

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. Aunque el epicentro del terremoto se encontraba en una parte remota de las montañas Santa Cruz, 100 kilómetros 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 kilómetros 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 de Loma Prieta por su punto de origen, se cobró 67 vidas.

A mediados de enero de 1994, menos de 5 años después de que el terremoto de Loma Prieta devastara algunas zonas de la bahía de San Francisco, un gran terremoto sacudió el área norte de Los Ángeles. Aunque no fue el legendario «Big One», este terremoto de magnitud 6,7 dejó 51 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 kilómetros debajo de Northridge.

Este terremoto empezó a las 4 h 31 de la madrugada y duró unos 40 segundos. Durante este breve período, el terremoto aterrizó a toda la zona de Los Ángeles. En el complejo de apartamentos de tres plantas de Northridge Meadows, 16 personas perdieron la vida cuando partes de los pisos superiores se hundieron sobre las unidades del primer piso. Casi 300 escuelas resultaron seriamente dañadas y una docena de carreteras principales se estropearon. Entre éstas 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 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 ardieron en llamas, mientras las calles se inundaron de agua. Setenta casas ardieron en el área de Sylmar. Un tren con 64 vagones descarriló, incluidos algunos vagones que transportaban mercancías peligrosas. Pero hay que destacar que la destrucción no fue grande. 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?



Los terremotos

▼ ¿Qué es un terremoto?

Un **terremoto** es la vibración de la Tierra producida por una rápida liberación de energía. Lo más frecuente es que los terremotos se produzcan por el deslizamiento de

la corteza terrestre a lo largo de una falla. La energía liberada irradia en todas las direcciones desde su origen, el **foco** (*fóci* = punto) o **hipocentro**, en forma de ondas. Estas ondas son análogas a las producidas cuando se lanza una piedra en un estanque tranquilo (Figura 11.1). Exactamente igual a como el impacto de la piedra induce el movimiento de ondas en el agua, un terremoto genera ondas sísmicas que irradian a través de la Tierra. Aun cuando la energía de las ondas sísmicas se disipa rápidamente conforme se alejan del foco, instrumentos sensibles localizados por todo el mundo registran el acontecimiento.

Más de 300.000 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 y producen pocos daños. En general, sólo tienen lugar unos 75 terremotos significativos cada año, y muchos de ellos se producen en regiones remotas. Sin embargo, 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 algunos sólidos, siembra la devastación en edificios 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 (Figura 11.2). El fuego se vuelve rápidamente incontrolable cuando la ruptura de las tuberías del agua deja a los bomberos sin ésta.



▲ **Figura 11.1** Foco y epicentro de un terremoto. El foco es la zona del interior de la Tierra donde se produce el desplazamiento inicial. El epicentro es el punto de la superficie que está directamente encima del foco.



▲ **Figura 11.2** San Francisco en llamas después del terremoto de 1906. (Reproducción de la colección de la Biblioteca del Congreso.)

Terremotos y fallas

La tremenda energía liberada por las explosiones atómicas o por las erupciones volcánicas puede producir un terremoto, pero esos acontecimientos son relativamente débiles e infrecuentes. ¿Qué mecanismo produce un terremoto destructivo? Existen muchas pruebas de que la Tierra no es un planeta estático. Sabemos que la corteza terrestre se ha levantado en algunas ocasiones, porque hemos encontrado numerosas plataformas de erosión marina antiguas muchos metros por encima del nivel de las mareas más elevadas. Otras regiones muestran evidencias de subsidencia extensa. Además de estos desplazamientos verticales, los desplazamientos de vallas, carreteras y otras estructuras indican que el movimiento horizontal es también común (Figura 11.3). Estos movimientos suelen estar asociados con grandes estructuras de la corteza terrestre denominadas **fallas**.

Normalmente, los terremotos se producen a lo largo de fallas preexistentes que se formaron en el pasado lejano a lo largo de zonas de fragilidad de 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 de falla transformante que separa dos grandes secciones de la litosfera terrestre: la placa Norteamericana y la placa del Pacífico. Esta extensa zona de falla tiene una dirección noroeste durante cerca



▲ **Figura 11.3** Esta valla se desplazó 2,5 metros durante el terremoto de 1906 en San Francisco. (Foto de G. K. Gilbert, U. S. Geological Survey.)

de 1.300 kilómetros, a través de gran parte del oeste de California.

Otras fallas son pequeñas y producen sólo terremotos pequeños e infrecuentes. Sin embargo, la gran mayoría de fallas son inactivas y no generan terremotos. No obstante, incluso las fallas que han permanecido inactivas

durante miles de años pueden volver a moverse si los esfuerzos que actúan en la región aumentan lo suficiente.

Además, 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 desviaciones. Un patrón de este tipo aparece en la Figura 10.B, en la que se muestra que la falla de San Andrés es en realidad un sistema formado por varias fallas grandes (no aparecen las innumerables fracturas pequeñas).

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 corteza terrestre se están moviendo lenta y continuamente. Estas placas móviles interactúan entre sí, deformando las rocas en sus bordes. De hecho, es a lo largo de las fallas asociadas con los bordes de placa donde se produce la mayoría de los terremotos. Además, los terremotos son repetitivos. En cuanto termina uno, el movimiento continuo de las placas deforma las rocas hasta que vuelven a fracturarse.

Rebote elástico

El mecanismo 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 metros con respecto a la placa Norteamericana adyacente.

El mecanismo que Reid dedujo de esta información con respecto a la formación de terremotos se ilustra en la Figura 11.4. En la parte A de la figura se observa una falla o rotura preexistente en la roca. En B, las fuerzas tectónicas van deformando con gran lentitud las rocas de la corteza a ambos lados de la falla, como demuestran la flexión de las estructuras. Bajo esas condiciones, las rocas se van doblando y almacenando energía elástica, de manera muy parecida a lo que ocurre cuando se dobla una varilla de madera. Por fin, se supera la resistencia friccional que mantiene unidas las rocas. A medida que se produce deslizamiento en los puntos más débiles (el foco), el desplazamiento provocará un aumento de los esfuerzos en zonas más alejadas a lo largo de la falla, donde un nuevo desplazamiento liberará la mayor parte de la energía elástica acumulada (Figura 11.4C). Este deslizamiento permite que la roca vuelva a

su posición de partida. Las vibraciones que conocemos como un terremoto se producen cuando la roca vuelve elásticamente a su forma original. 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.

En resumen, la mayor parte de los terremotos se produce por la liberación rápida de la energía elástica almacenada en la roca que ha sido sometida a grandes esfuerzos. Una vez superada la resistencia de la roca, ésta se rompe súbitamente, provocando las vibraciones de un terremoto. Se producen también terremotos a lo largo de superficies de falla preexistentes cuando se superan las fuerzas friccionales de éstas.

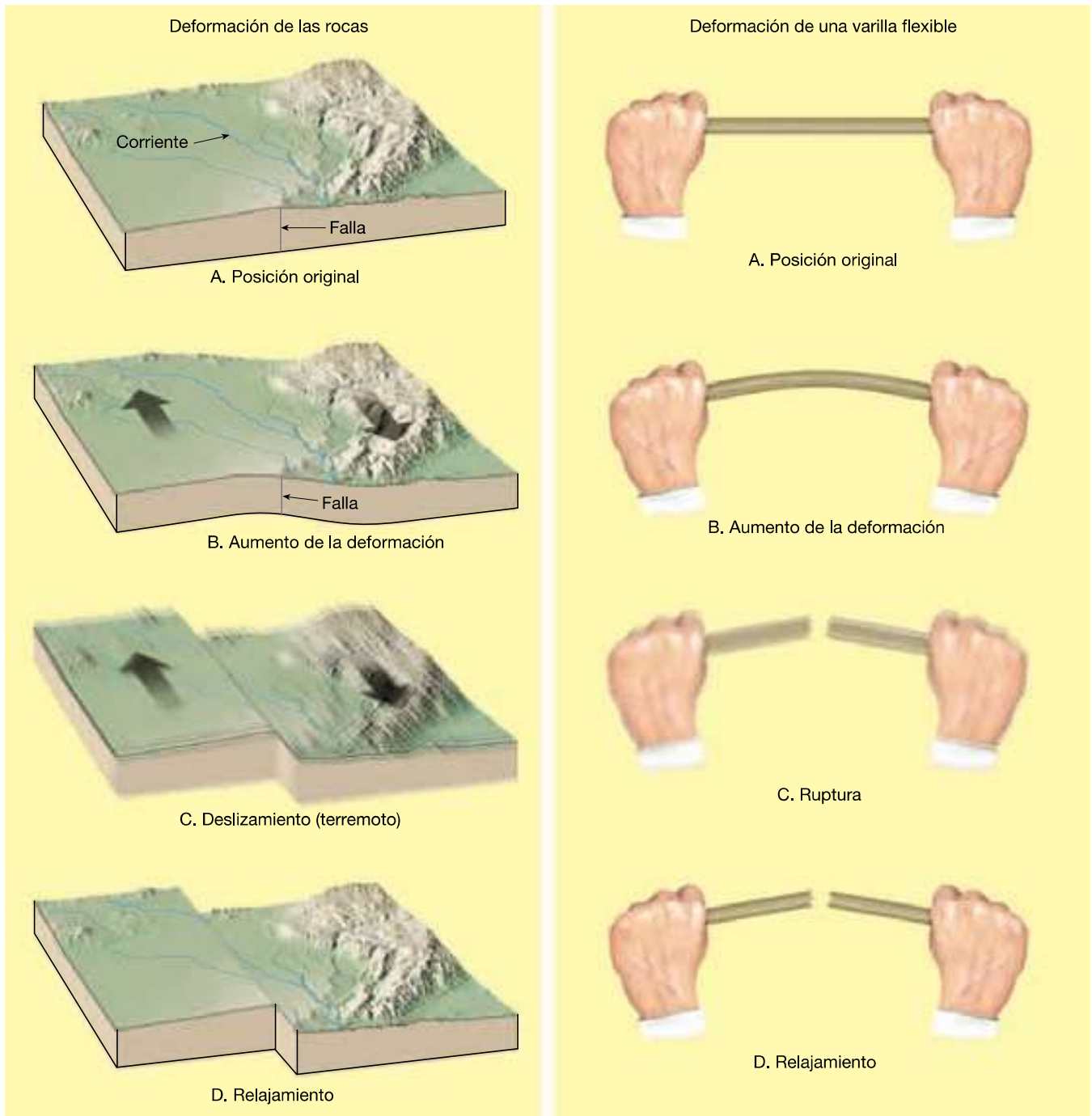
Sismos precursores y réplicas

Las intensas vibraciones del terremoto que tuvo lugar en San Francisco en 1906 duraron unos 40 segundos. Gran parte del desplazamiento a lo largo de la falla se produjo en este corto período de tiempo, pero los movimientos adicionales a lo largo de esta falla y de otras vecinas se prolongaron varios días después del terremoto principal. Los ajustes que siguen al terremoto principal generan a menudo terremotos más pequeños denominados **réplicas**. Aunque estas réplicas suelen ser mucho más débiles que el terremoto principal, a veces pueden destruir estructuras ya muy debilitadas. Esto ocurrió, por ejemplo, durante un terremoto en Armenia en 1988. Una gran réplica de magnitud 5,8 destruyó muchas estructuras que habían sido debilitadas por el temblor principal.

Además, 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 diverso. Consideraremos el tema de la predicción de los terremotos en la última sección de este capítulo.

Ruptura y propagación de un terremoto

Sabemos que las fuerzas (esfuerzos) que provocan el deslizamiento súbito a lo largo de las fallas son provocadas en última instancia por los movimientos de las placas 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. El motivo principal por el que la mayor parte de las fallas están bloqueadas es que la presión de confinamiento ejercida por la



▲ **Figura 11.4** 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.

corteza suprayacente es enorme. Por esta razón, las fracturas en la corteza, en esencia, están fuertemente comprimidas.

Al final, los esfuerzos que provocan la ruptura de la falla superan la resistencia friccional al deslizamiento. Todavía no se conoce con exactitud qué es lo que desencadena

realmente la ruptura inicial. Sin embargo, este acontecimiento marca el inicio de un terremoto.

Recordemos que un terremoto empieza en un punto (en profundidad) a lo largo de un plano de falla denominado foco. Aunque los terremotos empiezan en un único punto, implican el deslizamiento a lo largo de una

superficie extensa de la falla. En otras palabras, la ruptura inicial empieza en el foco y se propaga (viaja) alejándose del origen, algunas veces en las dos direcciones horizontales a lo largo de la falla, pero a menudo en una sola dirección. De acuerdo con un modelo, el deslizamiento en cualquier lugar a lo largo de una falla se logra de manera casi instantánea, «en un abrir y cerrar de ojos». Además, en cualquier momento, el deslizamiento se limita a tan sólo una zona estrecha a lo largo de la falla, que se desplaza hacia delante de manera continua. 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, el deslizamiento total se produce a lo largo de una superficie de falla comparativamente pequeña o en un segmento pequeño de una falla mayor. Así, la zona de ruptura puede propagarse rápidamente y la vida del terremoto es corta. Por el contrario, los grandes terremotos implican el deslizamiento a lo largo de un segmento grande de una falla, que algunas veces puede medir varios cientos de kilómetros de longitud, y, por tanto, su duración es más prolongada. Por ejemplo, la propagación de la zona de ruptura a lo largo de una falla de 300 kilómetros de longitud duraría alrededor de 1,5 minutos. Por consiguiente, las fuertes vibraciones que la acompañan producidas por un terremoto grande no sólo serían más fuertes, sino que también durarían más que las vibraciones producidas por un terremoto pequeño.

Puede hacerse una analogía de la propagación de la ruptura de un terremoto con la evolución de una grieta en un parabrisas. Imaginemos que una roca golpea una esquina del parabrisas de un coche y aparece una grieta que atraviesa rápidamente el parabrisas (una distancia de 2 metros) en una décima de segundo. Ahora imaginemos un parabrisas de 300 kilómetros (300.000 metros) de ancho que representa un segmento grande de una falla. Una grieta que se propaga de un extremo al otro de ese parabrisas y que se desplaza a la misma velocidad que la grieta del parabrisas del coche tardaría unas cuatro horas. Evidentemente, la propagación de un terremoto es mucho más rápida y su escala es considerablemente mayor que una grieta en un parabrisas.

Tras revisar cómo se propagan las rupturas de los terremotos, la siguiente pregunta es: «¿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 una doblez suficientemente grande o una discontinuidad a lo largo del plano de la falla.

La falla de San Andrés: una zona sísmica activa

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 tienen una longitud de 100 a 200 kilómetros. Además, cada segmento de falla se comporta de una manera algo diferente de los otros. Algunas secciones de la falla de San Andrés muestran un desplazamiento lento y gradual conocido como **«reptación de falla»**, que ocurre de una manera relativamente suave y, por consiguiente, con poca actividad sísmica apreciable. 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. El último proceso se describe como movimiento *«stick slip»*, porque la falla exhibe períodos alternativos de comportamiento bloqueado seguidos de deslizamiento súbito y liberación de energía elástica. Se calcula que los grandes terremotos deben ocurrir aproximadamente cada 50 o 200 años a lo largo de estas secciones de la falla de San Andrés que tienen el movimiento que acabamos de describir. Este conocimiento es útil cuando se establece el riesgo sísmico potencial de un segmento dado de la zona de falla.

Las fuerzas tectónicas a lo largo de la zona de la falla de San Andrés que fueron responsables del terremoto de San Francisco de 1906 todavía siguen activas. En la actualidad, se utilizan haces de láser y técnicas basadas en el Sistema de Posicionamiento Global (GPS) para medir el movimiento relativo entre los lados opuestos de esta falla. Estas determinaciones revelan un desplazamiento de 2 a 5 centímetros al año. Aunque parece un movimiento lento, a lo largo de millones de años produce un desplazamiento sustancial. A modo de ejemplo, a esta velocidad, en 30 millones de años, la porción oriental de California se desplazaría hacia el norte de manera que Los Ángeles, situados en la placa del Pacífico, quedarían adyacentes a San Francisco, situado sobre la placa Norteamericana. Lo que es más importante a corto plazo, un desplazamiento de sólo 2 centímetros al año produce un desplazamiento de 2 metros cada 100 años. Por consiguiente, al menos cada 200 años se producirá un desplazamiento a lo largo de este segmento de la zona de falla de 4 metros como el que ocurrió durante el terremoto de San Francisco de 1906. Este dato explica la preocupación californiana por construir edificios resistentes a los terremotos en previsión del inevitable *«Big One»*.

Los terremotos que se producen a lo largo de las fallas con desplazamiento horizontal, como las fallas que forman el sistema de fallas de San Andrés, son, en general, someros, con profundidades focales inferiores a los 20 kilómetros. Por ejemplo, el terremoto de San Francisco de 1906 implicó movimiento en los 15 kilómetros superiores de la corteza terrestre e incluso el terremoto de Loma Prieta, en 1989, comparativamente profundo, tuvo una profundidad focal de sólo 19 kilómetros. El principal motivo de la actividad somera de esta región es que los terremotos se producen sólo donde las rocas son rígidas y exhiben un comportamiento elástico. Recordemos (Capítulo 10) que en profundidad, donde las temperaturas y las presiones de confinamiento son elevadas, las rocas exhiben *deformación dúctil*. En estos entornos, cuando se supera la resistencia de la roca, se deforma mediante diferentes mecanismos de flujo que producen un deslizamiento gradual lento sin almacenamiento de energía elástica. Por tanto, en general las rocas del interior no pueden generar un terremoto. La principal excepción tiene lugar en los límites convergentes de placa, donde la litosfera fría está en subducción. (Véase Recuadro 10.2, donde se da más información sobre la falla de San Andrés.)

Sismología



Los terremotos ▼ Sismología

El estudio de las ondas sísmicas, la **sismología** (*seismos* = sacudida; *ology* = estudio de), data de los intentos realizados por los chinos, hace casi 2.000 años, para determinar la dirección desde la que se originaban dichas ondas. El instrumento sísmico utilizado por los chinos era una gran jarra hueca que probablemente contenía una masa suspendida desde la tapa (Figura 11.5). Esta masa suspendida (similar al péndulo de un reloj) estaba conectada de alguna manera 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.

Probablemente, 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. Aparentemente, los chinos utilizaron este hecho, junto con la posición de las bolas desalojadas, para detectar la dirección de procedencia de un terremoto. Sin embargo, el complejo movimiento de las ondas sísmicas



▲ **Figura 11.5** Antiguo sismógrafo chino. 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.

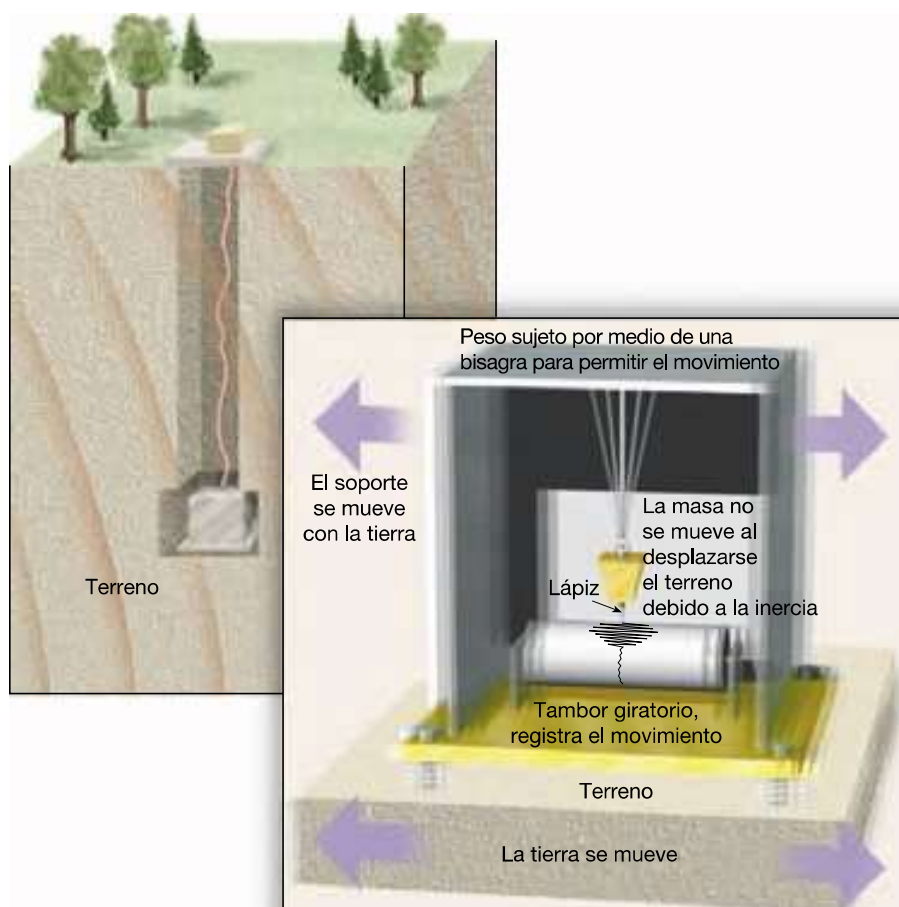
hace improbable la determinación con cierta regularidad de la dirección real de propagación del terremoto.

En principio al menos, los **sismógrafos** (*seismos* = sacudida; *graph* = escribir) modernos, instrumentos que registran las ondas sísmicas, no son muy diferentes de los dispositivos utilizados por los chinos antiguos. Estos dispositivos tienen una masa suspendida libremente de un soporte que se fija al terreno (Figura 11.6). Cuando la vibración de un terremoto lejano alcanza el instrumento, la **inercia*** (*iners* = perezoso) de la masa suspendida la mantiene relativamente estacionaria, mientras que la Tierra y el soporte se mueven. El movimiento de la Tierra con respecto a la masa estacionaria se registra en un tambor giratorio o una cinta magnética.

Los terremotos causan movimiento vertical y horizontal del terreno; por consiguiente, se necesita más de un

* 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 11.6** Principio de funcionamiento del sismógrafo. 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.



tipo de sismógrafo. El instrumento mostrado en la Figura 11.6 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. Normalmente, se utilizan dos sismógrafos horizontales, uno orientado de norte a sur y otro de este a oeste. El movimiento vertical del terreno puede detectarse si la masa se suspende de un muelle, como se muestra en la Figura 11.7.

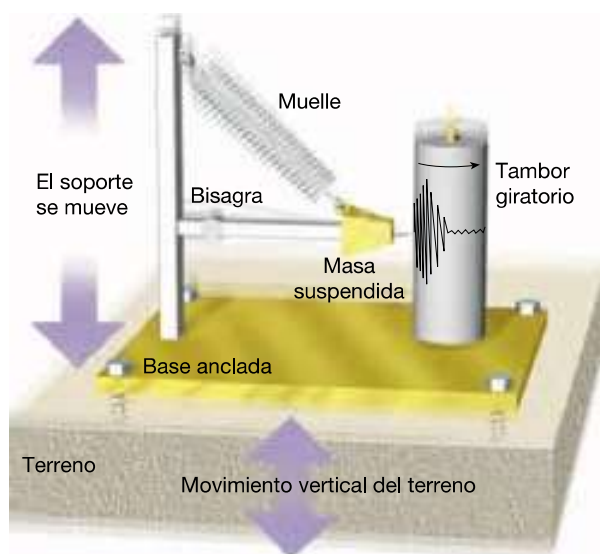
Para detectar terremotos muy débiles, o un gran terremoto que se produjo en la otra parte del mundo, los instrumentos sísmicos suelen estar diseñados para resistir la violenta sacudida que se produce muy cerca del origen del terremoto.

Los registros obtenidos con los sismógrafos, denominados **sismogramas** (*seismos* = sacudida; *gramma* = lo que está escrito), proporcionan mucha información relativa al comportamiento de las ondas sísmicas. Dicho sencillamente, las ondas sísmicas son energía elástica que irradia en todas las direcciones desde el foco. La propagación (transmisión) de esta energía puede compararse con la sacudida que experimenta la gelatina en un tazón cuando se coge una cucharada. La gelatina tendrá un solo modo de vibración, pero los sismógrafos revelan que el desliza-

miento de una masa de roca genera dos grupos principales de ondas 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 dividen en ondas P y S 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 11.8A). Imaginemos que sujetamos a alguien por los hombros y lo sacudimos. Este movimiento de tirar y empujar es similar a como se desplazan las ondas P a través de la Tierra. 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, que son ondas compresivas, pueden atravesar todos esos materiales.

Por otro lado, las ondas S «sacuden» las partículas en ángulo recto con respecto a la dirección en la que via-



▲ **Figura 11.7** Sismógrafo diseñado para registrar el movimiento vertical del terreno.

jan. Esto puede ilustrarse sujetando el extremo de una cuerda y sacudiendo el otro extremo, como se muestra en la Figura 11.8B. A diferencia de las ondas P, que cambian transitoriamente el *volumen* del material por el que viajan 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, 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 del suelo, hacen que éste se mueva y todo lo que descansa sobre él, 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 11.9, puede verse una importante diferencia entre estas ondas sísmicas: las ondas P son las primeras en llegar a la estación de registro; luego llegan las ondas S; y luego las ondas superficiales. Esto es consecuencia de sus velocidades. A modo de ejemplo, la velocidad de las ondas P a través del granito del interior de la corteza es de unos 6 kilómetros por segundo. Bajo las mismas condiciones, las ondas S viajan a 3,6 kilómetros por segundo. Diferencias de densidad y en las propiedades elásticas de las rocas influyen mucho en las velocidades de las ondas. En general, en cualquier material sólido, las ondas P viajan aproximadamente 1,7 veces más deprisa que las ondas S, y cabe esperar que las ondas su-

periciales viajen al 90 por ciento de la velocidad de las ondas S.

Además de las diferencias de velocidad, en la Figura 11.9 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, que causan la mayor destrucción, tienen una amplitud incluso mayor. Dado que las ondas superficiales están confinadas a una región estrecha próxima a la superficie y no se propagan por el interior de la Tierra como las ondas P y S, conservan su máxima amplitud durante más tiempo. Las ondas superficiales tienen también períodos más largos (intervalo de tiempo entre las crestas); por consiguiente, se suele hacer referencia a ellas como **ondas largas** o **ondas L**.

Como veremos, las ondas sísmicas son útiles para determinar la localización y la magnitud de los terremotos. Además, proporcionan una herramienta para estudiar el interior de la Tierra.

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 Tabla 11.2), y muchos de ellos ocurren en regiones remotas. Sólo se conoce su existencia gracias a los sismógrafos sensibles.

Localización de un terremoto

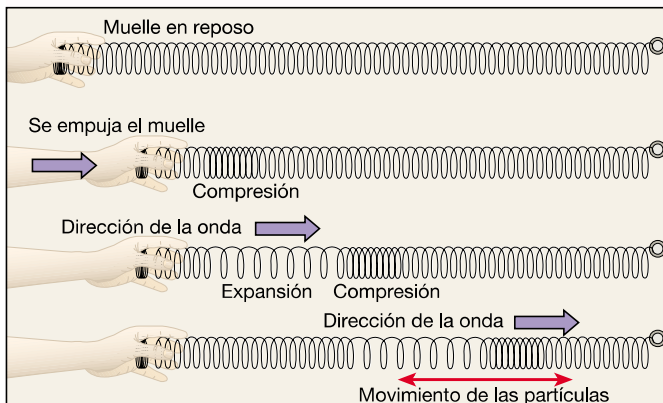


Los terremotos

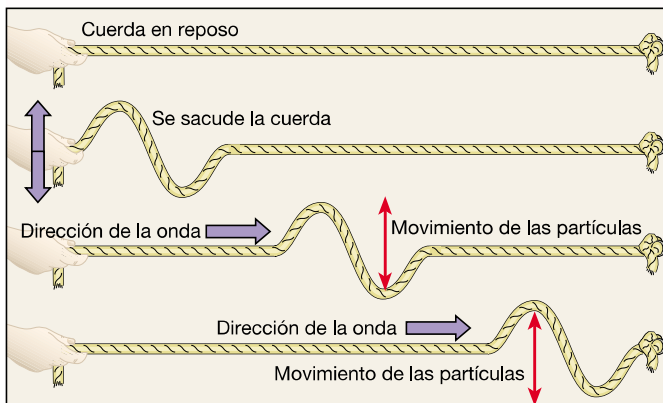
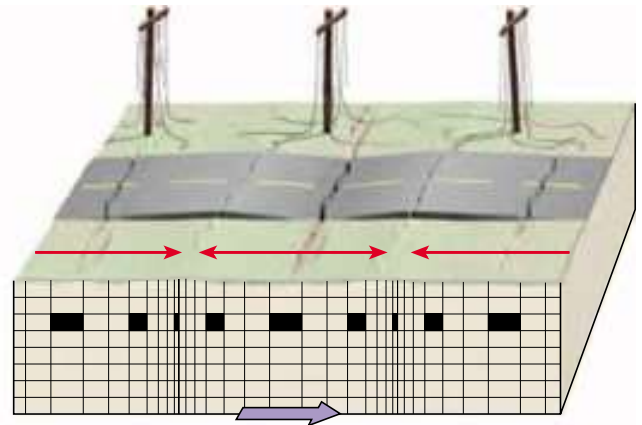
▼ Localización de un terremoto

Recordemos que el *foco* es el lugar del interior de la Tierra donde se originan las ondas sísmicas. El **epicentro** (*epi* = sobre; *centr* = punto) es el punto de la superficie situada directamente encima del foco (véase Figura 11.1).

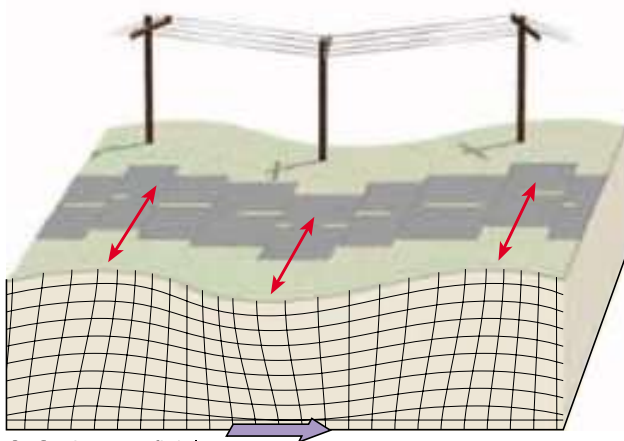
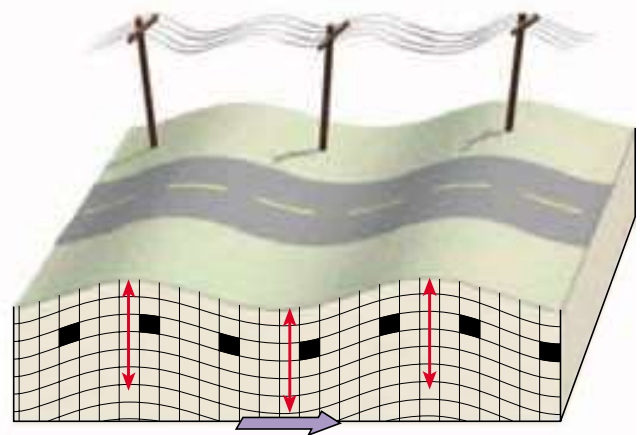
La diferencia de velocidad de las ondas P y S proporciona un método para localizar el epicentro. El principio utilizado es análogo al de una carrera entre dos coches, uno más rápido que el otro. La onda P gana siempre la carrera, llegando por delante de la onda S. Pero, cuanto más dure la carrera, mayor será la diferencia en los momentos de llegada a la línea final (estación sísmica). Por consiguiente, cuanto mayor sea el intervalo medido en



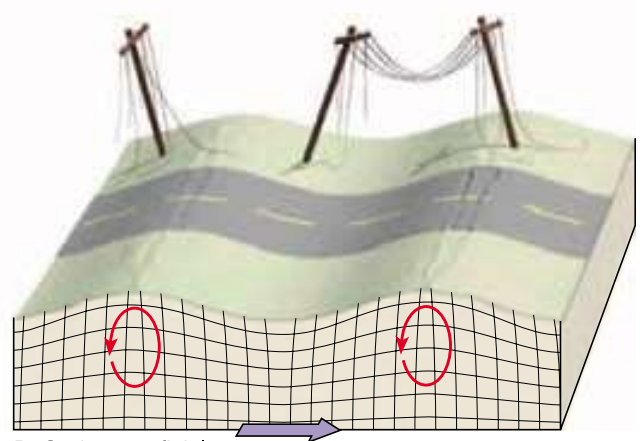
A. Onda P



B. Onda S

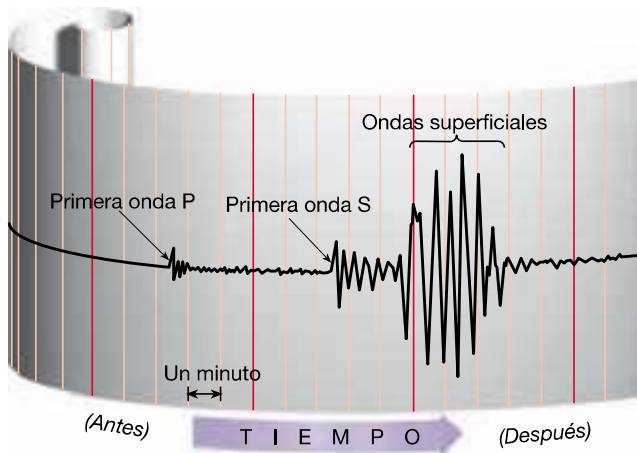


C. Onda superficial



D. Onda superficial

▲ **Figura 11.8** 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 compresionales que alternan la compresión y la expansión del material que atraviesan. El movimiento hacia delante y hacia atrás producido cuando las ondas compresionales recorren la superficie puede hacer que el terreno se doble y se fracture, y pueden provocar la rotura de las líneas eléctricas. B. Las ondas S hacen que el material oscile en ángulo recto con la dirección del movimiento de la onda. Dado que las ondas S pueden desplazarse en cualquier plano, producen un temblor de tierra vertical y lateral. C. Un tipo de onda superficial es, en esencia, el mismo que el de una onda S que exhibe sólo movimiento horizontal. Este tipo de onda superficial mueve el terreno de un lado a otro y puede ser particularmente dañino para los cimientos de los edificios. D. Otro tipo de onda superficial recorre la superficie terrestre de una manera muy parecida a las olas oceánicas fuertes. Las flechas muestran el movimiento elíptico de la roca cuando pasa la onda.



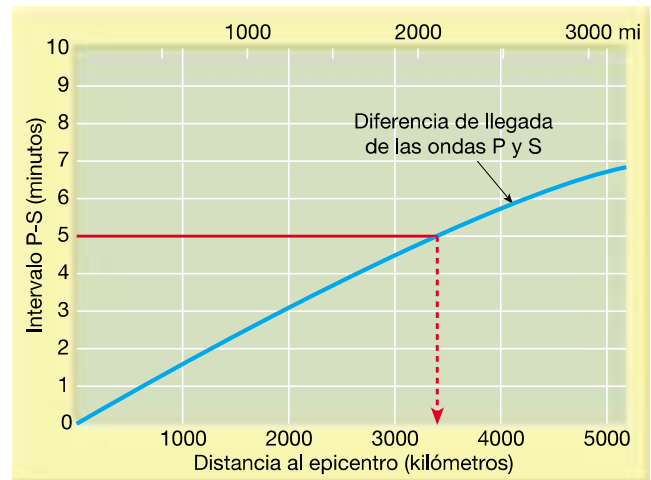
▲ **Figura 11.9** Sismograma típico. Obsérvese el intervalo temporal (aproximadamente 5 minutos) transcurrido entre la llegada de la primera onda P y la llegada de la primera onda S.

un sismograma entre la llegada de la onda P y la primera onda S, mayor será la distancia al origen del terremoto.

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 donde se representa la distancia al epicentro frente al tiempo de llegada de la señal (Figura 11.10). Las primeras gráficas de distancia-tiempo se perfeccionaron mucho cuando se dispuso de los sismogramas de las explosiones nucleares, porque se conocían la localización y el momento precisos de la detonación.

Utilizando el sismograma de muestra de la Figura 11.9 y las curvas distancia-tiempo de la Figura 11.10, 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 kilómetros de distancia del instrumento de registro.

Ahora que conocemos la *distancia*, ¿qué pasa con la *dirección*? El epicentro podría estar en cualquier dirección desde la estación sísmica. Como se muestra en la Figura 11.11, puede encontrarse la localización precisa cuando se conoce la distancia para tres o más estaciones sísmicas diferentes. Sobre un globo terrestre, trazamos un círculo alrededor de cada estación sísmica. Cada círculo representa la distancia al epicentro para cada estación. El punto donde los tres círculos se cruzan es el epicentro del terremoto. Este método se denomina *triangulación*.



▲ **Figura 11.10** La representación distancia-tiempo se utiliza para determinar la distancia al epicentro. 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.

El estudio de los terremotos se fomentó durante los años sesenta mediante esfuerzos encaminados a discriminar entre explosiones nucleares subterráneas y terremotos naturales. Estados Unidos estableció una red mundial de más de cien estaciones sísmicas coordinadas a través de Golden, Colorado. La mayor de ellas, localizada en Billings, Montana, consiste en un conjunto de 525 instrumentos agrupados en 21 grupos que cubren una región de 200 kilómetros de diámetro. Utilizando datos de estos instrumentos, los sismólogos, mediante computadores de gran velocidad, son capaces de distinguir entre las explosiones nucleares y los terremotos naturales, así como de determinar la posición del epicentro de un terremoto.

Cinturones sísmicos

Aproximadamente el 95 por ciento de la energía liberada por los terremotos se origina en unos pocos cinturones relativamente estrechos alrededor de todo el mundo (Figura 11.12). La mayor energía se libera a lo largo de un cinturón que recorre el borde externo del océano Pacífico y que se conoce como *cinturón circum-Pacífico*. Dentro de esta zona se encuentran regiones de gran actividad sísmica, como Japón, Filipinas, Chile y varias cadenas de islas volcánicas; un ejemplo lo constituyen las Aleutianas.

Otra concentración importante de fuerte actividad sísmica atraviesa las regiones montañosas que flanquean el mar Mediterráneo, continúa a través de Irán y pasa por el Himalaya. La Figura 11.12 indica que hay aún otro cinturón continuo que se extiende a través de miles de kilómetros por todos los océanos del mundo. Esta



▲ **Figura 11.11** El epicentro de un terremoto se localiza utilizando las distancias obtenidas desde tres o más estaciones sísmicas.

zona coincide con el sistema de dorsales oceánicas, que es un área de actividad sísmica frecuente, pero de baja intensidad.

Las áreas de Estados Unidos incluidas en el cinturón circum-Pacífico se encuentran adyacentes a la falla de San Andrés de California y a lo largo de las regiones de la costa occidental de Alaska, entre ellas las Aleutianas. Además de estas áreas de alto riesgo, otras partes de Estados Unidos son consideradas regiones con alta probabilidad de actividad sísmica (véase Recuadro 11.1).

Profundidad de los focos

Los registros sísmicos revelan que los terremotos se originan a profundidades que oscilan entre 5 kilómetros y casi 700 kilómetros. De una manera algo arbitraria, los focos sísmicos se han clasificado por su profundidad de aparición. Los que se originan dentro de los primeros 70 kilómetros se denominan *superficiales*, mientras que los generados entre 70 kilómetros y 300 kilómetros de profundidad se consideran *intermedios* y aquellos cuyo foco se encuentra a más de 300 kilómetros se califican de *profundos*. Alrededor del 90 por ciento de todos los terremotos se produce a profundidades inferiores a 100 kilómetros, y casi todos los terremotos muy dañinos parecen originarse a poca profundidad.

Por ejemplo, el movimiento del terremoto de 1906 de San Francisco se produjo dentro de los 15 kilómetros superiores de la corteza, mientras que el ocurrido en

Alaska en 1964 tuvo una profundidad focal de 33 kilómetros. Los datos sísmicos revelan que, si bien se han registrado terremotos superficiales con magnitudes de 8,6 en la escala Richter, los terremotos de profundidad intermedia más intensos han tenido valores por debajo de 7,5 y los de foco profundo no han superado la magnitud de 6,9.

Al representar los datos de los terremotos en función de su localización geográfica y de su profundidad, se observaron varias cuestiones interesantes. En vez de una mezcla aleatoria de terremotos superficiales y profundos, aparecieron algunos modelos de distribución muy definidos (Figura 11.12). Los terremotos generados a lo largo del sistema de dorsales oceánicas siempre tienen un foco superficial y ninguno es muy intenso. Además, se observó que casi todos los terremotos de foco profundo se producían en el cinturón circum-Pacífico, en particular en las regiones situadas tierra adentro de las fosas oceánicas profundas.

En un estudio llevado a cabo en la cuenca del Pacífico se estableció el hecho de que las profundidades focales aumentan con el incremento de la distancia hacia las fosas oceánicas profundas. La Figura 11.12 es una buena ilustración de este fenómeno. Obsérvese, por ejemplo, que en Suramérica las profundidades focales aumentan en dirección al continente desde la fosa Perú-Chile. Estas regiones sísmicas, denominadas **zonas de Wadati-Benioff**, en honor a los dos científicos pioneros que las estudiaron, se sumergen a un ángulo medio de unos 45 grados en relación con la superficie. ¿A qué se debe que los terremotos estén localizados a lo largo de una zona estrecha que se inclina hasta casi alcanzar los 700 kilómetros de profundidad hacia el interior de la Tierra? Consideraremos esta pregunta más adelante en este mismo capítulo.

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 terreno en un punto determinado basada en la cantidad de daños. Con el desarrollo de los sismógrafos, se hizo evidente que una medición cuantitativa de un terremoto basada en los registros sísmicos era más conveniente que los cálculos personales inexactos. La medición que se desarrolló, denominada **magnitud**, se basa en los cálculos que utilizan los datos proporcionados por los registros sísmicos (y otras técnicas) para calcular la cantidad de energía liberada en la fuente del terremoto.



Recuadro 11.1 ► El hombre y el medio ambiente

Terremotos al este de las Rocosas

La mayoría de los terremotos se produce cerca de los bordes de placa, como ponen de manifiesto 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. Como las evaluaciones del riesgo de todos los terremotos, esta predicción se basa en parte en la distribución geográfica y 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 período 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 y Richmond, e incluso los residentes en Boston, a 1.770 kilómetros al noreste, sintieron el temblor. Aunque la destrucción de los terremotos de Nuevo Madrid fue pequeña en comparación con el terremoto de Loma Prieta, en 1989, el medio oeste estaba escasamente poblado a principios del siglo pasado. Memphis, cerca del epicentro, todavía no se había edificado y St. Louis era una pequeña ciudad fronteriza. Otros terremotos dañinos (Aurora, Illinois (1909) y Valentine, Texas (1931)) nos recuerdan que el centro de Estados Unidos es vulnerable.

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. En 8 minutos, fuertes vibraciones sacudieron los pisos altos de los edificios de Chicago y St. Louis, haciendo que la gente saliera despavorida a la calle. Sólo en Charleston, se destruyeron más de un centenar de edificios, y el 90 por ciento de las estructuras restantes resultó dañado. Fue difícil encontrar una chimenea que se mantuviera en pie (Figura 11.A).

Nueva Inglaterra y las áreas adyacentes han experimentado convulsiones de tamaño considerable desde tiempos coloniales, entre ellas la ocurrida en Plymouth en 1683 y en Cambridge, Massachusetts, en 1755. Desde que hay registros, el estado de Nueva York ha experimentado más de 300 terremotos lo bastante grandes para que los seres humanos los sientan.

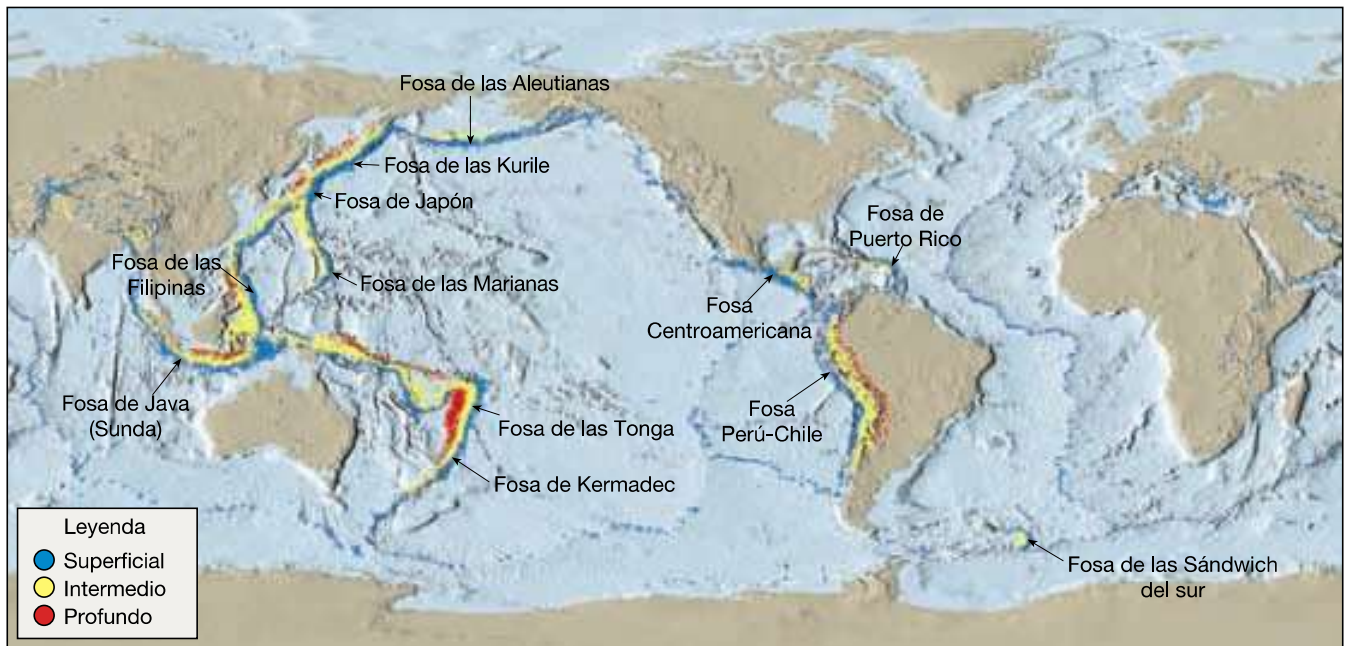
Estos terremotos orientales y centrales se producen con mucha menos frecuencia que en California. Sin embargo, los temblores al este de las Rocosas han producido generalmente daños estructurales a lo largo de un área mayor que

los temblores de magnitud similar en California. La razón es que el terreno 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 proporción de terremotos en el oeste se ve en parte equilibrada por un daño más generalizado en el este.

Pese a la reciente historia geológica, Memphis, el centro de población más grande del área del terremoto de Nuevo Madrid, carece de previsión adecuada para terremotos en su código de construcción. Aún peor, Memphis está situada sobre depósitos de llanuras de inundación no consolidados, de manera que sus edificios son más sensibles al daño. En un estudio federal realizado en 1985 se concluía que un terremoto de magnitud 7,6 en esta zona causaría unos 2.500 muertos, el hundimiento de 3.000 estructuras y daños por valor de 25.000 millones de dólares, además de desplazar un cuarto de millón de personas únicamente en Memphis.



▲ **Figura 11.A** Daños en Charleston, Carolina del sur, 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.)



▲ **Figura 11.12** Distribución de los 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.)

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 las dimensiones relativas 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 de la destrucción provocados por los terremotos. El uso de estas descripciones, compiladas sin ningún esquema pre-establecido, dificultaba las comparaciones precisas de las dimensiones sísmicas, en el mejor de los casos.

Quizá el primer intento de describir «científicamente» las consecuencias de un terremoto se realizó después del gran terremoto de 1857 en Italia. Mediante la cartografía sistemática de los efectos del terremoto, se estableció una medida de la fuerza y la distribución del movimiento del suelo. El mapa generado por este estudio utilizaba líneas para conectar los lugares con los mismos daños y, por tanto, con la misma intensidad (Figura 11.13). Mediante esta técnica, se identificaron las isosistas, y la zona de mayor intensidad se situó cerca del centro donde se produjo el mayor temblor de suelo, y a menudo (aunque no siempre) se estableció el origen de las ondas sísmicas.

Para estandarizar el estudio de la gravedad de un terremoto, los investigadores han desarrollado varias escalas de intensidad que consideraban el daño provocado en



▲ **Figura 11.13** Zonas de destrucción asociadas con el terremoto de Loma Prieta, California, ocurrido en 1989 utilizando la escala de intensidad de Mercalli modificada. Las cifras romanas muestran las categorías de intensidad. La zona de máxima intensidad corresponde aproximadamente al epicentro. Se experimentaron intensidades incluso más elevadas en algunos puntos de San Francisco y Oakland, donde las condiciones locales amplificaron las ondas sísmicas. (Datos de Plafker y Galloway.)

los edificios, así como descripciones individuales del acontecimiento, y los efectos secundarios, como deslizamientos y la extensión de la ruptura del suelo. Alrededor de

1902, Giuseppe Mercalli había desarrollado 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, pero su uso es apropiado en la mayor parte de Estados Unidos y Canadá, para calcular la fuerza de un terremoto. 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 en la escala de Mercalli a la región (Tabla 11.1).

A pesar de su utilidad para suministrar a los sismólogos una herramienta para comparar la gravedad de un terremoto, en especial en las regiones donde no hay sismógrafos, las escalas de intensidad tienen graves inconvenientes. En particular, las escalas de intensidad se basan en los efectos (en gran medida la destrucción) de los terremotos que dependen no solamente de la gravedad del temblor del suelo, sino también de factores, como la densidad de población, el diseño de los edificios y la naturaleza de los materiales superficiales. 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, mientras que 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, la destrucción producida por los terremotos no es una medida verdadera de la dimensión real del terremoto.

Escalas de magnitud

Con el fin de comparar los terremotos en todo el mundo, era necesaria una medición que no se basara en paráme-

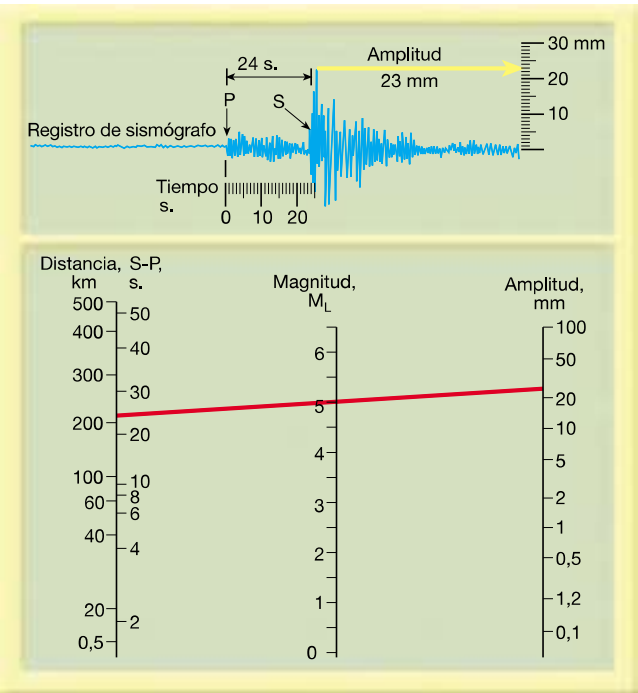
tros que varían considerablemente de una parte del mundo a otra, como los tipos de construcción. Por consiguiente, se desarrolló una serie de escalas de magnitud.

Magnitud de Richter En 1935 Charles Richter, del Instituto de Tecnología de California, desarrolló la primera escala de magnitud utilizando los registros sísmicos para calcular las dimensiones relativas de los terremotos. Como se muestra en la Figura 11.14, 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 sísmicas se debilitan a medida que la distancia entre el foco sísmico y el sismógrafo aumenta (de una manera parecida a la luz), Richter desarrolló un método que considera 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 obtendrían la misma magnitud de Richter para cada terremoto registrado. (Richter seleccionó el sismógrafo Wood-Anderson como dispositivo de registro normalizado.) No obstante, en la práctica, las diferentes estaciones de registro a menudo obtenían magnitudes de Richter ligeramente diferentes para el mismo terremoto, como consecuencia de las variaciones en los tipos de roca a través de los cuales se desplazaban las ondas.

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 eventos liberaron aproximadamente 10^{26} ergios de energía: equivalentes a la detonación de 1.000 millones de toneladas de TNT. A la inversa, los seres humanos no sentimos terremotos con una magnitud Richter inferior a 2,0. Con el desarrollo de instrumentos más sensibles, se han registrado temblores de magnitud de menos 2. En la Tabla 11.2 se

Tabla 11.1 Escala de intensidad de Mercalli modificada

- I No sentido, excepto por algunas personas bajo circunstancias especialmente favorables.
- II Sentido sólo 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, 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 suelo. Los objetos son lanzados al aire.



▲ **Figura 11.14** Ilustración que muestra cómo puede determinarse gráficamente la magnitud Richter de un terremoto utilizando un registro sismográfico procedente de un instrumento Wood-Anderson. En primer lugar, se mide la altura (amplitud) de la mayor onda en el sismograma (23 mm) y luego la distancia hasta el foco mediante el intervalo de tiempo entre las ondas S y P (24 segundos). 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.)

muestra una relación entre las magnitudes de los terremotos y sus efectos.

La fuerza de los terremotos varía enormemente; los grandes terremotos producen amplitudes de onda miles de veces superiores a las generadas por temblores débiles. 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 suelo 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 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 más energía que uno de magnitud 4,5 (Tabla 11.3). 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.

Otras escalas de magnitud El objetivo original de Richter era modesto, ya que sólo intentó clasificar los terremotos del sur de California (terremotos de foco poco profundo) en grupos de magnitud grande, media y pequeña. Así, la magnitud de Richter se diseñó para estudiar los terremotos próximos (o 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 sólo 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. Como consecuencia, el método inventado por Richter se adaptó a una serie de diferentes sismógrafos situados en todo el mundo. Con el tiempo, los sismólogos modificaron el trabajo de Richter y desarrollaron nuevas escalas de magnitud. Cada una especificaba un tipo particular de onda y un período (tiempo entre la llegada de las crestas de onda) para calcular la magnitud. Una escala de ese tipo, como la *magnitud de onda superficial* (M_S), mide la amplitud de la mayor onda superficial con un período cercano a los 20 segundos. Aunque la magnitud superficial pro-

Tabla 11.2 Magnitudes de los terremotos e incidencia mundial prevista

Magnitudes Richter	Efectos cerca del epicentro	Número calculado por año
<2,0	Generalmente no se siente, pero se registra	600.000
2,0–2,9	Potencialmente perceptible	300.000
3,0–3,9	Sentido por algunos	49.000
4,0–4,9	Sentido por la mayoría	6.200
5,0–5,9	Produce daños	800
6,0–6,9	Destrucción en regiones bastante pobladas	266
7,0–7,9	Terremotos importantes. Infligen graves daños	18
≥8,0	Grandes terremotos. Causan destrucción extensa en las comunidades próximas al epicentro	1,4

Tabla 16.3 Magnitud del terremoto y equivalencia de energía

Magnitud del terremoto	Energía liberada* (millones de ergios)	Equivalencia de energía aproximada
0	630.000	1/2 kilo de explosivos
1	20.000.000	
2	630.000.000	Energía emitida por un relámpago
3	20.000.000.000	
4	630.000.000.000	500 kilos de explosivos
5	20.000.000.000.000	
6	630.000.000.000.000	Prueba atómica de 1946 en Bikini Terremoto Northridge de 1994
7	20.000.000.000.000.000	Terremoto Loma Prieta de 1989
8	630.000.000.000.000.000	Terremoto de San Francisco de 1906 Erupción del volcán Santa Elena de 1980
9	20.000.000.000.000.000.000	Terremoto de Alaska de 1964 Terremoto chileno de 1960
10	630.000.000.000.000.000.000	Consumo anual de energía en Estados Unidos

* Para cada incremento de unidad en la magnitud, la energía liberada aumenta alrededor de 31,6 veces.

Fuente: U.S. Geological Survey.

porciona un buen cálculo de la fuerza de los terremotos poco profundos de tamaño moderado, no funciona con los terremotos con foco profundo. Por tanto, se desarrolló una *magnitud de onda del cuerpo* (m_b) para describir los terremotos con grandes profundidades focales y los situados a gran distancia de la estación de control. Al principio, estas escalas de magnitud basadas en los instrumentos se calibraban para que fueran equivalentes a la escala de Richter y han contribuido a los esfuerzos de los sismólogos para describir el tamaño de los terremotos.

Sin embargo, a pesar de su utilidad, ninguna de estas escalas de magnitud sirve para describir terremotos muy grandes. Por ejemplo, el terremoto de San Francisco en 1906 y el terremoto de Alaska en 1964 tienen aproximadamente las mismas magnitudes de Richter (y las mismas magnitudes de onda superficial). No obstante, el terremoto de Alaska liberó considerablemente más energía que el sismo de San Francisco, según el tamaño de la zona de falla y el desplazamiento que se observaron. Por tanto, se dice que la escala de Richter, así como las otras escalas de magnitud relacionadas, están *saturadas* para los grandes terremotos porque no puede distinguir las dimensiones de estos acontecimientos.

Magnitud del momento En los últimos años, los sismólogos han estado utilizando una medida más precisa denominada **magnitud del momento** (M_w), que puede calcularse mediante varias técnicas. En un método, la magnitud del momento se calcula a partir de los estudios de campo mediante una combinación de factores entre los que se cuentan el desplazamiento medio a lo largo de la falla, el área de la superficie de ruptura y la resistencia de cizalla de la roca fallada, una medida de cuánta energía elástica puede almacenar una roca antes de romperse sú-

bitamente y liberar esa energía en forma de vibraciones (y calor). Por ejemplo, la energía implicada en un desplazamiento de 3 metros de un cuerpo rocoso a lo largo de una ruptura de unos pocos centenares de kilómetros de longitud sería mucho mayor que la producida por un desplazamiento de 1 metro a lo largo de una ruptura de 10 kilómetros de longitud (en el supuesto de que las profundidades de ruptura sean comparables).

La magnitud del momento también puede calcularse fácilmente a partir de los sismogramas, examinando las ondas sísmicas con período muy largo. Los valores obtenidos se han calibrado para que los terremotos de tamaño pequeño a medio tengan magnitudes del momento más o menos equivalentes a las magnitudes de Richter. Sin embargo, las magnitudes del momento son mucho mejores para describir los terremotos muy grandes. Por ejemplo, en la escala de magnitud del momento, el terremoto de San Francisco de 1906, que tuvo una magnitud de Richter de 8,3, se degradaría a 7,9, mientras que el terremoto de Alaska de 1964, con una magnitud de Richter de 8,3, aumentaría a 9,2. El terremoto más fuerte registrado es el terremoto que ocurrió en Chile en 1960, con una magnitud de 9,5.

La magnitud del momento ha ganado aceptación entre los sismólogos y los ingenieros por las siguientes razones: (1) es la única escala de magnitud que realiza una estimación adecuada del tamaño de los terremotos muy grandes; (2) es una medida que puede derivarse matemáticamente a partir del tamaño de la superficie de ruptura y la cantidad de desplazamiento y, por tanto, refleja mejor el total de energía liberada durante un terremoto; y (3) puede verificarse mediante dos métodos independientes: los estudios de campo basados en mediciones del desplazamiento de la falla y los métodos sismográficos que utilizan ondas de período largo.

En resumen, la escala de Richter se diseñó para diferenciar los tamaños de los terremotos con foco poco profundo del sur de California que tenían lugar cerca de un tipo particular de sismógrafo. La escala de magnitud original de Richter (M_L) se amplió para medir los terremotos a cualquier distancia y profundidad focal, también teniendo en cuenta las variaciones geológicas de un lugar a otro. Todas estas escalas de magnitud «parecidas a la de Richter» se diseñaron con el fin de que la magnitud final calculada fuera razonablemente consistente con la escala de Richter. Dado que ninguna de estas escalas de magnitud calcula de una manera adecuada el tamaño de los terremotos muy grandes, se desarrolló la escala de magnitud del momento (M_W), derivada de la cantidad de desplazamiento que ocurre a lo largo de la zona de falla.

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 Tabla 11.3). 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.

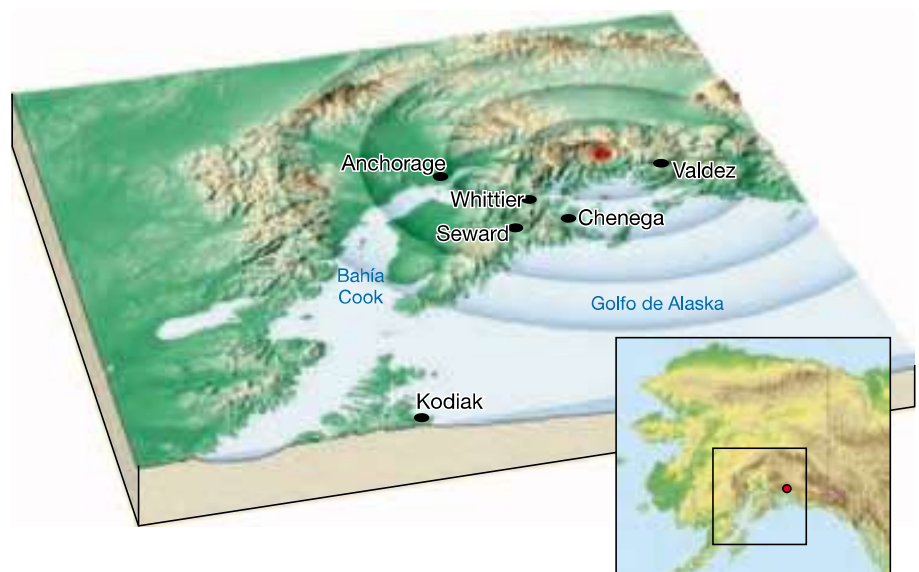
Destrucción causada por los terremotos

El terremoto más violento de Norteamérica en este siglo (el terremoto del Viernes Santo de Alaska) se produjo a las 5 h 36 de la tarde del 27 de marzo de 1964. Sentido en todo el estado, el terremoto tuvo una magnitud de 8,3 en la escala Richter y duró de 3 a 4 minutos. Este breve acontecimiento dejó 131 muertos, miles de personas sin hogar y la economía del estado muy deteriorada. De haber estado abiertos las escuelas y los barrios comerciales, el balance hubiera sido seguramente peor. A las 24 horas del terremoto inicial, se registraron 28 réplicas, 10 de las cuales superaron la magnitud de 6 en la escala Richter. La localización del epicentro y las ciudades más golpeadas por el terremoto se muestran en la Figura 11.15.

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. Afortunadamente la mayoría de los terremotos son pequeños y se producen en regiones remotas de la Tierra. Sin embargo, se producen unos 20 terremotos importantes al año, uno o dos de los cuales pueden ser catastróficos.

Durante un terremoto, la región comprendida en un radio de entre 20 y 50 kilómetros 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 1811, el área de influencia puede ser mucho mayor. El epicentro de este terremoto estaba lo-

► **Figura 11.15** Región más afectada por el terremoto del Viernes Santo de 1964. Obsérvese la localización del epicentro (punto rojo). (Del U. S. Geological Survey.)



calizado 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 de Alaska en 1964 proporcionó a los geólogos nuevas pistas sobre el papel del movimiento del suelo como 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; (2) la duración de las vibraciones; (3) la naturaleza del material sobre el que descansan las estructuras, y (4) el diseño de la estructura.

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 suelo falló. Un ejemplo destacable de cómo las variaciones de construcción afectan los daños provocados por un terremoto se muestran en la Figura 11.16. Obsérvese que los edificios de estructura de acero resisten 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 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 terre-

moto. 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 entre los 20 y los 50 kilómetros del epicentro experimentará más o menos la misma intensidad de sacudida del terreno, la destrucción varía considerablemente dentro de esta área. Esta diferencia es atribuible sobre todo a la naturaleza del suelo sobre el que están construidas las estructuras. Los sedimentos blandos, por ejemplo, amplificarán 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, descansa sobre un basamento firme de granito y, por consiguiente, sufrió mucho menos daño. Sin embargo, Whittier fue dañada por la ola de un maremoto (descrito en la siguiente sección).

El terremoto mexicano de 1985 proporcionó a los sismólogos y a los ingenieros un vívido recordatorio de lo que habían aprendido desde el terremoto de Alaska de 1964. La costa mexicana, donde se centró el terremoto, experimentó temblores inusualmente ligeros, pese a la fuerza del seísmo. Como cabía esperar, las ondas sísmicas se debilitaron progresivamente al aumentar la distancia desde el epicentro. Sin embargo, en la sección central de la ciudad de México, a casi 400 kilómetros del origen, las vibraciones se intensificaron hasta 5 veces más que las experimentadas en los distritos de las afueras. Gran parte de este movimiento amplificado del terreno puede atribuirse a los sedimentos blandos, restos del lecho de un antiguo lago, que subyace en algunas zonas de la ciudad (véase Recuadro 11.2).

Licuefacción En áreas donde los materiales no consolidados están saturados con agua, las vibraciones de los terremotos pueden generar un fenómeno conocido como **licuefacción** (*liqueo* = ser fluido; *faccio* = hacer). Bajo esas condiciones, lo que había sido un suelo estable se convierte en un fluido móvil que no es capaz de soportar edificios ni otras estructuras. Como consecuencia, los objetos situados bajo tierra, como tanques de almacenamiento y conducciones de alcantarillado, pueden flotar literalmente hacia la superficie. Los edificios y otras estructuras superficiales pueden hundirse. 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 11.17).



▲ **Figura 11.16** 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.)



Recuadro 11.2 ► Entender la Tierra

Amplificación de las ondas y riesgos sísmicos

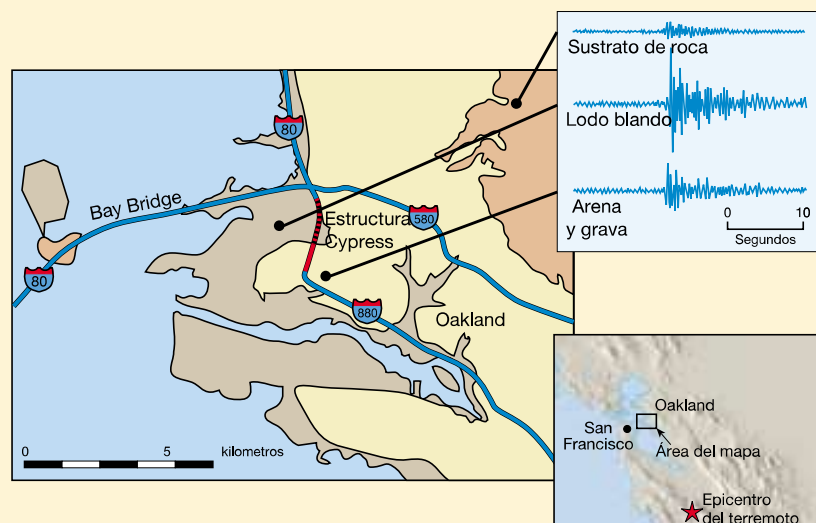
Gran parte del daño y de la pérdida de vidas derivados del terremoto que tuvo lugar en 1985 en la ciudad de México se produjo porque los edificios de la parte baja de la ciudad estaban contruidos sobre los sedimentos de un lago que amplificaron mucho el movimiento del terreno. Para entender por qué ocurre esto, recordemos cómo las ondas sísmicas atraviesan la Tierra y hacen que vibre el material que atraviesan de una manera muy parecida a lo que ocurre con un diapason cuando es golpeado. Aunque la mayoría de los objetos puede verse «forzada» a vibrar a lo largo de un amplio espectro de frecuencias, cada uno tiene su período de vibración natural preferido. Los diferentes materiales terrestres, como los diapasones de diferente longitud, tienen también diferentes períodos naturales de vibración*.

La amplificación del movimiento del terreno se produce cuando el material sustentador tiene un período natural de vibración (frecuencia) que encaja con el de las ondas 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 período natural de vibración de unos 2 segundos, que encajaba con

el período 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. Esta amplificación provocó vibraciones que produjeron movimientos del suelo hacia delante y hacia atrás de 40 centímetros cada 2 segundos durante casi 2 minutos. Dicho movimiento fue demasiado intenso para muchos de los edificios mal diseñados de esta ciudad. Además, las estructuras de altura intermedia (de cinco a quince pisos) se balancean hacia atrás y hacia delante con un período de unos 2 segundos. Por tanto, también se desarrolló resonancia entre estos edificios y el terre-

no, con el resultado de que la mayoría de los fallos de los edificios se produjo en estructuras con este intervalo de alturas.

Se piensa también que la amplificación de la onda inducida por los sedimentos contribuyó de manera significativa al fallo 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 kilómetros que se hundió demostraron que estaba construida sobre los lodos 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.



▲ **Figura 11.B** La porción de la estructura de la autopista Cypress, en Oakland, California, que se construyó 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 vibración se amplifica mucho en el lodo blando, en comparación con los materiales más firmes.

* Para demostrar el período 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. Empez a hacerla vibrar y note el ruido que hace. Cambiando la longitud de la porción no soportada de la regla, cambiará en consecuencia el período natural de vibración.

Seiches Los efectos de los grandes terremotos pueden sentirse a miles de kilómetros de su origen. El movimiento del terreno puede generar *seiches*: chapoteo 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 metros en la costa de Texas, que dañaron embarcaciones pequeñas, mientras que se nota-

ron ondas mucho menores en las piscinas de Texas y Louisiana.

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



▲ **Figura 11.17** El terremoto de Loma Prieta (1989), formó estos «volcanes de barro». Se formaron cuando los géiseres de arena y agua salieron disparados del suelo, indicando que se había producido licuefacción. (Foto de Richard Hilton, cortesía de Dennis Fox.)

Tsunamis

Muchas muertes asociadas con el terremoto que azotó Alaska en 1964 fueron causadas por **maremotos** o **tsunamis*** (*tsu* = puerto; *nami* = olas). Estas olas destructivas son a menudo denominadas «olas de marea» por los

* Los maremotos recibieron el nombre de *tsunami* por los japoneses, que han sufrido muchos. El término *tsunami* se utiliza ahora en todo el mundo.

medios de comunicación. Sin embargo, este nombre es inapropiado, pues estas olas son generadas por los terremotos, no por el efecto mareal de la Luna ni el Sol.

Los tsunamis son consecuencia casi siempre del desplazamiento vertical a lo largo de una falla situada en el suelo oceánico o de un gran deslizamiento submarino provocado por un terremoto (Figura 11.18). Una vez creado, un tsunami recuerda las ondulaciones formadas cuando se lanza una piedra a un estanque. Al contrario que estas últimas, el tsunami avanza a través del océano a velocidades asombrosas de 500 a 950 kilómetros por hora. Pese a esta notable característica, un tsunami puede pasar desapercibido en mar abierto porque su altura suele ser inferior a un metro y la distancia entre las crestas de las olas grandes oscilar entre 100 y 700 kilómetros. Sin embargo, después de entrar en las aguas costeras menos profundas, estas olas destructivas se ralentizan y el agua empieza a apilarse hasta alturas que a veces superan los 30 metros (Figura 11.18). 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. Un tsunami puede ser muy destructivo (Figura 11.19).

Normalmente la primera advertencia de aproximación de un tsunami es una retirada relativamente rápida de agua de las playas. Los 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.

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



▲ **Figura 11.18** Diagrama de un tsunami generado por desplazamiento del suelo 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.



▲ **Figura 11.19** Un hombre está de pie ante un muro de agua que está a punto de tragárselo en Hilo, Hawái, el 1 de abril de 1946. Este tsunami, que se originó en las islas Aleutianas, cerca de Alaska, todavía era lo bastante potente cuando azotó Hawái como para elevarse de 9 a 16 metros. El *S. S. Brigham Victory*, desde donde se tomó esta fotografía, consiguió sobrevivir la arremetida, pero 159 personas perdieron la vida en Hawái, entre ellas el hombre de la imagen. (Foto cortesía del Water Resources Center Archives, Universidad de California, Berkeley.)

de Chenega. Kodiak también resultó muy dañada y la mayor parte de su flota pesquera fue destruida cuando un maremoto arrastró los buques hasta el distrito comercial. Se atribuyen a este tsunami 107 muertos. Por el contrario, sólo nueve personas murieron en Anchorage como consecuencia directa de las vibraciones.

El daño causado por el tsunami que apareció después del terremoto de Alaska se extendió a lo largo de gran parte de la costa oeste de Norteamérica y, pese a ser advertido con una hora de anticipación, perecieron 12 personas en Crescent City, California, donde todos los muertos y la mayor parte de la destrucción fueron causados por la quinta ola. La cresta de la primera ola alcanzó aproximadamente 4 metros de altura por encima del nivel de la marea baja y fue seguida por 3 olas progresivamente menores. Creyendo que el tsunami había cesado, la gente volvió a la costa, solo para encontrarse con la quinta, y más devastadora, ola, que, superpuesta a la marea alta, alcanzó una altura de 6 metros por encima del nivel de la marea baja.

El 17 de julio de 1998, cuatro localidades de la costa septentrional de Nueva Guinea casi desaparecieron. Ahí, se cree que un terremoto, que en otras circunstancias

sería normal, con una magnitud de 7,1 provocó un gran deslizamiento submarino. (Temblores de como mínimo este tamaño azotan el globo cada tres semanas.) En un período de 5 a 10 minutos una llanura de agua de una media de 10 metros de altura y quizá 1 o 2 kilómetros de ancho azotó la orilla durante más de un minuto. La siguieron dos olas parecidas a intervalos de varios minutos. Oficialmente, el tsunami, el peor en más de dos décadas, se llevó 2.134 vidas, pero muchas no entraron en el recuento (Recuadro 11.3).

Deslizamientos y subsidencia del terreno

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



Recuadro 11.3 ► El hombre y el medio ambiente

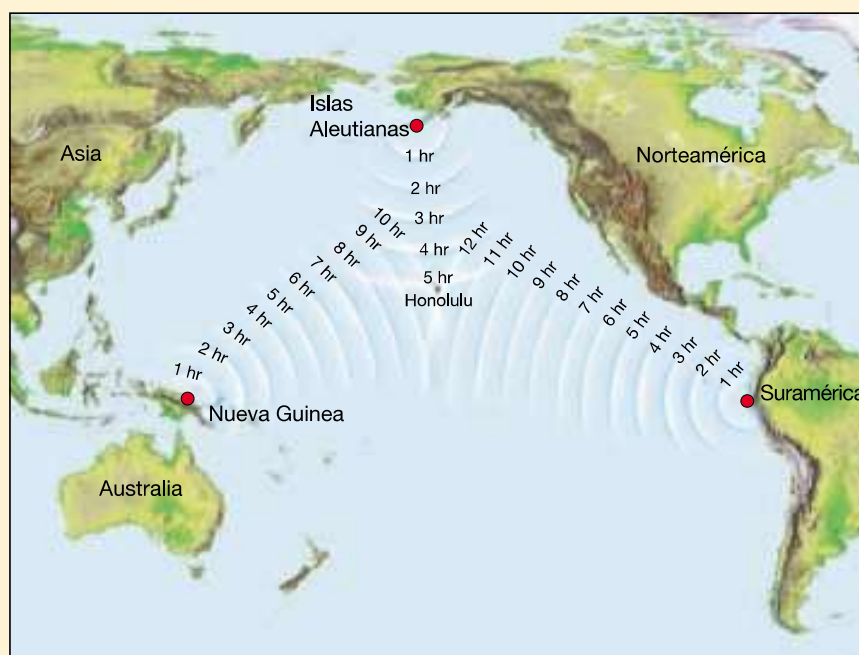
El sistema de aviso de los tsunamis

Los tsunamis atraviesan grandes distancias del océano antes de que su energía se disipe por completo. El tsunami generado por un terremoto que ocurrió en Chile en 1960, además de destruir las poblaciones a lo largo de un tramo de 800 kilómetros del litoral de Sudamérica, recorrió 17.000 kilómetros a través del Pacífico hacia Japón. Allí, unas 22 horas después del sismo, se produjeron daños considerables en las poblaciones costeras del sur. Durante varios días posteriores al acontecimiento, los mareógrafos de Hilo, Hawaii, detectaron estas olas que disminuían conforme reverberaban como ecos alrededor del Pacífico.

En 1946, un gran tsunami azotó las islas Hawaii sin previo aviso. Una ola de más de 15 metros de altura destruyó varias poblaciones costeras. Esta destrucción fue el motivo de que la National Oceanic and Atmospheric Administration 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 Pacific Tsunami Warning Center de Ewa Beach (cerca de Honolulu), Hawaii. Los científicos del centro utilizan los mareógrafos para determinar si se ha formado un tsunami. Aunque los tsunamis se desplazan a gran velocidad, hay tiempo suficiente para evacuar toda la zona excepto la región más

cercana al epicentro (Figura 11.C). Por ejemplo, un tsunami generado cerca de las islas Aleutianas tardaría 5 horas en llegar a Hawaii, y uno generado cerca de la costa de Chile se desplazaría durante 15 horas hasta llegar a Hawaii.

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



▲ **Figura 11.C** Tiempo de desplazamiento de tsunamis hacia Honolulu, Hawaii, desde todas las localizaciones del Pacífico. (Del NOAA.)

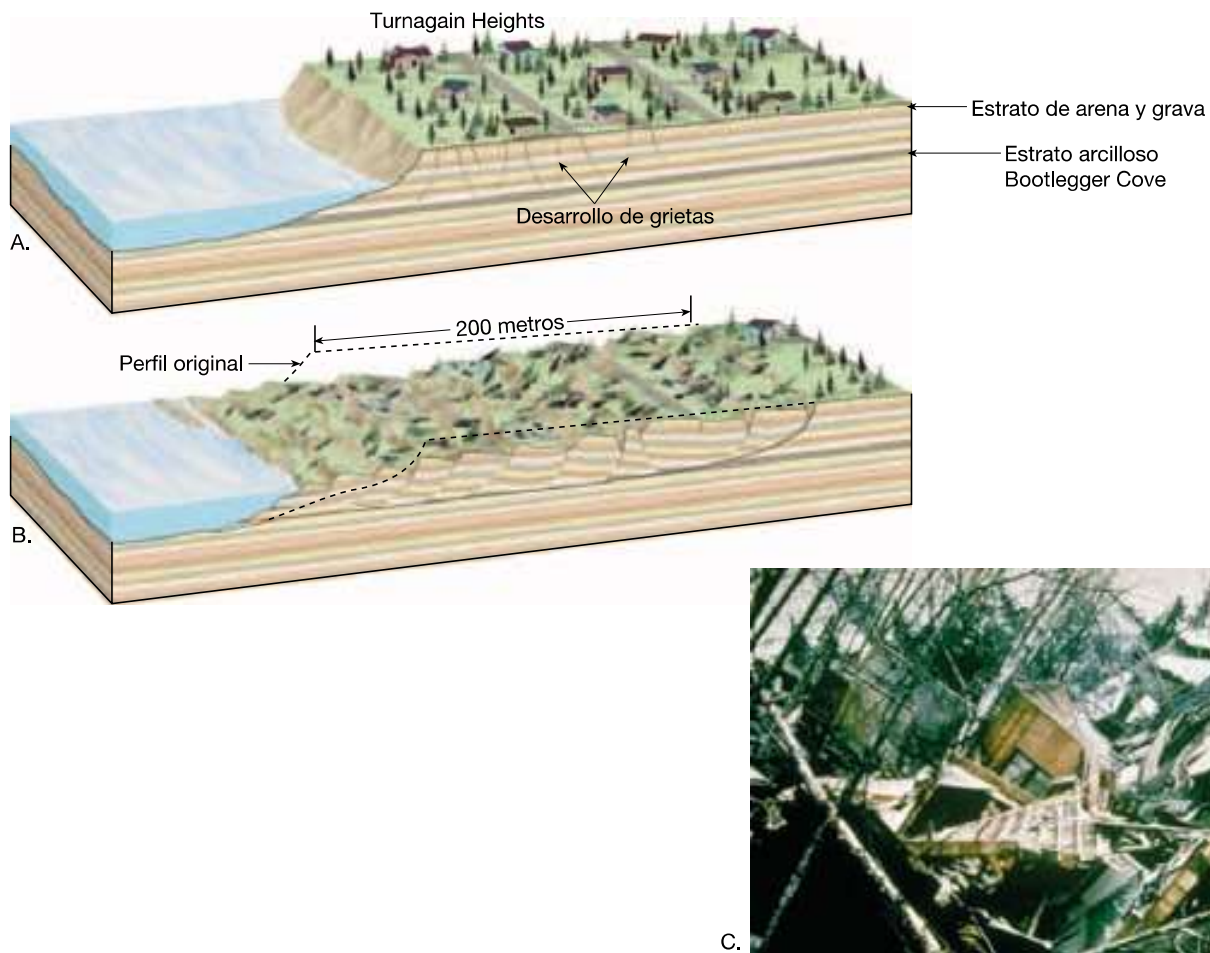
Gran parte del daño causado en la ciudad de Anchorage se atribuyó también a los deslizamientos de terreno. Muchos hogares fueron destruidos en Turnagain Heights, cuando un estrato arcilloso perdió su resistencia y más de 200 acres de tierra se deslizaron al océano (Figura 11.20). Una porción de este espectacular deslizamiento 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.

Incendios

El terremoto de San Francisco (1906) 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 (véase Figura 11.2). El problema se agrandó porque la sacudida inicial del terreno rompió las tuberías de agua de la ciudad en centenares de trozos.

Por fin se consiguió contener el fuego dinamitando los edificios situados a lo largo de un ancho bulevar para formar un cortafuegos, la misma estrategia que se utiliza para luchar contra los incendios forestales. Aunque se atribuyeron sólo unas pocas muertes al fuego de San Francisco, no siempre ocurre eso. En 1923, un terremoto desen-



▲ **Figura 11.20** 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 metros de Turnagain Heights habían sido destruidos.

cadenó en Japón unos 250 incendios, que devastaron la ciudad de Yokohama y destruyeron más de la mitad de los hogares de Tokio. Se atribuyen a los incendios más de 100.000 muertos, debido a que dichos incendios eran alimentados por vientos inusualmente fuertes.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN...

He oído que el lugar más seguro de una casa durante un terremoto es el marco de una puerta. ¿De verdad es el mejor lugar mientras se produce un terremoto?

Depende. Si estamos en la carretera, debemos alejarnos de túneles, pasos bajo nivel y pasos sobre nivel. Hay que pararse en una zona segura y quedarse en el vehículo hasta que cese el temblor. Si durante un terremoto estamos en el exterior,

debemos mantenernos alejados de edificios, árboles, y líneas telefónicas y eléctricas. En el interior, no olvidemos *agacharnos, cubrirnos y agarrarnos*. Si sentimos un terremoto, debemos *agacharnos* debajo un escritorio o una mesa de estudio, lejos de ventanas, estanterías, archivadores, espejos pesados, plantas colgantes y otros objetos pesados que pudieran caer. Debemos permanecer bajo *cubierto* hasta que cese el temblor. Y *agarrados* al escritorio o la mesa: si se mueven, nos movemos con ellos.

Una imagen duradera de un terremoto en California es una casa de adobe derrumbada de la que sólo se mantiene en pie el marco de la puerta. De ahí viene la creencia de que una puerta es el lugar más seguro durante un terremoto. Eso sólo es cierto si se vive en una casa de adobe antigua, no reforzada. En los hogares modernos, las puertas no son más fuertes que cualquier otra parte de la casa y suelen tener puertas que se balancearán y que pueden herir a quienes estén debajo de ellas. Estaríamos más seguros debajo de una mesa.

¿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; todo ello como consecuencia de un terremoto breve (unos 40 segundos), calificado de moderado. 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 kilómetros de este estado. La pregunta obvia es: ¿Pueden predecirse los 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, Estados Unidos, China y Rusia, países donde los riesgos de terremotos son elevados (Tabla 11.4), están realizando esfuerzos sustanciales para conseguir este objetivo. La investigación se ha concentrado en el control de posibles *pre-*

cursores: fenómenos que preceden a los terremotos y que, por tanto, proporcionan una advertencia de su inminencia. En California, por ejemplo, los sismólogos están midiendo el levantamiento, la subsidencia y la deformación de las rocas próximas a las fallas activas. Algunos científicos japoneses están estudiando el comportamiento anómalo de los animales que puede preceder a un terremoto. Otros investigadores están controlando los cambios de nivel del agua subterránea y aún otros están intentando predecir los terremotos en función de los cambios de conductividad eléctrica de las rocas.

Entre los experimentos más ambiciosos se cuenta uno llevado a cabo a lo largo de un segmento de la falla de San Andrés cerca de la ciudad de Parkfield, en California central. Aquí se han producido terremotos de intensidad moderada de una manera regular aproximadamente una vez cada 22 años desde 1857. El más reciente fue un sismo de magnitud 5,6 que se produjo en 1966. Al haberse «retrasado» significativamente el siguiente acontecimiento, el U. S. Geological Survey ha establecido una elaborada red de control. Consta de medidores de deslizamiento,

Tabla 11.4 Algunos terremotos notables

Año	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	1.500	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	9,6	Posiblemente el terremoto de mayor magnitud nunca registrado.
*1964	Alaska	131	9,2	El mayor terremoto de Norteamérica.
1970	Perú	66.000	7,8	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	240.000	7,6	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	Loma Prieta, California	62	6,9	Los daños superaron los 6.000 millones de dólares.
1990	Irán	50.000	7,3	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	57	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	Izmit, Turquía	17.127	7,4	Cerca de 44.000 heridos y más de 250.000 desplazados.
1999	Chi-Chi, Taiwan	2.300	7,6	Gran destrucción; 8.700 heridos.
2001	El Salvador	1.000	7,6	Provocó muchos deslizamientos de tierra.
2001	Bhuj, India	20.000*	7,9	1 millón o más de personas sin hogar.

* Terremotos en Estados Unidos.

[†] 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.

inclinómetros y medidores de deformación en agujeros taladrados, que se utilizan para medir la acumulación y la liberación de la deformación. Además, se han instalado 70 sismógrafos de diseños diversos para registrar los sismos precursoros, así como el acontecimiento principal. Por último, una red de distanciómetros que utilizan láser mide el movimiento a través de la falla (Figura 11.21). El objetivo es identificar los movimientos del terreno que pueden preceder a un sismo de tamaño considerable.

Los sismólogos chinos afirmaron haber predicho satisfactoriamente a corto plazo el terremoto que tuvo lugar el 4 de febrero de 1975 en la provincia de Liaoning. Según sus informes, murió muy poca gente, aunque más de un millón vivía cerca del epicentro, porque el terremoto se predijo y la población fue evacuada. Recientemente, algunos sismólogos occidentales han cuestionado esta afirmación y sugieren, en cambio, que un intenso enjambre de sismos precursoros, que empezaron 24 horas antes del terremoto principal, pudo haber inducido a la gente a la evacuación espontánea. Además, un informe oficial del gobierno chino emitido 10 años después afirmaba que murieron 1.328 personas y 16.980 resultaron heridas como consecuencia de este terremoto.

Un año después del terremoto de Liaoning, murieron al menos 240.000 personas en el terremoto de Tangán, China, que no se predijo. Los chinos han emitido falsas alarmas. En una provincia próxima a Hong Kong, según se dice, la gente abandonó sus hogares durante más de un mes, pero no hubo terremoto. Cualquiera que sea el método que los chinos emplean para sus predicciones a corto plazo, evidentemente *no* es fiable.

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 período 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. Citando a Charles Richter, quien desarrolló la conocida escala de magnitud, «la predicción proporciona un terreno abonado para los aficionados, los chiflados y los impostores en busca de publicidad». Esta afirmación se validó en 1990 cuando Iben Browning, un autoproclamado experto, predijo que un terremoto importante, localizado en la falla de Nuevo Madrid, devastaría un área del sureste de Missouri el 2 o el 3 de diciembre. Muchas personas de Missouri, Tennessee, e Illinois corrieron a asegurarse contra los terremotos. Algunas escuelas e industrias cerraron; hasta quienes vivían al norte de Illinois se quedaron en casa por no correr el riesgo de ir a trabajar. La fecha designada pasó sin el más mínimo temblor.

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. Dicho de otra manera, 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 la actualización del Uniform Building Code, que contiene la normativa nacional para diseño de estructuras resistentes a terremotos.

Los pronósticos a largo plazo se basan en la premisa de que los terremotos son repetitivos o cíclicos, como el clima. En otras palabras, en cuanto ha pasado un terremoto, los movimientos continuos de las placas litosféricas empiezan a acumular tensión de nuevo en las rocas, hasta que éstas 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.

Teniendo en cuenta este concepto, un grupo de sismólogos representó la distribución de zonas de ruptura asociadas con los grandes terremotos que se han producido en las regiones sísmicamente activas de la cuenca del Pacífico. Los mapas revelaron que las zonas de ruptura tendían a aparecer adyacentes unas a otras sin solapa-



▲ **Figura 11.21** Láser utilizados para medir el movimiento a lo largo de la falla de San Andrés. (Foto de John K. Nakata/U. S. Geological Survey.)

miento apreciable, contorneando el borde de las placas. 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, los investigadores predijeron que en el lapso de uno o dos siglos, se producirían importantes terremotos a lo largo de cada uno de los segmentos del borde de la placa del Pacífico.

Cuando los investigadores estudiaron los registros históricos, descubrieron que en algunas zonas no se había producido un terremoto grande en más de un siglo. Estas zonas tranquilas, denominadas **vacíos sísmicos**, se iden-

tificaron como lugares probables para terremotos importantes en las siguientes décadas (Figura 11.22). En los 25 años transcurridos desde que se llevaron a cabo los estudios originales, alguno de esos huecos ha experimentado terremotos (véase Recuadro 11.4). En este grupo se encuentra la zona que produjo el terremoto que devastó en septiembre de 1985 partes de la ciudad de México.

Se ha puesto en práctica otro método de pronóstico a largo plazo, conocido como *paleosismología* (*palaiois* = antiguo; *seismos* = sacudida; *ology* = estudio de). Una técnica implica el estudio de los depósitos estratificados que fueron afectados por sismos prehistóricos. Hasta la fecha,



◀ **Figura 11.22** Distribución de las áreas de ruptura de los grandes terremotos superficiales ocurridos entre 1930 y 1979 a lo largo de la costa suroccidental de Alaska y las islas Aleutianas. Los tres huecos sin sismos indican las localizaciones más probables de los próximos grandes terremotos a lo largo de este borde de placa. (Tomado de J. C. Savage y cols., U. S. Geological Survey.)



Recuadro 11.4 ► Entender la Tierra

Un terremoto importante en Turquía

El 17 de agosto de 1999, a las 3 h 02 de la madrugada hora local, un terremoto de magnitud (M_W) 7,4 sacudió el noroeste de Turquía, mientras la mayoría de la población dormía. El epicentro se encontraba a 10 kilómetros en dirección sureste de Işmit, en una región que constituye el centro industrial y la parte más densamente poblada del país. Estambul y sus 13 millones de habitantes se encuentran justamente a 70 kilómetros al oeste.

Según los cálculos oficiales del gobierno, el terremoto causó la muerte de más de 17.000 personas y casi 44.000 heridos. Más de 250.000 personas fueron obligadas a abandonar sus hogares dañados y fueron acogidas en 120 «campamentos» improvisados. Las estimaciones de las pérdidas de propiedad que

realizó el Banco Mundial se acercaban a los 7.000 millones de dólares. La licuefacción y el temblor del terreno fueron las principales causas de los daños, pero las fallas superficiales y los deslizamientos de tierra también fueron responsables de una parte sustancial de las muertes y la destrucción. Fue el terremoto más devastador que había golpeado Turquía en 60 años.

Turquía tiene una región geológicamente activa que con frecuencia experimenta grandes terremotos. La mayor parte del país es parte de un pequeño bloque de litosfera continental conocido como la microplaca Turca. Esta pequeña placa está atrapada entre las placas Arábiga y Africana, que se mueven hacia el norte, y la placa Euroasiática,

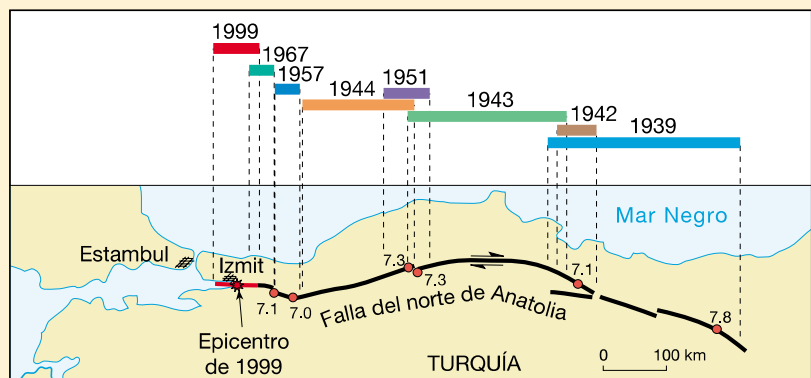
relativamente estable (Figura 11.D). En agosto de 1999, se produjo un terremoto a lo largo del límite occidental del sistema de fallas del norte de Anatolia, de 1.500 kilómetros de longitud. Esta falla tiene mucho en común con la falla de San Andrés, en California. Ambas son fallas con desplazamiento horizontal dextrorso y tienen longitudes similares y velocidades de movimiento a largo plazo parecidas*. Como su equivalente norteamericano, la falla del norte de Anatolia es un borde de falla transformante (borde pasivo).

* Recordemos que si una persona mira a través de una falla con desplazamiento dextrorso durante un terremoto, esa persona vería que el lado opuesto se mueve hacia la derecha.



▲ **Figura 11.D** Los terremotos de Turquía son provocados por el movimiento hacia el norte de las placas Arábiga y Africana contra la placa Euroasiática, presionando la pequeña microplaca Turca hacia el oeste. El movimiento tiene cabida a lo largo de dos grandes fallas con desplazamiento horizontal: la falla del norte de Anatolia y la falla del este de Anatolia.

El hecho de que ocurriera un gran terremoto a lo largo de esta porción de la falla del norte de Anatolia no fue una sorpresa absoluta. Según los registros históricos, la región del epicentro había sido identificada como un *vacío sísmico*, una «zona tranquila» a lo largo de la falla, donde la tensión se había ido acumulando quizá durante 300 años. Además, durante los 60 años anteriores, se había desarrollado un interesante patrón de actividad sísmica. Empezando en 1939 con un sismo con una magnitud (M_W) de 7,9 que produjo la ruptura de unos 350 kilómetros de terreno, siete terremotos habían roto la falla de manera progresiva des-



▲ **Figura 11.E** Este mapa describe la progresión secuencial hacia el oeste de los grandes terremotos a lo largo de la falla del norte de Anatolia entre 1939 y 1999. Se anotan el epicentro y la magnitud de cada uno de ellos. La longitud de cada segmento coloreado indica la extensión de la ruptura superficial a lo largo de la falla para cada acontecimiento.

la investigación más completa en la que se empleó este método se concentró en un segmento de la falla de San Andrés, unos 50 kilómetros al noreste de Los Ángeles. En este lugar, el cauce de Pallet Creek se ha alterado repetidamente como consecuencia de terremotos a lo largo de la zona de falla. Zanjas excavadas a través del lecho del río

han mostrado los sedimentos que, según parece, han sido desplazados por nueve grandes terremotos durante un período de 1.400 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 140 a 150 años. El último gran acontecimiento se produjo a lo largo de este

de el este hacia el oeste, como se muestra en la Figura 11.E.

Ahora los investigadores entienden que cada vez que se producía un terremoto, éste cargaba la zona hacia el oeste con un esfuerzo adicional. Es decir, a medida que el sismo liberaba esfuerzo sobre la sección de la falla que rompía, transfería esfuerzo a los segmentos adyacentes. El siguiente segmento en línea que se romperá se sitúa al oeste de Izmir, cerca de Estambul. Podría producirse relativamente pronto. En la secuencia desde 1939 ningún terremoto ha tardado más de 22 años y alguno ocurrió durante el año siguiente al sismo anterior.

El terremoto que se produjo cerca de Izmir, Turquía, en 1999, demostró la enorme potencia de un gran terremoto y el inmenso sufrimiento humano que puede producirse cuando un terremoto azota un área urbana. Aunque nadie sabe con seguridad dónde ni cuándo se producirá el próximo gran sismo en la región, parece que el terremoto que ocurrió cerca de Izmir en 1999 aumentó el riesgo de quienes viven cerca de Estambul.

segmento de la falla de San Andrés en 1857. Por tanto, han transcurrido unos 140 años. Si los terremotos son verdaderamente cíclicos, parece inminente un acontecimiento importante en el sur de California. Esta información llevó al U. S. Geological Survey a predecir que hay un 50 por ciento de probabilidad de que se produzca un terremoto de magnitud 8,3 a lo largo del sur de la falla de San Andrés en los próximos 30 años.

Utilizando otras técnicas paleosismológicas, los investigadores descubrieron recientemente pruebas sólidas de 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 y ahora supera la normativa del Uniform Building Code.

Según otro estudio del U. S. Geological Survey, hay probabilidad de que ocurra un terremoto a lo largo de varios segmentos de la falla de San Andrés en los 30 años que van desde 1988 a 2018 (Figura 11.23). A partir de esta investigación se propuso una probabilidad del 30 por ciento de que se produjera un terremoto de magnitud 6,5 en la región de las montañas Santa Cruz durante este período. De hecho, se produjo el terremoto de Loma Prieta en 1989, de magnitud 6,9.

La región situada a lo largo de la falla de San Andrés a la que se atribuye la mayor probabilidad (90 por ciento) de

generar un terremoto es la sección de Parkfield. La actividad en esta zona ha sido muy regular desde que se empezaron a llevar registros en 1857. (Aunque esta sección ha experimentado terremotos con una media de uno cada 22 años, el último ocurrió en 1966: ¡han pasado más de 12 años y seguimos sumando!) A otra región comprendida entre Parkfield y las montañas Santa Cruz se atribuye una probabilidad muy baja de generar un terremoto. Esta área ha experimentado muy poca actividad sísmica en tiempos históricos; antes bien, exhibe un movimiento lento y continuo conocido como «*reptación de falla*». Ese movimiento es beneficioso porque evita la acumulación de tensión a grandes niveles en las rocas.

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 útil para desarrollar el Uniform Building Code y ayudan en la planificación del uso del terreno.

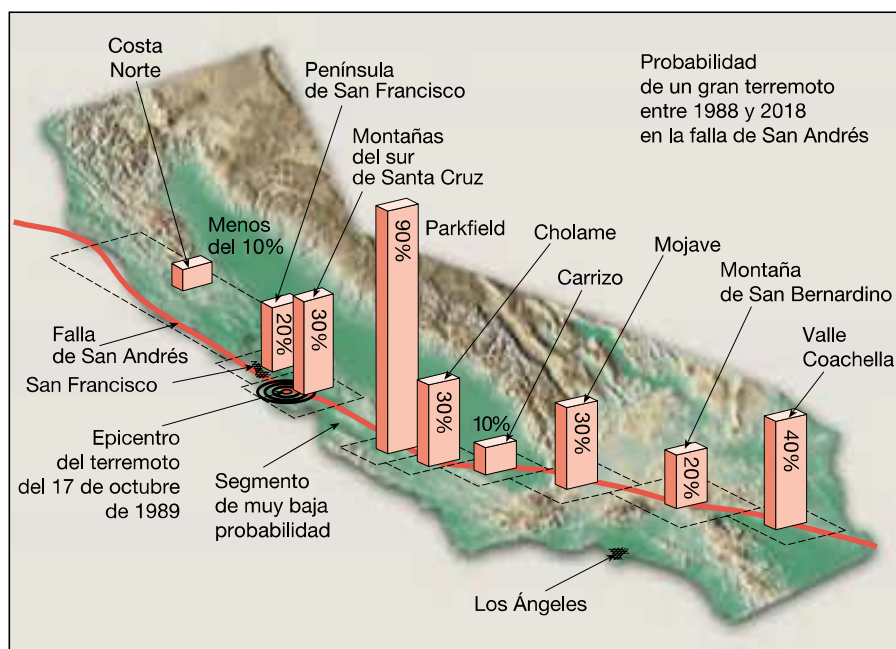
Terremotos: pruebas de la tectónica de placas



Los terremotos

▼ Terremotos: pruebas de la tectónica de placas

En el mismo momento en que se formuló el esquema básico de la teoría de la tectónica de placas, los investigadores de varias ramas de las geociencias empezaron a probar



◀ **Figura 11.23** Probabilidad de aparición de grandes terremotos entre el año 1988 y el 2018 a lo largo de la falla de San Andrés.

su validez. Uno de los primeros esfuerzos lo realizó un grupo de sismólogos, que fueron capaces 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 11.12. En particular, esos científicos pudieron explicar la estrecha asociación entre los terremotos de foco profundo y las zonas de subducción.

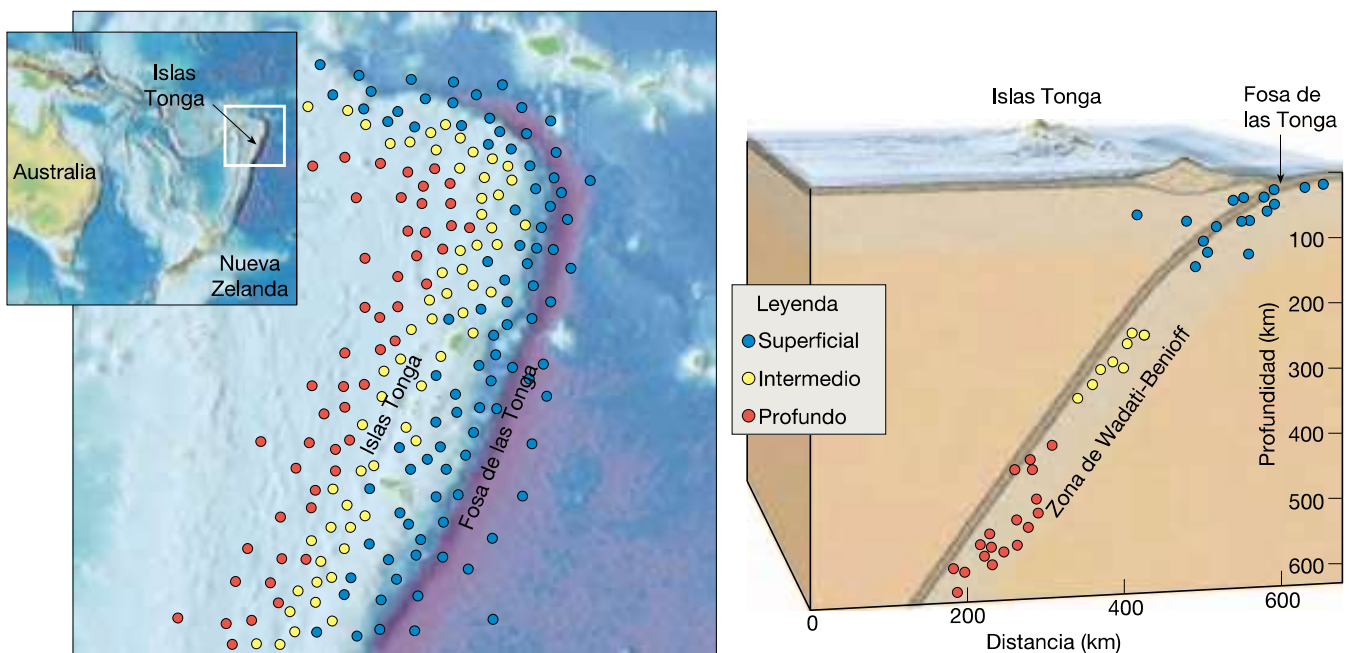
Basándonos en nuestros conocimientos del mecanismo que genera la mayoría de terremotos, podría predecirse que los terremotos ocurrirán sólo en la capa fría, rígida y más externa de la Tierra. Recordemos que a medida que estas rocas se deforman, se doblan y almacenan energía elástica, como una cinta de goma estirada. Una vez 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 energía elástica y, por tanto, no generarán terremotos. Hasta ahora se han observado terremotos con profundidades de casi 700 kilómetros.

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 representan las profundidades de los focos sísmicos y sus localizaciones dentro del arco de las Tonga, surge el modelo mostrado en la Figura 11.24. 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.

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 11.24). 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 interacciona con la capa situada por encima. Cuanto más descende la placa en la astenosfera, son generados terremotos de foco profundo mediante otros mecanismos. Muchas de las pruebas disponibles sugieren que los terremotos ocurren en la placa en subducción relativamente fría y no tanto en las rocas dúctiles del manto. Por debajo de los 700 kilómetros, se han registrado muy pocos terremotos, debido posiblemente a que la placa en subducción se ha calentado lo suficiente como para perder su rigidez.

Otras pruebas que respaldan el modelo de la tectónica de placas procedían de observar que los terremotos superficiales predominan a lo largo de los límites divergentes y de falla transformante. Recordemos que a lo largo de la falla de San Andrés, la mayoría de terremotos se produce en los primeros 20 kilómetros de la corteza. Puesto que las fosas oceánicas son los únicos lugares donde las placas frías de la corteza oceánica se sumergen a grandes profundidades, éstas podrían ser los únicos puntos donde se producen terremotos de foco profundo. De hecho, la ausencia de terremotos de foco profundo a lo largo de las dorsales oceánicas y las fallas transformantes apoya la teoría de la tectónica de placas.



▲ **Figura 11.24** 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 sólo en el interior de la litosfera que se hunde. (Modificado según B. Isacks, J. Oliver y L. R. Sykes.)

Resumen

- Los *terremotos* son vibraciones de la tierra 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, irradia en todas las direcciones desde el origen del terremoto, denominado *foco*. 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 doblan. 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) de 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*.
- Existe una estrecha correlación entre los epicentros de los terremotos y los bordes de placa. Los epicentros de los terremotos principales se encuentran a lo largo del margen externo del océano Pacífico, conocido como *cinturón circum-Pacífico*, y por los océanos de todo el mundo a lo largo del *sistema de dorsales oceánicas*.
- 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 producidos. La *escala de intensidad modificada de Mercalli* utiliza los daños a los edificios 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 la vibración 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 resistencia a la cizalla de la roca fallada.
- Los factores más obvios 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 pre-

misa 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. Un aspecto implica la estrecha relación entre los terremotos de foco profundo y las zonas de subducción. Otras pruebas implican el hecho de que sólo terremotos superficiales ocurren en los límites divergentes y de falla transformante.

Preguntas de repaso

1. ¿Qué es un terremoto? ¿Bajo qué circunstancias *se producen* los terremotos?
2. ¿Cómo están relacionados las fallas, los focos sísmicos y los epicentros?
3. ¿Quién fue el primero que explicó el mecanismo real por medio del cual se generan los terremotos?
4. Explique lo que se entiende por *rebote elástico*.
5. Las fallas que no están experimentando deslizamiento activo pueden considerarse «seguras». Refute o defienda esta afirmación.
6. Describa el principio de funcionamiento de un sísmógrafo.
7. Enumere las principales diferencias entre las ondas P y las S.
8. Las ondas P se mueven a través de los sólidos, los líquidos y los gases, mientras que las ondas S se mueven sólo a través de sólidos. Explíquelo.
9. ¿Qué tipo de ondas sísmicas produce el mayor daño en los edificios?
10. Utilizando la Figura 11.10, determine la distancia entre un terremoto y una estación sísmica si la primera onda S llega 3 minutos después de la primera onda P.
11. Casi todos los grandes terremotos se producen en una zona del planeta conocida como la _____.
12. ¿Los terremotos de foco profundo se producen a varios centenares de kilómetros por debajo de qué rasgo notable del suelo oceánico?
13. Distinga entre la escala de Mercalli y la escala Richter.
14. Por cada incremento de 1 en la escala Richter, la amplitud de la onda aumenta _____ veces.
15. Un terremoto de valor 7 en la escala Richter libera alrededor de _____ veces más energía que un terremoto de magnitud 6.
16. Enumere 3 motivos por los que la escala de magnitud del momento ha ganado popularidad entre los sismólogos.
17. Enumere 4 factores que afectan a la magnitud de la destrucción causada por las vibraciones sísmicas.
18. ¿Qué factor contribuyó más al extenso daño que se produjo en el centro de la ciudad de México durante el terremoto de 1985?
19. El terremoto que ocurrió en Armenia en 1988 tuvo una magnitud Richter de 6,9, bastante inferior a los grandes terremotos de Alaska (1964), y de San Francisco (1906). No obstante, el coste en vidas humanas fue bastante mayor en el armenio, ¿por qué?
20. Además de la destrucción originada directamente por las vibraciones sísmicas, enumere otros tres tipos de destrucción asociados con los terremotos.
21. ¿Qué es un tsunami? ¿Cómo se genera?
22. Cite algunas razones por las cuales un terremoto de magnitud moderada podría causar más daño que un terremoto con una magnitud alta.
23. ¿Pueden predecirse los terremotos?
24. ¿Cuál es el valor de los pronósticos a largo plazo de los terremotos?
25. Describa brevemente cómo los terremotos pueden utilizarse como pruebas para la teoría de la tectónica de placas.

Términos fundamentales

«reptación de falla»
epicentro

escala de intensidad
modificada de Mercalli

escala de Richter
falla

foco
hipocentro

inercia	onda de cuerpo	rebote elástico	sismo precursor
intensidad	onda larga u onda L	réplica	terremoto
licuefacción	onda primaria o P	sismógrafo	tsunami
magnitud	onda secundaria o S	sismograma	vacío sísmico
magnitud del momento	onda superficial	sismología	zona Wadati-Benioff
maremoto			

Recursos de la web



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

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

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

