ígnea deformaron más y aumentaron el grosor de la corteza, elevando el cinturón montañoso, mientras se desarrolla un prisma de acreción. **C.** La subducción acaba y es seguida por un periodo de elevación y erosión.

caliente [plumas del manto], son frecuentes las grandes emanaciones de magma basáltico.)

El ascenso continuo a través de la gruesa corteza continental suele realizarse mediante la diferenciación magmática, en la que los minerales pesados ricos en hierro cristalizan y se depositan fuera del magma, dejando el fundido restante enriquecido en sílice y otros componentes «ligeros» (véase Capítulo 4). Por tanto, a

través de la diferenciación magmática, un magma basáltico comparativamente denso puede generar fundidos «ligeros» de baja densidad.

El vulcanismo a lo largo de los arcos continentales está dominado por la erupción de lavas y materiales piroclásticos de composición andesítica, con una menor presencia de rocas basálticas y riolíticas. Dado que el agua procedente de la placa en subducción es necesaria para la

## ENTENDER LA TIERRA

### Terremotos en el noroeste del Pacífico

**RECUADRO 14.1**

En los estudios sísmicos se ha demostrado que la zona de subducción de Cascadia frente a la costa de Washington y Oregón exhibe menos actividad sísmica que cualquier otra zona de subducción del borde de la cuenca Pacífica (Figura 14.A). ¿Significa eso que los terremotos no suponen ninguna gran amenaza para los centros de población del noroeste del Pacífico? Durante algún tiempo, ésta era la creencia convencional. No obstante, esa opinión cambió con el descubrimiento de pantanos y bosques litorales enterrados que se explican por el hundimiento rápido que acompaña un gran terremoto.

La zona de subducción de Cascadia es muy parecida al borde convergente del centro de Chile, donde la capa oceánica desciende a un ángulo pequeño de unos 10-15 grados. En Chile, los efectos de las grandes fuerzas compresivas se perciben regularmente en forma de fuertes terremotos. El terremoto más fuerte jamás registrado ocurrió allí en 1960, Mw 9.5. La investigación predice que la subducción a ángulos pequeños se traduce en un ambiente que conduce a grandes terremotos (Mw 8,0 o mayor). Una explicación parcial reside en el hecho de que en esos lugares, existe una gran zona de contacto entre la placa superior y la placa en subducción. Esto, y otras pruebas relacionadas, han llevado a concluir a algunos científicos que la zona de subducción de Cascadia está avocada a sufrir un gran terremoto.



**FIGURA 14.A.** Escena en el exterior de un edificio histórico de Pioneer Square después del terremoto de Seattle el 28 de febrero de 2001 (Foto de Tim Crosby/NewsMakers/Liaison Agency, Inc.).

Sin embargo, las pruebas también sugieren que es poco probable un acontecimiento potencialmente catastrófico, al menos a corto plazo. En los estudios realizados a lo largo de las zonas costeras del noroeste del Pacífico durante las últimas décadas, se indica que la tensión elástica no se está acumulando en la medida necesaria para que se produzca un gran terremoto.

¿Qué opinión es correcta? ¿Un gran terremoto en el noroeste del Pacífico es inminente o improbable? La investigación continuada está intentando resolver esta cuestión. Mientras tanto, quienes vivan en la región que rodea la zona de subducción de Cascadia deberían conocer las precauciones que deben tomarse para mitigar los efectos de un gran terremoto.

fusión, estos magmas derivados del manto están enriquecidos en agua y otros volátiles (el componente gaseoso del magma). Estos magmas andesíticos cargados de gases son los que producen las erupciones explosivas características de los arcos volcánicos (Figura 14.8).

#### Emplazamiento de los batolitos

Dada su baja densidad y su gran espesor, la corteza continental es un gran impedimento para el ascenso de la roca fundida. Por consiguiente, un porcentaje elevado de la cantidad que intruye en la corteza nunca alcanza la superficie; en lugar de eso, cristaliza en profundidad y forma masivos plutones ígneos denominados *batolitos*. El resultado de esta actividad es el engrosamiento de la corteza. La situación de estos cuerpos ígneos calientes provocará el metamorfismo de la roca encajante

a través del proceso denominado metamorfismo de contacto (véase Capítulo 8).

Al final, la elevación y la erosión desentierran los batolitos, que están constituidos por numerosos plutones interconectados (véase Figura 14.7C). La Cordillera americana cuenta con varios batolitos masivos, entre ellos el de Sierra Nevada de California, el batolito de la Sierra Costera en el oeste de Canadá y varios grandes cuerpos ígneos en los Andes (Figura 14.9). La mayoría de los batolitos está compuesta de rocas ígneas intrusivas cuya composición varía de granito a diorita.

#### Desarrollo de un prisma de acreción

Durante la formación de los arcos volcánicos, los sedimentos sin consolidar transportados en la placa en subducción, así como los fragmentos de la corteza oceánica,



**FIGURA 14.8.** El volcán Redoubt está al este de Cook Inlet, Alaska. Este volcán de una zona de subducción ha entrado en erupción cinco veces desde 1900, la última vez en 2009. La erupción de 1989 sorprendió al vuelo 867 de las aerolíneas Royal Dutch. A pesar de que los cuatro motores fallaron temporalmente, el avión aterrizó sin daños en Anchorage (Foto de Michael Collier).

pueden ser arrancados y adosarse a la superficie de la placa suprayacente. La acumulación caótica resultante de sedimentos deformados y fallados y fragmentos de la corteza oceánica se denomina **prisma de acreción** (Figura 14.7B). Los procesos que deforman estos sedimentos se han comparado a lo que le sucede a un prisma de suelo a medida que es arrancado y empujado delante de un bulldozer en marcha.

Algunos de los sedimentos que componen un prisma de acreción son arcillas que se acumularon en el fondo oceánico y luego fueron transportadas a la zona de subducción por el movimiento de la placa (Figura 14.10). Otros materiales derivan del arco volcánico adyacente y están compuestos de cenizas volcánicas y otros productos piroclásticos.

La subducción prolongada, en las regiones donde los sedimentos abundan, puede engrosar el prisma de acreción lo bastante como para que sobresalga por encima del nivel del mar. Eso ha sucedido a lo largo del extremo meridional de la fosa de Puerto Rico, donde la

cuenca del río Orinoco de Venezuela es una región fuente importante. El prisma resultante emerge para formar la isla de Barbados. Por el contrario, algunas zonas de subducción tienen prismas de acreción mínimos o no los tienen. La fosa de las Marianas, por ejemplo, tiene un prisma de acreción poco desarrollado, en parte porque está lejos de una fuente relevante de sedimentos.

No todos los sedimentos disponibles se convierten en parte del prisma de acreción; antes bien, algunos son arrastrados al área de subducción sobre la placa descendente. Conforme estos sedimentos descienden, la presión aumenta de una manera constante, pero las temperaturas dentro de los sedimentos se mantienen relativamente bajas, porque están en contacto con la placa fría que se hunde. Esta actividad genera una serie de minerales metamórficos de presión elevada y baja temperatura. Debido a su baja densidad, algunos de los sedimentos subducidos y los componentes metamórficos asociados ascenderán flotando hacia la superficie. Este «reflujo» tiende a mezclar y revolver los sedimentos