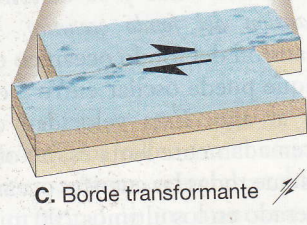
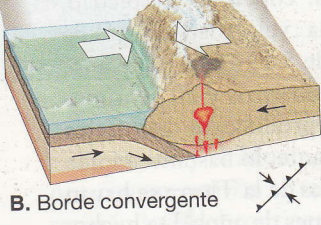
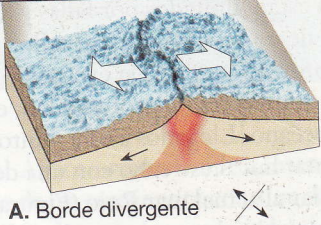


Figura 19.15 El mosaico de las placas rígidas que constituyen la superficie externa de la Tierra. (Tomada de W. B. Hamilton, U. S. Geological Survey)



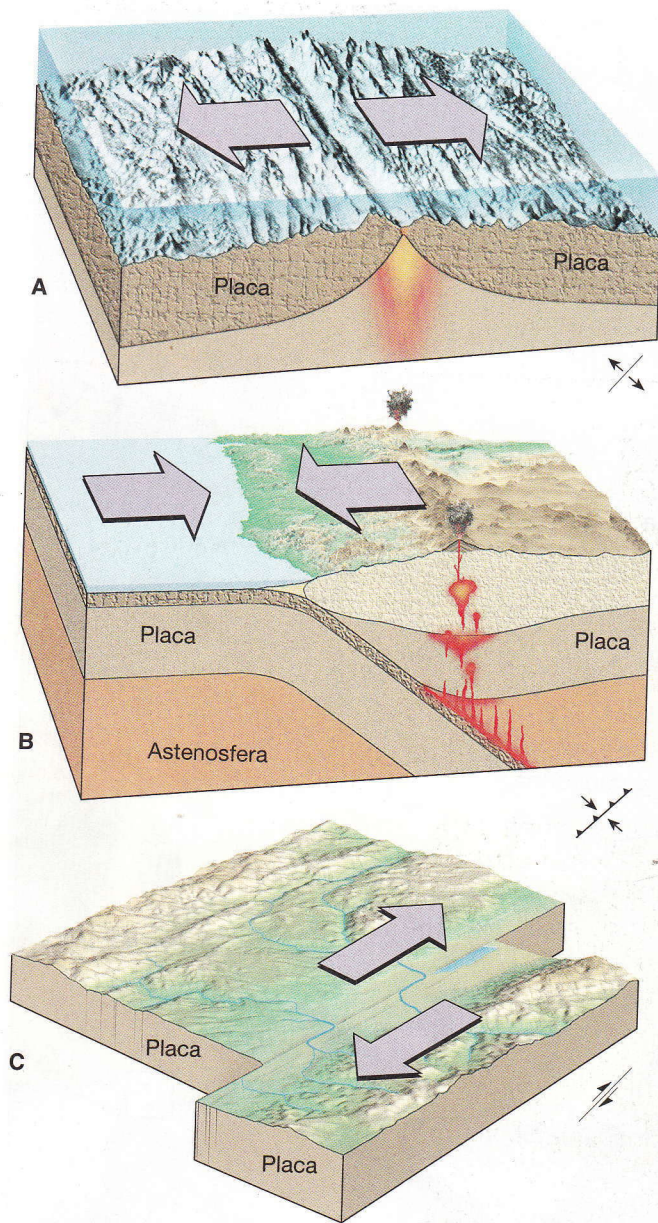


Figura 19.16 Representación esquemática de los bordes de placa que muestran el movimiento relativo de las placas. A. Borde divergente. B. Borde convergente. C. Borde de falla transformante.

millones de años y se denomina, con toda propiedad, *expansión del fondo oceánico*. Una velocidad típica de expansión del fondo oceánico es de 5 centímetros al año, aunque puede oscilar entre 2 centímetros y 20 centímetros al año. Esta velocidad de producción litosférica extremadamente lenta es, no obstante, lo bastante rápida para que todas las cuencas oceánicas de la Tierra se hayan generado en los últimos 200 millones de años. De hecho, ninguna parte del fondo oceánico que se ha datado supera una edad de 180 millones de años.

A lo largo de los bordes divergentes, donde emergen las rocas fundidas, el fondo oceánico está elevado. En todo el mundo, estas dorsales se extienden a lo largo de 70.000 kilómetros a través de todas las principales cuencas oceánicas. En la Figura 19.15 se pueden ver parte de las dorsales. A medida que se va formando nueva litosfera a lo largo de las dorsales oceánicas, se van alejando lentamente, pero continuamente, de la zona de ascenso que se encuentra a lo largo del eje de la dorsal. Por tanto, la corteza empieza a enfriarse y contraerse, aumentando con ello su densidad. Esto explica, en parte, la mayor profundidad de la corteza oceánica más antigua y más fría situada en las cuencas oceánicas profundas. Además, las rocas del manto localizadas debajo de la corteza oceánica se enfrían y endurecen al aumentar la distancia desde el eje de la dorsal, añadiendo con ello grosor a las placas. Dicho de otra forma, el grosor y la densidad de la litosfera oceánica dependen de su edad. Cuanto más antigua (más fría) sea, mayor será su grosor y su densidad.

No todos los centros de expansión se encuentran en el medio de los grandes océanos. En el mar Rojo se encuentra un borde divergente de formación reciente. En esta zona, la península Arábiga se separó de África y empezó a moverse hacia el este. Por consiguiente, el mar Rojo está proporcionando a los oceanógrafos una visión de qué aspecto podía tener el océano Atlántico en su infancia. Otro mar lineal y estrecho producido por la expansión del fondo oceánico en el pasado geológico reciente es el golfo de California, que separa la Baja Península de California del resto de México.

Cuando se desarrolla un centro de expansión dentro de un continente, la masa continental puede escindirse en dos o más segmentos menores, tal como Alfred Wegener había propuesto para la ruptura de Pangea. Se piensa que la fragmentación de un continente está asociada con el movimiento ascendente de roca caliente desde el manto. El efecto de esta actividad es el abombamiento de la corteza directamente por encima de la pluma ascendente caliente. Esta elevación produce fuerzas de extensión que estiran y adelgazan la corteza, como se muestra en la Figura 19.18A. La extensión de la corteza va acompañada de episodios alternos de formación de fallas y de vulcanismo. Adyacentes al eje de expansión, los bloques de la corteza están limitados por fallas y forman unos valles alargados denominados *rifts* o *valles de rift* (Figura 19.18B). Conforme continúa la expansión, el valle de rift se alargará y aumentará de profundidad, ensanchándose al final en un océano. Llegados a este punto, el valle se convertirá en un mar lineal estrecho con una desembocadura al océano, similar al actual mar Rojo (Figura 19.18C). La zona de rift seguirá siendo un lugar de actividad ígnea, generando continuamente nuevo fondo oceánico en una cuenca oceánica en continua expansión (Figura 19.18D).

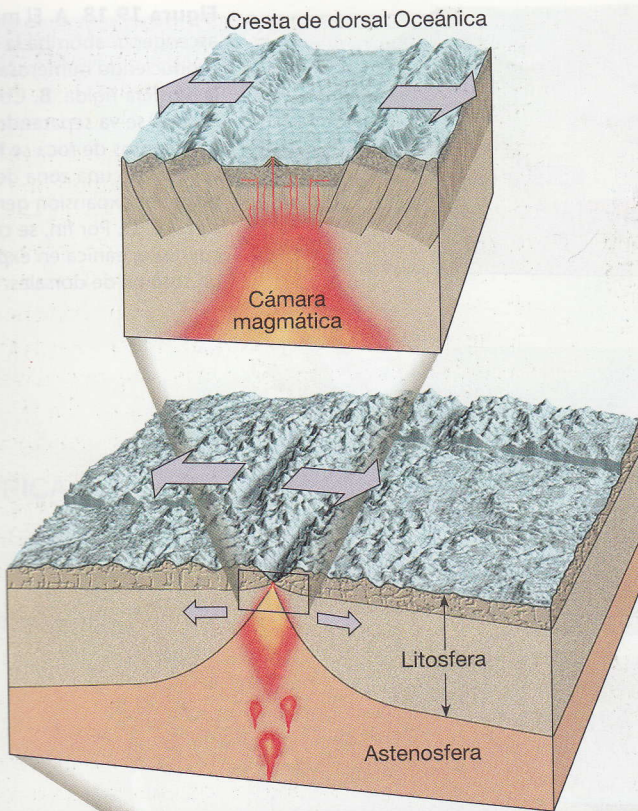
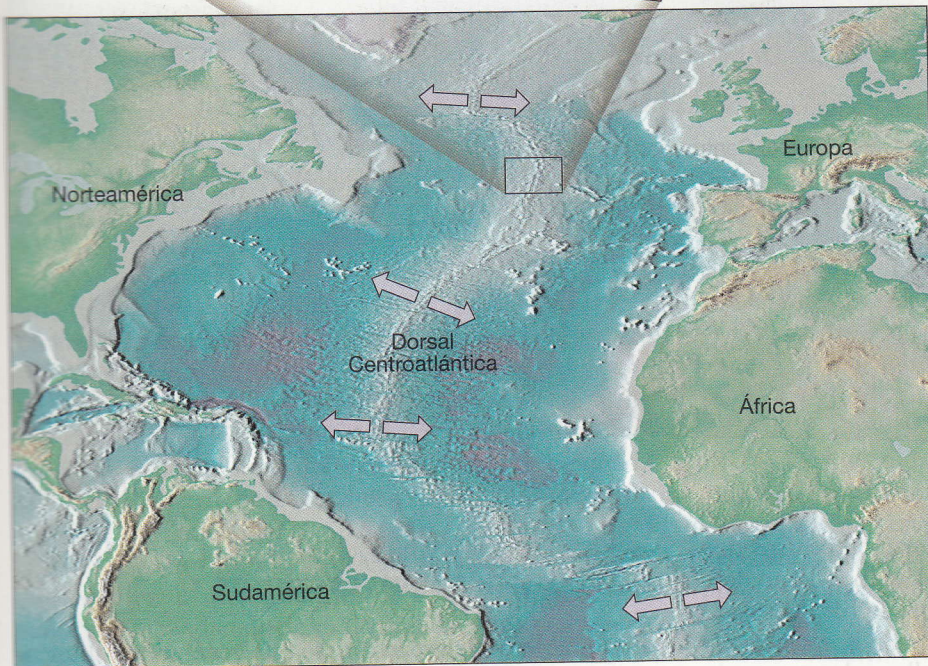


Figura 19.17 La mayoría de los bordes de placa divergente está situada a lo largo de las crestas de las dorsales oceánicas.



Los valles de rift del África oriental representan el estadio inicial de la ruptura de un continente como se acaba de describir (Figura 19.19). La extensa actividad volcánica que acompaña la formación de un rift continental tiene su ejemplo en las grandes montañas volcánicas como el

Kilimanjaro y el Monte Kenia. Si los valles de rift africanos siguen activos en el futuro, África oriental acabará separándose del continente principal de una manera muy parecida a como la península Arábiga se escindió de África hace tan sólo unos pocos millones de años.

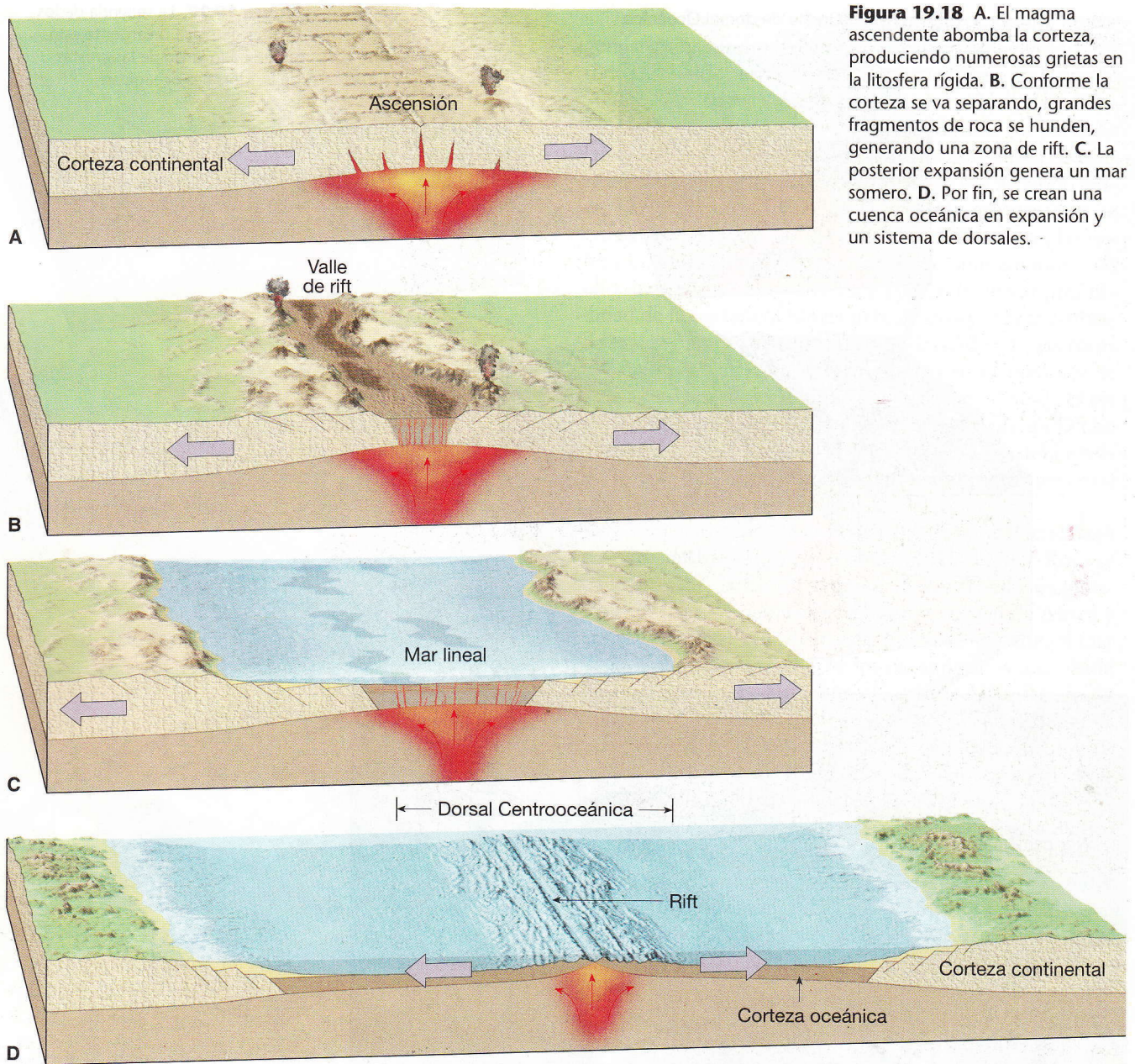


Figura 19.18 A. El magma ascendente abomba la corteza, produciendo numerosas grietas en la litosfera rígida. B. Conforme la corteza se va separando, grandes fragmentos de roca se hunden, generando una zona de rift. C. La posterior expansión genera un mar somero. D. Por fin, se crean una cuenca oceánica en expansión y un sistema de dorsales.

No todos los valles de rift terminan en centros de expansión completamente formados. A todo lo largo del centro de Estados Unidos hay una zona de rift abortada que se extiende desde el Lago Superior a Kansas. Este valle de rift activo en el pasado, está relleno de rocas que extruyeron en la corteza hace más de 1.000 millones de años. El rift de Río Grande en Nuevo México es una estructura relativamente joven que puede o no continuar creciendo. Se desconoce todavía por qué un valle de rift se desarrolla hasta formar un centro de expansión oceánica activo, mientras que otros son abandonados.

Bordes convergentes

En los centros de expansión, se está generando continuamente nueva litosfera oceánica. Sin embargo, dado que el área de la superficie de la Tierra permanece constante, la litosfera también debe consumirse. Las zonas de convergencia entre placas son los lugares donde la litosfera es subducida y absorbida en el manto. Cuando dos placas convergen, el borde frontal de una se dobla hacia abajo, lo que permite que descienda. La región en la cual se produ-

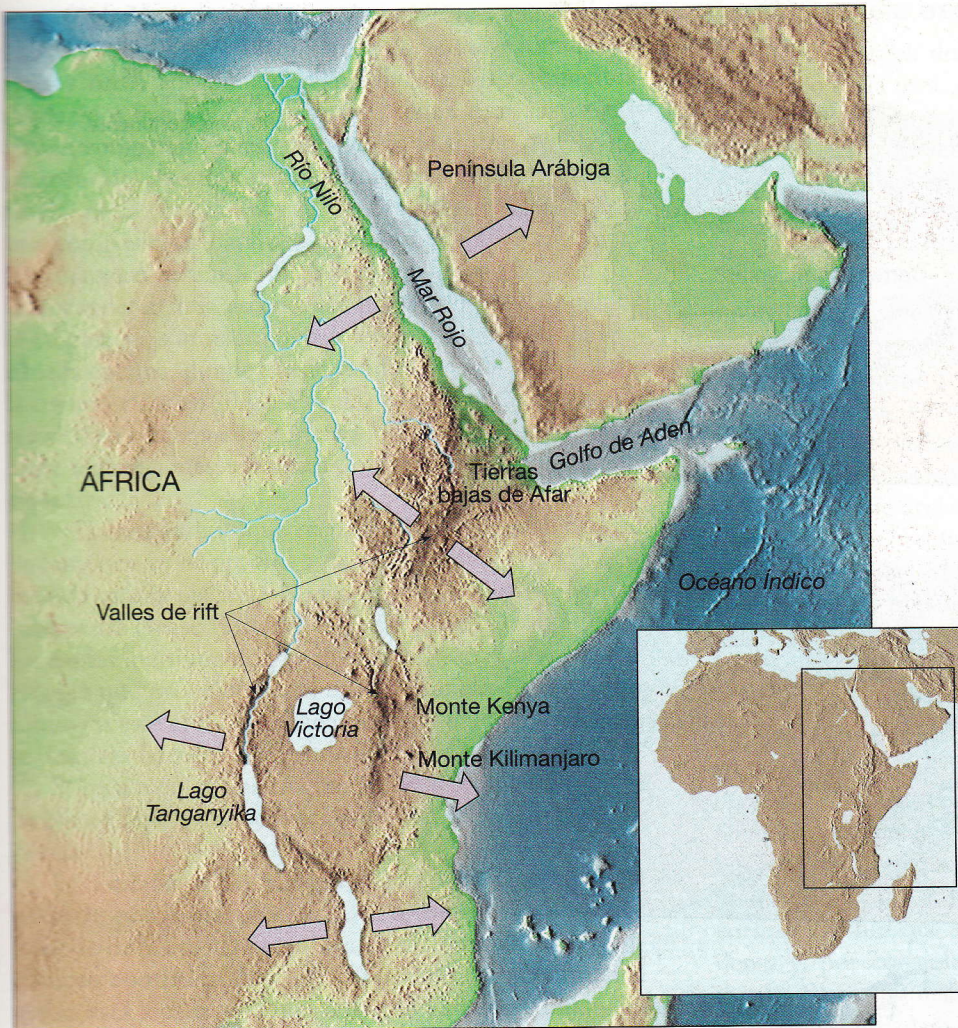


Figura 19.19 Valles de rift del este de África y rasgos asociados.

ce el descenso de una placa oceánica hacia la astenosfera se denomina **zona de subducción**. A medida que las placas oceánicas se deslizan una por debajo de otra, la placa se **dobra**, produciendo con ello una **fosa submarina**, como la fosa Perú-Chile (Figura 19.20A). Las fosas formadas de esta manera pueden tener miles de kilómetros de longitud, de 8 a 12 kilómetros de profundidad y unos 100 kilómetros de anchura (Figura 19.21).

El ángulo medio con el cual la litosfera oceánica descende en la astenosfera es de unos 45 grados. Sin embargo, dependiendo de su flotabilidad, una placa puede descender a unos ángulos de tan sólo unos pocos grados o puede caer en vertical (90 grados) en el manto. Cuando el eje de expansión está localizado cerca de la zona de subducción, la litosfera es joven y, por consiguiente, caliente y con alta flotación. Por consiguiente, el ángulo de descenso es pequeño. Ésta es la situación que existe a lo largo de varias zonas de la fosa Perú-Chile. Los ángulos bajos suelen estar asociados con un alto acopla-

miento entre la placa descendente y la placa superior. Por consiguiente, esas regiones experimentan grandes terremotos. Por el contrario, algunas zonas de subducción, como la fosa de las Marianas, tienen ángulos muy empinados de descenso y generan pocos terremotos fuertes.

Aunque todas las zonas convergentes tienen las mismas características básicas, tienen rasgos muy variables. Cada uno está controlado por el tipo de material de la corteza que interviene y por el ambiente tectónico. Los bordes convergentes se pueden formar entre dos placas oceánicas, una placa oceánica y una continental, o dos placas continentales. Las tres situaciones se ilustran en la Figura 19.20.

Convergencia océano-continente

Dondequiera que el borde frontal de una placa con corteza continental converja con una placa con corteza oceánica, la placa que tiene el material continental menos

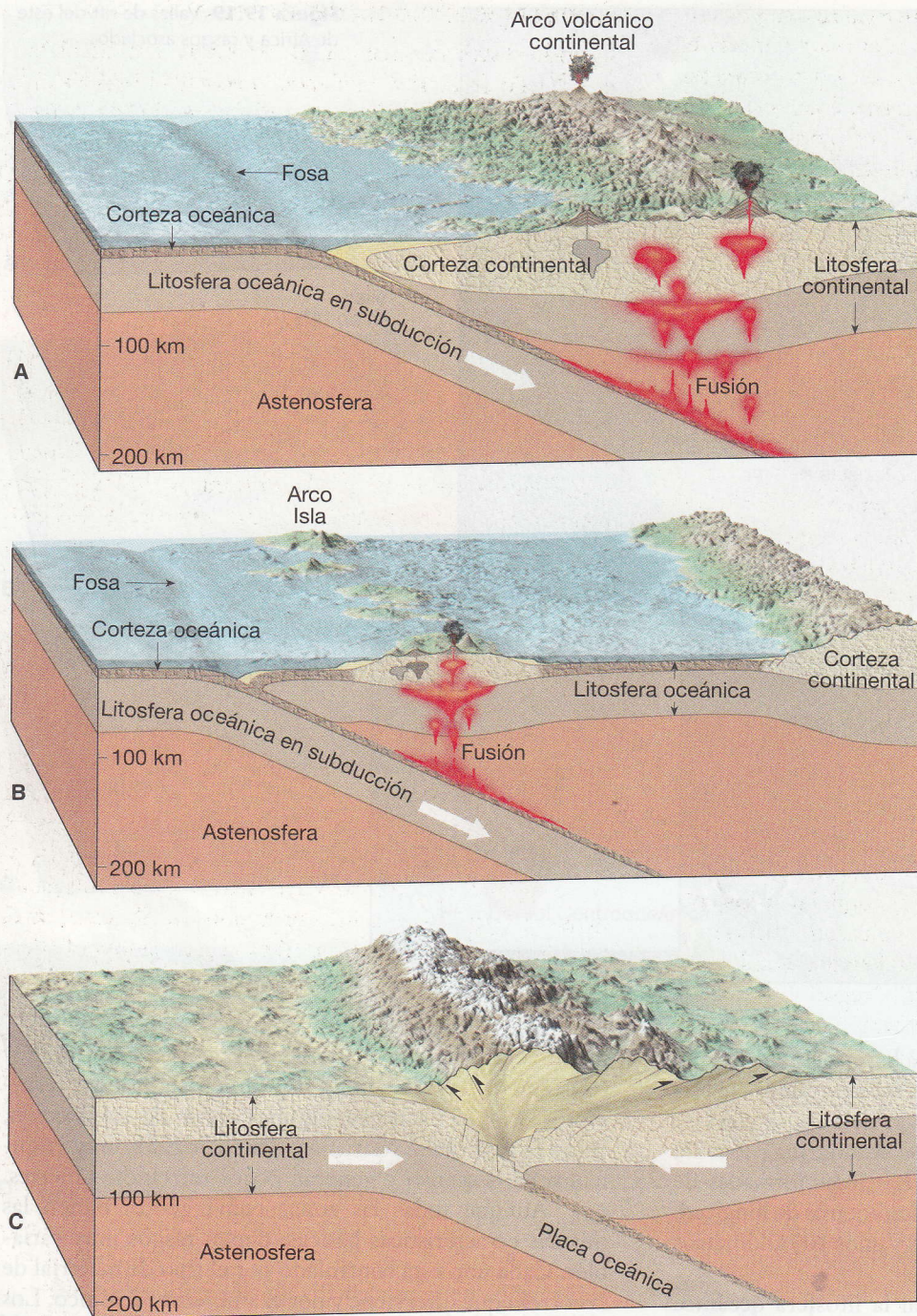


Figura 19.20 Zonas de convergencia entre placas.
 A. Océano-continente.
 B. Océano-oceánico.
 C. Continente-continente.

denso seguirá “flotando”, mientras que la placa oceánica más densa se hundirá en la astenosfera (Figura 19.20A). Conforme la placa oceánica desciende, parte de los sedimentos transportados por ella, así como fragmentos de la corteza oceánica, se separan y se adosan al borde de la placa formada por corteza continental. Esta acumulación caótica de sedimentos y trozos de corteza oceánica defor-

mados se denomina **prisma de acreción**. Los estudios llevados a cabo en regiones costeras del oeste de México, donde la placa de Cocos está siendo subducida, indican que al menos la mitad de sedimentos transportados por la placa descendente pueden extraerse de esta manera. Por consiguiente, este proceso contribuye a la acumulación de sedimentos a lo largo de los márgenes continentales.