

CAPÍTULO 5

Los volcanes y otra actividad ígnea

Naturaleza de las erupciones volcánicas

- Factores que afectan a la viscosidad
- Importancia de los gases disueltos

Materiales expulsados durante una erupción

- Coladas de lava
- Gases
- Materiales piroclásticos

Estructuras volcánicas y estilos de erupción

- Anatomía de un volcán
- Volcanes en escudo
- Conos de cenizas
- Conos compuestos

Vivir a la sombra de un cono compuesto

- El continente perdido de la Atlántida
- Erupción del Vesuvio 79 d.C.
- Nubes ardientes: una colada piroclástica mortal
- Lahares: corrientes de barro en conos activos e inactivos

Otras formas volcánicas

- Calderas
- Erupciones fisurales y llanuras de lava
- Domos de lava
- Chimeneas y pitones volcánicos

Actividad ígnea intrusiva

- Naturaleza de los plutones
- Diques
- Sills y lacolitos
- Batolitos
- Tectónica de placas y actividad ígnea
- Actividad ígnea en los bordes convergentes de la placa
- Actividad ígnea en los bordes de placa divergentes
- Actividad ígnea intraplaca

¿Pueden los volcanes cambiar el clima terrestre?

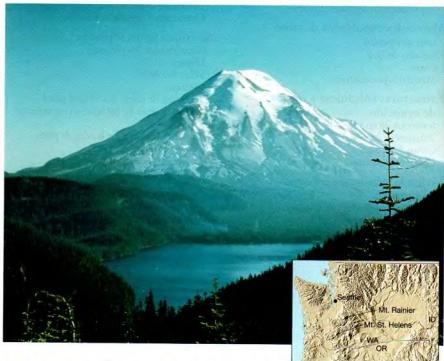
- La premisa básica
- Tres ejemplos modernos

El domingo 18 de mayo de 1980, la mayor erupción volcánica ocurrida en Norteamérica en tiempos históricos destruyó un volcán típico (Figura 5.1). Ese día entró en erupción con tremenda fuerza el monte Santa Elena (St. Helens), situado en la zona sudoccidental del estado de Washington. La explosión reventó todo el flanco norte del volcán dejando una gran abertura. En un instante, un gran volcán, cuya cima había sobresalido más de 2.900 metros por encima del nivel del mar, perdió 400 metros de altura.

El acontecimiento devastó una amplia franja de tierra boscosa del lado norte de la montaña. En un área de 400 kilómetros cuadrados, los árboles estaban tumbados, entrelazados y aplastados, despojados de sus ramas y, desde el aire, parecían mondadientes esparcidos por todas partes. Las corrientes de barro acompañantes transportaron cenizas, árboles y restos de rocas saturadas de agua 29 kilóme-

tros corriente abajo del río Toutle. La erupción se cobró 59 vidas: algunas personas murieron debido al intenso calor y a la nube sofocante de cenizas y gases, otras fueron heridas por la explosión y algunos otros quedaron atrapados por las corrientes de barro.

La erupción expulsó casi un kilómetro cúbico de cenizas y restos de rocas. Después de la devastadora explosión, el monte Santa Elena siguió emitiendo grandes cantidades de gases y cenizas calientes. La fuerza de la explosión fue tal que una parte de las cenizas fue lanzada a más de 18.000 metros de altura a la estratosfera. Durante los días siguientes, este material de grano muy fino fue transportado alrededor de la Tierra por los fuertes vientos estratosféricos. En Oklahoma y Minnesota se acumularon depósitos medibles, y en Montana central se destruyeron cosechas. Mientras tanto, la precipitación de cenizas en los alrededores inmediatos superó los 2 me-



▲ **Figura 5.1** Las fotografías anterior y posterior muestran la transformación del volcán Santa Elena causada por la erupción del 18 de mayo de 1980. El área oscura en la foto más moderna es el lago «Spirit» lleno de detritos, parcialmente visible en la foto más antigua. (Fotos cortesía de U. S. Geological Survey.)

tos de grosor. El aire sobre Yakima, Washington (130 kilómetros al este), estaba tan repleto de cenizas que sus habitantes experimentaron al medio día la oscuridad de media noche.

No todas las erupciones volcánicas son tan violentas como la del año 1980 en el monte Santa Elena. Algunos volcanes, como el volcán Kilauea de Hawái, generan erupciones relativamente tranquilas de lavas fluidas. Estas erupciones «suaves» no están exentas de episodios violentos; a veces erupciones de lava incandescente se esparcen centenares de metros en el aire. Tales acontecimientos, sin embargo, constituyen normalmente una amenaza mínima a las vidas y las propiedades humanas y, en general, la lava vuelve a caer en un cráter.

Un testimonio de la naturaleza tranquila de las erupciones del Kilauea es el hecho de que el observatorio de volcanes de Hawái ha funcionado en su cima desde 1912. Y ello a pesar de que el Kilauea ha tenido más de 50 fases eruptivas desde que se empezó a llevar el registro de erupciones en 1823. Además, las erupciones más largas y grandes del Kilauea empezaron en 1983 y el volcán sigue activo, aunque ha recibido muy poca atención de los medios de comunicación.

¿Por qué los volcanes como el monte Santa Elena hacen erupción explosiva, mientras que otros, como el Kilauea, son relativamente tranquilos? ¿Por qué los volcanes aparecen en cadenas, como las islas Aleutianas o la cordillera Cascade? ¿Por qué algunos volcanes se forman en el suelo oceánico, mientras que otros aparecen en los continentes? Este capítulo

lo abordará estas y otras cuestiones a medida que exploremos la naturaleza y el movimiento del magma y la lava.

Naturaleza de las erupciones volcánicas



Los volcanes y otra actividad ígnea ▼ Naturaleza de las erupciones volcánicas

La actividad volcánica suele percibirse como un proceso que produce una estructura pintoresca en forma de cono que, como el monte Santa Elena, hace erupción de manera violenta con cierta periodicidad (Recuadro 5.1). Algunas erupciones pueden ser muy explosivas, pero muchas no lo son. ¿Qué determina que un volcán expulse el magma con violencia o con «tranquilidad»? Los principales factores que influyen son la *composición* del magma, su *temperatura* y la cantidad de *gases disueltos* que contiene. Estos factores afectan, en grados variables, a la *movilidad*, o *viscosidad* (*viscos* = pegajoso), del magma. Cuanto más viscoso es un material, mayor es su resistencia a fluir. (Por ejemplo, el jarabe es más viscoso que el agua.) Un magma asociado con una erupción explosiva puede ser cinco veces más viscoso que el magma expulsado de una manera tranquila.





Recuadro 5.1 ▶ Entender la Tierra

Anatomía de una erupción

Los acontecimientos que llevaron a la erupción del volcán Santa Elena el 18 de mayo de 1980 se iniciaron unos dos meses antes en forma de una serie de temblores de tierra centrados debajo de la montaña que despertaba (Figura 5.A, parte A). Los temblores fueron causados por el movimiento descendente del magma dentro de la montaña. La primera actividad volcánica tuvo lugar una semana después, cuando una pequeña cantidad de cenizas y vapor ascendieron por la cima. En las siguientes semanas, se produjeron erupciones esporádicas de diversa intensidad. Antes de la gran erupción, la principal preocupación había sido el riesgo potencial de las coladas de barro. Estos lóbulos en movimiento de suelo y roca saturados en agua, se crean cuando el hielo y la nieve se funden por el calor emitido desde el magma del interior del volcán.

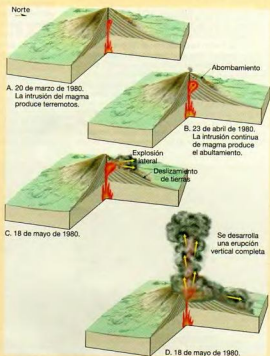
La única advertencia de una posible erupción fue la aparición de un abultamiento en el flanco norte del volcán (Figura 5.A, parte B). El control meticuloso de esta estructura en forma de domo indicó una velocidad de crecimiento muy lenta, pero uniforme, de unos pocos metros por día. Se pensaba que si la velocidad de crecimiento de esta protuberancia cambiaba de manera apreciable, se produciría enseguida una erupción. Por desgracia, no se detectó esa variación antes de la explosión. De hecho, la actividad sísmica disminuyó durante los dos días anteriores al enorme estallido.

Docenas de científicos estaban controlando la montaña cuando explotó: «¡Vancouver, Vancouver, está aquí!» fue la única advertencia (y las últimas palabras de un científico) que precedió a la liberación de tremendas cantidades de gases encerrados. El desencadenante fue un terremoto de tamaño medio. Sus vibraciones enviaron al río Toutle la ladera septentrional del cono, disminuyendo las capas que habían sujetado al magma (Figura 5.A, parte C). Al reducirse la presión, el agua del magma se evaporó y expandió, causando la ruptura de la la-

dera de la montaña como si se tratara de una olla a presión sobrecalentada. Dado que la erupción se originó alrededor de la zona abultada, varios centenares de metros por debajo de la cima, el estallido inicial se dirigió en dirección lateral,

en vez de verticalmente. Si la fuerza total de la erupción hubiera sido ascendente, la destrucción producida hubiera sido bastante menor.

El monte Santa Elena es uno de los quince grandes volcanes y de los innume-



▲ **Figura 5.A** Diagramas idealizados que muestran los acontecimientos de la erupción del volcán Santa Elena el 18 de mayo de 1980. **A.** Primero, un terremoto considerable registrado en el volcán Santa Elena indica que es posible una reactivación volcánica. **B.** Crecimiento alarmante de un bulto en el flanco norte, que sugiere aumento de la presión magmática inferior. **C.** Desencadenado por un terremoto, un gigantesco deslizamiento de tierras redujo la presión de confinamiento sobre la cámara magmática e inició un estallido explosivo lateral. **D.** En unos segundos, una gran erupción vertical envió una columna de cenizas volcánicas a una altitud de unos 18 kilómetros. Esta fase de la erupción continuó durante más de 9 horas.

rables volcanes pequeños que comprende la cordillera Cascade, que se extiende desde la Columbia Británica hasta el norte de California. Ocho de los mayores volcanes

han estado activos en los últimos centenares de años. De los siete volcanes «activos» restantes, los que más probablemente volverán a hacer erupción son el

monte Baker y el monte Rainier en Washington, el monte Shasta y el Lassen Peak en California, y el monte Hood en Oregón.

Factores que afectan a la viscosidad

El efecto de la temperatura sobre la viscosidad es fácil de ver. Exactamente igual a como se vuelve más fluido (menos viscoso) un jarabe al calentarlo, la movilidad de la lava está muy influida por la temperatura. Conforme la lava se enfría y empieza a congelarse, su movilidad disminuye y el flujo acaba por pararse.

Un factor más significativo que influye en el comportamiento volcánico es la composición química del magma, algo que se comentó en el Capítulo 4 con motivo de la clasificación de las rocas ígneas. Recordemos que una diferencia importante entre las diversas rocas ígneas es su contenido en sílice (SiO_2) (Tabla 5.1). Los magmas que producen rocas máficas como el basalto contienen alrededor de un 50 por ciento de sílice, mientras que los magmas que originan rocas félsicas (granitos y sus equivalentes extrusivos, riolitas) contienen más del 70 por ciento de sílice. Los tipos de roca intermedios, andesitas y dioritas, contienen alrededor del 60 por ciento de sílice.

La viscosidad de un magma está directamente relacionada con su contenido en sílice. En general, cuanto más sílice tenga un magma, mayor será su viscosidad. El flujo magmático se ve impedido porque las estructuras de sílice se enlazan formando largas cadenas incluso antes de que empiece la cristalización. Por consiguiente, debido a su elevado contenido en sílice, las lavas riolíticas (félsicas) son muy viscosas y tienden a formar coladas gruesas, comparativamente cortas. Por el contrario, las lavas basálticas (máficas), que contienen menos sílice, tienden a ser bastante fluidas y se conoce el caso de coladas que han recorrido distancias de 150 kilómetros o más antes de solidificarse.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

Después de toda la destrucción durante la erupción del volcán Santa Elena, ¿qué aspecto tiene el área en la actualidad?

El área continúa recuperándose con lentitud. Sorprendentemente muchos organismos sobrevivieron a la explosión, entre ellos los animales que viven bajo tierra y las plantas (en especial las protegidas por la nieve o cercanas a corrientes de agua, donde la erosión retiró rápidamente las cenizas). Otros tienen adaptaciones que les permiten repoblar con rapidez las zonas devastadas. Veinte años tras la explosión, las plantas han reforestado el área, se están empezando a establecer bosques de primer crecimiento y muchos animales han regresado. Una vez completado el bosque de crecimiento antiguo (en unos pocos centenares de años), puede ser difícil encontrar pruebas de la destrucción, excepto una gruesa capa meteorizada de ceniza en el suelo.

El propio volcán también se está reconstruyendo. Se está formando un gran domo de lava en el interior del cráter de la cima, lo cual sugiere que la montaña se formará de nuevo. Muchos volcanes parecidos al monte Santa Elena exhiben este comportamiento: una destrucción rápida seguida de una reconstrucción lenta. Si quiere ver qué aspecto tiene, vaya al sitio web del Mount St. Helens National Volcanic en <http://www.fs.fed.us/gpaf/mshnvm/>, donde tienen una *webcam* con imágenes a tiempo real de la montaña.

Tabla 5.1 Los magmas tienen diferentes composiciones, lo que hace que varíen sus propiedades

Composición	Contenido en sílice	Viscosidad	Contenido gaseoso	Tendencia a formar	
				Piroclásticos	Volcánicos
Magma máfico (basáltico)	Bajo (~50%)	Baja	Bajo (1-2%)	Baja	Volcanes en escudo Llanuras basálticas Conos de ceniza
Magma intermedio (andesítico)	Intermedio (~60%)	Intermedia	Intermedio (3-4%)	Intermedia	Conos compuestos
Magma félsico (granítico)	Alto (~70%)	Alta	Alto (4-6%)	Alta	Domos volcánicos Coladas piroclásticas

Importancia de los gases disueltos

El contenido gaseoso de un magma afecta también a su movilidad. Los gases disueltos tienden a incrementar la fluidez del magma. Otra consecuencia bastante importante es el hecho de que los gases que escapan proporcionan fuerza suficiente para impulsar la roca fundida desde una chimenea volcánica.

Las cimas de los volcanes empiezan a dilatarse, a menudo, meses o incluso años antes de que tenga lugar la erupción. Eso indica que el magma se está desplazando hacia un depósito poco profundo situado en el interior del cono. Durante esta fase, los **volátiles** (el componente gaseoso del magma que está formado principalmente por agua) tienden a desplazarse hacia arriba y a acumularse cerca de la parte superior de la cámara magmática. Por tanto, la porción superior de un cuerpo magmático está enriquecida en gases disueltos.

Cuando empieza la erupción, el magma cargado de gases sale de la cámara magmática y asciende por el conducto volcánico, o chimenea. Conforme el magma se aproxima a la superficie, disminuye mucho su presión de confinamiento. Esta reducción de la presión permite la liberación súbita de los gases disueltos, exactamente igual a cómo la apertura de una botella de gaseosa caliente permite que escapen las burbujas gaseosas de dióxido de carbono. A temperaturas de 1.000 °C y presiones próximas a las de superficie, bajas, los gases disueltos se expandirán hasta ocupar centenares de veces su volumen original.

Los magmas basálticos, muy fluidos, permiten que los gases en expansión migren hacia arriba y escapen por la chimenea con relativa facilidad. Conforme escapan, los gases pueden impulsar la lava incandescente a centenares de metros en el aire, produciendo fuentes de lava. Aunque espectaculares, dichas fuentes son fundamentalmente inocuas y no suelen ir asociadas con episodios explosivos importantes causantes de gran pérdida de vidas y propiedades. Antes bien, las erupciones de lavas basálticas fluidas, como las que se producen en Hawái, son generalmente tranquilas.

En el otro extremo, los magmas muy viscosos expulsan de manera explosiva chorros de gases calientes cargados de cenizas que evolucionan a plumas con gran fuerza ascensional denominadas **columnas eruptivas** que se extienden a miles de metros en la atmósfera. Antes de una erupción explosiva, se produce un largo período de *diferenciación magmática* en la cual cristalizan y se depositan los minerales ricos en hierro, dejando la parte superior del magma enriquecida en sílice y gases disueltos. Conforme este magma rico en volátiles asciende por la chimenea volcánica hacia la superficie, esos gases empiezan a reunirse en forma de diminutas burbujas. Por razones que todavía no se entienden bien, a una cierta altura del conducto esta mezcla se transforma en un chorro gaseoso que

contiene diminutos fragmentos de vidrio, los cuales son expulsados del volcán de manera explosiva. Ejemplos de este tipo de erupción explosiva son el monte Pinatubo de Filipinas (1991) y el monte Santa Elena (1980).

Conforme el magma de la parte superior de la chimenea es expulsado, disminuye la presión en la roca fundida situada directamente debajo. Por tanto, en vez de una explosión única, las erupciones volcánicas son realmente una serie de explosiones sucesivas. Lógicamente, este proceso podría continuar hasta que la cámara magmática estuviera vacía, de una manera muy parecida a como un geiser se vacía de agua (véase Capítulo 17). Sin embargo, generalmente no ocurre esto. En un magma viscoso los gases solubles migran hacia arriba con bastante lentitud. Solamente en la parte superior del cuerpo magmático el contenido en gases aumenta lo suficiente como para desencadenar erupciones explosivas. Por tanto, un acontecimiento explosivo suele ir seguido de una emisión tranquila de lavas «desgasificadas». Sin embargo, una vez se termina esta fase eruptiva, el proceso de acumulación gaseosa vuelve a empezar. Este intervalo explica probablemente en parte los modelos de erupciones esporádicas característicos de los volcanes que expulsan lavas viscosas.

En resumen, la viscosidad del magma, junto con la cantidad de gases disueltos y la facilidad con la que pueden escapar, determina la naturaleza de una erupción volcánica. Podemos entender ahora las erupciones volcánicas «tranquilas» de lavas líquidas y calientes de Hawái y las erupciones explosivas, y a veces catastróficas, de las lavas viscosas de los volcanes del tipo monte Santa Elena.

Materiales expulsados durante una erupción



Los volcanes y otra actividad ígnea ▼ Materiales expulsados durante una erupción

Los volcanes expulsan lava, grandes volúmenes de gases y rocas piroclásticas (rocas rotas, «bombas» de lava, ceniza fina y polvo). En esta sección examinaremos cada uno de esos materiales.

Coladas de lava

Se calcula que la gran mayoría de la lava terrestre, más del 90 por ciento del volumen total, tiene una composición basáltica. Las andesitas y otras lavas de composición intermedia constituyen prácticamente todo el resto, mientras que las coladas riolíticas ricas en sílice representan sólo el uno por ciento del total. Las coladas basálticas recientes de dos volcanes hawaianos, Mauna Loa y Kilauea,

emitieron volúmenes de hasta 0,5 kilómetros cúbicos. Una de las coladas de lava basáltica más grandes en tiempos históricos procedió de la fisura Laki de Islandia en 1783. El volumen de esta colada medía 12 kilómetros cúbicos y parte de la lava se desplazó hasta 88 kilómetros desde su fuente. Algunas erupciones prehistóricas, como las que formaron el altiplano de Columbia en el Pacífico noroccidental, fueron incluso mayores. Una colada de lava basáltica superó los 1.200 kilómetros cúbicos. Tal volumen sería suficiente para formar tres volcanes del tamaño del monte Etna, en Italia, uno de los conos más grandes de la Tierra.

Debido a su menor contenido en sílice, las lavas basálticas calientes suelen ser muy fluidas. Fluyen formando láminas delgadas y anchas o cintas semejantes a torres. En la isla de Hawái se ha cronometrado una velocidad de 30 kilómetros por hora pendiente abajo para este tipo de lavas, pero son más frecuentes velocidades de 100 a 300 metros por hora. Además, se conocen lavas basálticas que han viajado distancias de 150 kilómetros o más antes de solidificarse. Por el contrario, el movimiento de las lavas ricas en sílice (riolíticas) puede ser demasiado lento como para percibirse. Además, la mayoría de las lavas riolíticas son comparativamente gruesas y rara vez se desplazan más de unos pocos kilómetros desde sus chimeneas. Como cabría esperar, las lavas andesíticas, con una composición intermedia, exhiben características que se encuentran entre los extremos.

Coladas cordadas Cuando se solidifican las lavas basálticas fluidas del tipo hawaiano, suelen formar una corteza relativamente lisa que se arruga a medida que la lava situada debajo de la superficie, todavía fundida, sigue avanzando. Estas lavas se conocen como **lavas cordadas** y recuerdan a las hebras trenzadas de las cuerdas.

Las coladas cordadas solidificadas suelen contener huecos que antes fueron los conductos horizontales por donde se transportaba la lava desde la chimenea volcánica hasta el frente de la colada. Estas cavidades se desarrollan en el interior de una colada donde las temperaturas se mantienen elevadas durante bastante tiempo después de que se solidifique la superficie. En esas condiciones, la lava todavía fundida del interior de los conductos continúa su movimiento hacia delante, dejando atrás las cavidades semejantes a cavernas que se denominan **tubos de lava** (Figura 5.2). Los tubos de lava son importantes porque permiten que las lavas fluidas avancen grandes distancias desde su fuente. Los tubos de lava son poco habituales en las lavas andesíticas y riolíticas.

Coladas aa Otro tipo común de lava basáltica, denominada **aa**, tiene una superficie de bloques ásperos y desiguales con bordes afilados y rugosidades. Las coladas aa activas son relativamente frías y gruesas y avanzan a velo-



▲ **Figura 5.2** Las corrientes de lava que fluyen en canales confinados a menudo desarrollan una corteza sólida y se convierten en coladas dentro de tubos de lava. Vista de un tubo de lava activo a través del techo hundido. (Foto de Jeffrey Judd, U. S. Geological Survey.)

cidades de 5 a 50 metros por hora. Además, los gases que escapan de la superficie producen numerosos huecos y agudas rugosidades en la lava que se solidifica. Conforme avanza el interior fundido, la corteza exterior se va rompiendo, lo que proporciona a la colada el aspecto de una masa de cascotes de lava que avanzan.

La lava que salió del volcán mexicano Parícutin y que enterró la ciudad de San Juan Parangaricutiro era de tipo aa (véase Figura 5.7). En algunas ocasiones una de las coladas del Parícutin se movía sólo un metro al día, pero siguió avanzando día tras día durante más de tres meses.

Parece que varios factores son responsables de las diferencias entre las coladas cordadas y las de tipo aa. En Hawái, las coladas cordadas son más calientes, más ricas en gases y más rápidas que las coladas aa en pendientes comparables. Además, la mayoría de coladas hawaianas empiezan como cordadas pero pueden convertirse en coladas aa conforme descienden.

Coladas de bloques A diferencia de los magmas basálticos fluidos, que en general producen coladas cordadas y de tipo aa, los magmas andesíticos y riolíticos tienden a generar **coladas de bloques**. Las coladas de bloques consisten en gran medida en bloques separados con superficies ligeramente curvadas que cubren la lava no rota del interior. Aunque son parecidas a las coladas aa, estas lavas están formadas por bloques con superficies comparativamente lisas, en lugar de tener superficies ásperas, de escoria.

Coladas almohadilladas Recordemos que mucha de la producción volcánica terrestre se da a lo largo de las dorsales oceánicas (límites de placa divergentes). Cuando las

efusiones de lava se originan en una cuenca oceánica, o cuando la lava entra en el océano, las zonas superiores de las coladas se enfrían rápidamente. Sin embargo, normalmente la lava puede moverse hacia delante rompiendo la superficie endurecida. Este proceso ocurre una y otra vez, conforme el basalto fundido es expulsado (como la pasta de dientes sale de un tubo que se apriete fuerte). El resultado es una colada de lava compuesta por estructuras alargadas parecidas a almohadas grandes pegadas unas encima de las otras. Estas estructuras, denominadas **lavas almohadilladas**, son útiles para la reconstrucción de la historia terrestre. Dondequiera que se encuentren las lavas almohadilladas, su presencia indica que su deposición se produjo en un ambiente subacuático.

Gases

Los magmas contienen cantidades variables de gases disueltos (*volátiles*) que se mantienen en la roca fundida por la presión de confinamiento, exactamente igual a como se conserva el dióxido de carbono en los refrescos. Como en el caso de estos últimos, en cuanto se reduce la presión, los gases empiezan a escapar. Obtener muestras de gases de un volcán en erupción es difícil y peligroso, de manera que los geólogos suelen estimar indirectamente la cantidad de gases contenidos originalmente dentro del magma.

La porción gaseosa de la mayoría de los magmas constituye del 1 al 6 por ciento del peso total, y la mayor parte es vapor de agua. Aunque el porcentaje puede ser pequeño, la cantidad real de gases emitidos puede superar varios miles de toneladas por día.

La composición de los gases volcánicos es importante porque contribuye de manera significativa a configurar los gases que forman la atmósfera de nuestro planeta. Los análisis de muestras tomadas durante erupciones hawaianas indican que los gases son: alrededor del 70 por ciento vapor de agua, un 15 por ciento dióxido de carbono, un 5 por ciento nitrógeno, un 5 por ciento dióxido de azufre y cantidades menores de cloro, hidrógeno y argón. Los compuestos de azufre se reconocen fácilmente por su olor. Los volcanes son una fuente natural de contaminación del aire, que incluye el dióxido de azufre, el cual se combina fácilmente con el agua para formar ácido sulfúrico.

Además de impulsar el magma desde los volcanes, los gases desempeñan un papel importante en la creación del estrecho conducto que conecta la cámara magmática con la superficie. En primer lugar, las temperaturas elevadas y la capacidad de flotación del cuerpo magmático rompen la roca que está por encima. A continuación, las ráfagas de gases calientes a gran presión amplían las fracturas de la roca y abren un camino hacia la superficie. Una vez completado este pasadizo, los gases calientes junto con los fragmentos de roca que arrastran erosionan

sus paredes, ensanchando el conducto. Dado que esas fuerzas erosivas se concentran en cualquier saliente a lo largo del camino, las chimeneas volcánicas que se producen tienen forma circular. A medida que el conducto aumenta de tamaño, el magma va ascendiendo para producir actividad en la superficie. Después de una fase eruptiva, la tubería volcánica suele obturarse con una mezcla de magma solidificada y derrubios que no fueron lanzados por la chimenea. Antes de la siguiente erupción, una nueva ráfaga de gases explosivos debe limpiar de nuevo el conducto.

En algunas ocasiones, las erupciones emiten cantidades colosales de gases volcánicos que ascienden mucho en la atmósfera, donde pueden permanecer durante varios años. Algunas de estas erupciones pueden tener un impacto en el clima terrestre, una cuestión que consideraremos más adelante en este capítulo.

Materiales piroclásticos

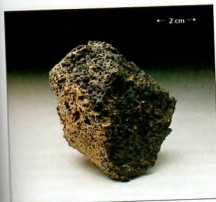
Cuando se expulsa lava basáltica, los gases disueltos escapan libremente y continuamente. Esos gases impulsan gotas incandescentes de lava a grandes alturas. Una parte del material expulsado puede caer cerca de la chimenea y construir una estructura en forma de cono, mientras que las partículas más pequeñas serán arrastradas a grandes distancias por el viento. Por el contrario, los magmas viscosos (riolíticos) están muy cargados de gases; tras su liberación, se expanden miles de veces conforme lanzan rocas pulverizadas, lava y fragmentos de vidrio desde la chimenea. Las partículas producidas en estas dos situaciones se denominan **material piroclástico** (*pyro* = fuego; *clast* = fragmento). El tamaño de estos fragmentos expulsados oscila entre un polvo muy fino y cenizas volcánicas de tamaño de arena (inferior a 2 milímetros de diámetro) y trozos que pesan más de una tonelada.

Las partículas de *ceniza* y *polvo* se producen a partir de los magmas viscosos cargados de gases durante una erupción explosiva. Conforme el magma asciende por la chimenea, los gases se expanden rápidamente generando una espuma en el fundido que recuerda a la espuma que sale de una botella de champán recién abierta. Conforme los gases calientes se expanden de manera explosiva, la espuma se rompe en fragmentos vítreos muy finos. Cuando las cenizas calientes caen, las sartas vítreas a menudo se funden para formar una roca llamada *roba soldada*. Capas de este material, así como depósitos de ceniza que más tarde se consolidan, cubren enormes porciones del occidente de Estados Unidos.

También son comunes los piroclastos cuyo tamaño oscila entre el de una cuenta de collar pequeña y el de una nuez denominados *lapilli* («piedras pequeñas»). Estos materiales expulsados habitualmente se llaman *cenizas* (2-64

milímetros). Las partículas con un tamaño superior a 64 milímetros de diámetro se denominan *bloques* cuando están formados por lava solidificada y *bombas* cuando son expulsados como lava incandescente. Dado que, tras su expulsión, las bombas están semifundidas, a menudo adoptan una forma aerodinámica conforme viajan por el aire. Debido a su tamaño, las bombas y los bloques suelen caer en las laderas del cono volcánico. Sin embargo, a veces son expulsadas a grandes distancias del volcán por la fuerza de los gases que escapan. Por ejemplo, durante una erupción del volcán japonés Asama, se expulsaron bombas de 6 metros de longitud y con un peso aproximado de 200 toneladas a 600 metros de la chimenea volcánica.

Hasta el momento, hemos distinguido varios materiales piroclásticos basados en gran medida en el tamaño de los fragmentos. Algunos materiales también se identifican por su textura y composición. En particular, la **escoria** es el nombre aplicado a los materiales expulsados vesiculares (que contienen huecos) producto del magma basáltico (Figura 5.3). Estos fragmentos de color negro a marrón rojizo se encuentran generalmente en el intervalo de tamaños de los lapilli y parecen cenizas y escorias producidas por los hornos utilizados para la fundición de hierro. Cuando un magma con una composición intermedia o rica en sílice genera erupciones vesiculares, se llama **pumita** (véase Figura 4.9). La pumita suele tener un color más claro y es menos densa que la escoria. Además, algunos fragmentos de pumita tienen tal cantidad de vesículas que pueden flotar en el agua durante períodos prolongados.



▲ **Figura 5.3** La escoria es una roca volcánica que exhibe una textura vesicular. Las vesículas son pequeños agujeros que dejan las burbujas de gas que se escapan. (Foto de E. J. Tarbuck.)

Estructuras volcánicas y estilos de erupción



Los volcanes y otra actividad ígnea ▼ Estructuras volcánicas y estilos de erupción

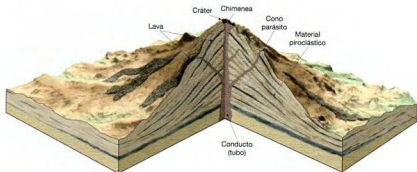
La imagen popular de un volcán es la de un cono solitario, elegante, cubierto de nieve como el monte Hood de Oregón o el Fujiyama de Japón. Estas montañas cónicas y pintorescas se producen por la actividad volcánica que tuvo lugar con intermitencias durante miles, o incluso centenares de miles, de años. Sin embargo, muchos volcanes no se ajustan a esta imagen. Algunos volcanes miden sólo 30 metros de altura y se formaron durante una única fase eruptiva que pudo haber durado sólo unos pocos días. Además, numerosas formas volcánicas no son, de ningún modo, «volcanes». Por ejemplo, el valle de los Diez Mil Humos, en Alaska, es un depósito de superficie plana que consiste en 15 kilómetros cúbicos de ceniza que se expulsaron en menos de 60 horas y que cubrió una sección del valle fluvial hasta una profundidad de 200 metros.

Las formas volcánicas se presentan en una gran variedad de formas y tamaños y cada estructura tiene una historia eruptiva única. No obstante, los vulcanólogos han podido clasificar las formas volcánicas y determinar sus esquemas eruptivos. En esta sección consideraremos la anatomía general de un volcán y nos fijaremos en los tres tipos principales de volcanes: los volcanes en escudo, los conos de cenizas y los conos compuestos. Esta discusión irá seguida de una visión general de otras formas volcánicas significativas.

Anatomía de un volcán

La actividad volcánica suele empezar cuando se desarrolla una fisura (grieta) en la corteza a medida que el magma fuerza su camino hacia la superficie. Conforme el magma rico en gas asciende hacia esta fisura lineal, su camino se halla habitualmente en un **conducto** circular, o **tubo**, que termina en una apertura en la superficie denominada **chimenea** (Figura 5.4). Las sucesivas erupciones de lava, material piroclástico, o, con frecuencia, una combinación de ambos, a menudo separadas por largos períodos de inactividad acaban formando la estructura que llamamos **volcán**.

En la cima de muchos volcanes hay una depresión de paredes empinadas llamada **cráter** (*crater* = cuenco). Los cráteres son rasgos estructurales que se fueron construyendo paulatinamente a medida que los fragmentos expulsados se acumulaban alrededor de la chimenea formando una estructura en forma de donut. Algunos volca-



▲ **Figura 5.4** Anatomía de un cono compuesto «típico» (en la Figura 5.5 se puede comparar con un volcán en escudo y un cono de ceniza, respectivamente).

nes tienen más de un cráter en la cima, mientras que otros tienen depresiones muy grandes, más o menos circulares, denominadas **calderas**. Las calderas son grandes estructuras de hundimiento que pueden o no formarse en asociación con un volcán. (Más adelante consideraremos la formación de varios tipos de calderas.)

Durante los primeros estadios del crecimiento, la mayor parte de descargas volcánicas proceden de la chimenea central. A medida que un volcán madura, el material también tiende a emitirse desde las fisuras que se desarrollan a lo largo de los flancos, o en la base, del volcán. La actividad continuada de una erupción del flanco puede producir un pequeño **cono parásito** (*parasitus* = el que come en la mesa de otro). El Étna de Italia, por ejemplo, tiene más de 200 chimeneas secundarias, algunas de las cuales han formado conos. Sin embargo, muchas de estas chimeneas sólo emiten gases y se denominan, con toda propiedad, **fumarolas** (*fumus* = humo).

La forma de un volcán en particular está determinada en gran medida por la composición del magma que contribuye a su formación. Como veremos, las lavas de tipo hawaiano tienden a producir estructuras amplias con pendientes suaves, mientras que las lavas ricas en sílice más viscosas (y algunas lavas basálticas ricas en gas) tienden a generar conos con pendientes de moderadas a empinadas.

Volcanes en escudo

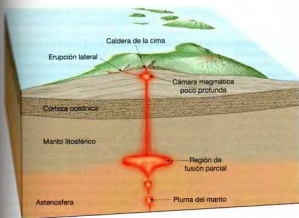
Los volcanes en escudo se producen por la acumulación de lavas basálticas fluidas y adoptan la forma de una estructura ligeramente abovedada en forma de domo amplia que recuerda la forma del escudo de un guerrero (Fi-

gura 5.5). La mayoría de volcanes en escudo han crecido a partir del suelo oceánico profundo y forman islas o montes submarinos. Por ejemplo, las islas de la cadena hawaiana, Islandia y las Galápagos son un solo volcán en escudo o la unión de varios escudos. No obstante, algunos volcanes en escudo tienen lugar en los continentes. Se incluyen en este grupo estructuras bastante grandes situadas en el este de África, como Suswa, en Kenya.

Un estudio extenso de las islas Hawaii confirma que cada escudo se formó a partir de una miríada de coladas de lava basáltica de unos pocos metros de grosor. Además, estas islas constan de tan sólo un uno por ciento de erupciones piroclásticas.

El Mauna Loa es uno de los cinco volcanes en escudo superpuestos que constituyen juntos la isla de Hawaii. Desde su base, en el suelo del océano Pacífico, hasta su cima, la altura del Mauna Loa se acerca a los 9 kilómetros, superando la del Everest. Esta pila masiva de lava basáltica tiene un volumen estimado de 40.000 kilómetros cúbicos, que fueron expulsados a lo largo de aproximadamente un millón de años. En comparación, el volumen del material que forma el Mauna Loa es unas 200 veces mayor que el que forma un cono compuesto grande como el monte Rainier (Figura 5.6). No obstante, la mayoría de escudos tiene un tamaño más modesto. Por ejemplo, el clásico escudo islandés, el Skjalbreidur, alcanza una altura aproximada de sólo unos 600 metros y su base tiene 10 kilómetros de diámetro.

Pese a su enorme tamaño, el Mauna Loa no es el volcán más grande conocido del Sistema Solar. El monte Olimpo, un enorme volcán marciano en escudo, tiene una



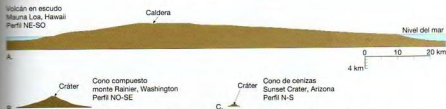
◀ **Figura 5.5** Los volcanes en escudo se construyen fundamentalmente a partir de coladas de lava basáltica fluida y contienen sólo un pequeño porcentaje de materiales piroclásticos.

altura de 25 kilómetros y un diámetro de 600 kilómetros (véase Capítulo 22).

Los escudos jóvenes, en especial los que se encuentran en Islandia, emiten lava muy fluida desde una chimenea en el centro de la cima y tienen laderas con pendientes suaves que oscilan entre 1 y 5 grados. Los escudos maduros, como el Mauna Loa, tienen pendientes más empinadas en las secciones centrales (unos 10 grados), mientras que sus cimas y sus flancos son comparativamente planos. Durante el estadio de madurez, las lavas salen desde las chimeneas de la cima, así como de las zonas hendidas que se desarrollan a lo largo de las pendientes. La mayor parte de las lavas son lavas cordadas, pero conforme estas coladas se enfrían en el descenso, muchas se convierten en coladas aa con aspecto de es-

coria. Una vez una erupción se ha establecido bien, una gran fracción de la lava (quizás el 80 por ciento) fluye a través de un sistema bien desarrollado de tubos de lava (véase Figura 5.2), lo que aumenta en gran medida la distancia que la lava puede recorrer antes de solidificarse. Por tanto, la lava emitida cerca de la cima suele alcanzar el mar y, de este modo, se añade a la anchura del cono a expensas de su altura.

Otra característica común de un volcán en escudo maduro y activo es una gran caldera con paredes empinadas que ocupa su cima. Las calderas se forman al hundirse el techo del volcán conforme el magma procedente del depósito magmático central migra hacia los flancos, a menudo alimentando las erupciones fisurales. La caldera de la cima del Mauna Loa mide de 2,6 a 4,5 kiló-



▲ **Figura 5.6** Perfiles de los edificios volcánicos. A. Perfil del Mauna Loa, Hawaii, el mayor volcán en escudo de la cadena hawaliana. Obsérvese el tamaño en comparación con el volcán Rainier, Washington, un gran cono compuesto. B. Perfil del volcán Rainier, Washington. Nótese cómo hace pequeño a un cono de cenizas típico. C. Perfil de Sunset, Arizona, un cono de cenizas típico de laderas empinadas.

metros y tiene una profundidad media de alrededor de 150 metros.

En sus últimas etapas de crecimiento, la actividad en los escudos maduros es más esporádica y las erupciones pirolásticas, más frecuentes. Además, aumenta la viscosidad de las lavas, lo que provoca coladas más cortas y potentes. Estas erupciones tienden a aumentar la pendiente de la ladera en el área de la cima, que a menudo se cubre con grupos de conos de ceniza. Esto explica por qué el Mauna Kea, un volcán muy maduro que no ha entrado en erupción en los tiempos históricos, tiene una cima más empinada que el Mauna Loa, que entró en erupción en 1984. Los astrónomos están tan seguros de que el Mauna Kea está en declive que han construido en su cima un elaborado observatorio, que alberga algunos de los mejores (y más caros) telescopios del mundo.

Kilauea, Hawái: erupción de un volcán en escudo El Kilauea, el volcán en escudo más activo y estudiado con más detalle del mundo, se encuentra en la isla de Hawái, en el costado del Mauna Loa. Se han observado más de 50 erupciones desde que se inició el registro de las erupciones en 1823. Algunos meses antes de una fase eruptiva, el Kilauea se infla conforme el magma asciende gradualmente y se acumula en el depósito central situado a unos pocos kilómetros por debajo de la cima. Durante unas 24 horas antes de una erupción, multitud de pequeños terremotos advierten de la actividad inminente.

La mayor parte de la actividad del Kilauea durante los últimos 50 años sucedió a lo largo de los flancos del volcán en una región llamada la zona del rift oriental. Aquí, una erupción fisural en 1960 sumergió la población litoral de Kapoho, situada a unos 30 kilómetros del origen. La erupción fisural más larga y mayor registrada en el Kilauea empezó en 1983 y continúa hasta hoy, sin signos de disminuir. La primera descarga empezó a lo largo de una fisura de 6 kilómetros de longitud en la que se formó una «cortina de fuego» de 100 metros de altura conforme la lava era expulsada hacia el cielo. Cuando se localizó la actividad, se formó un cono de ceniza y salpicaduras al que se dio el nombre hawaiano *Puu Oo*. Durante los tres años siguientes, el patrón eruptivo general consistía en períodos cortos (de horas a días) en los que se expulsaban fuentes de lava rica en gas hacia el cielo. Detrás de cada acontecimiento hubo alrededor de un mes de inactividad.

En el verano de 1986 se abrió una nueva chimenea 3 kilómetros hacia el interior de la fisura. Aquí, la lava cordada de superficie lisa formó un lago de lava. En algunas ocasiones el lago se desbordó, pero con más frecuencia la lava se escapó a través de los túneles para alimentar las coladas cordadas que descendían por el flanco suroccidental del volcán hacia el mar. Estas coladas destruyeron casi un

centenar de casas rurales, cubrieron una carretera principal y acabaron desembocando en el mar. La lava se ha estado vertiendo de manera intermitente en el océano desde ese momento, añadiendo nueva superficie a la isla de Hawái.

Situado justo a 32 kilómetros de la costa meridional del Kilauea, un volcán submarino, el Loihi, también es activo. Sin embargo, debe recorrer otros 930 metros antes de romper la superficie del océano Pacífico.

Conos de cenizas

Como su nombre sugiere, los **conos de cenizas** (también llamados **conos de escoria**) están contruidos con fragmentos de lava proyectada que adoptan el aspecto de cenizas o escorias cuando empiezan a solidificarse durante su vuelo. Estos fragmentos tienen un tamaño que oscila entre la ceniza fina y las bombas, pero están formados principalmente por lapilli del tamaño de un guisante a una nuez. Normalmente producto de magma basáltico relativamente rico en gas, los conos de cenizas están formados por fragmentos redondeados a irregulares marcadamente vesiculares (contienen huecos) y de color negro a marrón rojizo. Recordemos que estos fragmentos de roca vesicular se denominan *escoria*. En ocasiones una erupción de magma rico en sílice generará un cono de cenizas de color claro compuesto por fragmentos de ceniza y pumita. Aunque los conos de ceniza están formados mayoritariamente por material pirolástico suelto, a veces expulsan lava. En esas ocasiones, las descargas proceden de las chimeneas situadas en la base o cerca de ella en lugar de proceder del cráter de la cima.

Los conos de cenizas tienen una forma característica muy sencilla, condicionada por el ángulo de reposo de material pirolástico suelto. Dado que las cenizas tienen un gran ángulo de reposo (el ángulo más empinado en el que el material permanece estable), los conos de ceniza jóvenes tienen pendientes empinadas, con laderas de entre 30 y 40 grados. Además, los conos de cenizas exhiben cráteres grandes y profundos en relación con el tamaño total de la estructura. Aunque son relativamente simétricos, muchos conos de cenizas son alargados y más altos por el lado por el que descendían los materiales durante las erupciones.

Normalmente, los conos de cenizas son fruto de un único episodio eruptivo que a veces dura sólo unas pocas semanas y en raras ocasiones supera unos pocos años. Una vez este acontecimiento para, el magma del tubo que conecta la chimenea a la cámara magmática se solidifica y el volcán no vuelve a entrar en erupción jamás. Como consecuencia de esta corta vida, los conos de cenizas son pequeños, normalmente entre 30 y 300 metros y rara vez superan los 700 metros de altura (véase Figura 5.6).

Los conos de cenizas se encuentran a millares en todo el mundo. Algunos están situados en campos volcánicos como el que se encuentra cerca de Flagstaff, Arizona, que está formado por unos 600 conos. Otros son conos parásitos de volcanes más grandes. El Etna, por ejemplo, tiene docenas de conos de cenizas que salpican sus flancos.

Parícutin: vida de un cono de cenizas de variedad jardín Uno de los escasos volcanes que los geólogos han estudiado desde su principio hasta su fin es el cono de cenizas denominado Parícutin, situado a unos 320 kilómetros al oeste de la ciudad de México. En 1943, empezó su fase eruptiva en un campo de maíz propiedad de Dionisio Pulido, quien presencié el acontecimiento mientras preparaba el campo para el cultivo.

Durante dos semanas antes de la primera erupción, numerosos temblores de tierra atemorizaron al pueblo cercano de Parícutin. A continuación, el 20 de febrero, empezaron a salir gases sulfurosos de una pequeña depresión que había estado en el maizal durante todo el tiempo que la gente podía recordar. Por la noche, fragmentos de roca incandescente y caliente lanzados al aire desde el agujero produjeron una espectacular exhibición de fuegos artificiales. Las descargas explosivas continuaron, lanzando de vez en cuando fragmentos calientes y cenizas a una altura de hasta 6.000 metros por encima del anillo del cráter. Los fragmentos mayores caían cerca del cráter, algunos permanecían incandescentes mientras descendían rodando por la ladera. Estos construyeron un cono de as-

pecto estéticamente agradable, mientras que la ceniza más fina caía sobre un área mucho mayor, quemando y, por fin, cubriendo el pueblo de Parícutin. Durante el primer día, el cono creció hasta 40 metros y el quinto día alcanzaba 100 metros de altura. Durante el primer año, se había descargado más del 90 por ciento del total del material proyectado.

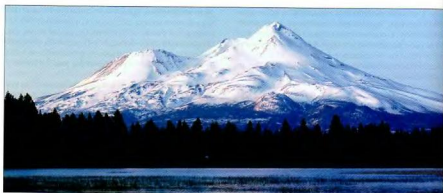
La primera colada de lava procedió de una fisura que se abrió justo al norte del cono, pero después de unos pocos meses empezaron a surgir coladas de la misma base del cono. En junio de 1944, una colada de escorias de tipo aa de 10 metros de grosor cubrió gran parte del pueblo de San Juan Parangaricutiro, dejando únicamente a la vista la torre de la iglesia (Figura 5.7). Después de nueve años de explosiones piroclásticas intermitentes y una descarga casi continua de lava de las chimeneas de la base, la actividad cesó casi tan rápidamente como había empezado. En la actualidad, el Parícutin no es más que otro de los numerosos conos de cenizas inactivos que salpican el paisaje de esta región de México. Como los otros, probablemente no volverá a hacer erupción.

Conos compuestos

Los volcanes más pintorescos aunque potencialmente peligrosos de la Tierra son los **conos compuestos** o **estratovolcanes** (Figura 5.8). La mayoría se encuentra en una zona relativamente estrecha que rodea el océano Pacífico, a la que se denomina con bastante propiedad, el *anillo de fuego* (véase Figura 5.20). Esta zona activa incluye una ca-



◀ **Figura 5.7** La localidad de San Juan Parangaricutiro cubierta por lava aa del Parícutin, que aparece al fondo. Sólo quedan las torres de la iglesia. (Foto de Tad Nichols.)



▲ **Figura 5.8** Monte Shasta, California, uno de los conos compuestos más grandes de la cordillera Cascade. Shastina es el volcán parásito más pequeño de la izquierda. (Foto de David Muench.)

dena de volcanes continentales que se distribuyen a lo largo de la costa occidental de Suramérica y Norteamérica, incluidos los grandes conos de los Andes y la cordillera Cascade del oeste de Estados Unidos y Canadá. Este último grupo incluye el monte Santa Elena, el monte Rainier y el monte Garibaldi. Las regiones más activas del Anillo de Fuego se encuentran a lo largo de cinturones curvados de islas volcánicas adyacentes a las fosas oceánicas profundas del pacífico septentrional y occidental. Esta cadena casi continua de volcanes se extiende desde las islas Aleutianas hasta el Japón y las Filipinas y acaba en la isla Norte de Nueva Zelanda.

El cono compuesto clásico es una gran estructura, casi simétrica, compuesta por lava y depósitos piroclásticos. Exactamente igual que los volcanes en escudo deben su forma a las lavas basálticas fluidas, los conos compuestos reflejan la naturaleza del material que expulsan. En su mayor parte, los conos compuestos son fruto de magma rico en gas con una composición andesítica. (Los conos compuestos también pueden emitir cantidades diversas de material con una composición basáltica o riolítica.) En relación con los escudos, los magmas ricos en sílice típicos de los conos compuestos generan lavas viscosas y gruesas que recorren distancias cortas. Además, los conos compuestos pueden generar erupciones explosivas que expulsan grandes cantidades de material piroclástico.

El crecimiento de un cono compuesto «típico» empieza con la emisión de material piroclástico y lava de la chimenea central. Conforme la estructura madura, las lavas tienden a fluir de las fisuras que se desarrollan en los flancos inferiores del cono. Esta actividad puede alter-

narse con erupciones explosivas que expulsan material piroclástico del cráter de la cima. Algunas veces pueden producirse simultáneamente ambas actividades.

Una forma cónica, con un área de la cima empinada y flancos más gradualmente inclinados, es típica de muchos conos compuestos grandes. Este perfil clásico, que adorna calendarios y postales, es en parte consecuencia de cómo las lavas viscosas y las emisiones piroclásticas contribuyen al crecimiento del cono. Los fragmentos gruesos expulsados desde el cráter de la cima tienden a acumularse cerca de su origen. Debido a su gran ángulo de reposo, los materiales gruesos contribuyen a las inclinaciones empinadas de la cima. Por otro lado, las emisiones más finas se depositan como una capa delgada por encima de un área extensa, lo cual sirve para allanar el flanco del cono. Además, durante las primeras etapas del crecimiento, las lavas tienden a ser más abundantes y a fluir a distancias más largas de la chimenea que las lavas posteriores. Eso contribuye a la base ancha del cono. Conforme el volcán madura, las coladas cortas procedentes de la chimenea central sirven para blindar y fortalecer el área de la cima. Por consiguiente, puede haber laderas empinadas que superan los 40 grados. Dos de los conos más perfectos (el monte Mayon de las Filipinas y el Fujiyama en Japón) exhiben la forma clásica que cabe esperar de un cono compuesto, con su cima empinada y los flancos suavemente inclinados.

Pese a su forma simétrica, la mayoría de conos compuestos tiene una historia compleja. Los grandes montículos de derrubios que rodean muchos conos proporcionan pruebas de que, en el pasado remoto, una gran sección

del volcán se deslizó descendiendo por la ladera como un deslizamiento pasivo. Otros desarrollan depresiones en forma de herradura en sus cimas como consecuencia de las erupciones explosivas o, como ocurrió durante la erupción de 1980 del monte Santa Elena, una combinación de un deslizamiento y la erupción de 0,6 kilómetros cúbicos de magma que dejaron un gran vacío en el lado septentrional del cono. A menudo, ha tenido lugar tanta reconstrucción desde estas erupciones que no queda ninguna huella de la cicatriz en forma de anfiteatro. El Vesuvio, en Italia, nos proporciona otro ejemplo de la historia compleja de una región volcánica. Este volcán joven se formó en el mismo lugar en el que una erupción que tuvo lugar en el año 79 d.C. había destruido un cono más antiguo. En la sección siguiente nos fijaremos en otro aspecto de los conos compuestos: su naturaleza destructiva.

Vivir a la sombra de un cono compuesto

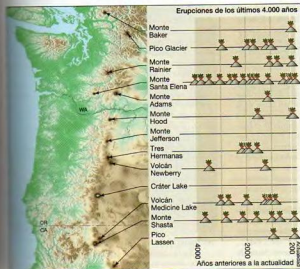
En los últimos 200 años, han entrado en erupción más de 50 volcanes en Estados Unidos (Figura 5.9). Afortunadamente las más explosivas de esas erupciones, excepto la del volcán Santa Elena en 1980, sucedieron en regiones muy poco habitadas de Alaska. A escala mundial, han tenido lu-

gar numerosas erupciones destructivas durante los últimos miles de años, algunas de las cuales pueden haber influido en el curso de la civilización humana.

El continente perdido de la Atlántida

Los antropólogos han propuesto que una erupción catastrófica en la isla de Santorini (también llamada Tera) contribuyó al hundimiento de la avanzada civilización minoica, centrada en torno a Creta, en el mar Egeo (Figura 5.10). Este acontecimiento también dio origen a la leyenda perdurable del continente perdido de la Atlántida. Según un escrito del filósofo griego Platón, un imperio insular llamado Atlántida fue absorbido por el mar en un día y una noche. Aunque la conexión entre la Atlántida de Platón y la civilización minoica es algo tenue, no hay duda de que una erupción catastrófica tuvo lugar en Santorini alrededor del año 1.600 a.C.

Esta erupción generó una columna eruptiva alta y ondulante compuesta por grandes cantidades de materiales piroclásticos. Llovieron ceniza y pumita procedentes de esta pluma durante varios días y el paisaje circundante acabó cubierto a una profundidad máxima de 60 metros. Una ciudad minoica cercana, ahora llamada Akrotiri, quedó enterrada y sus restos permanecieron ocultos hasta 1967, cuando los arqueólogos empezaron a investigar la



◀ **Figura 5.9** De los 13 volcanes potencialmente activos de la cordillera Cascade, 11 han hecho erupción en los últimos 4.000 años y 7 en sólo los últimos 200 años. Más de 100 erupciones, la mayoría de las cuales fueron explosivas, han sucedido en los últimos 4.000 años. El Santa Elena es el volcán más activo de la cordillera Cascade. Sus erupciones han oscilado entre expulsiones de lava relativamente tranquilas a acontecimientos explosivos mucho mayores que el del 18 de mayo de 1980. Cada símbolo de erupción en el diagrama representa de una a doce erupciones en muy poco espacio de tiempo. (Tomado de U. S. Geological Survey.)



▲ **Figura 5.10** Mapa que muestra los restos de la isla volcánica de Santorini después de que la parte superior del cono se hundiera en la cámara magmática vacía tras una erupción explosiva. Se muestra la localización de la población minoica recientemente excavada de Akrotiri. Las erupciones volcánicas durante los últimos 500 años formaron las islas centrales. Pese a la posibilidad de que se produzca otra erupción destructiva, la ciudad de Fira se edificó en los flancos de la caldera.

zona. La excavación de bellas jarras de cerámica y pinturas murales elaboradas indica que Akrotiri daba cobijo a una sociedad rica y sofisticada.

Tras la emisión de esta gran cantidad de material, la cima del Santorini se hundió, produciendo una caldera de 8 kilómetros de diámetro. En la actualidad este volcán, antes majestuoso, consiste en cinco pequeñas islas. La erupción y el hundimiento del Santorini generaron grandes olas marinas (*tsunamis*) que provocaron la destrucción generalizada de las poblaciones costeras de Creta y las islas cercanas situadas al norte.

Aunque algunos expertos sugieren que la erupción del Santorini contribuyó a la desaparición de la civilización minoica, ¿fue esta erupción la principal causa de la descomposición de esta gran civilización o sólo uno de los muchos factores desencadenantes? ¿Fue Santorini el continente insular de la Atlántida descrito por Platón? Cualquiera que sean las respuestas a estas preguntas, es claro que el vulcanismo puede cambiar drásticamente el curso de los acontecimientos humanos.

Erupción del Vesuvio 79 d.C.

Además de producir alguna de la actividad volcánica más violenta, los conos compuestos pueden entrar en erupción inesperadamente. Uno de los acontecimientos de este tipo mejor documentados fue la erupción, en el año 79 d.C., del volcán italiano que ahora llamamos Vesuvio. Antes de esta erupción, el Vesuvio había estado dormido durante si-

glos y había viñedos adornando sus solanas. Sin embargo, el 24 de agosto la tranquilidad acabó y, en menos de 24 horas, la ciudad de Pompeya (cerca de Nápoles) y más de 2.000 de sus 20.000 habitantes desaparecieron. Algunos quedaron sepultados debajo de una capa de pumita de casi 3 metros de grosor, mientras otros quedaron enterrados por una capa de cenizas solidificadas. Permanecieron así durante casi diecisiete siglos, hasta que se excavó parcialmente la ciudad, dando a los arqueólogos una imagen magníficamente detallada de la vida en la antigua Roma.

Conciliando los registros históricos con los estudios científicos detallados de la región, los vulcanólogos han recompuesto la cronología de la destrucción de Pompeya. Es muy probable que la erupción empezara con descargas de vapor la mañana del 24 de agosto. A primera hora de la tarde las cenizas finas y los fragmentos de pumita formaron una nube eruptiva alta que emanaba del Vesuvio. Poco después, los derrubios de esta nube empezaron a caer sobre Pompeya, situada a 9 kilómetros viento a favor del volcán. Sin duda, muchas personas huyeron durante esta primera fase de la erupción. Durante las horas siguientes, cayeron sobre Pompeya fragmentos de pumita de hasta 5 centímetros. Según un registro histórico de esta erupción, las personas que vivían más alejadas de Pompeya se ataron almohadas a la cabeza para esquivar los fragmentos que volaban.

La caída de pumita continuó durante varias horas acumulándose a una velocidad de 12 a 15 centímetros por hora. La mayoría de los techos de Pompeya acabaron colapsando. Pese a la acumulación de más de 2 metros de pumita, es probable que muchas de las personas que no habían salido de Pompeya estuvieran vivas todavía la mañana del 25 de agosto. Entonces, de repente y de una manera inesperada, una oleada de polvo y gas ardientes descendió con rapidez por los flancos del Vesuvio. Se calcula que esta oleada mató a 2.000 personas que de alguna manera habían conseguido sobrevivir a la caída de pumita. Los derrubios que volaban podían haber matado a algunas personas, pero la mayoría murió de asfixia como consecuencia de la inhalación de gases cargados de cenizas. Sus restos quedaron rápidamente enterrados por la ceniza que caía, que la lluvia cimentó en una masa dura antes de que sus cuerpos tuvieran tiempo de descomponerse. La posterior descomposición de los cuerpos produjo cavidades en la ceniza solidificada que reproducían exactamente la forma de los cuerpos sepultados, conservando incluso las expresiones faciales en algunos casos. Los excavadores del siglo XIX encontraron estas cavidades y crearon moldes de los cadáveres echando escayola en los huecos. Algunos de los moldes de escayolas muestran víctimas que intentan cubrirse las bocas en un esfuerzo por tomar lo que sería su último aliento.

En la actualidad los vulcanólogos piensan que varias coladas destructivas de gas caliente y asfixiante cargado de

cenizas invadieron los campos de los alrededores del Vesuvio. Los esqueletos excavados de la población cercana de Herculano indican que la mayoría de sus habitantes murieron probablemente a causa de estas coladas. Además, es probable que muchos de los que huyeron de Pompeya tomaran con un destino parecido. Se calcula que 16.000 personas pudieron haber muerto en este acontecimiento trágico e inesperado.

Nubes ardientes: una colada piroclástica mortal

Aunque la destrucción de Pompeya fue catastrófica, las coladas piroclásticas, constituidos por gases calientes infundidos con cenizas y fragmentos rocosos más grandes incandescentes pueden ser incluso más devastadores. Los flujos calientes más destructivos, llamados **nubes ardientes** (y también denominados *avalanchas incandescentes*), son capaces de correr por las empinadas laderas volcánicas incandescentes a velocidades que pueden aproximarse a los 200 kilómetros por hora (Figura 5.11).

La parte basal de una nube ardiente próxima al suelo es rica en materia particulada suspendida en chorros de

gases que circulan a través de la nube. Algunos de estos gases han escapado de fragmentos volcánicos recién expulsados. Además, el aire que es alcanzado y atrapado por una nube ardiente que avanza puede calentarse lo suficiente como para transmitir capacidad de flotación al material particulado de la nube ardiente. Por tanto, estas corrientes, que pueden incluir fragmentos de roca más grandes además de las cenizas, viajan pendiente abajo en un medio casi carente de fricción. Esto puede explicar por qué algunos depósitos de nubes ardientes se extienden a lo largo de más de 100 kilómetros desde su origen.

La fuerza de la gravedad es la fuerza que hace que estos flujos más pesados que el aire desciendan de una manera muy parecida a un alud de nieve. Algunas coladas piroclásticas aparecen cuando una erupción potente expulsa lateralmente material piroclástico de la ladera de un volcán. Probablemente con más frecuencia las nubes ardientes se forman a partir del colapso de columnas eruptivas altas que se forman encima de un volcán durante un acontecimiento explosivo. Una vez la gravedad supera el impulso ascendente inicial proporcionado por los gases que escapan, los materiales expulsados empiezan a caer. Cantidades masivas de bloques incandescentes, cenizas y fragmentos de pumita que caen sobre el área de la cima empiezan a caer en cascada, vertiente bajo por la influencia de la gravedad. Se ha observado que los fragmentos mayores descienden los flancos de un cono botando, mientras que los materiales más pequeños viajan rápidamente como una nube con forma de lengua en expansión.

La destrucción de San Pedro En 1902 una nube ardiente procedente de la montaña Pelée, un pequeño volcán de la isla caribeña de la Martinica, destruyó la ciudad portuaria de San Pedro. La destrucción ocurrió en minutos y fue tan devastadora que murieron casi los 28.000 habitantes de San Pedro. Sólo una persona de las afueras de la ciudad (un preso protegido en un calabozo) y unas pocas personas que estaban en barcos en el muelle se salvaron (Figura 5.12). Satis N. Coleman, en *Volcanoes, New and Old*, narra un vívido relato de este acontecimiento, que duró menos de cinco minutos.

Vi San Pedro destruido. La ciudad fue cubierta por una gran ráfaga de fuego. [...] Nuestro buque, el *Roraima*, llegó a San Pedro el jueves por la mañana. Durante horas antes de entrar en la rada, pudimos ver llamas y humo que ascendían de la montaña Pelée. [...] Había un constante estruendo sordo. Era como la mayor refinería de petróleo del mundo ardiendo en la cima de una montaña. Hubo una tremenda explosión sobre las 7 h 45, poco después de que entráramos. La montaña estalló en pedazos. No hubo aviso. Una ladera del volcán se desmoronó y una sólida pared en



▲ **Figura 5.11** Una nube ardiente desciende por la ladera del monte Santa Elena el 7 de agosto de 1980, a velocidades que superan los 100 kilómetros por hora. (Foto de Peter W. Lipman, U. S. Geological Survey.)



▲ **Figura 5.12** San Pedro con el aspecto que presentaba poco después de la erupción del monte Pelée, 1902. (Reproducido de la colección de la Biblioteca del Congreso.)

llamas fue lanzada directamente hacia nosotros. Sonaba como mil cañones. [...] El aire era cada vez más sofocante y nosotros estábamos en medio de todo ello. Por donde la masa de fuego golpeaba el mar, el agua hervía y elevaba enormes columnas de vapor. [...] La explosión de fuego del volcán duró sólo unos pocos minutos. Marchitó e incendió todo lo que tocó. Se conservaban en San Pedro miles de barriles de ron, que explotaron por el terrible calor. [...] Antes de que el volcán estallara, las tierras de San Pedro estaban cubiertas de personas. Después de la explosión, no se veía alma viviente en la tierra*.

Poco después de esta erupción desastrosa, los científicos llegaron al escenario. Aunque San Pedro estaba cubierto por sólo una fina capa de derrubios volcánicos, descubrieron que los muros de mampostería de casi un metro de grosor habían sido derribados como fichas de dominó; las raíces de los árboles estaban boca arriba y los cañones

habían sido arrancados de sus soportes. Otro recuerdo de la fuerza destructiva de esta nube ardiente se conserva en las ruinas del hospital psiquiátrico. Una de las inmensas sillitas de acero que se habían utilizado para confinar a los pacientes alcohólicos se puede ver hoy, retorcida, como si estuviera hecha de plástico.

Lahares: corrientes de barro en conos activos e inactivos

Además de sus violentas erupciones, los grandes conos compuestos pueden producir un tipo de corriente de barro denominado por su nombre indonesio **lahar**. Estas coladas destructivas se producen cuando los derrubios volcánicos se saturan de agua y se mueven rápidamente pendiente abajo por las laderas volcánicas, siguiendo normalmente los valles de los ríos. Algunos lahars se desencadenan cuando grandes volúmenes de hielo y nieve se funden durante una erupción. Otros se producen cuando una lluvia intensa satura los depósitos volcánicos meteorizados. Por tanto, pueden aparecer lahars aun cuando un volcán no esté en erupción.

* Nueva York: John Day, 1946, págs. 80-81.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

Algunas de las mayores erupciones volcánicas, como la erupción del Krakatoa, deben haber sido impresionantes. ¿Cómo fue?

El 27 de agosto de 1883, en lo que ahora es Indonesia, la isla volcánica de Krakatoa explotó y fue casi arrasada. El ruido de la explosión se oyó a una distancia increíble de 4.800 kilómetros, en la isla Rodríguez, en el océano Índico occidental. El polvo procedente de la explosión fue propulsado a la atmósfera y circundó la Tierra en vientos de gran altitud. Este polvo produjo puestas de sol inusuales y bellas durante casi un año.

La explosión no mató directamente a muchas personas, porque la isla estaba deshabitada. Sin embargo, el desplazamiento de agua como consecuencia de la energía liberada durante la explosión fue enorme. La ola marina rítmica o tsunami resultante excedió los 35 metros de altura. Arrasó la región litoral del estrecho de Sunda entre las islas próximas de Sumatra y Java, inundando más de 1.000 poblaciones y llevándose más de 36.000 vidas. La energía transportada por esta ola alcanzó todas las cuencas oceánicas y se detectó en estaciones de registro de mareas tan lejanas como las de Londres y San Francisco.

Cuando el volcán Santa Elena hizo erupción en 1980, se formaron varios lahares. Estas corrientes y las avenidas que las acompañaron fueron pendiente abajo hacia los valles del río Toutle a velocidades que superaron los 30 kilómetros por hora. Los niveles del agua del río subieron 4 metros por encima del nivel máximo, destruyendo o dañando seriamente casi todas las casas y puentes a lo largo del área afectada. Por fortuna, el área no estaba densamente poblada.

En 1985 se produjeron lahares mortales durante una pequeña erupción del Nevado del Ruiz, un volcán de 5.300 metros situado en los Andes, en Colombia. El material piroclástico caliente fundió el hielo y la nieve que cubrían la montaña e hizo descender torrentes de cenizas y derrubios a los tres principales valles fluviales que flanquean el volcán. Alcanzando velocidades de 100 kilómetros por hora, estas corrientes de barro se llevaron de una manera trágica 25.000 vidas.

Muchos consideran que el monte Rainier, en Washington, es el volcán más peligroso de Estados Unidos, porque, como el Nevado del Ruiz, tiene un grueso manto de nieve y hielo durante todo el año. Se añade al riesgo el hecho de que 100.000 personas viven en los valles que rodean al Rainier y se han construido muchas casas en los lahares que fluyeron pendiente abajo del volcán hace centenares o millares de años. Una erupción futura, o qui-

zás solamente un período de precipitaciones intensas, puede producir lahares que probablemente seguirán caminos parecidos.

Otras formas volcánicas

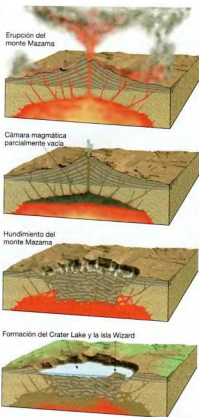
La estructura volcánica más obvia es el cono. Pero hay también otros relieves distintivos de la actividad volcánica.

Calderas

Las calderas (*caldera* = cazo) son grandes depresiones de colapso con una forma más o menos circular. Sus diámetros superan el kilómetro y muchas tienen un diámetro de decenas de kilómetros. (Las depresiones con menos de un kilómetro de diámetro se llaman calderas de hundimiento.) La mayoría de calderas se forman por uno de los procesos siguientes: (1) el hundimiento de la cima de un volcán compuesto después de una erupción explosiva de fragmentos de pumita rica en sílice y cenizas; (2) el hundimiento de la parte superior de un volcán en escudo provocado por un drenaje subterráneo desde una cámara magmática central, y (3) el hundimiento de una gran área, independiente de cualquier estructura volcánica preexistente, provocado por la descarga de volúmenes colosales de pumita rica en sílice y cenizas a lo largo de fracturas en anillo.

Calderas de tipo Crater Lake El Crater Lake, Oregón, se encuentra en una caldera con un diámetro máximo de 10 kilómetros y 1.175 metros de profundidad. Esta caldera se formó hace unos 7.000 años, cuando un cono compuesto, que después se llamó monte Mazama, expulsó de una manera violenta entre 50 y 70 kilómetros cúbicos de material piroclástico (Figura 5.13). Con la pérdida de soporte, se hundieron 1.500 metros de la cima de este cono, que había sido prominente. Después del hundimiento, el agua de la lluvia llenó la caldera. La actividad volcánica posterior construyó un pequeño cono de cenizas en el lago. En la actualidad, este cono, llamado Wizard Island, representa un recuerdo mudo de la actividad del pasado.

Calderas de tipo hawaiano Aunque la mayoría de las calderas se produce por hundimiento después de una erupción explosiva, algunas no se crean así. Por ejemplo, los volcanes en escudo activos de Hawái, el Mauna Loa y el Kilauea, tienen grandes calderas en sus cimas. La del Kilauea mide 3,3 kilómetros por 4,4 kilómetros y tiene 150 metros de profundidad. Cada caldera se formó por subsidencia gradual de la cima conforme el magma drenaba de una manera lenta y lateralmente desde la cámara magmática central hacia una zona de fisuras, produciendo a menudo erupciones laterales.



▲ **Figura 5.13** Secuencia de acontecimientos que formaron el Cráter Lake, Oregon. Hace alrededor de 7.000 años, una violenta erupción vació parcialmente la cámara magmática causando el hundimiento de la cima del primitivo monte Mazama. La lluvia y el agua subterránea contribuyeron a formar el Cráter Lake, el lago más profundo de Estados Unidos. Las erupciones subsiguientes produjeron el cono de cenizas denominado isla Wizard. (De H. Williams, *The Ancient Volcanoes of Oregon*.)

Calderas de tipo Yellowstone Aunque la erupción de 1980 del volcán Santa Elena fue espectacular, palidece en comparación con lo que ocurrió hace 630.000 años en la región que ahora ocupa el Yellowstone National Park. Allí, se expulsaron alrededor de 1.000 kilómetros cúbicos

de material piroclástico, que acabaron produciendo una caldera de 70 kilómetros de diámetro. Este acontecimiento provocó lluvias de ceniza que llegaron hasta el golfo de México. Son vestigios de esta actividad los numerosos géiseres y las aguas termales de la región.

A diferencia de las calderas asociadas con conos compuestos, estas depresiones son tan grandes y poco definidas que muchas permanecieron sin detectar hasta que se dispuso de imágenes aéreas, o de satélite, de gran calidad. Una de ellas, la caldera LaGarita, situada en las montañas San Juan del sur de Colorado, tiene una anchura de unos 32 kilómetros y una longitud de 80 kilómetros. Pese a las modernas técnicas cartográficas, todavía se desconoce el perfil completo de esta estructura.

La formación de una gran caldera de tipo Yellowstone empieza cuando un cuerpo magmático rico en sílice (riolítico) se sitúa cerca de la superficie, empujando hacia arriba las rocas suprayacentes. A continuación, se desarrollan fracturas de anillo en el techo, abriendo una vía hacia la superficie para el magma rico en gas y muy viscoso. Esto da inicio a una erupción explosiva de proporciones colosales que expulsa grandes volúmenes (que normalmente superan los 100 kilómetros cúbicos) de materiales piroclásticos, principalmente en forma de cenizas y fragmentos de pumita. Normalmente estos materiales forman una colada piroclástica que se extiende a través del paisaje a velocidades que pueden superar los 100 kilómetros por hora destruyendo los seres vivos que se encuentra a su paso. Después de detenerse, los fragmentos calientes de cenizas y pumita se funden, formando una toba soldada muy parecida a una colada de lava solidificada. Por último, con la pérdida de apoyo, el techo de la cámara magmática se hunde, generando una gran caldera.

Otro rasgo distintivo asociado con la mayoría de las grandes calderas es un lento levantamiento, o *resurgencia*, del suelo de la caldera después de una fase eruptiva. Por tanto, estas estructuras consisten en una depresión grande, más o menos circular con una región central elevada. La mayoría de las grandes calderas exhiben una historia compleja. En la región de Yellowstone, por ejemplo, han tenido lugar tres episodios de formación de calderas durante los últimos 2,1 millones de años. El más reciente de estos acontecimientos fue seguido por efusiones episódicas de lavas riolíticas y basálticas. Las pruebas geológicas sugieren que todavía existe un depósito de magma debajo de Yellowstone; por tanto, es posible otra erupción formadora de calderas, pero no es inminente.

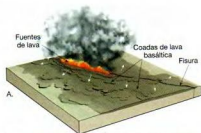
Las calderas del tipo localizado en la llanura de Yellowstone del noroeste de Wyoming son las estructuras volcánicas más grandes de la Tierra. Algunos geólogos han comparado su fuerza destructiva con la del impacto de un asteroide pequeño. Por fortuna, en tiempos históricos

no se ha producido ninguna erupción de este tipo. Otros ejemplos de grandes calderas en Estados Unidos son la caldera de Long Valley de California y los Valles Caldera localizados al oeste de Los Álamos, Nuevo México.

Erupciones fisurales y llanuras de lava

Pensamos en las erupciones volcánicas como construcciones de conos o escudos a partir de una chimenea central. Pero, lejos de esto, el mayor volumen de material volcánico es extruido por fracturas de la corteza denominadas **fisuras** (*fisura* = separación). En vez de construir un cono, estas grietas, largas y estrechas, permiten la salida de lavas basálticas de baja viscosidad, tipo hawaiano, que recubren amplias áreas.

La extensa llanura de Columbia, en el noroeste de Estados Unidos, se formó de esta manera (Figura 5.14). Aquí, numerosas **erupciones fisurales** expulsaron lava basáltica muy líquida (Figura 5.15). Coladas sucesivas, algunas de hasta 50 metros de espesor, enterraron el relieve previo conforme iban construyendo una llanura de lava (plateau) que tiene casi kilómetro y medio de grosor. La naturaleza fluida de la lava es evidente, ya que parte de la lava permaneció fundida durante el tiempo suficiente para recorrer 150 kilómetros desde su origen. La expresión **basaltos de inundación** (flood basalts) describe de manera apropiada estas coladas. Las acumulaciones masivas de lava basáltica, parecidas a las de la llanura de Colum-



A.



B.

▲ **Figura 5.15** Cuando el volcán Santa Elena hizo erupción el 18 de mayo de 1980, se emitieron grandes cantidades de cenizas volcánicas en la atmósfera. Esta imagen de satélite se tomó menos de ocho horas después de la erupción. La nube de cenizas ya se había extendido hasta el oeste de Montana. Las cenizas volcánicas tienen un impacto a largo plazo en el clima global porque se depositan con rapidez. Un factor más importante que afecta al clima es la cantidad del gas dióxido de azufre emitido durante una erupción. (Foto cortesía del National Environmental Satellite Service.)



▲ **Figura 5.14** Áreas volcánicas que forman la llanura de Columbia en el Pacífico noroccidental. Los basaltos del río Columbia cubren un área de casi 200.000 kilómetros cuadrados. La actividad empezó aquí hace unos 17 millones de años conforme la lava salió de grandes fisuras, acabando por producir una llanura basáltica (plateau) con un grosor medio de más de un kilómetro. (Tomado de U. S. Geological Survey.)

bia, se producen en todo el mundo. Una de las más grandes es la meseta de Deccan, una gruesa secuencia de coladas basálticas llanas que cubren cerca de 500.000 kilómetros cuadrados al oeste de la India central. Cuando se formó la meseta de Deccan hace unos 66 millones de años, se expulsaron casi 2 millones de kilómetros cúbicos de lava en menos de un millón de años. Otro gran depósito de basaltos de inundación, llamado la llanura Ontong Java, se encuentra en el fondo del océano Pacífico. Más adelante

en este capítulo, en la sección «Actividad ígnea intraplaca», se ofrece una discusión sobre el origen de las grandes llanuras basálticas.

Islandia, que está localizada a horcajadas de la dorsal centroatlántica, ha experimentado erupciones fisurales de manera regular. Las erupciones más grandes de Islandia ocurridas en tiempos históricos tuvieron lugar en 1783 y se denominaron las erupciones *laki*. Una fractura de 25 kilómetros de largo generó más de veinte chimeneas que expulsaron inicialmente gases sulfurados y depósitos de ceniza que dieron lugar a diversos conos de ceniza pequeños. Esta actividad fue seguida de enormes flujos de lava basáltica muy fluida. El volumen total de lava expulsada por las erupciones *laki* fue superior a 12 kilómetros cúbicos. Los gases volcánicos redujeron el crecimiento de las praderas y mataron directamente a la mayor parte del ganado islandés. La hambruna subsiguiente causó 10.000 muertos.

Domos de lava

Al contrario de las lavas máficas, las lavas ricas en sílice, próximas al extremo félsico (riolítico) del espectro composicional, son tan viscosas que apenas fluyen. Conforme la lava es extruida fuera de la chimenea, puede producir una masa en forma de domo con paredes empujadas de lava solidificada denominada **domo de lava**.

Los domos de lava caracterizan los últimos estadios de actividad de conos compuestos maduros principalmente andesíticos (véase Recuadro 5.2). Estas estructuras riolíticas se forman en el cráter de la cima y conforme se forman estructuras parásitas en los flancos de estos conos después de una erupción explosiva de un magma rico en gases. Esto viene ilustrado por el domo volcánico que sigue «creciendo» desde la chimenea que produjo la erupción del volcán Santa Elena en 1980. Aunque la mayoría de los domos volcánicos se forman en asociación con conos compuestos preexistentes o volcanes en escudo, algunos se forman de manera independiente, como la línea de domos riolíticos y de obsidiana en los cráteres Mono de California.

Chimeneas y pitones volcánicos

La mayoría de los volcanes se alimentan de magma a través de cortos conductos, denominados *chimeneas*, que conectan la cámara magmática con la superficie. En raras circunstancias, las chimeneas pueden extenderse como tuberías hasta profundidades que superan los 200 kilómetros. Cuando esto ocurre, los magmas ultramáficos que migran hacia arriba por estas estructuras producen rocas que se consideran muestras del manto que han experimentado muy pocas alteraciones durante su ascenso. Los geólogos consideran estos conductos extraordinaria-

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

Si los volcanes son tan peligrosos, ¿por qué las personas viven en ellos o en sus proximidades?

Hay que tener en cuenta que muchas de las personas que viven cerca de los volcanes no escogieron el lugar; simplemente nacieron allí. Es posible que sus antepasados vivieran en la región durante generaciones. Históricamente las regiones volcánicas han atraído a muchas personas por sus suelos fértiles. No todos los volcanes tienen erupciones explosivas, pero todos los volcanes activos son peligrosos. En realidad, la elección de vivir cerca de un cono compuesto activo como el monte Santa Elena o el Soufrière Hills tiene un elevado riesgo inherente. Sin embargo, el tiempo transcurrido entre erupciones sucesivas puede ser de varias décadas o más (mucho tiempo para que las generaciones olviden la última erupción y consideren que el volcán está dormido y que, por tanto, es seguro). Otros volcanes, como el Mauna Loa o los de Islandia, están en permanente actividad, de modo que las poblaciones locales recuerdan vivamente las erupciones recientes. Muchas personas que escogen vivir cerca de un volcán activo creen que el riesgo *relativo* no es mayor que en otros lugares propensos al peligro. En esencia, apuestan que podrán vivir toda su vida antes de la próxima gran erupción.

mente profundos como «ventanas» al interior de la Tierra, ya que nos permiten ver rocas que normalmente se encuentran sólo a gran profundidad.

Las chimeneas volcánicas mejor conocidas son las estructuras sudafricanas cargadas de diamantes. Aquí, las rocas que rellenan las chimeneas se originaron a profundidades de al menos 150 kilómetros, donde la presión es lo bastante elevada como para generar diamantes y otros minerales de alta presión. La tarea de transportar magma esencialmente inalterado (junto con inclusiones de diamante) a través de 150 kilómetros de roca sólida es excepcional. Este hecho explica la escasez de los diamantes naturales.

Los volcanes situados en los continentes están siendo continuamente rebajados por la meteorización y la erosión. Los conos de ceniza son fácilmente erosionables, porque están compuestos de materiales no consolidados. Sin embargo, todos los volcanes acabarán por sucumbir a la erosión implacable a lo largo del tiempo geológico. Conforme progresa la erosión, la roca que ocupa la chimenea volcánica es a menudo más resistente y puede permanecer en pie sobre el terreno circundante mucho tiempo después de que el cono haya desaparecido. Shiprock, Nuevo México, es una estructura de este tipo y se denomina **pitón volcánico**. Esta estructura, más alta que mu-

Recuadro 5.2 ▶ El hombre y el medio ambiente

Crisis volcánica en Montserrat

Las Antillas Menores caribeñas son de origen fundamentalmente volcánico y se extienden desde cerca de la costa nororiental de América del Sur, en arco hacia Puerto Rico y las Islas Vírgenes (Figura 5.8). Poco antes de empezar el siglo XX, las devastadoras erupciones de los volcanes de la Martinica (montaña Pelée) y San Vicente (Soufrière) acabaron con la vida de más de 30.000 personas. Cuando el siglo XX llega a su fin, el Caribe es una vez más el centro de atracción para los vulcanólogos. Esta vez su atención se centra en la isla de Montserrat.

Esta pequeña isla está dominada por el volcán Soufrière Hills, que empezó a hacer erupción en julio de 1995, después de miles de años de inactividad. El volcán, como la mayoría de los volcanes caribeños, expulsa lava viscosa que mana a la superficie formando un domo de lava. Estos domos tienen la capacidad de producir devastadoras explosiones de roca pulverizada, cenizas y gases conocidos como coladas piroclásticas. Estas erupciones pueden ser extremadamente peligrosas, porque no suelen advertir de su inminencia.

La actividad del volcán Soufrière Hills incluyó muchas coladas piroclásticas que acabaron por cubrir grandes zonas de la isla. Además, a veces las plumas de cenizas volcánicas alcanzaron alturas

de 6.000 metros o más. En enero de 1998, muchos de los casi 12.000 residentes en la isla habían sido evacuados a las islas vecinas. La erupción del volcán causó, como mínimo, penurias y sufrimiento económico a las personas de Montserrat. El lado positivo es que la pérdida de vidas fue pequeña.

Desde que inició su actividad eruptiva, el Soufrière Hills se ha convertido en uno de los volcanes más controlados de todo el mundo. Casi inmediatamente

después de que empezara la inesperada actividad, se estableció el observatorio de volcanes de Montserrat, en el que trabajaban científicos procedentes de la Universidad de las Indias Occidentales y del British Geological Survey. La montaña se llenó de sismómetros, inclinómetros y analizadores de gas. Se están recogiendo valiosos datos que quizá algún día contribuyan a proporcionar un método fiable de predicción de las erupciones volcánicas.



▲ **Figura 5.8** Mapa del Caribe y del arco de las Antillas Menores que muestra la localización de Montserrat y del volcán Soufrière Hills.

chos rascacielos, no es sino una de las formas de relieve que se alcanzan visiblemente en los rojos paisajes desérticos del sudoeste americano.

Actividad ígnea intrusiva



Los volcanes y otra actividad ígnea ▼ Actividad ígnea intrusiva

Las erupciones volcánicas pueden encontrarse entre los acontecimientos más violentos y espectaculares de la naturaleza y, por consiguiente, son dignos de un estudio detallado, pero la mayor parte de los magmas se emplazan en profundidad. Por tanto, el conocimiento de la activi-

dad ígnea intrusiva es tan importante para los geólogos como el estudio de los acontecimientos volcánicos.

Las estructuras que son consecuencia de la ubicación del material ígneo en profundidad se denominan **plutones**, nombre que deben a Plutón, el dios del mundo subterráneo según la mitología clásica. Dado que todos los plutones se forman fuera de la vista debajo de la superficie terrestre, sólo pueden estudiarse después de ascender y de que la erosión los haya dejado expuestos. El reto reside en reconstruir los acontecimientos que generaron esas estructuras hace millones o incluso centenares de millones de años.

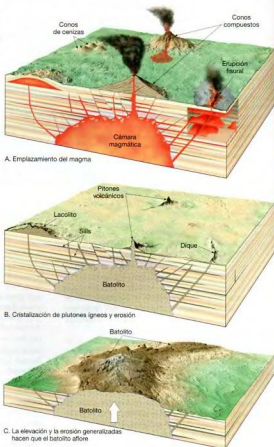
Por claridad, hemos separado la explicación del vulcanismo y de la actividad plutónica. Debe tenerse en cuenta, sin embargo, que esos diversos procesos ocurren de manera simultánea e implican básicamente los mismos materiales.

Naturaleza de los plutones

Se sabe que los plutones aparecen en una gran variedad de tamaños y formas. Algunos de los tipos más comunes se ilustran en la Figura 5.16. Obsérvese que algunas de esas estructuras tienen una forma tabular, mientras que otros son bastante masivos. Obsérvese también que algunos de estos cuerpos atraviesan estructuras existentes, como capas de roca sedimentaria; otros se forman cuando se inyecta el magma entre las capas sedimentarias. Debido a estas dife-

rencias, los cuerpos ígneos intrusivos se clasifican generalmente según su forma como **tabulares** (*tabula* = mesa) o **masivos** y por su orientación con respecto a la roca caja. Se dice que los plutones son **discordantes** (*discordare* = no concordar) si atraviesan las estructuras existentes y **concordantes** (*concordare* = concordar) si se forman en paralelo a estructuras como los estratos sedimentarios. Como puede verse en la Figura 5.16A, los plutones están muy relacionados con la actividad volcánica. Muchos de los ma-

► **Figura 5.16** Ilustraciones que muestran las estructuras ígneas básicas. **A.** Este corte muestra la relación entre el vulcanismo y la actividad ígnea intrusiva. **B.** Esta vista ilustra las estructuras ígneas intrusivas básicas, algunas de las cuales han aflorado debido a la erosión mucho tiempo después de su formación. **C.** Después de millones de años de elevación y erosión aflora en la superficie un batolito.



mayores cuerpos intrusivos son los restos de cámaras magmáticas que en el pasado alimentaron volcanes.

Diques

Los **diques** son cuerpos tabulares discordantes producidos cuando el magma se inyecta en fracturas. La fuerza ejercida durante la inyección del magma puede ser lo bastante grande como para separar aún más las paredes de la fractura. Una vez cristalizadas, estas estructuras laminares tienen grosores que oscilan desde menos de un centímetro hasta más de un kilómetro. Los mayores tienen longitudes de varios centenares de kilómetros. La mayoría de los diques, sin embargo, tienen un grosor de unos pocos metros y se extienden lateralmente no más de unos pocos kilómetros.

Los diques suelen encontrarse en grupos que actúan como los caminos verticales que seguía la roca fundida que alimentó las antiguas coladas de lava. El plutón progenitor no suele ser visible. Algunos diques se disponen en forma radial, como los radios de una rueda, desde un pitón volcánico erosionado. En estos casos, se supone que el ascenso activo del magma generó fisuras en el cono volcánico del cual fluyó la lava.

Los diques suelen meteorizarse más lentamente que las rocas circundantes. Cuando afloran como consecuencia de la erosión, los diques tienen el aspecto de una pared, como se muestra en la Figura 5.17.

Sills y lacolitos

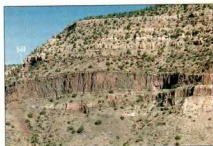
Los sills y los lacolitos son plutones concordantes que se forman cuando el magma intruye en un ambiente cercano a la superficie. Tienen formas distintas y suelen tener una composición diferente.

Sills Los **sills** son plutones tabulares formados cuando el magma es inyectado a lo largo de superficies de estratificación (Figura 5.18). Los sills con disposición horizontal son los más comunes, aunque se sabe ahora que existe todo tipo de orientaciones, incluso verticales. Debido a su grosor relativamente uniforme y a su gran extensión lateral, los sills son probablemente el producto de lavas muy fluidas. Los magmas que tienen un bajo contenido de sílice son más fluidos, por eso la mayoría de los sills está compuesta por basaltos.

El emplazamiento de un sill exige que la roca sedimentaria situada encima de él sea levantada hasta una altura equivalente al grosor de la masa intrusiva. Aunque esto es una tarea formidable, en ambientes superficiales a menudo requiere menos energía que la necesaria para forzar el ascenso del magma a la distancia que falta hasta alcanzar la superficie. Por consiguiente, los sills se forman sólo a poca profundidad, donde la presión ejercida por el



▲ **Figura 5.17** La estructura vertical del fondo es un dique, que es más resistente a la meteorización que la roca circundante. Este dique se encuentra al oeste de Granby, Colorado, cerca del Arapaho National Forest. (Foto de R. Jay Fleisher.)



▲ **Figura 5.18** Cañón del río Salt, Arizona. La banda oscura y esencialmente horizontal es un sill de composición basáltica que intruyó en las capas horizontales de roca sedimentaria. (Foto de E. J. Tarbuck.)

peso de las capas de roca situadas encima es pequeña. Aunque los sills se introducen entre capas, pueden ser localmente discordantes. Los grandes sills atraviesan con frecuencia las capas sedimentarias y retoman su naturaleza concordante en un nivel más alto.

Uno de los sills mayores y más estudiado de Estados Unidos es el sill de Palisades que aflora a lo largo de 80 kilómetros en el margen occidental del río Hudson, en el sureste de Nueva York y el noreste de Nueva Jersey; este sill tiene un grosor de unos 300 metros. Dada su naturaleza resistente, el sill de Palisades constituye un imponente resalte que puede verse con facilidad desde el lado opuesto del Hudson.

En muchos aspectos, los sills se parecen mucho a las coladas de lava enterradas. Las dos son tabulares y a menudo muestran disyunción columnar. Las **diaclasas columnares** se forman conforme las rocas ígneas se enfrían y desarrollan fracturas de contracción que producen columnas alargadas parecidas a pilares. Además, dado que los sills se forman en general en ambientes próximos a la superficie y pueden tener sólo unos pocos metros de grosor, el magma emplazado se enfría a menudo con la suficiente rapidez como para generar una textura afanítica.

Cuando se intenta reconstruir la historia geológica de una región, resulta importante diferenciar entre sills y coladas de lava enterradas. Por fortuna, al estudiarse de cerca, estos dos fenómenos son fáciles de distinguir. La porción superior de una colada de lava enterrada suele contener huecos producidos por las burbujas de gas que escaparon. Además, sólo las rocas situadas debajo de la colada muestran signos de metamorfismo. Los sills, por otro lado, se forman cuando el magma es introducido de forma forzada entre capas sedimentarias. Por tanto, sólo en los sills pueden encontrarse fragmentos de las rocas situadas encima. Las coladas de lava, por el contrario, son extruidas antes de que se depositen los estratos superiores. Además, las zonas metamorfozadas por encima y debajo de la roca son típicas de los sills.

Lacolitos Los lacolitos son similares a los sills porque se forman cuando el magma se introduce entre capas sedimentarias en un ambiente próximo a la superficie. Sin embargo, el magma que genera los lacolitos es más viscoso. Este magma menos fluido se acumula formando una masa lenticular que deforma los estratos superiores (véase Figura 5.16). Por consiguiente, un lacolito puede detectarse a veces por el bulto en forma de domo que crea en la superficie.

Los lacolitos más grandes probablemente no superan unos pocos kilómetros de anchura. Las montañas Henry del sureste de Utah están compuestas en su mayor parte por varios lacolitos que, según se cree, fueron alimentados por un cuerpo magmático mucho mayor emplazado en sus proximidades.

Batolitos

Con mucho, los cuerpos ígneos intrusivos mayores son los **batolitos** (*batos* = profundidad; *litos* = piedra). La ma-

yor parte de las veces, los batolitos aparecen en grupos que forman estructuras lineales de varios centenares de kilómetros de longitud y de hasta 100 kilómetros de anchura como se muestra en la Figura 5.19. El batolito Idaho, por ejemplo, abarca un área de más de 40.000 kilómetros cuadrados y está formado por muchos plutones. Pruebas indirectas recogidas de estudios gravitacionales indican que los batolitos son también muy gruesos, extendiéndose posiblemente docenas de kilómetros en la corteza.

Por definición, un cuerpo plutónico debe tener una extensión de afloramiento mayor de 100 kilómetros cua-



▲ **Figura 5.19** Batolitos graníticos localizados a lo largo del margen occidental de Norteamérica. Estos cuerpos alargados y gigantescos consisten en numerosos plutones que fueron emplazados durante los últimos 150 millones de años de la historia de la Tierra.

drados para que se le considere un batolito. Plutones más pequeños de este tipo se denominan **stocks**. Muchos stocks parecen ser porciones de batolitos que todavía no afloran.

Los batolitos suelen estar formados por rocas cuya composición química se halla próxima al extremo granítico del espectro, aunque las dioritas también son comunes. Los batolitos más pequeños pueden ser estructuras bastante simples compuestas casi por completo de un tipo de roca. Sin embargo, los estudios de grandes batolitos han demostrado que consisten en varios plutones distintos que intruyeron a lo largo de un período de millones de años. La actividad plutónica que creó el batolito de Sierra Nevada, por ejemplo, se produjo casi continuamente durante un período de 130 millones de años, que finalizó hace unos 80 millones de años, durante el Cretácico.

Los batolitos pueden constituir el núcleo de los sistemas montañosos. En este caso, la ascensión y la erosión han eliminado la roca circundante, exponiendo con ello el cuerpo ígneo resistente. Algunos de los picos más altos de Sierra Nevada, como la montaña Whitney, están tallados sobre una masa granítica de este tipo.

También aparecen grandes extensiones de roca granítica en los interiores estables de los continentes, como en el escudo canadiense de Norteamérica. Estos afloramientos relativamente planos son los restos de montañas antiguas que han sido niveladas por la erosión hace mucho tiempo. Por tanto, las rocas que constituyen los batolitos de las cadenas montañosas jóvenes, como los de Sierra Nevada, se generaron cerca de la parte superior de una cámara magmática, mientras que en las áreas de escudo, afloran las raíces de lo que antes fueron montañas y, por tanto, las porciones inferiores de los batolitos. En el Capítulo 14 consideraremos con más detalle el papel de la actividad ígnea en lo que se refiere a la formación de las montañas.

Emplazamiento de los batolitos Un problema interesante al que se enfrentaron los geólogos fue intentar explicar cómo los grandes batolitos graníticos llegaron a residir en el interior de rocas sedimentarias y metamórficas sólo moderadamente deformadas. ¿Qué les sucedió a las rocas que fueron desplazadas por estas masas ígneas? ¿Cómo se abrió paso el cuerpo magmático a través de varios kilómetros de roca sólida?

Sabemos que el magma asciende porque es menos denso que la roca que lo rodea, de una manera muy parecida a como un corcho puesto en la parte inferior de un recipiente con agua se elevará cuando sea liberado. Pero la corteza de la Tierra está constituida por roca sólida. No obstante, a profundidades de varios kilómetros, donde la temperatura y la presión son elevadas, incluso la roca sólida se deforma fluyendo. Por tanto, a grandes profundi-

dades, una masa de magma flotante ascendente puede abrirse espacio a la fuerza apartando la roca suprayacente. A medida que el magma sigue ascendiendo, parte de la roca caja que fue empujada a los lados llenará el espacio que el cuerpo magmático va dejando a medida que pasa*.

Conforme un cuerpo magmático se aproxima a la superficie, encuentra rocas relativamente frías y quebradizas que resisten la deformación. El ulterior movimiento ascendente se lleva a cabo por un proceso denominado **arranque** (*stopping*). En este proceso, las fracturas que se desarrollan en la roca huésped suprayacente permiten que el magma ascienda y desaloje los bloques de roca. Una vez incorporados en el cuerpo magmático, estos bloques pueden fundirse, alterando de este modo la composición del cuerpo magmático, que acabará enfriándose lo suficiente como para que el movimiento ascendente cese. Las pruebas que respaldan el hecho de que el magma puede atravesar la roca sólida son las inclusiones denominadas **xenolitos** (*xenar* = extraño; *litos* = piedra). Estos remanentes no fundidos de la roca caja se encuentran en las masas ígneas exhumadas por la erosión.

Tectónica de placas y actividad ígnea

Durante décadas, los geólogos han sabido que la distribución global del vulcanismo no es aleatoria. De los más de 800 volcanes activos** que se han identificado, la mayoría se encuentra a lo largo de los márgenes de las cuencas oceánicas, y, en particular, dentro del cinturón que rodea el Pacífico, conocido con el nombre *Anillo de Fuego* (Figura 5.20). Este grupo de volcanes está formado principalmente por conos compuestos que emiten magma rico en volátiles con una composición intermedia (andésítica) que en algunas ocasiones producen erupciones aterradoras.

Los volcanes que comprenden un segundo grupo emiten lavas basálticas muy fluidas y se encuentran confinados en las cuencas oceánicas profundas, incluidos ejemplos famosos en Hawaii e Islandia. Además, este grupo contiene muchos volcanes submarinos activos que salpican el fondo oceánico; son notables en especial las innumerables pequeñas montañas submarinas que se hallan a lo largo del eje de la dorsal centrooceánica. A estas pro-

* Se produce una situación análoga cuando se almacena una lata de pintura con óleo. La fase oleosa es menos densa que los pigmentos utilizados para la coloración; por tanto, el aceite se reúne en gotas que migran lentamente hacia arriba mientras que los pigmentos más pesados se sedimentan en el fondo.

** Para nuestro propósito, los volcanes activos son aquellos con erupciones fechadas. Al menos otros 700 conos exhiben pruebas geológicas que han hecho erupción en los últimos 10.000 años y se consideran potencialmente activos. Los innumerables volcanes submarinos activos están fuera de la vista en las profundidades del océano y no se cuentan en estas cifras.



▲ **Figura 5.20** Localizaciones de algunos de los principales volcanes de la Tierra.

fundidades, las presiones son tan grandes que el agua marina no hierve de una manera explosiva, ni siquiera en contacto con lavas calientes. Por tanto, el conocimiento de primera mano de estas erupciones es limitado y procede principalmente de los sumergibles de gran profundidad.

Un tercer grupo incluye las estructuras volcánicas que están irregularmente distribuidas en el interior de los continentes. No hay ninguno en Australia ni en los dos tercios orientales de Norteamérica y Suramérica. África destaca porque tiene muchos volcanes potencialmente activos, entre ellos el monte Kilimanjaro, el punto más alto del continente (5.895 metros). El vulcanismo en los continentes es muy diverso y abarca desde erupciones de lavas basálticas muy fluidas, como las que generaron la llanura de Columbia, hasta erupciones explosivas de magma riolítico rico en sílice, como ocurrió en Yellowstone.

Hasta finales de la década de los sesenta, los geólogos no tenían ninguna explicación para la distribución aparentemente aleatoria de los volcanes continentales ni tampoco podían explicar la cadena casi continua de volcanes que rodea el margen de la cuenca pacífica. Con el desarrollo de la teoría de la tectónica de placas, la imagen se aclaró mucho. Hay que recordar que el magma más primario (no alterado) se origina en el manto superior y que el manto es esencialmente sólido, *no roca fundida*. La conexión básica entre la tectónica de placas y el vulcanismo es que *los movimientos de las placas proporcionan los mecanismos por los que las rocas del manto se funden y generan magmas*.

Examinaremos tres zonas de actividad ígnea y su relación con los límites de las placas. Estas áreas activas se encuentran (1) a lo largo de los bordes de la placa convergentes, donde las placas se mueve la una hacia la otra y una de ellas se hunde por debajo de la otra; (2) a lo largo de los bordes de la placa divergentes, donde las placas se separan la una de la otra y se crea fondo oceánico nuevo, y (3) zonas dentro de las propias placas que no están asociadas con ningún borde de placa. (Nótese que en raras ocasiones se produce actividad volcánica a lo largo de los bordes de placa transformantes.) Estos tres escenarios volcánicos se describen en la Figura 5.21. (Si no le queda claro cómo se genera el magma, le sugerimos que estudie la sección titulada «Origen de los magmas», que se encuentra al final del Capítulo 4, antes de continuar.)

Actividad ígnea en los bordes convergentes de la placa

Recordemos que en los límites de placa convergentes, la placa con corteza oceánica se dobla a medida que desciende en el manto, generando una fosa oceánica. Conforme una placa se hunde más en el manto, el aumento de la temperatura y la presión expulsa los volátiles (principalmente H_2O) de la corteza oceánica. Estos fluidos móviles migran hacia arriba hacia la pieza del manto en forma de cuña situada entre la placa en subducción y la placa suprayacente (Figura 5.21A). Una vez la placa que se hunde alcanza una profundidad aproximada de 100 a 150 ki-

lómetros, estos fluidos ricos en agua reducen el punto de fusión de la roca del manto caliente lo suficiente como para provocar algo de fusión. La fusión parcial de la roca del manto (principalmente peridotitas) genera magma con una composición basáltica. Después de haberse acumulado una cantidad suficiente de magma, migra lentamente hacia arriba.

El vulcanismo en un borde de placa convergente tiene como consecuencia el desarrollo de una cadena lineal o ligeramente curvada de volcanes llamada *arco volcánico*. Estas cadenas volcánicas se desarrollan más o menos paralelas a la fosa asociada, a distancias de 200 a 300 kilómetros. Los arcos volcánicos pueden construirse en la litosfera oceánica o continental. Los que se desarrollan dentro del océano y crecen lo suficiente como para que sus puntas se eleven por encima de la superficie se denominan *archipiélagos insulares* en la mayoría de atlas. Los geólogos prefieren el término más descriptivo **arcos de islas volcánicas**, o simplemente **arcos insulares** (Figura 5.21A). Varios arcos de islas volcánicas de este tipo, como las Aleutianas, las Tongas y las Marianas, bordean la cuenca del Pacífico occidental.

El primer estadio del vulcanismo del arco insular está comúnmente dominado por la erupción de basaltos fluidos que construyen numerosas estructuras semejantes a escudos en el fondo oceánico. Dado que esta actividad empieza a una gran profundidad, los conos volcánicos deben expulsar una gran cantidad de lava antes de que sus cimas se eleven por encima del mar y formen islas. Esta actividad de formación de conos, junto con las intrusiones basálticas masivas así como el magma que se añade a la parte inferior de la corteza, tiende a aumentar con el tiempo el grosor de la corteza del arco. Como consecuencia, una corteza comparativamente gruesa se extiende por debajo de los arcos volcánicos maduros e impide el flujo ascendente de los basaltos derivados del manto. A su vez, esto da tiempo para que suceda la diferenciación magmática, en la que los minerales pesados ricos en hierro cristalizan y se asientan, dejando el fundido enriquecido en sílice (véase Capítulo 4). Por consiguiente, conforme el arco madura, los magmas que alcanzan la superficie tienden a expulsar andesitas ricas en sílice e incluso algunas riolitas. Además, la diferenciación magmática tiende a concentrar los volátiles (agua) disponibles en los componentes más ricos en sílice de estos magmas. Puesto que emiten magma viscoso rico en volátiles, en general los volcanes de los arcos insulares tienen erupciones explosivas.

También puede producirse vulcanismo donde las placas de la litosfera oceánica son subducidas bajo la litosfera continental y producen un **arco volcánico continental** (Figura 5.21C). Los mecanismos que generan estos magmas derivados del manto son en esencia los

mismos que actúan en los arcos insulares. La principal diferencia es que la corteza continental es mucho más gruesa y está compuesta por rocas con un contenido más elevado de sílice que la corteza oceánica. Por tanto, mediante la asimilación de las rocas ricas en sílice de la corteza, más la larga diferenciación magmática, un magma derivado del manto puede experimentar una gran evolución a medida que asciende a través de la corteza continental. En otras palabras, los magmas primarios generados en el manto pueden pasar de ser un magma basáltico fluido comparativamente seco a ser un magma viscoso andesítico o riolítico con una elevada concentración de volátiles conforme asciende a través de la corteza continental. La cadena volcánica de los Andes, que se encuentra a lo largo de la superficie occidental de Sudamérica, es quizás el mejor ejemplo de un arco volcánico continental.

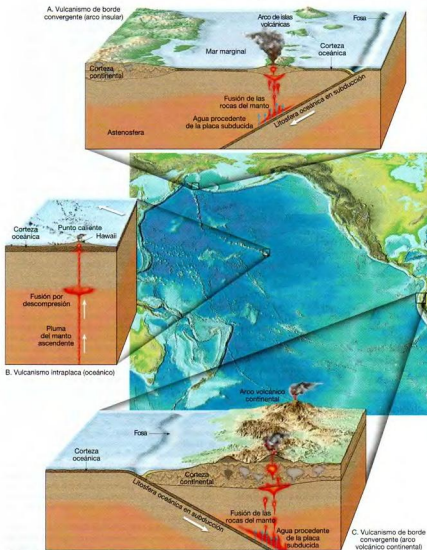
Puesto que la cuenca del Pacífico está rodeada básicamente por límites de placa convergentes (y zonas de subducción asociadas), es fácil ver por qué el cinturón irregular de volcanes explosivos que llamamos Anillo de Fuego se formó en esta región. Los volcanes de la cordillera Cascade, al noroeste de Estados Unidos, que incluye el monte Hood, el monte Rainier y el monte Shasta, forman parte de este grupo (Figura 5.22).

Actividad ígnea en los bordes de placa divergentes

El mayor volumen de magma (quizás el 60 por ciento de la emisión anual total de la Tierra) se produce a lo largo del sistema de dorsales oceánicas en asociación con la expansión del fondo oceánico (Figura 5.21D). Aquí, debajo del eje de la dorsal, donde las placas litosféricas están siendo continuamente apartadas, el manto sólido aunque móvil responde a la disminución de la sobrecarga y asciende hasta rellenar la hendidura. En el Capítulo 4 hemos visto que a medida que la roca asciende, experimenta una disminución de la presión de confinamiento y se funde sin la adición de calor. Este proceso, llamado *fusión por decompresión*, es el proceso más común por el que se funden las rocas del manto.

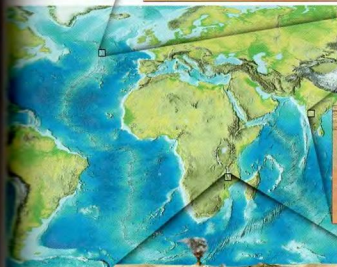
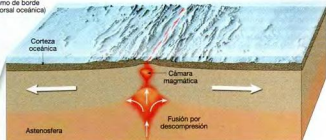
La fusión parcial de la roca del manto en los centros de expansión produce magma basáltico con una composición sorprendentemente parecida a la del magma generado en los bordes de placa convergentes. Dado que este magma basáltico recién formado es menos denso que la roca del manto de la que deriva, asciende a una velocidad mayor que el manto.

Alrededor del 10 por ciento de este magma, que se acumula en depósitos situados justo debajo de la cresta de la dorsal, acaba migrando hacia arriba a lo largo de las fisuras y es expulsado en forma de coladas sobre el fondo

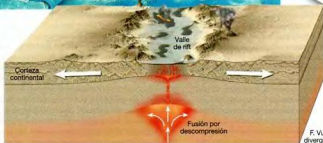


▲ **Figura 5.21** Tres zonas de vulcanismo. Dos de estas zonas son límites de placa, y la tercera es intraplaca.

D. Vulcanismo de borde divergente (dorsal oceánica)

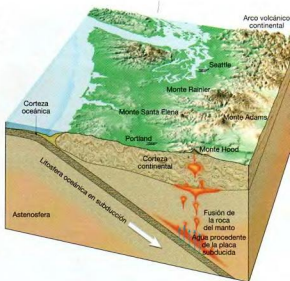


E. Vulcanismo intraplaca (continental)



F. Vulcanismo de borde divergente (Rift continental)

► **Figura 5.22** Conforme una placa oceánica desciende hacia el manto, el agua y otros volátiles son expulsados de las rocas de la corteza en subducción. Estos volátiles reducen la temperatura de fusión de la roca del manto lo suficiente como para generar fundido.



oceánico. Esta actividad añade continuamente roca basáltica nueva a los márgenes de las placas y los suelda temporalmente, tan sólo para volver a separarlos conforme la expansión continúa. A lo largo de algunas dorsales, la expulsión de lavas almohadilladas bulbosas construye numerosas montañas submarinas pequeñas. En otros lugares, las lavas emitidas producen coladas fluidas que crean una topografía más tenue.

Aunque la mayor parte de los centros de expansión están situados a lo largo del eje de una dorsal oceánica, algunos no lo están. En particular, el rift del este de África es un lugar donde la litosfera continental se está separando y forma un *rift continental* (Figura 5.21F). Aquí, la fusión por descompresión genera el magma de la misma manera en la que éste se produce a lo largo del sistema de dorsales oceánicas. Las enormes emisiones de lavas basálticas fluidas son habituales en esta región. El rift del este de África también contiene algunos conos compuestos grandes, como ejemplifica el monte Kilimanjaro. Como los conos compuestos que se forman a lo largo de los bordes de placa convergentes, estos volcanes se forman cuando los basaltos derivados del manto evolucionan hacia un magma andesítico rico en volátiles conforme migran hacia arriba a través de las rocas gruesas ricas en sílice del continente.

Actividad ígnea intraplaca

Sabemos por qué la actividad ígnea se inicia a lo largo de los límites de placa, pero ¿por qué se producen erupciones en medio de las placas? El Kilauea de Hawaii se considera el volcán más activo del mundo, aunque está situado a miles de kilómetros del límite de placas más cercano, en medio de la enorme placa pacífica (Figura 5.21B). Otros puntos de **vulcanismo intraplaca** (que significa «dentro de la placa») son las islas Canarias, Yellowstone y varios centros volcánicos que se encuentran en el desierto de Sahara, en la África septentrional.

Ahora reconocemos que la mayor parte de vulcanismo intraplaca ocurre donde una masa de material del manto más caliente de lo normal denominada **pluma de manto** asciende hacia la superficie (Figura 5.23). Aunque la profundidad a la que se originan las plumas del manto (al menos algunas) es todavía objeto de un debate, parece que muchas se forman en las profundidades del interior de la Tierra, en el límite núcleo-manto. Estas plumas de roca del manto sólida pero móvil ascienden hacia la superficie de una manera parecida a burbujas que se forman dentro de una lámpara de lava (Se trata de lámparas que contienen dos líquidos inmiscibles en un recipiente de vidrio. Al calentar la base de

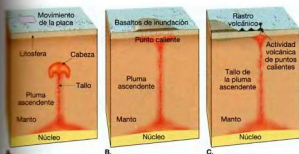


Figura 5.23 Modelo de una pluma del manto y vulcanismo de puntos calientes asociado. **A.** Una pluma del manto ascendente con una cabeza bulbosa grande y un tallo pequeño. **B.** La fusión por descompresión rápida de la cabeza de una pluma del manto produce grandes emisiones de basalto. **C.** La actividad menos voluminosa causada por el tallo de la pluma produce una cadena volcánica lineal en el fondo oceánico.

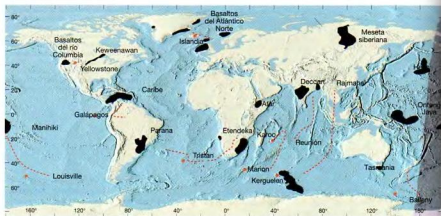
límpara, el líquido más denso de la parte inferior se aumenta su capacidad de flotación y forma burbujas que ascienden hacia la parte superior.) Como las burbujas de la lámpara de lava, una pluma del manto tiene una cabeza bulbosa que conforme asciende deja debajo de sí un tallo estrecho. Una vez la cabeza de la pluma se aproxima a la parte superior del manto, la fusión por descompresión genera magma basáltico que puede acabar provocando vulcanismo en la superficie. El resultado es una región volcánica localizada a unos pocos centenares de kilómetros de diámetro denominada **punto caliente** (Figura 5.23). Se han identificado más de 40 puntos calientes y la mayoría ha perdurado millones de años. La superficie de tierra que rodea los puntos calientes suele estar elevada, lo cual demuestra que una pluma de material caliente de baja densidad la empuja. Además, midiendo el flujo de calor de estas regiones, los geólogos han determinado que el manto que se extiende por debajo de los puntos calientes debe ser de 100 a 150 °C más caliente que el normal.

La actividad volcánica en la isla de Hawái, con sus emisiones de lava basáltica, es consecuencia, con toda seguridad, del vulcanismo de puntos calientes. En los lugares donde ha persistido una pluma del manto durante largos períodos, se puede formar una cadena de estructuras volcánicas conforme la placa suprayacente se mueve por encima de ésta. En las islas Hawái, la actividad del punto caliente se centra actualmente en el Kilauea. No obstante, durante los últimos 80 millones de años, la misma pluma del manto generó una cadena de islas (y montes submarinos) de origen volcánico que se extienden a lo largo de miles de kilómetros desde la isla de Hawái en dirección noroeste a través del Pacífico.

También se cree que las plumas del manto son responsables de las enormes emisiones de lava basáltica que crean grandes llanuras de basalto, como la llanura de Columbia, en el noroeste de Estados Unidos, la meseta

Deccan, en India, y la llanura Ontong Java, en el Pacífico occidental (Figura 5.24). La explicación más ampliamente aceptada para estas erupciones, que emiten volúmenes extremadamente grandes de magma basáltico durante intervalos relativamente cortos de tiempo, involucra una pluma con una cabeza de un tamaño considerable. Estas grandes estructuras pueden tener cabezas con un diámetro de centenares de kilómetros conectadas a un tallo largo y estrecho que asciende desde el límite núcleo-manto (Figura 5.23). Tras alcanzar la base de la litosfera, se calcula que la temperatura del material de la pluma es de 200 a 300 °C más caliente que la roca del alrededor. Por tanto, se funde hasta el 10 o el 20 por ciento del material de manto que constituye la cabeza de la pluma. Esta fusión es la que provoca las emisiones voluminosas de lava y forma una gran llanura de basalto en cuestión de más o menos un millón de años (Figura 5.23). Hay pruebas sustanciales que respaldan la idea de que las emisiones masivas de lava asociadas a una superpluma liberaron grandes cantidades de dióxido de carbono en la atmósfera, que, a su vez, pudieron alterar de una manera significativa el clima del período Cretácico (véase Recuadro 5.3). La fase eruptiva inicial, comparativamente corta, va seguida de decenas de millones de años de actividad menos voluminosa, a medida que el tallo de la pluma asciende lentamente hacia la superficie. Por tanto, alejándose de las provincias de basaltos de inundación más grandes hay una cadena de estructuras volcánicas parecida a la cadena hawaiana, que acaba sobre un punto caliente activo que marca la posición actual del tallo de la pluma.

Según el conocimiento actual, parece que el vulcanismo de puntos calientes, con sus plumas del manto asociadas, es responsable de la mayor parte del vulcanismo intraplaca. Sin embargo, hay algunas regiones volcánicas muy dispersas situadas lejos de cualquier límite de placa que no están relacionadas con puntos calientes. Se en-



▲ **Figura 5.24** Distribución global de las provincias de basaltos de inundación (en negro) y puntos calientes asociados (puntos rojos). Las líneas discontinuas rojas son rastros de puntos calientes, que aparecen como líneas de estructuras volcánicas en el fondo oceánico. Las mesetas de Keweenaw y de Siberia se formaron en rifts continentales fallados donde el grosor de la corteza había disminuido mucho. Si existe una conexión entre los basaltos del río Columbia y el punto caliente de Yellowstone es una cuestión que todavía se investiga.

cuentran ejemplos conocidos en la provincia de la cuenca y la cordillera al oeste de Estados Unidos y al noroeste de México. Consideraremos la causa del vulcanismo de esta región en el Capítulo 14. Algunas regiones volcánicas desafían esta explicación. Por tanto, el mundo natural guarda todavía algunos secretos que deberán explicar las futuras generaciones de geólogos.

¿Pueden los volcanes cambiar el clima terrestre?

Un ejemplo de la interacción entre las distintas partes del sistema terrestre es la relación entre la actividad volcánica y los cambios climáticos. Sabemos que los cambios en la composición de la atmósfera pueden tener un impacto importante en el clima. Además, sabemos que las erupciones volcánicas pueden emitir grandes cantidades de gases y partículas en la atmósfera y alterar su composición (véase Recuadro 5.3). Así, ¿las erupciones volcánicas influyen en realidad en el clima terrestre?

La idea de que las erupciones volcánicas explosivas modifican el clima de la Tierra fue propuesta por primera vez hace muchos años. Todavía se considera una explicación plausible para algunos aspectos de la variabilidad climática. Las erupciones explosivas emiten a la atmósfera enormes cantidades de gases y fragmentos de grano fino

(Figura 5.25). Las erupciones más grandes son suficientemente potentes como para inyectar material en las zonas altas de la estratosfera (una capa atmosférica que se extiende entre las alturas aproximadas de 10 a 50 kilómetros), desde donde se expanden alrededor del globo terráqueo y donde permanecen durante meses o incluso años.

La premisa básica

La premisa básica es que este material volcánico en suspensión filtrará una porción de la radiación solar incidente, y esto, a su vez, reducirá las temperaturas de la capa inferior de la atmósfera (esta capa, llamada *troposfera*, se extiende desde la superficie terrestre hasta una altura de unos 10 kilómetros).

Hace más de 200 años, Benjamin Franklin utilizó esta idea para argumentar que el material procedente de la erupción de un gran volcán islandés podría haber reflejado la luz solar al espacio y, por tanto, podría haber sido responsable del invierno extraordinariamente frío de 1783-1784.

Quizás el período frío más notable relacionado con un acontecimiento volcánico sea el «año sin verano» que siguió a la erupción del monte Tambora en Indonesia en 1815. La erupción del Tambora es la mayor de los tiempos modernos. Entre el 7 y el 12 de abril de 1815, este volcán de casi 4.000 metros de altura, expulsó con violencia



Recuadro 5.3 ▶ La Tierra como sistema

Una posible conexión entre el vulcanismo y el cambio climático en el pasado geológico

El período Cretácico es el último periodo de la era Mesozoica, la era de la *vida media* que a menudo se denomina «edad de los dinosaurios». Empezó hace unos 144 millones de años y acabó hace alrededor de 65 millones de años con la extinción de los dinosaurios (y también muchas otras formas vivas).*

El clima del Cretácico fue uno de los más cálidos de la larga historia de la Tierra. Los dinosaurios, que están asociados con temperaturas suaves, recorrían el norte del Círculo Ártico. Había bosques tropicales en Groenlandia y en la Antártida, y los arrecifes de coral crecían hasta 35 grados de latitud más cerca de los polos que en la actualidad. Los depósitos de turba que acabarían formando extensas capas de carbón se acumulaban a latitudes elevadas. El nivel del mar era hasta 200 metros más alto que en la actualidad, lo cual indica que no había capas de hielo polar.

¿Cuál era la causa de los climas extraordinariamente cálidos del período Cretácico? Entre los factores significativos que pueden haber contribuido se cuenta un aumento de la cantidad de dióxido de carbono de la atmósfera. El dióxido de carbono (CO_2) es un gas que se encuentra de forma natural en la atmósfera. La importancia del dióxido de carbono reside en el hecho de que es transparente a la radiación solar entrante de longitud de onda corta, pero no es transparente a algunas de las radiaciones sa-

lientes de longitud de onda larga emitida por la Tierra. Una porción de la energía que deja el suelo es absorbida por el dióxido de carbono y luego es reemitida; una parte, hacia la superficie, manteniendo el aire próximo al suelo más cálido de lo que estaría sin el dióxido de carbono. Por tanto, el dióxido de carbono es uno de los gases responsables del calentamiento de la atmósfera inferior. El proceso se llama efecto invernadero. Dado que el dióxido de carbono es un importante absorbente de calor, cualquier modificación del contenido de dióxido de carbono en el aire puede alterar las temperaturas de la atmósfera inferior.

¿De dónde procedía el CO_2 adicional que contribuyó al calentamiento en el Cretácico? Muchos geólogos sugieren que probablemente su origen fuera la actividad volcánica. El dióxido de carbono es uno de los gases emitidos durante el vulcanismo y ahora existen pruebas geológicas considerables de que el Cretácico medio fue un período en el que se dio una tasa extraordinariamente elevada de actividad volcánica. Durante este período, aparecieron varias enormes llanuras oceánicas de lava en el fondo del Pacífico occidental. Estas vastas estructuras estaban asociadas con puntos calientes que podían haber sido fruto de grandes plumas del manto (véase Figura 5.23). Las emisiones masivas de lava durante millones de años podrían haber ido acompañadas de la liberación de grandes cantidades de CO_2 que, a su vez, habrían intensificado el efecto invernadero en la atmósfera. Por tanto, la calidez que caracterizó al Cretácico puede haber tenido su

origen en las profundidades del manto terrestre.

Hubo otras consecuencias probables de este período extraordinariamente cálido que están relacionadas con la actividad volcánica. Por ejemplo, las elevadas temperaturas globales y el CO_2 atmosférico enriquecido del Cretácico provocaron aumentos de la cantidad y de los tipos de fitoplancton (plantas diminutas, mayoritariamente microscópicas, como algas) y otras formas vivas del océano. Esta expansión de la vida marina se refleja en los extensos depósitos de creta asociados con el período Cretácico. La creta está formada por las partes duras ricas en calcita de los organismos marinos microscópicos. El petróleo y el gas se producen a raíz de la alteración de los restos biológicos (principalmente fitoplancton). Algunos de los campos de petróleo y gas más importantes del mundo se encuentran en los sedimentos marinos del período Cretácico, como consecuencia de la mayor abundancia de vida marina durante esta época cálida.

Esta lista de posibles consecuencias relacionadas con el período extraordinario de vulcanismo durante el Cretácico no se ha completado ni mucho menos, aunque sirve para ilustrar las interrelaciones entre las partes del sistema terrestre. Los materiales y los procesos que en un primer momento aparentemente no guardan ninguna relación, al final la tienen. Ahora hemos visto cómo los procesos que se originaron en las profundidades del interior de la Tierra están conectados, de una manera directa o indirecta, a la atmósfera, los océanos y la biosfera.

* Para más información acerca del final del Cretácico, véase Recuadro 9.3, «La desaparición de los dinosaurios».

más de 100 kilómetros cúbicos de derrubios volcánicos. Se cree que el impacto de los aerosoles volcánicos en el clima se extendió en el hemisferio norte. Desde mayo hasta septiembre de 1816, una serie de rachas de frío sin precedentes afectó el noreste de Estados Unidos y las porciones adyacentes de Canadá. Hubo copiosas nevadas en junio y heladas en julio y agosto. También se experimentó un frío extraordinario en gran parte de la Europa occi-

dental. Efectos parecidos, aunque aparentemente menos dramáticos, se asociaron con otros grandes volcanes explosivos, entre ellos el Krakatoa de Indonesia en 1883.

Tres ejemplos modernos

Tres acontecimientos volcánicos importantes han proporcionado datos considerables y conocimientos relativos



A.

▲ **Figura 5.25** El monte Etna, un volcán de la isla de Sicilia, en erupción a finales de octubre de 2002. El Etna es el mayor volcán y el más activo de Europa. **A.** Esta imagen de la sonda atmosférica por infrarrojos en el satélite Aqua de la NASA muestra la pluma de dióxido de azufre (SO_2) sombreada con los colores morado y negro. El clima puede quedar afectado cuando se inyectan grandes cantidades de SO_2 en la atmósfera. **B.** Esta foto del monte Etna en dirección sureste fue tomada por un miembro de la Estación Espacial Internacional. Muestra una pluma de cenizas volcánicas alejándose del volcán en dirección sureste. (Imágenes cortesía de la NASA.)

al impacto de los volcanes sobre las temperaturas globales. Las erupciones del volcán Santa Elena del estado de Washington en 1980, el volcán mexicano El Chinchón en 1982 y el volcán Pinatubo de las Filipinas en 1991 han dado a los científicos una oportunidad de estudiar los efectos atmosféricos de las erupciones volcánicas con la ayuda de tecnología más sofisticada de la que se disponía en el pasado. Las imágenes de satélite y los instrumentos de recepción a distancia permitieron a los científicos controlar de cerca los efectos de las nubes de gases y cenizas que estos volcanes emitían.

Monte Santa Elena Cuando el monte Santa Elena hizo erupción, hubo una especulación inmediata sobre los posibles efectos en nuestro clima. ¿Podría una erupción de este tipo cambiar nuestro clima? Sin duda, la gran cantidad de ceniza volcánica emitida por la erupción explosiva tuvo efectos locales y regionales significativos durante un breve período. Sin embargo, los estudios indicaron que cualquier descenso de las temperaturas hemisféricas a más largo plazo era insignificante. El enfriamiento fue tan te-

nue, probablemente inferior a $0,1^\circ\text{C}$, que no se podía distinguir de otras fluctuaciones térmicas naturales.

El Chinchón Los controles y estudios realizados dos años después de la erupción de El Chinchón en 1982 indicaron que su efecto de enfriamiento de la temperatura media global era mayor que el del monte Santa Elena, de orden de $0,3$ a $0,5^\circ\text{C}$. La erupción de El Chinchón fue *menos explosiva* que la del monte Santa Elena; por tanto, ¿por qué tuvo un mayor efecto en las temperaturas globales? El motivo es que el material emitido por el monte Santa Elena era en gran medida ceniza fina que se depositó en un tiempo relativamente corto. Por otro lado, El Chinchón emitió cantidades mucho mayores del gas dióxido de azufre (unas 40 veces más) que el monte Santa Elena. Este gas se combina con el vapor de agua de la estratosfera y forma una nube densa de pequeñas partículas de ácido sulfúrico. Las partículas, llamadas *aerosoles*, se asientan por completo al cabo de varios años. Disminuyen la temperatura media de la troposfera porque reflejan la radiación solar hacia el espacio.

Ahora sabemos que las nubes volcánicas que permanecen en la estratosfera durante un año o más están formadas en gran parte por gotitas de ácido sulfúrico y no por polvo, como se pensaba antes. Por tanto, el volumen de los derrubios finos emitidos durante un acontecimiento explosivo no es un criterio preciso para predecir los efectos atmosféricos globales de una erupción.

Monte Pinatubo El volcán de las Filipinas, Pinatubo, hizo erupción explosiva en junio de 1991, inyectando de 25 a 30 millones de toneladas de dióxido de azufre en la estratosfera. El acontecimiento proporcionó a los científicos la oportunidad de estudiar el impacto climático de una gran erupción volcánica explosiva utilizando el Earth Radiation Budget Experiment de la NASA llevado a cabo en el espacio. Durante el año siguiente, la bruma de los diminutos aerosoles aumentó el porcentaje de luz reflejada por la atmósfera y, por tanto, redujo las temperaturas globales en 0,5 °C.

Puede ser cierto que el impacto de erupciones como la de El Chinchón y el monte Pinatubo sobre la

temperatura global sea relativamente pequeño, pero muchos científicos coinciden en que el enfriamiento producido podría alterar el esquema general de la circulación atmosférica durante un período de tiempo limitado. A su vez, un cambio de este tipo podría influir en el tiempo en algunas regiones. Predecir o incluso identificar los efectos regionales específicos todavía representa un reto considerable para los científicos que estudian la atmósfera.

Los ejemplos anteriores ilustran que el impacto de una única erupción volcánica sobre el clima, con independencia de su dimensión, es relativamente pequeño y tiene una duración corta. Por consiguiente, para que el vulcanismo tenga un impacto pronunciado durante un período prolongado, deben tener lugar muchas erupciones grandes y muy próximas en el tiempo. Si eso ocurre, la estratosfera podría cargarse con la cantidad de dióxido de azufre y de polvo volcánico suficiente como para disminuir seriamente la cantidad de radiación solar que llegue a la superficie.

Resumen

- Los principales factores que determinan la naturaleza de las erupciones volcánicas son la *composición* de los magmas, su *temperatura* y la *cantidad de gases disueltos* que contienen. Cuando se enfría, la lava empieza a solidificarse y conforme aumenta su *viscosidad* disminuye su movilidad. La *viscosidad del magma está directamente relacionada con su contenido en sílice*. Las lavas riolíticas (félsicas), con su elevado contenido en sílice (más del 70 por ciento), son muy viscosas y forman coladas cortas y gruesas. Las lavas basálticas (máficas), con un contenido menor de sílice (alrededor del 50 por ciento), son más fluidas y pueden viajar a distancias más largas antes de solidificarse. Los gases disueltos tienden a aumentar la fluidez del magma y, conforme se expanden, proporcionan la fuerza que impulsa a las rocas fundidas desde la chimenea de un volcán.
- Los materiales asociados con una erupción volcánica son: (1) *coladas de lava* (coladas de lava cordada, que recuerdan hebras trenzadas, y las coladas aa, que consisten en bloques dentados irregulares (las dos se forman a partir de lavas basálticas); (2) *gases* (fundamentalmente vapor de agua), y (3) *material piroclástico* (roca pulverizada y fragmentos de lava expulsados desde la chimenea de un volcán y que se clasifican en cenizas, pumitas, lapillis, bloques y bombas).
- Las erupciones sucesivas de lava a partir de una chimenea central provocan una acumulación montañosa

de material conocida como *volcán*. Localizada en la cima de muchos volcanes hay una depresión de paredes empinadas denominada *cráter*: los volcanes en escudo son volcanes con forma de grandes cúpulas, contruidos fundamentalmente por lavas basálticas, fluidas. Los *conos de ceniza* tienen laderas empinadas compuestas por material piroclástico. Los *conos compuestos*, o *estratovolcanes*, son estructuras grandes y casi simétricas constituidas por capas interestratificadas de lavas y depósitos piroclásticos. Los conos compuestos producen algunas de las actividades volcánicas más violentas. A menudo asociadas con una erupción violenta, se forman *nubes ardientes*, una mezcla de gases calientes y cenizas incandescentes que corren pendiente abajo por las laderas volcánicas. Los grandes conos compuestos pueden dar lugar también un tipo de corriente de barro conocida como *lahar*.

- La mayoría de los volcanes son alimentados por conductos o *chimeneas*. Conforme progresa la erosión, la roca que ocupa la chimenea suele ser más resistente y puede permanecer sin erosionar por encima del terreno circundante, formando un *pitón volcánico*. Las cimas de algunos volcanes tienen grandes depresiones casi circulares denominadas *calderas* que se producen como consecuencia del derrumbe posterior a una erupción explosiva. Las calderas también se forman en los volcanes en escudo por drenaje subterráneo desde

una cámara magmática central, y las calderas más grandes se forman por la descarga de volúmenes colosales de pumitas ricas en sílice a lo largo de fracturas en anillo. Aunque las erupciones volcánicas procedentes de una chimenea central son las más familiares, con mucho, las mayores cantidades de material volcánico proceden de grietas de la corteza denominadas *fisuras*. La expresión *basaltos de inundación* describe las coladas de lava basáltica muy fluida, como agua, que cubren una región extensa del noroccidente de Estados Unidos, conocida como la llanura de Columbia. Cuando un magma rico en sílice es expulsado, suele producir *coladas piroclásticas* consistentes fundamentalmente en fragmentos de pumita y cenizas.

- Los cuerpos ígneos intrusivos se clasifican en función de su *forma* y por su *orientación con respecto a la roca caja*, por lo general roca sedimentaria. Las dos formas generales son *tabular* y *masiva*. Los cuerpos ígneos intrusivos que atraviesan las capas sedimentarias preexistentes se dice que son *discordantes*; los que se forman en paralelo a los sedimentos existentes son *concordantes*.
- Los *diques* son cuerpos ígneos tabulares y discordantes producidos cuando el magma es inyectado a través de fracturas que cortan los estratos. Los cuerpos tabulares concordantes, denominados *sills*, se forman cuando el

magma es inyectado a lo largo de superficies de estratificación de rocas sedimentarias. En muchos aspectos, los *sills* se parecen mucho a coladas de lava enterradas. Los *lacolitos* son similares a los *sills*, pero se forman a partir de magma menos fluido que se acumula formando estructuras en domo que arquean las capas situadas por encima. Los *batolitos*, los cuerpos ígneos intrusivos mayores con superficies de afloramiento de más de 100 kilómetros cuadrados, frecuentemente constituyen los núcleos de las cadenas de montañas.

- Los volcanes más activos están asociados con los límites de placa. Las áreas de vulcanismo activo donde se está produciendo expansión del fondo oceánico (*límites de placa divergentes*), adyacentes a las fosas oceánicas donde una placa está siendo subducida debajo de otra (*límites de placa convergentes*), y en los interiores de las propias placas (*vulcanismo intraplaca*). Las plumas ascendentes de roca del manto caliente son el origen de la mayor parte del vulcanismo intraplaca.
- Las erupciones volcánicas explosivas se consideran como una explicación de algunos de los aspectos de la variabilidad climática de la Tierra. La premisa básica es que el material volcánico en suspensión filtrará una porción de la radiación solar incidente, lo cual, a su vez, reducirá la temperatura del aire en la atmósfera inferior.

Preguntas de repaso

1. ¿Qué acontecimiento desencadenó el 18 de mayo de 1980 la erupción del volcán Santa Elena? (véase Recuadro 5.1)
2. Enumere tres factores que determinan la naturaleza de una erupción volcánica. ¿Qué papel desempeña cada uno?
3. ¿Por qué un volcán alimentado por magma muy viscoso es probablemente más peligroso que un volcán abastecido con magma muy fluido?
4. Describa las lavas cordadas y aa.
5. Enumere los principales gases liberados durante una erupción volcánica. ¿Por qué los gases son importantes en las erupciones?
6. ¿En qué se diferencian las bombas volcánicas de los bloques de derrubios piroclásticos?
7. ¿Qué es la escoria? ¿En qué se diferencian la escoria y la pumita?
8. Compare un cráter volcánico con una caldera.
9. Compare y contraste los principales tipos de volcanes (tamaño, composición, forma y estilo de erupción).
10. Cite un volcán importante de cada uno de los tres tipos.
11. Compare brevemente las erupciones del Kilauea y el Parícutin.
12. Contraste la destrucción de la ciudad de Pompeya con la destrucción de la ciudad de San Pedro (marco temporal, material volcánico y naturaleza de la destrucción).
13. Describa la formación de Crater Lake. Compárela con la caldera que se encuentra en los volcanes en escudo, como el Kilauea.
14. ¿Cuáles son las mayores estructuras volcánicas de la Tierra?
15. ¿Qué es Shiprock, Nuevo México, y cómo se formó?
16. ¿En qué difieren las erupciones que crearon la llanura de Columbia de las erupciones que crean los picos volcánicos?
17. ¿Dónde son más comunes las erupciones fisurales?
18. ¿Con qué estructuras volcánicas están más a menudo asociadas las grandes coladas piroclásticas?

19. Describa cada una de las cuatro estructuras intrusivas discutidas en el texto (diques, sills, lacolitos y batolitos).
20. ¿Por qué podría detectarse un lacolito en la superficie de la Tierra antes de ser expuesto por la erosión?
21. ¿Cuál es el mayor de todos los cuerpos ígneos intrusivos? ¿Es tabular o masivo? ¿Concordante o discordante?
22. Describa cómo se emplazan los batolitos.
23. ¿Con qué tipo de roca se asocia el vulcanismo en los límites de placa divergentes? ¿Qué hace que las rocas se fundan en estas regiones?
24. ¿Qué es el anillo de fuego del Pacífico?
25. ¿Qué tipo de límite de placa se asocia con el anillo de fuego del Pacífico?
26. Los volcanes del anillo de fuego del Pacífico, ¿se definen generalmente como tranquilos o violentos? Nombre un volcán que apoyaría su respuesta.
27. Describa la situación que genera magnas a lo largo de los bordes de placa convergentes.
28. ¿Cuál es la fuente de magma para el vulcanismo intraplaca?
29. ¿Qué se entiende por vulcanismo de puntos calientes?
30. ¿Con cuál de las tres zonas de vulcanismo están asociados las islas Hawaii y Yellowstone? ¿La cordillera Cascade? ¿Las provincias de basaltos de inundación?
31. ¿Qué componente liberado por una erupción volcánica se cree que tiene un efecto a corto plazo sobre el clima? ¿Qué componente puede tener un efecto a largo plazo? (véase Recuadro 5.3).

Términos fundamentales

almohadillada	cono de cenizas	fumarola	punto caliente
arco insular	cono de escoria	lacolito	sill
arco de islas volcánicas	cono parásito	lahar	stock
arco volcánico continental	cráter	lava cordada	tabular
basalto de inundación	diaclasa columnar	lavas en bloque	tubo
batolito	dique	masivo	tubo de lava
caldera	discordante	material piroclástico	viscosidad
chimenea	domo de lava	nube ardiente	volátiles
colada piroclástica	erupción fisural	pitón volcánico	volcán
columna de erupción	escoria	pluma del manto	volcán en escudo
concordante	estratovolcán	plutón	vulcanismo intraplaca
conducto	fisura	pumita	xenolito
cono compuesto	colada aa		

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>