

ISÓTOPOS Y DESINTEGRACIÓN RADIATIVA

Los átomos del mismo elemento pueden tener diferentes masas aunque posean el mismo número de protones y de electrones, estos átomos se denominan *isótopos*. Además, los núcleos de algunos átomos son inestables y cambian para convertirse en otros isótopos del mismo elemento o enteramente en átomos de otro elemento, un proceso denominado *desintegración radiactiva*.

El **número másico** de un átomo es simplemente el número total de sus neutrones y sus protones. Los átomos del mismo elemento tienen siempre el mismo número de protones, pero el número de neutrones puede variar. Los átomos con el mismo número de protones, pero números diferentes de neutrones se denominan **isótopos** de ese elemento. Los isótopos del mismo elemento se marcan colocando el número másico después del nombre o el símbolo del elemento. Por ejemplo, el carbono tiene tres isótopos bien conocidos. Uno tiene un número másico de doce (carbono-12), otro de trece (carbono-13) y el tercero, el carbono-14, tiene un número másico de catorce. Dado que todos los átomos del mismo elemento tienen el mismo número de protones, y el carbono tiene seis, el carbono-12 tiene también seis neutrones para proporcionarle un número másico de 12. El carbono-14, por otro lado, tiene seis protones más ocho neutrones para proporcionarle un número másico de 14. En cuanto a comportamiento químico, todos los isótopos del mismo elemento son casi idénticos. Distinguir entre ellos es como intentar diferenciar a dos gemelos idénticos, uno de los cuales es ligeramente más pesado. Dado que los isótopos de un elemento tienen el mismo comportamiento químico, diferentes isótopos pueden formar parte del mismo mineral. Por ejemplo, cuando el mineral calcita se forma a partir del calcio, el carbono y el oxígeno, algunos de sus átomos de carbono son carbono-12 y algunos son carbono-14.

Los núcleos de la mayoría de los átomos son estables. Sin embargo, muchos elementos tienen isótopos en los cuales los núcleos son inestables (el carbono-14 es un ejemplo de un isótopo estable). En este contexto, *inestable* significa que los núcleos cambian a través de un proceso espontáneo denominado **desintegración radiactiva**. Durante la desintegración radiactiva, los isótopos inestables radian energía y emiten partículas. Algo de la energía procedente de la desintegración radiactiva del interior de la Tierra contribuye a los movimientos de las placas litosféricas. La velocidad a la cual se descomponen los núcleos inestables es medible. Por consiguiente, ciertos átomos radiactivos se utilizan para determinar la edad de los fósiles, rocas y minerales. En el Capítulo 9 se comenta la desintegración radiactiva y sus

aplicaciones a la datación de los acontecimientos geológicos del pasado.

CRISTALES Y CRISTALIZACIÓN

Muchas personas asocian la palabra cristal con las delicadas copas de vino con formas parecidas a piedras preciosas. Los mineralogistas, por otro lado, utilizan el término **cristal** o **cristalino** en referencia a *cualquier sólido natural con una estructura atómica ordenada, repetitiva*.

Según esta definición, los cristales pueden tener o no caras lisas. La muestra de la Figura 3.1, por ejemplo, exhibe la forma de cristal característico asociado con el cuarzo mineral, una forma sistemática hexagonal con extremos piramidales. Sin embargo, los cristales de cuarzo de la muestra de granito mostrada en la Figura 3.2 no exhiben caras bien definidas. Todos los minerales son cristalinos, pero las muestras con caras bien desarrolladas son relativamente poco frecuentes. Si se examinan miles de rocas, la probabilidad nos dice que ninguna contendría un cristal con caras bien definidas.

¿Cómo se forman los minerales?

Los minerales se forman a través del proceso de **cristalización**, en el cual moléculas o iones se unen químicamente para formar una estructura interna ordenada. La cristalización puede producirse de muchas formas y bajo muchas condiciones diferentes. Examinaremos tres modos amplios de cristalización: la cristalización de sales a partir de disoluciones acuosas; la cristalización que implica un cambio de temperatura; y la cristalización causada por procesos biológicos.

Quizá el tipo más familiar de cristalización resulte cuando se evapora una disolución acuosa (agua) que contiene iones disueltos. Como cabría esperar, la concentración de material disuelto aumenta a medida que se va eliminando el agua mediante evaporación hasta que hay agua solo la suficiente para disolver el material en ese momento la disolución está saturada. Una vez producida la saturación, los átomos se juntan para formar sustancias cristalinas sólidas que precipitan (sedimentan desde la disolución). El Mar Muerto y el Great Salt Lake proporcionan buenos ejemplos de este proceso (Figura 3.9). Al estar situados en regiones áridas con elevadas tasas de evaporación, de estos cuerpos de agua precipitan regularmente los minerales halita, silvina y yeso, así como otras sales solubles. En todo el mundo, extensos depósitos de sal, algunos de los cuales superan los 300 m de espesor, proporcionan evidencias de mares antiguos que hace tiempo que se evaporaron (véase Figura 3.39).



FIGURA 3.9. Vista aérea de lagunas de evaporación de sal, Great Salt Lake, Utah (Foto de Jim Wark/Peter Arnold).

Los minerales pueden precipitar también a partir de aguas subterráneas lentas, saturadas, donde los cristales se forman en fracturas y huecos de las rocas y los sedimentos. Un ejemplo interesante, denominado *geoda*, es un objeto de forma algo esférica con cristales que se proyectan hacia el interior (Figura 3.10). Las geodas a veces contienen cristales espectaculares de cuarzo, calcita u otros minerales.

Los cambios de temperatura también pueden desencadenar cristalización. Un descenso de temperatura puede hacer que los líquidos cristalicen en sólidos, un proceso idéntico a la formación de hielo a partir del

agua líquida. La cristalización de los minerales procedentes de los magmas fundidos, aunque más complicada, es similar a la congelación del agua. Cuando el magma está caliente, los átomos son muy móviles; pero, a medida que el material fundido se enfría, los átomos se ralentizan y empiezan a combinarse. La cristalización de un cuerpo magmático genera rocas ígneas que consisten en un mosaico de cristales intercrecidos que suelen carecer de caras bien desarrolladas (véase Figura 3.2).

Organismos, como las bacterias microscópicas, también son responsables del inicio de la

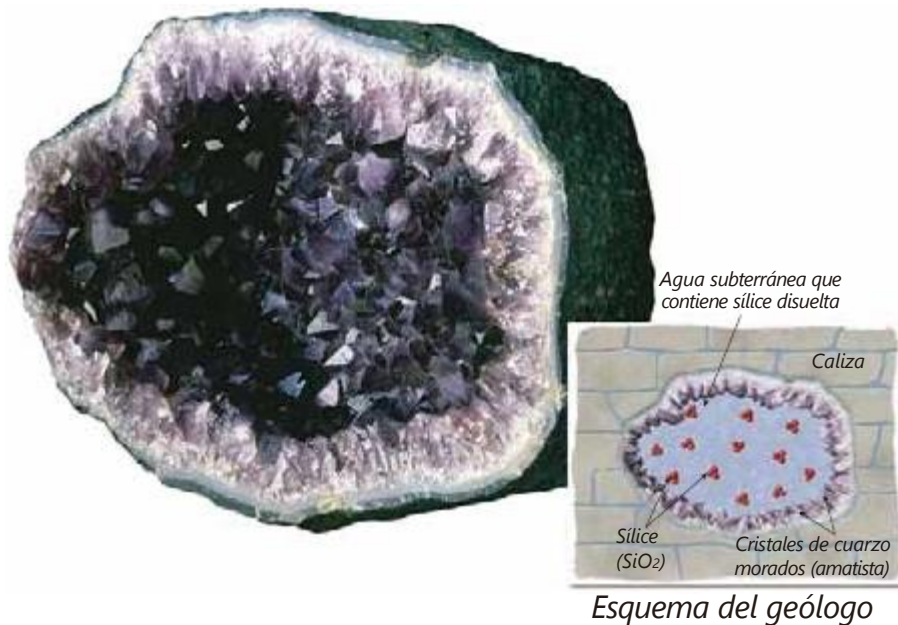


FIGURA 3.10. Geoda parcialmente rellena de amatista, una variedad morada del cuarzo de Brasil. Las geodas se forman en cavidades de las rocas, como la caliza y las rocas volcánicas. El agua subterránea lenta que contiene silicatos, o carbonatos, disueltos depositan materia mineral en esas estructuras (Foto de Jeff Scovill).

A veces los alumnos preguntan...

Según el libro de texto, las capas gruesas de halita y yeso se formaron al evaporarse los océanos antiguos. ¿Eso ha tenido lugar en el pasado reciente?

Sí. Durante los últimos seis millones de años el mar Mediterráneo puede haberse secado y rellenado varias veces. Cuando se evapora el 65 por ciento del agua del mar, el yeso mineral empieza a precipitar, lo cual significa que sale de la disolución y se asienta en el fondo. Cuando se ha evaporado el 90 por ciento del agua, se forman los cristales de halita, seguidos por las sales de potasio y magnesio. Las perforaciones de las profundidades del Mediterráneo han puesto de manifiesto la presencia de capas gruesas de yeso y depósitos salinos (principalmente halita) unas encima de las otras a una profundidad máxima de 2 km. Se supone que estos depósitos son el resultado de acontecimientos tectónicos que periódicamente cerraron y reabrieron la conexión entre el océano Atlántico y el mar Mediterráneo (el actual estrecho de Gibraltar) durante los últimos millones de años. Durante los periodos en los que el Mediterráneo estaba separado del Atlántico, el clima cálido y seco de esta región provocó la casi evaporación del Mediterráneo. Luego, cuando se abría la conexión al Atlántico, la cuenca mediterránea se rellenaría con agua marina de salinidad normal. Este ciclo se repitió una y otra vez, produciendo las capas de yeso y sal encontradas en el fondo del Mediterráneo.

crystalización de cantidades sustanciales de materia mineral. Por ejemplo, el mineral pirita, cuando se encuentra en capas de lutita y de carbón, normalmente se genera por la acción de ciertas bacterias. Además, los moluscos (almejas) y otros invertebrados marinos segregan caparazones compuestos de los minerales carbonatados calcita y aragonito. Los restos de esos caparazones son componentes principales de muchas capas de caliza.

Estructuras cristalinas

Las caras planas y la simetría que poseen los cristales bien desarrollados son manifestaciones del empaquetado ordenado de los átomos o moléculas que constituyen la estructura interna de un mineral. Esta relación entre la cristalización y la estructura atómica había sido propuesta mucho antes, pero la verificación experimental no se produjo hasta 1912 cuando se descubrió que los rayos X eran difractados (dispersados) por los cristales. Las técnicas de difracción de rayos X hacen atravesar estos rayos por un cristal para exponer una lámina de película fotográfica al otro lado (Figura 3.11A). El haz interacciona con los planos de los átomos y es difractado de una manera que produce un patrón de puntos oscuros sobre la película (Figura 3.11B). (Esto es diferente de cómo se producen las imágenes de rayos X médicas y dentales: en estas imágenes, los rayos X que inciden en nuestros huesos

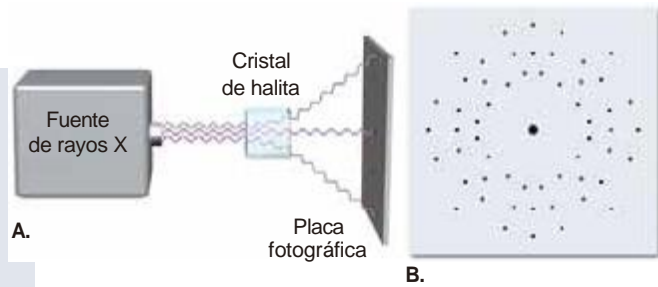


FIGURA 3.11. El principio de la difracción de rayos X. **A.**

Cuando un haz de rayos X paralelos atraviesa un cristal, el haz experimenta difracción (dispersión) de tal forma que produce un patrón de puntos negros en una placa fotográfica. **B.** El patrón de difracción mostrado es para la halita mineral (NaCl).

u otra materia densa no lo hacen en la película.) El patrón de difracción resultante es una función del espaciado y la distribución de los átomos en el cristal, y es exclusivo de cada mineral. Por ende, la difracción de rayos X es una herramienta importante en la identificación mineral.

Con el desarrollo de las técnicas de difracción de rayos X, los mineralogistas pudieron investigar directamente las estructuras internas de los minerales y, como consecuencia, se descubrió que los minerales tienen disposiciones atómicas enormemente ordenadas que pueden describirse como átomos, o iones, de forma esférica que se mantienen juntos mediante enlaces iónicos, covalentes o metálicos. Las estructuras cristalinas más sencillas son las de los metales nativos como el oro y la plata, que están compuestos de tan solo un elemento. Consisten en átomos que están empaquetados en una red tridimensional bastante simple que reduce al mínimo los huecos. Imaginemos un grupo de bolas de cañón las cuales las capas están apiladas de tal forma que las esferas de una capa anidan en los huecos que quedan entre las esferas de las capas adyacentes.

En la mayoría de los minerales, la disposición atómica es más complicada que la observada en los metales nativos, porque consisten por lo menos en dos iones diferentes (a menudo de tamaños muy diferentes). En la Figura 3.12 se ilustran los tamaños relativos de algunos de los iones más comunes encontrados en los minerales. Nótese que los *aniones*, esto es, átomos que ganan electrones, tienden a ser mayores que los *cationes*, que los pierden.

Generalmente, los minerales que contienen cationes más grandes suelen ser menos densos que los minerales cuyos cationes son más pequeños. Por ejemplo, la densidad de la silvina (KCl), que contiene el catión de potasio, relativamente grande, es menos de la mitad que la densidad de la pirrotita (FeS), aun cuando sus pesos moleculares son similares. Esta relación no se mantiene para los cationes grandes que tienen pesos atómicos muy elevados.

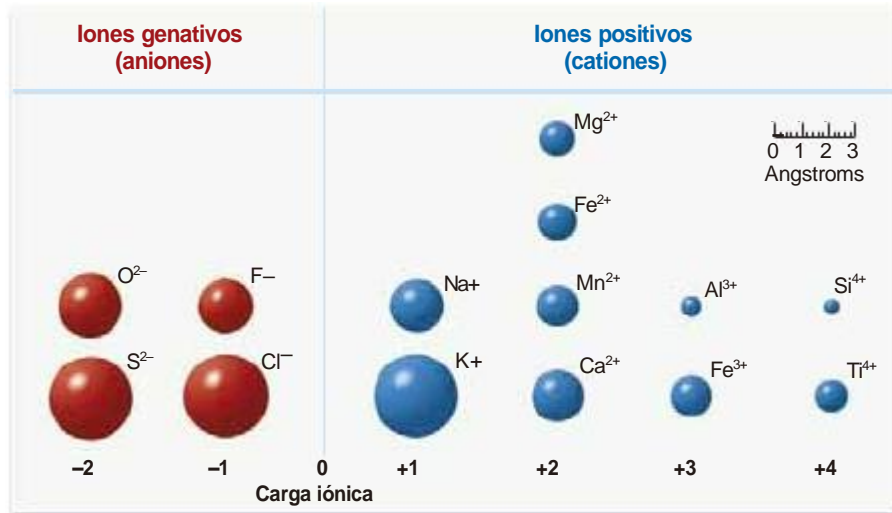


FIGURA 3.12. Tamaños relativos y cargas iónicas de diversos cationes y aniones encontrados habitualmente en los minerales. Los radios iónicos suelen expresarse en angstroms (1 angstrom = 10^{-8} cm).

La mayoría de las estructuras cristalinas pueden considerarse colecciones tridimensionales de esferas más grandes (aniones) con esferas más pequeñas (cationes) localizadas en los espacios que quedan entre las primeras, de forma que las cargas positivas y negativas se neutralizan unas con otras. Consideremos el mineral halita (NaCl), que tiene una estructura relativamente simple compuesto por un número igual de iones

sodio con carga positiva y de iones cloro cargados negativamente. Dado que los aniones repelen a los aniones, y que los cationes repelen a los cationes, los iones de carga similar están situados lo más lejos posible unos de otros. Por consiguiente, en la halita, cada ion sodio (Na^+) está rodeado por todas partes por iones cloro, y viceversa (Figura 3.13). Esta disposición del empaquetado particular provoca unidades de construcción básicas,

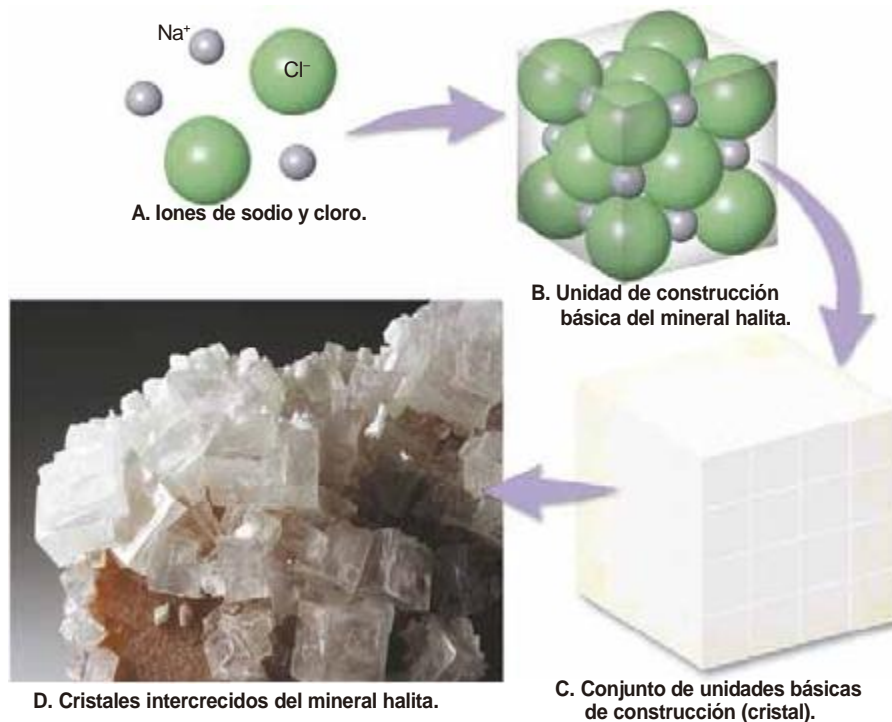


FIGURA 3.13. En este diagrama se ilustra la disposición ordenada de los iones de sodio y cloro en el mineral halita. La disposición de los átomos en unidades básicas de construcción con una forma cúbica tiene como resultado unos cristales cúbicos de forma regular (Foto de Dennis Tasa).

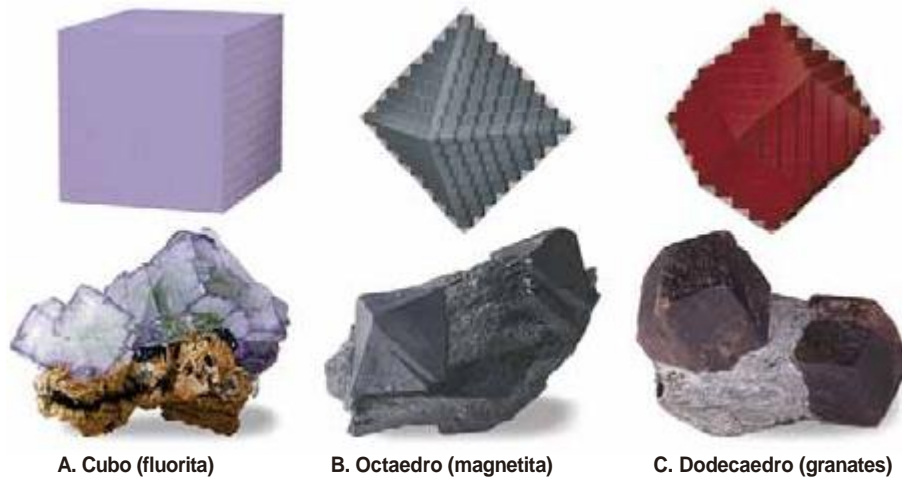


FIGURA 3.14. Celdas unitarias cúbicas se apilan de diferente manera para producir cristales que exhiben formas diferentes. La fluorita (A) tiende a mostrar cristales cúbicos, mientras que los cristales de magnetita (B) suelen ser octaedros y los granates (C) suelen aparecer como dodecaedros (Fotos de Dennis Tasa).

denominados *celdas unidad* o *unitarias* que tienen formas cúbicas. Como se muestra en la Figura 3.13C, estas celdas unitarias cúbicas se combinan para formar cristales de halita de forma cúbica. Los cristales de cloruro sódico, entre ellos los que proceden de un salero, son a menudo cubos perfectos.

La forma y la simetría de estas unidades de construcción están relacionadas con la forma y la simetría del cristal entero. Es importante observar, sin embargo, que dos minerales pueden estar contruidos con unidades geoméricamente similares y exhibir, no obstante, formas externas diferentes. Por ejemplo, los minerales fluorita, magnetita y granate están contruidos por celdas unitarias cúbicas. Sin embargo, estas celdas pueden unirse para producir cristales de muchas formas. Normalmente los cristales de fluorita son cubos, mientras que los de magnetita son octaedros, y los granates forman dodecaedros contruidos por muchos cubos

pequeños, como se muestra en la Figura 3.14. Dado que los bloques de construcción son tan pequeños, las caras de cristal resultantes son lisas y planas.

Pese al hecho de que los cristales naturales rara vez son perfectos, los ángulos entre caras de cristal equivalentes del mismo mineral son notablemente constantes. Esta observación la realizó por primera vez Nicolas Steno en 1669. Steno encontró que los ángulos entre caras adyacentes de prismas de cristales de cuarzo son de 120° , con independencia del tamaño de la muestra, el tamaño de las caras del cristal o de donde se recogieran los cristales (Figura 3.15). Esta observación se denomina normalmente **Ley de Steno**, como la **Ley de la constancia de los ángulos interfaciales**, porque se aplica a todos los minerales. La ley de Steno establece que *los ángulos entre caras equivalentes de cristales del mismo mineral son siempre los mismos*. Por esta razón, la forma del cristal suele ser una herramienta valiosa para la identificación mineral.

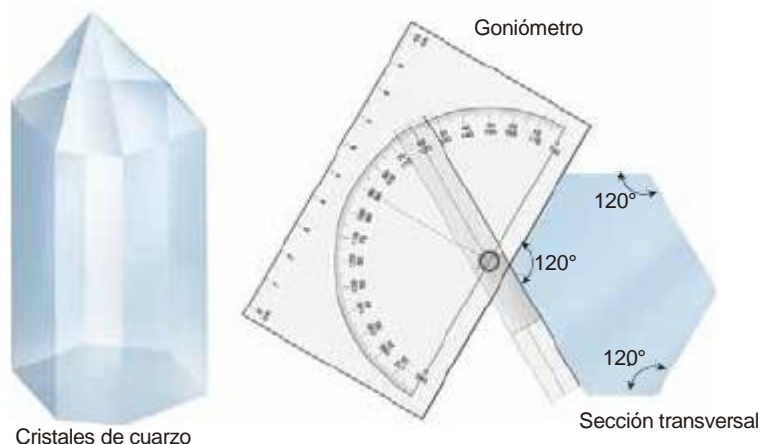


FIGURA 3.15. Ilustración de la ley de Steno. Dado que algunas caras de un cristal pueden crecer más que otras, dos cristales del mismo mineral pueden *no* tener formas idénticas. No obstante, los ángulos entre caras equivalentes son notablemente constantes.

EL HOMBRE Y EL MEDIO AMBIENTE

Asbesto: ¿cuáles son los riesgos?

RECUADRO 3.2

Considerado inocuo al principio, incluso para utilizarse en la pasta de dientes, el asbesto puede haberse convertido en el más temido contaminante sobre la Tierra. El pánico por el asbesto cundió en 1986 cuando la Agencia de Protección Ambiental (*Environmental Protection Agency*, EPA) instituyó la Respuesta de Urgencia al Peligro del Asbesto (*Asbestos Hazard Emergency Response Act*), que exigía la comprobación de la existencia de asbesto en todas las escuelas públicas y privadas. Esto atrajo la atención pública sobre él e hizo surgir en los padres el miedo de que sus hijos pudieran contraer cánceres relacionados con el asbesto, dados los elevados niveles de fibras de ese elemento presentes en el ambiente escolar.

¿Qué es el asbesto?

Asbesto es un término comercial aplicado a una variedad de silicatos que se separan fácilmente en fibras delgadas y fuertes, que son flexibles, resistentes al calor y relativamente inertes (Figura 3.B). Estas propiedades hacen del asbesto un material deseable para la fabricación de una variedad de productos: aislamientos, fibras incombustibles, cemento, tejas y tuberías de agua caliente. Además, durante el «boom» de construcción de EEUU, en la década de los cincuenta y principios de los sesenta, se utilizaron de manera generalizada revestimientos de las paredes ricos en fibras de asbesto.

El mineral *crisotilo* («asbesto blanco») pertenece al grupo mineral de la serpentina y representa la gran mayoría del asbesto vendido comercialmente. Todas las demás formas de asbesto son los anfíboles y constituyen menos del 10 por ciento del asbesto de uso comercial. Los dos asbestos anfíboles más comunes se denominan informalmente «asbesto azul» y «asbesto marrón».

Exposición y riesgo

Las preocupaciones sanitarias sobre el asbesto proceden las elevadas tasas de fallecimiento observadas entre los mineros del asbesto, que se atribuyeron a la asbestosis (cicatrización pulmonar como consecuencia

de la inhalación de fibras), el mesotelioma, (cáncer de tórax y la cavidad abdominal) y cáncer de pulmón. La preocupación creada queda demostrada por el crecimiento de una industria completa elaborada en torno a la eliminación de asbesto de los edificios.

Se sabe que las fibras rígidas y rectas del asbesto marrón y azul (anfíboles) perforan fácilmente, y permanecen alojadas en el revestimiento de los pulmones humanos. Las fibras son física y químicamente estables y no se descomponen en el cuerpo humano. Estas formas de asbesto son, por consiguiente, una causa genuina de preocupación. El asbesto blanco, sin embargo, al ser un mineral diferente, tiene propiedades diferentes. Las fibras curvas del asbesto blanco son fácilmente expulsadas desde los pulmones y, si no lo son, pueden disolverse al cabo de los años.

La U.S. Geological Survey ha tomado la posición de que los riesgos derivados de la forma más utilizada de asbesto (el crisotilo o «asbesto blanco») son mínimos o inexistentes. Citan estudios de mineros del asbesto

blanco del norte de Italia, donde los índices de mortandad por mesotelioma y cáncer de pulmón difieren muy poco de la población general. Se llevó a cabo otro estudio entre personas que vivían en la zona de Thetford Mines, Québec, que fue la mayor mina de crisotilo del mundo. Durante muchos años no hubo control de polvo, de manera que esas personas estuvieron expuestas a niveles extremadamente elevados de asbesto transportado por el aire. No obstante, exhibían niveles normales de las enfermedades que se pensaban asociadas con la exposición al asbesto.

Pese al hecho de que más del 90 por ciento de todo el asbesto utilizado comercialmente es asbesto blanco, una serie de países han prohibido el uso de asbestos en muchas aplicaciones, porque no se distinguen las diferentes formas minerales del asbesto. Muy poco asbesto, una vez exaltado, se utiliza actualmente en Estados Unidos. Quizá estudios futuros permitan determinar si el pánico al asbesto, en el cual se han gastado miles de millones de dólares en pruebas y eliminación, estaba justificado o no.



FIGURA 3.B. Asbesto de crisotilo. Esta muestra es una forma fibrosa del mineral serpentina (Foto de E. J. Tarbuck).

Variaciones de composición en los minerales

Utilizando técnicas analíticas sofisticadas, los investigadores determinaron que la composición química de

algunos minerales varía de manera sustancial de una muestra a otra. Estas variaciones de composición son posibles porque iones de tamaño similar pueden sustituirse fácilmente entre sí sin alterar la estructura del mineral. Esto es análogo a una pared realizada con

ladrillos de diferentes colores y materiales. Siempre que los ladrillos sean del mismo tamaño, la forma de la pared no se ve afectada; solo cambia su composición.

Consideremos el mineral olivino como un ejemplo de variabilidad química. La fórmula química del olivino es $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_4$, en la cual los componentes variables magnesio y hierro están entre paréntesis. Observemos en la Figura 3.12 que los cationes, magnesio (Mg^{2+}) y hierro (Fe^{2+}), son prácticamente del mismo tamaño y tienen la misma carga eléctrica. En un extremo, el olivino puede contener magnesio sin nada de hierro o viceversa, pero la mayoría de las muestras de olivino tienen algo de ambos iones en su estructura. Por consiguiente, puede pensarse que el olivino tiene una gama de combinaciones de una variedad denominada *fosterita* (MgSiO_4) en un extremo hasta *fayalita* (Fe_2SiO_4) en el otro. No obstante, todos los especímenes de olivino tienen la misma estructura interna y exhiben propiedades muy similares, aunque no idénticas. Por ejemplo, los olivinos ricos en hierro tienen una mayor densidad que los especímenes ricos en magnesio, un reflejo del mayor peso atómico de hierro en comparación con el magnesio.

Al contrario que el olivino, minerales como el cuarzo (SiO_2) y la fluorita (CaF_2) tienden a tener composiciones químicas que difieren muy poco de sus fórmulas químicas. Sin embargo, incluso estos minerales contienen cantidades extremadamente pequeñas de otros elementos menos comunes, a los que se denomina elementos traza. Estos últimos tienen poco efecto sobre las propiedades de la mayoría de los minerales, pero pueden influir de manera significativa en el color del mineral.

Variaciones estructurales de los minerales

También es común que minerales con exactamente la misma composición química tengan estructuras internas diferentes y, por ende, diferentes formas externas. Los minerales de este tipo se dice que son **polimorfos** (*poli* = muchos; *morfo* = forma). El grafito y el diamante son ejemplos particularmente buenos de polimorfismo porque, cuando son puros, están formados en exclusiva por carbono y, sin embargo, tienen propiedades drásticamente diferentes. El grafito es el material gris y blando del cual se fabrica la mina de los lapiceros, mientras que el diamante es el mineral más duro conocido. Las diferencias entre esos minerales pueden atribuirse a las condiciones bajo las cuales se formaron. Los diamantes se forman a profundidades que se aproximan a los 200 km, donde las presiones y las temperaturas extremas producen la estructura compacta que se muestra en la Figura 3.16A. El grafito, por otro lado, se forma bajo presiones comparativamente bajas y consiste en láminas de átomos de carbono muy espaciados y

débilmente unidos (Figura 3.16B). Dado que esas láminas de carbono se deslizan fácilmente una sobre otra, el grafito tiene un tacto graso y constituye un excelente lubricante.

Los científicos saben que calentando el grafito a presiones de confinamiento elevadas pueden producir diamantes sintéticos. Los diamantes «fabricados por el ser humano» suelen tener imperfecciones y en general no tienen la calidad gema. Sin embargo, debido a su dureza tienen muchos usos industriales. Además, como todos los diamantes se forman en entornos de presión y temperatura extremas, son algo inestables en la superficie terrestre donde las condiciones son muy diferentes. Por fortuna para los joyeros, «los diamantes son para siempre» porque la velocidad a la que cambian a su forma más estable, el grafito, es infinitesimalmente lenta.

La calcita y el aragonito son otros dos minerales con composiciones químicas idénticas, carbonato cálcico (CaCO_3), pero estructuras internas diferentes. La calcita se forma fundamentalmente a través de procesos bioquímicos y es el principal constituyente de la roca sedimentaria caliza. El aragonito, un polimorfo del CaCO_3 menos común es normalmente depositado en los manantiales termales y es también un importante constituyente de las perlas y los caparazones de algunos organismos marinos. Dado que el aragonito cambia gradualmente a la estructura cristalina más estable de calcita, es raro en rocas de más de cincuenta millones de años.

La transformación de un polimorfo en otro se denomina *cambio de fase*. En la naturaleza ciertos minerales atraviesan cambios de fase conforme pasan de un ambiente a otro. Por ejemplo, cuando una lámina de corteza oceánica compuesta por basalto rico en olivino es transportada a mayores profundidades por una placa en subducción, el olivino cambia a un polimorfo más compacto denominado espinela.

A veces los alumnos preguntan...

¿Existen materiales artificiales más duros que el diamante?

Sí, pero pronto dejaremos de verlos. Una forma dura del nitruro de carbono (C_3N_4), descrita en 1989 y sintetizada en un laboratorio poco después, puede ser más dura que el diamante, pero no se ha producido en cantidades suficientes como para realizar un examen adecuado. En 1999, los investigadores descubrieron que una forma de carbono hecha a partir de esferas fundidas de 20 y 28 átomos de carbono (emparentadas con las famosas «buckyballs») también podría ser tan dura como un diamante. La producción de estos materiales es cara, de modo que los diamantes continúan utilizándose como abrasivos y en ciertos tipos de instrumentos cortantes. Los diamantes sintéticos, producidos desde 1955, se utilizan mucho en la actualidad en estas aplicaciones industriales.

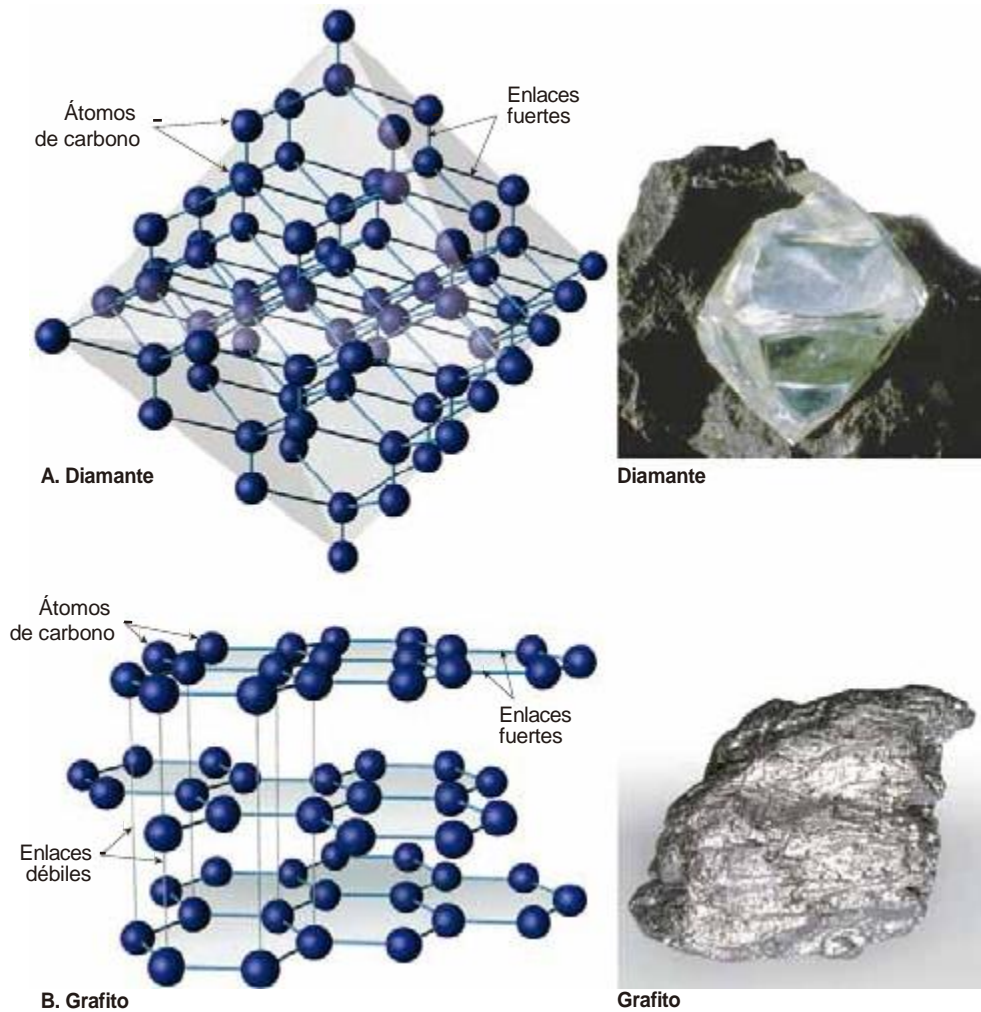


FIGURA 3.16. Comparación de las estructuras del diamante y el grafito. Las dos son sustancias naturales con la misma composición química: átomos de carbono. No obstante, su estructura interna y sus propiedades físicas reflejan el hecho de que cada uno se formó en un ambiente muy diferente. **A.** Todos los átomos de carbono del diamante están unidos por enlaces covalentes en una estructura tridimensional compacta, que explica la dureza extrema del mineral. **B.** En el grafito, los átomos de carbono se enlazan en láminas que se unen a través de fuerzas eléctricas muy débiles. Estos enlaces débiles permiten que las láminas de carbono se deslicen fácilmente unas respecto a otras, lo que hace blando y resbaladizo el grafito, y por tanto útil como un lubricante seco. (A.: fotógrafo Dane Pendland, cortesía de la Smithsonian Institution; B.: E. J. Tarbuck).

PROPIEDADES FÍSICAS DE LOS MINERALES



MATTER AND MINERALS
Physical Properties of Minerals

Cada mineral tiene una estructura cristalina y una composición química definidas, que le proporcionan un conjunto único de propiedades físicas compartidas por todas las muestras de ese mineral. Por ejemplo, todas las muestras de halita tienen la misma dureza, la misma densidad y se rompen de una manera similar. Dado que la estructura interna y la composición química de

un mineral son difíciles de determinar sin la ayuda de ensayos y aparatos sofisticados, se suelen utilizar en su identificación las propiedades físicas más fácilmente reconocibles.

Las propiedades físicas diagnósticas de los minerales son las que pueden determinarse mediante la observación o realizando una prueba sencilla. Las principales propiedades físicas utilizadas habitualmente para identificar muestras pequeñas de minerales son: el brillo, el color, la raya, la forma cristalina, la tenacidad, la dureza, la exfoliación, la fractura y la densidad o peso específico. Las propiedades secundarias (o «especiales») que una cantidad limitada de minerales exhiben son: el magnetismo, el sabor, el tacto, el olor, la birrefringencia y la reacción química con ácido clorhídrico.

Propiedades ópticas

De las muchas propiedades ópticas de los minerales, cuatro (brillo, capacidad para transmitir la luz, color y raya) son las utilizadas con más frecuencia para la identificación de los minerales.

Brillo

El aspecto o la calidad de la luz reflejada de la cara de un mineral se conoce como **brillo**. Los minerales que tienen el aspecto de metales, con independencia del color, se dice que tienen un *brillo metálico* (Figura 3.17). Algunos minerales metálicos, como el cobre nativo y la galena, desarrollan una cubierta opaca o deslustre al ser expuestos a la atmósfera. Como no son tan brillantes como las muestras recién rotas, a menudo se dice que exhiben un *brillo submetálico*.

La mayoría de los minerales tienen un *brillo no metálico* y se describen mediante diversos adjetivos, entre ellos *vítreo*. Otros minerales no metálicos se describen como con el *brillo opaco o terroso* (un aspecto más de como el del suelo) o un *brillo perlado* (como una perla por el interior del caparazón de una almeja). Otros exhiben un *brillo sedoso* (como el satén) o un *brillo graso* (como si estuviera recubierto de aceite).

La capacidad para transmitir la luz

Otra propiedad óptica utilizada en la identificación de los minerales es la capacidad para transmitir la luz. Cuando no se transmite la luz, el mineral se describe como *opaco*; cuando se transmite la luz, pero no una imagen, a través de un mineral, se dice que es *translúcido*. Cuando la luz y la imagen son visibles a través de la muestra, el mineral se describe como *transparente*.



FIGURA 3.17. La muestra recién rota de la galena (derecha) exhibe un brillo metálico, mientras que la muestra de la izquierda está deslustrada y tiene un brillo submetálico (Foto cortesía de E. J. Tarbuck).

Color

Aunque el **color** es en general la característica más obvia de un mineral, se considera una propiedad diagnóstica de solo unos pocos minerales. Ligeras impurezas en el mineral común cuarzo, por ejemplo, le proporcionan una diversidad de colores, entre ellos el rosa, el morado, el amarillo, el blanco, el gris e incluso el negro (véase Figura 3.34). Otros minerales, como la turmalina, exhiben también una variedad de tintes, y a veces aparecen múltiples colores en la misma muestra. Por tanto, el uso del color como una manera de identificación suele ser ambigua e incluso llevar a confusión.

Raya

El color de una muestra no siempre es útil para la identificación, pero la **raya** (el color de un mineral en polvo) suele ser diagnóstica. La raya se obtiene frotando a través del mineral con una pieza de porcelana no vidriada denominada *placa de raya* y observando el color de la marca que deja (Figura 3.18). Aunque el color de un mineral puede variar de una muestra a otra, la raya normalmente no varía.

La raya puede ser también una ayuda para distinguir minerales con brillos metálicos de minerales que tienen brillos no metálicos. Los minerales metálicos tienen en general una raya densa y oscura, mientras que los minerales con brillos no metálicos tienen una raya que normalmente es de color claro.

Debe observarse que no todos los minerales producen una raya cuando se utiliza una placa de raya. Por ejemplo si el mineral es más duro que la placa, no se observará raya.



FIGURA 3.18. Aunque el color de un mineral puede no ser de mucha utilidad para su identificación, la raya, que es el color del mineral en polvo, puede ser muy útil (Foto de Dennis Tasa).

Forma o hábito del cristal

Los mineralogistas utilizan el término **forma** o **hábito del cristal** para referirse a la forma común característica de un cristal o agregado de cristales. Unos pocos minerales exhiben polígonos algo regulares que son útiles para su identificación. Recordemos que los cristales de magnetita a veces aparecen como octaedros, los granates a menudo forman dodecaedros y los cristales de halita y fluorita tienden a crecer en forma de cubos o casi cubos (véase Figura 3.14). Si bien la mayoría de los minerales tienen solo un hábito común, unos pocos, como la pirita, tienen dos o más formas de cristal características (Figura 3.19).

En contraste, algunos minerales rara vez desarrollan formas geométricas perfectas. Muchos de ellos, sin embargo, desarrollan una forma característica que es útil para su identificación. Algunos minerales tienden a crecer por igual en las tres dimensiones, mientras que otros tienden a alargarse en una dirección, o aplanarse si se suprime el crecimiento en una dimensión. Los términos habitualmente utilizados para describir estos y otros aspectos de los cristales son: *equidimensional*, *acicular*, *fibroso*, *tabular*, *prismático*, *laminar*, *masivo* y *botrioidal* (Figura 3.20).

Fuerza mineral

La facilidad con que los minerales se rompen o se deforman bajo estrés está relacionada con el tipo y la fuerza de los enlaces químicos que mantienen juntos los cristales. Los mineralogistas utilizan términos como tenacidad, dureza, exfoliación y fractura para describir la fuerza de un mineral y cómo se rompen cuando se aplica tensión.



FIGURA 3.19. La mayoría de los minerales exhibe solo una forma cristalina común, pero algunos, como la pirita, tienen dos o más hábitos característicos (Fotos de Dennis Tasa).



A. Acicular

B. Prismático



C. Bandeado

D. Botrioidal

FIGURA 3.20. Algunos hábitos cristalinos comunes. **A. Acicular.** Cristales alargados que están aplanados en una dirección. **B. Prismático.** Cristales alargados con caras que son paralelas a una dirección común. **C. Bandeado.** Minerales que tienen bandas de diferente color o textura. **D. Botrioidal.** Grupos de cristales entrecrecidos que recuerdan a un racimo de uvas (Foto de Dennis Tasa).

Tenacidad

El término **tenacidad** describe la firmeza de un mineral o su resistencia a romperse o deformarse. Los minerales que están unidos mediante enlaces iónicos, como la fluorita y la halita, tienden a ser *quebradizos* y a fragmentarse en pequeños trozos cuando se golpean. Por el contrario, los minerales con enlaces metálicos, como el cobre nativo, son *maleables*, o fáciles de transformar en diferentes formas con el martillo. Minerales, como el yeso y el talco, que pueden cortarse en finas virutas se describen como *séctiles*. Aún otros, sobre todo las micas, son elásticas y se doblarán y volverán a su forma original después de que el estrés sea liberado.

Dureza

Una de las propiedades diagnósticas más útiles es la **dureza**, una medida de la resistencia de un mineral a la abrasión o al rayado. Esta propiedad se determina frotando un mineral de dureza desconocida contra uno de dureza conocida o viceversa. Puede obtenerse un valor numérico de la dureza utilizando la **escala de Mohs** de dureza, que consiste en diez minerales dispuestos en orden desde 1 (el más blando) hasta 10 (el más duro), como se muestra en la Figura 3.21A. Nótese que la escala de Mohs es una clasificación relativa y no implica

que el mineral número 2, yeso, sea dos veces más duro que el mineral 1, talco. De hecho, el yeso es solo ligeramente más duro que el talco, como se muestra en la Figura 3.21B.

En el laboratorio, pueden utilizarse otros objetos comunes para determinar la dureza de un mineral, entre ellos, las uñas humanas, que tienen una dureza de 2,5, una moneda de cobre, de 3, y un trozo de vidrio, de 5,5. El yeso mineral, que tiene una dureza de 2, puede rayarse fácilmente con una uña. Por otro lado, la calcita mineral, que tiene una dureza de 3, rayará una uña, pero no el vidrio. El cuarzo, el más duro de los minerales comunes, rayará el cristal. Los diamantes, los más duros de todos, rayarán todo.

Exfoliación y fractura

En la estructura cristalina de muchos minerales, algunos enlaces atómicos son más débiles que otros. Es

a lo largo de estos enlaces débiles que los minerales tienden a romperse cuando son sometidos a tensión. La **exfoliación** es la tendencia de un mineral a romperse a lo largo de planos de enlaces débiles. No todos los minerales tienen exfoliación, pero los que la poseen pueden ser identificados por las caras planas, relativamente lisas, que se producen cuando se rompe el mineral.

El tipo más sencillo de exfoliación es exhibido por las micas (Figura 3.22). Dado que estos minerales tienen enlaces muy débiles en una dirección, se exfolian formando láminas planas y delgadas. Algunos minerales tienen excelente exfoliación en una, dos, tres o más direcciones, mientras que otros exhiben poca exfoliación y, otros carecen por completo de esta característica. Cuando los minerales se rompen uniformemente en más de una dirección, la exfoliación se describe por el *número de direcciones de exfoliación* y los *ángulos a los cuales se producen* (Figura 3.23).

Cada superficie de exfoliación que tiene una orientación diferente se considera como una dirección de exfoliación diferente. Por ejemplo, algunos minerales se exfolian para formar cubos de seis caras. Dado que los cubos se definen por tres conjuntos diferentes de planos paralelos que hacen intersección en ángulos de 90°, la exfoliación se describe como *tres direcciones de exfoliación que se producen a 90°*.

No se debe confundir exfoliación con forma cristalina. Cuando un mineral exhibe exfoliación, se romperá

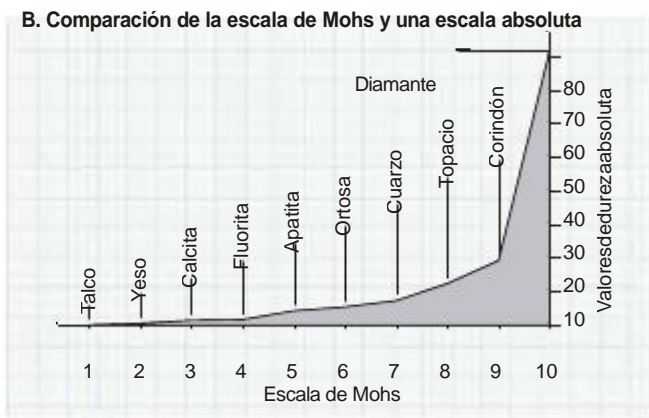


FIGURA 3.21. Escalas de dureza. **A.** Escala de dureza de Mohs, con la dureza de algunos objetos comunes. **B.** Relación entre la escala de dureza relativa de Mohs y una escala de dureza absoluta.

FIGURA 3.22. Las capas delgadas mostradas aquí se produjeron separando un cristal de mica (moscovita) en paralelo a su exfoliación perfecta (Foto de Chip Clark).

















Número de direcciones de exfoliación	Forma	Esquema	Direcciones de exfoliación	Ejemplo
1	Láminas planas			 Moscovita
2 a 90°	Forma alargada con sección transversal rectangular (prisma)			 Feldespato
2 no a 90°	Forma alargada con sección transversal en paralelogramo (prisma)			 Hornblenda
3 a 90°	Cubo			 Halita
3 no a 90°	Romboedro			 Calcita
4	Octaedro			 Fluorita

FIGURA 3.23. Direcciones de exfoliación comunes exhibidas por los minerales. (Fotos de E. J. Tarbuck y Dennis Tasa.)

en trozos *que tengan la misma geometría*. Por el contrario, los cristales de cuarzo de caras lisas que se muestran en la Figura 3.1 no tienen exfoliación. Si se rompen, se fracturan en formas que no se parecen entre sí ni a los cristales originales.

Fractura

Los minerales con enlaces químicos de fuerza igual o prácticamente igual en todas direcciones exhiben una

propiedad denominada **fractura**. Cuando los minerales se fracturan, la mayoría produce caras desiguales, que se describen como irregulares. Sin embargo, algunos minerales como el cuarzo se rompen en superficies curvas lisas que recuerdan a vidrios rotos. Esta fractura se denomina *fractura concoidea* (Figura 3.24). Otros minerales exhiben fracturas que producen astillas o fibras, que se conocen como *fractura astillosa* y *fibrosa*, respectivamente.



FIGURA 3.24. Fractura concoidea. Las superficies curvas lisas se producen cuando los minerales se rompen como el vidrio (Foto de E. J. Tarbuck).

Densidad y peso específico

La **densidad** es una propiedad importante de la materia definida como la masa por unidad de volumen, normalmente expresada como gramos por centímetro cúbico. Los mineralogistas a menudo utilizan una medida relacionada denominada *peso específico* para describir la densidad de los minerales. El **peso específico** es un número sin unidad que representa la relación del peso de un mineral respecto del peso de un volumen igual de agua.

Los minerales formadores de roca más comunes tienen un peso específico comprendido entre 2 y 3. Por ejemplo, el cuarzo tiene un peso específico de 2,65. Por el contrario, algunos minerales metálicos, como la piritita, el cobre nativo y la magnetita tienen una densidad que es el doble de la correspondiente al cuarzo. La galena, que es una mena de plomo, tiene un peso específico de en torno a 7,5, mientras que el peso específico del oro de 24 quilates es de aproximadamente 20.

Con un poco de práctica, podemos estimar el peso específico de un mineral sosteniéndolo en la mano. Podemos preguntarnos, ¿este mineral es tan «pesado» como rocas de tamaño similar que alguna vez he tenido en la mano? Si la respuesta es positiva, el peso específico de la muestra probablemente oscilará entre 2,5 y 3.

Otras propiedades de los minerales

Además de las propiedades ya comentadas, algunos minerales pueden reconocerse por otras distintivas. Por ejemplo, la halita es la sal común, de manera que puede

identificarse fácilmente a través del gusto. El talco y el grafito provocan sensaciones distintas; el talco produce al tacto una sensación jabonosa y el grafito, de grasa. Además, la raya de muchos minerales que contienen azufre huele a huevos podridos. Unos pocos minerales, como la magnetita, tienen un elevado contenido en hierro y pueden ser atraídos por un imán, mientras que algunas variedades (calamita) son imanes naturales y atraerán pequeños objetos que contengan hierro, como los alfileres y los clips (Figura 3.40).

Además, algunos minerales exhiben propiedades ópticas especiales. Por ejemplo, cuando se coloca una muestra transparente de calcita sobre material impreso, las letras aparecen duplicadas. Esta propiedad óptica se conoce como *birrefringencia* (Figura 3.25).

Un ensayo químico muy sencillo consiste en colocar una gota de ácido clorhídrico diluido de un cuentagotas en la superficie recién cortada de un mineral. Algunos minerales, denominados carbonatos,



FIGURA 3.25. Birrefringencia ilustrada por el mineral calcita (Foto de Chip Clark).

A veces los alumnos preguntan...

¿Es el oro el metal más valioso?

Históricamente el oro se consideró el metal máspreciado, seguido por la plata. Si bien ambos tienen importantes usos industriales, el oro y la plata se conocen mejor por sus usos en el arte, la joyería y la acuñación de monedas. En el momento de escribir esto, sin embargo, el coste del platino es de 1.200 \$ estadounidenses por cada onza troy (31,1 g), lo que excede en mucho el valor de una cantidad igual de oro (900 \$ estadounidenses). Además de su uso en joyería, el platino se utiliza para la fabricación de convertidores catalíticos, que transforman las emisiones peligrosas de los motores de los automóviles en gases menos nocivos. En 2008, el rodio, un metal plateado duro, con un poder de reflexión muy elevado, se llegó a vender en 10.000 \$ estadounidenses por onza, lo que lo convierte en el metal precioso más caro registrado. El precio del rodio cayó posteriormente a menos de 1.000 \$ la onza.

producirán efervescencia al liberarse el dióxido de carbono (Figura 3.26). Este ensayo es útil para identificar el mineral calcita, que es un carbonato mineral común.

DENOMINACIÓN Y CLASIFICACIÓN DE LOS MINERALES

Se conocen por su nombre casi 4.000 minerales y se identifican cada año de 30 a 50 minerales nuevos. Por fortuna, para los estudiantes que están empezando a estudiar los minerales, ¡no más de una docena son abundantes! En conjunto estos pocos constituyen la mayor parte de las rocas de la corteza terrestre y como tales se clasifican como los *minerales formadores de rocas*.

Aunque menos abundantes, muchos otros minerales se utilizan de manera extensa en la fabricación de productos que impulsan nuestra sociedad moderna, y se denominan minerales *económicos* (véase Recuadro 3.2). Debe observarse que los minerales formadores de rocas y los minerales económicos no son grupos mutuamente excluyentes. Cuando se encuentran en depósitos grandes, algunos minerales formadores de rocas son significativos desde el punto de vista económico. Un ejemplo

es el mineral calcita, que es el principal componente de la roca sedimentaria caliza y que tiene muchos usos, entre ellos la producción de cemento.

La determinación de lo que es o no es un mineral está en manos de la Asociación Mineralógica Internacional. Las personas que creen haber descubierto un mineral nuevo deben presentar una solicitud a esta organización con una descripción detallada de su descubrimiento. Si se confirma, se permite al descubridor elegir un nombre para el nuevo mineral. Los minerales han recibido nombres de los lugares donde se descubrieron, su aspecto y su composición química. Casi el 50 por ciento han sido nombrados en honor a una persona, pero las reglas prohíben poner a un mineral el propio nombre.

Clasificación de los minerales

Los minerales se sitúan en categorías de una manera muy parecida a como se clasifican los animales y las plantas. Los mineralogistas utilizan el término *especie mineral* para un conjunto de especímenes que exhiben estructuras internas y composiciones químicas similares. Algunas especies minerales comunes son el cuarzo, la calcita, la galena y la pirita. Sin embargo, exactamente igual que los animales y las plantas que difieren algo de unas a otras dentro de una especie, lo mismo ocurre con la mayoría de los especímenes dentro de una especie mineral.

Las especies minerales suelen asignarse a una *clase mineral* en función de sus aniones, o complejos aniónicos, como se muestra en la Tabla 3.1. Algunas de las clases minerales importantes son los silicatos (SiO_4^{4-}), los carbonatos (CO_3^{2-}), los haluros (Cl^{-} , F^{-} , Br^{-}) y los sulfatos (SO_4^{2-}). Dentro de cada clase, los minerales tienden a tener estructuras internas similares y, por consiguiente, propiedades parecidas. Por ejemplo, los minerales que pertenecen a la clase de los carbonatos reaccionan químicamente con el ácido (aunque en grados variables) y muchos exhiben exfoliación rómbica. Además, los minerales de la misma clase a menudo se encuentran juntos en la misma roca. Los haluros, por ejemplo, suelen aparecer juntos en los depósitos de evaporita.

Las clases minerales se subdividen además en función de semejanzas en las estructuras o las composiciones atómicas. Por ejemplo, los mineralogistas agrupan a los minerales de feldespato (ortosa, albita y anortita) porque todos tienen estructuras internas similares. Los minerales cianita, andalucita y sillimanita se agrupan porque tienen la misma composición química (Al_2SiO_5). Recordemos que los minerales que tienen la misma composición pero diferentes estructuras cristalinas se denominan *polimorfos*. Algunos grupos comunes de minerales son los feldespatos, los piroxenos, los anfíboles, los olivinos y las micas. Dos miembros (especies) del grupo

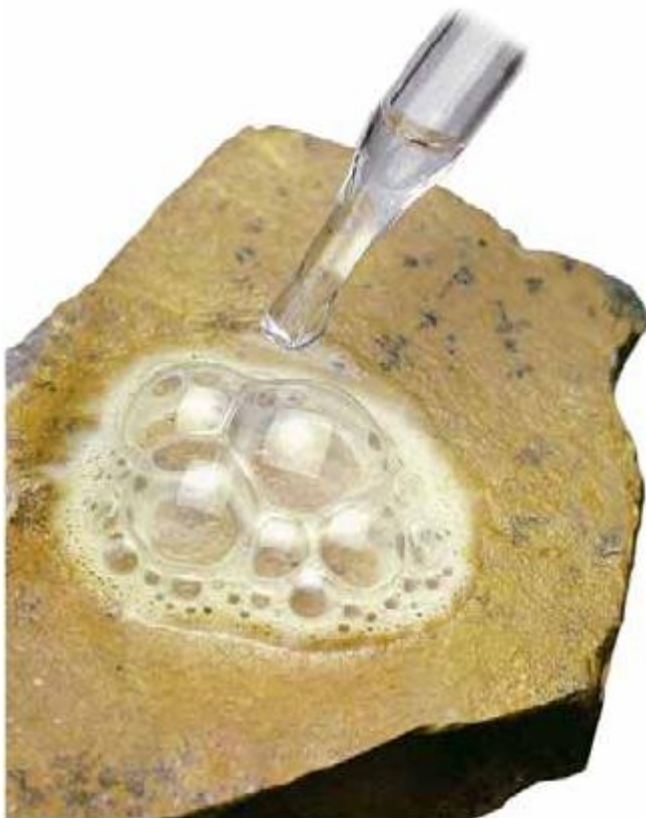


FIGURA 3.26. La calcita reacciona con un ácido débil (Foto de Chip Clark).

Tabla 3.1. Principales clases minerales

Clase	Anión, complejo aniónico o elementos	Ejemplo (especies mineral)	Fórmula química
Silicatos	(SiO ₄) ⁴⁻	Cuarzo	SiO ₂
Haluros	Cl ¹⁻ , F ¹⁻ , Br ¹⁻ , I ¹⁻	Halita	NaCl
Óxidos	O ²⁻	Corindón	Al ₂ O ₃
Hidróxidos	(OH) ¹⁻	Gibbsita	Al(OH) ₃
Carbonatos	(CO ₃) ²⁻	Calcita	CaCO ₃
Nitratos	(NO ₃) ¹⁻	Nitratina	NaNO ₃
Sulfatos	(SO ₄) ²⁻	Yeso	CaSO ₄ · 2H ₂ O
Fosfatos	(PO ₄) ³⁻	Apatito	Ca ₅ (PO ₄) ₃ (OH, F, Cl)
Elementos nativos	Cu, Ag, S	Cobre	Cu
Sulfuros	S ²⁻	Pirita	FeS ₂

Oxígeno (O) 46,6 %

de las micas son la biotita y la moscovita, o que tienen estructuras atómicas similares, la biotita contiene hierro y magnesio, que le proporcionan una mayor densidad y un aspecto más oscuro que la moscovita.

Algunas especies minerales se subdividen todavía más en variedades minerales. Por ejemplo, el cuarzo puro (SiO₂) es incoloro y transparente. Sin embargo, cuando se incorporan pequeñas cantidades de aluminio en su estructura atómica, el cuarzo aparece bastante oscuro, una variedad denominada cuarzo ahumado. La amatista, otra variedad de cuarzo, debe su color morado a la presencia de cantidades vestigiales de hierro.

Principales clases de minerales

Solo ocho elementos constituyen la mayor parte de los minerales formadores de rocas y representan más del 98 por ciento (en peso) de la corteza continental (Figura 3.27). Estos elementos son, por orden de abundancia: oxígeno (O), silicio (Si), aluminio (Al), hierro (Fe), calcio (Ca), sodio (Na), potasio (K) y magnesio (Mg). Como se muestra en la Figura 3.27, el silicio y el oxígeno son, con mucho, los elementos más comunes de la corteza de la Tierra. Estos dos elementos se combinan fácilmente para formar la estructura de la clase mineral dominante, los **silicatos**, que representan más del 90 por ciento de la corteza terrestre.

Puesto que otros grupos de minerales son mucho menos abundantes en la corteza terrestre que los silicatos, a menudo se agrupan bajo la denominación de **no silicatados**. Aunque no son tan comunes como los silicatos, algunos minerales no silicatados son muy importantes desde el punto de vista económico. Nos proporcionan el hierro y el aluminio para construir nuestros automóviles; el yeso para las placas y los muros secos para construir nuestras casas; y el cobre para los cables

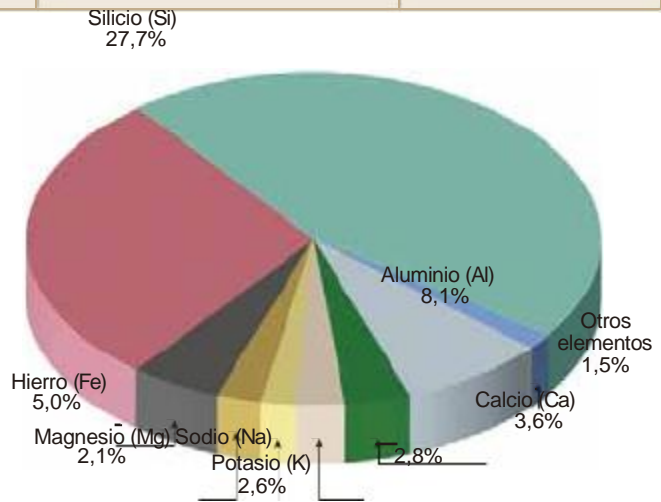


FIGURA 3.27. Abundancia relativa de los ocho elementos más comunes en la corteza continental.

que transportan la electricidad. Además de su importancia económica, estos grupos de minerales incluyen miembros que son componentes importantes de los sedimentos y las rocas sedimentarias.

Comentaremos primero la clase mineral más común, los silicatos, y luego consideraremos algunos de los otros grupos minerales no silicatados destacados.

LOS SILICATOS

Todo silicato contiene los dos elementos más abundantes de la corteza terrestre, oxígeno y silicio. Además, la mayoría contiene uno o más de los otros elementos comunes. Juntos, estos elementos producen centenares de silicatos con una amplia variedad de propiedades: el cuarzo duro, el talco blando, la mítica laminar, el asbesto fibroso, el olivino verde y el granate rojo sangre.

El tetraedro silicio-oxígeno

Todos los silicatos tienen el mismo componente básico fundamental, el **tetraedro silicio-oxígeno** (SiO_4^{4-}). Esta estructura consiste en cuatro aniones de oxígeno (cada uno con -2) que se unen mediante enlace covalente a un catión de silicio comparativamente menor ($+4$), formando un *tetraedro*, una forma de pirámide con cuatro caras idénticas (Figura 3.28). Estos tetraedros no son compuestos químicos, sino más bien aniones complejos (SiO_4^{4-}) que tienen una carga neta de -4 . Para conseguir el equilibrio eléctrico, estos aniones complejos se unen a otros iones metálicos con carga positiva, en concreto, uno de sus electrones de valencia de cada O^{2-} forma enlace con el Si^{4+} localizado en el centro del tetraedro. La carga -1 restante de cada oxígeno está disponible para formar enlace con otro catión, o con el catión silicio del tetraedro adyacente.

Silicatos con tetraedros independientes

Una de las estructuras más sencillas de los silicatos consiste en unir los tetraedros independientes, que tienen sus cuatro iones oxígeno formando enlace, con cationes como el Mg^{2+} , el Fe^{2+} y el Ca^{2+} . El mineral olivino, con la fórmula $\text{MgFe}_2\text{SiO}_4$, es un buen ejemplo. En el olivino, los cationes magnesio (Mg^{2+}) o hierro (Fe^{2+}) se empaquetan entre tetraedros independientes de SiO_4 comparativamente grandes, formando una densa estructura tridimensional. El granate, otro silicato común, está compuesto también por tetraedros independientes unidos mediante enlaces iónicos a cationes. Tanto el olivino como el granate forman cristales equidimensionales, densos y duros que carecen de exfoliación.

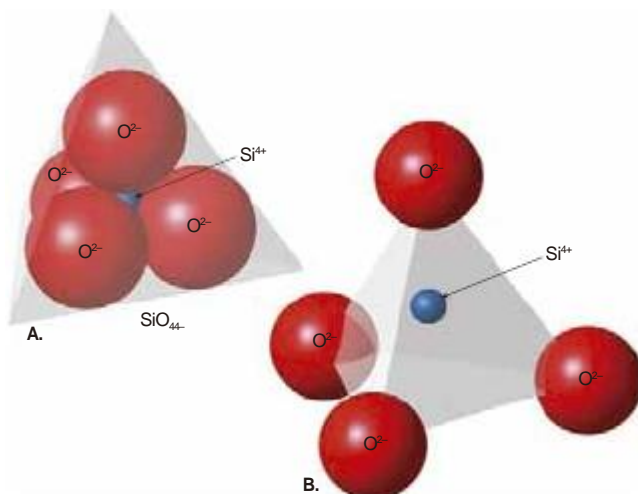


FIGURA 3.28. Dos representaciones del tetraedro silicio-oxígeno. **A.** Las cuatro esferas grandes representan los iones oxígeno y la esfera azul representa un ion silicio. Las esferas se dibujan en proporción al radio de los iones. **B.** Visión extendida del tetraedro que tiene un ion oxígeno en cada una de las cuatro esquinas.

Silicatos con estructuras laminares o en cadena

Una razón de la existencia de gran variedad de silicatos es la capacidad de los tetraedros de SiO_4 de unirse unos con otros en una gran variedad de configuraciones. Este importante fenómeno, denominado **polimerización**, se consigue compartiendo uno, dos, tres o los cuatro átomos de oxígeno con tetraedros adyacentes. Así, importantes cantidades de tetraedros se unen para formar cadenas sencillas, cadenas dobles, estructuras laminares o esqueletos tridimensionales como se muestra en la Figura 3.29.

Para ver cómo se comparten los átomos de oxígeno entre tetraedros adyacentes, seleccionemos uno de los iones de silicio (pequeñas esferas azules) situados en el medio de la cadena sencilla mostrada en la Figura 3.29B. Nótese que este ion de silicio está completamente rodeado por cuatro iones de oxígeno más grandes. Obsérvese también que, de los cuatro átomos de oxígeno, la mitad están formando enlace con dos átomos de silicio, mientras que los otros dos no están compartidos de esta manera. Es la unión transversal de los iones de oxígeno compartidos la que une los tetraedros en una estructura catenaria. Examinemos ahora un ion de silicio de la mitad de la estructura laminar (Figura 3.29D) y contemos el número de iones de oxígeno compartidos y no compartidos que lo rodean. Como ya habrán descubierto, la estructura laminar es consecuencia de que tres de los cuatro átomos de oxígeno son compartidos por tetraedros adyacentes.

A veces los alumnos preguntan...

¿Son estos silicatos los mismos materiales utilizados en los chips informáticos de silicio y en los implantes mamaros de silicona?

En realidad, no, pero los tres contienen el elemento silicio (Si). La fuente del silicio para numerosos productos, incluidos los chips informáticos y los implantes mamaros, sí procede de los minerales silicatados. El silicio puro (sin el oxígeno que tienen los silicatos) se utiliza en la fabricación de los chips informáticos, de lo que surge el nombre «Silicon Valley» (valle del silicio) para la región de alta tecnología de San Francisco, la zona de la bahía sur de California, donde se diseñan muchos de estos dispositivos. Los fabricantes de chips informáticos graban finas láminas de silicio con líneas conductoras increíblemente delgadas, metiendo millones de circuitos en cada chip de la medida de una uña de la mano.

La silicona (el material utilizado en los implantes mamaros) es un gel compuesto por un polímero de silicio-oxígeno con un tacto parecido a la goma y que repele el agua, es químicamente inerte y estable a temperaturas extremas. Aunque la preocupación por la seguridad a largo plazo de estos implantes limitó su utilización a partir de 1992, no se han encontrado pruebas que los relacionen con distintas enfermedades.

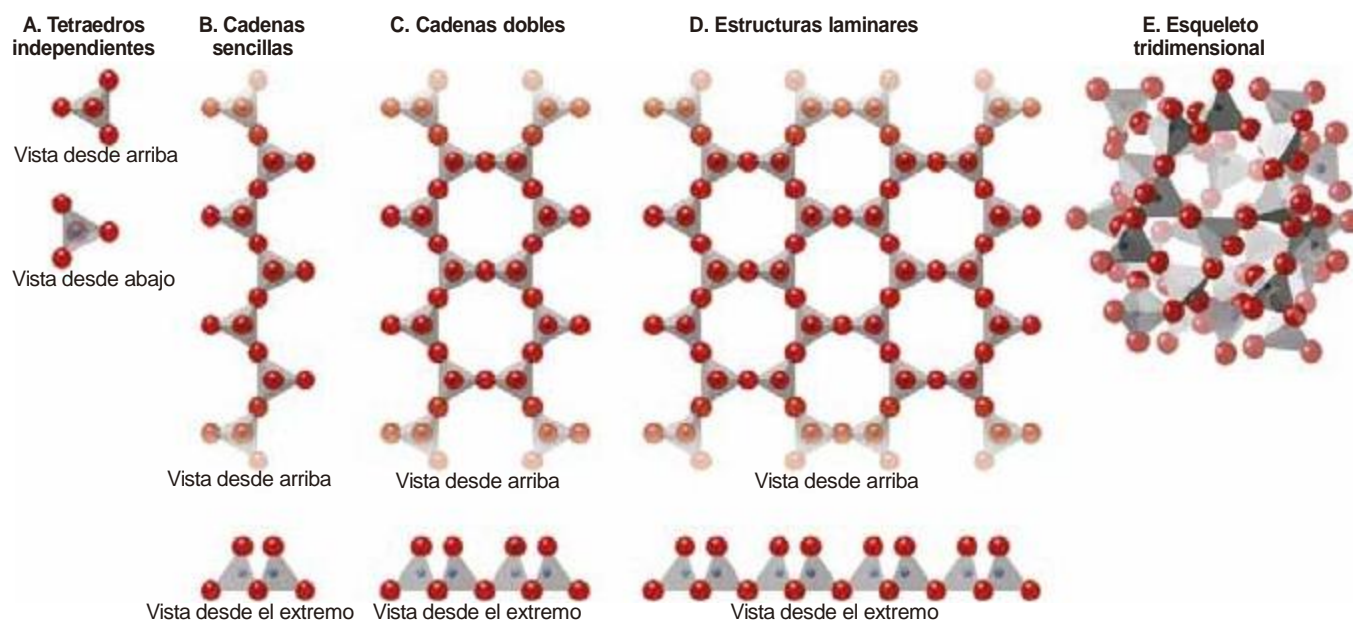


FIGURA 3.29. Cinco tipos de estructuras de silicatos. **A.** Tetraedros independientes. **B.** Cadenas sencillas. **C.** Cadenas dobles. **D.** Estructuras laminares. **E.** Esqueleto tridimensional.

Silicatos con esqueletos tridimensionales

En la estructura del silicato más común, cuarzo, los cuatro iones de oxígeno están compartidos, produciendo una estructura tridimensional compleja (Figura 3.29E). El cuarzo, un mineral duro y duradero, tiene la estructura más sencilla, en la cual todos los oxígenos están compartidos. Dado que su estructura es neutra desde el punto de vista eléctrico, el cuarzo (SiO_2) no contiene iones positivos, distintos del silicio.

La proporción de iones oxígeno frente a iones silicio difiere en cada tipo de estructura de silicato. En el tetraedro independiente (SiO_4), hay cuatro iones de oxígeno por cada ion de silicio. En las cadenas sencillas, la proporción oxígeno a silicio es de 3:1 (SiO_3) y en las estructuras tridimensionales como las encontradas en el cuarzo, la proporción es 2:1 (SiO_2). A medida que aumentan los iones de oxígeno compartidos, aumenta el porcentaje de silicio en la estructura. En función de su proporción de silicio/oxígeno, los silicatos se describen, por consiguiente, como con bajo o alto contenido de silicio. Los minerales con estructuras tridimensionales en las cuales los cuatro iones de oxígeno están compartidos tienen el mayor contenido de silicio. Los minerales compuestos de tetraedros independientes tienen el menor contenido. Esta diferencia en el contenido de silicio es importante, como se verá en el Capítulo 4.

Ensamblaje de las estructuras de los silicatos

Respecto al cuarzo (SiO_2) la estructura básica (cadenas, láminas o esqueletos tridimensionales) de la mayoría

de los silicatos tiene carga negativa. Por consiguiente, se necesitan cationes metálicos para equilibrar la carga total y actuar de «aglomerante» para mantener juntas estas estructuras. Los cationes que más a menudo enlazan las estructuras silicatadas son los correspondientes a los elementos hierro (Fe^{2+}), magnesio (Mg^{2+}), potasio (K^{1+}), sodio (Na^{1+}), aluminio (Al^{3+}) y calcio (Ca^{2+}). Estos iones con carga positiva forman enlace con los iones de oxígeno no compartidos que ocupan los vértices de los tetraedros de silicato (Figura 3.30).

Por regla general, los enlaces covalentes híbridos entre el silicio y el oxígeno son más fuertes que los enlaces iónicos que mantienen unidas una estructura de silicato con la siguiente. Por consiguiente, propiedades como la exfoliación, y en cierta medida la dureza, están controladas por la naturaleza del esqueleto de silicato. El cuarzo (SiO_2), que tiene solo enlaces silicio-oxígeno, tiene gran dureza y carece de exfoliación, principalmente debido a los enlaces igualmente fuertes en todas las direcciones. Por el contrario, el mineral talco (la fuente de los polvos de talco), que tiene la fórmula $\text{Mg}_3(\text{Si}_2\text{O}_5)_2(\text{OH})_2$ tiene una estructura laminar. Los iones de Mg^{2+} se encuentran entre las láminas y las unen débilmente. El tacto resbaladizo del talco se debe al deslizamiento de las láminas de silicato unas con respecto a otras, muy parecido al deslizamiento de las láminas de átomos de carbono observado en el grafito, que le proporcionan sus propiedades lubricantes.

Recordemos que los átomos de tamaño similar pueden sustituirse libremente uno a otro sin alterar la estructura del mineral. Por ejemplo, en el mineral olivino, el hierro (Fe^{2+}) y el magnesio (Mg^{2+}) se sustituyen

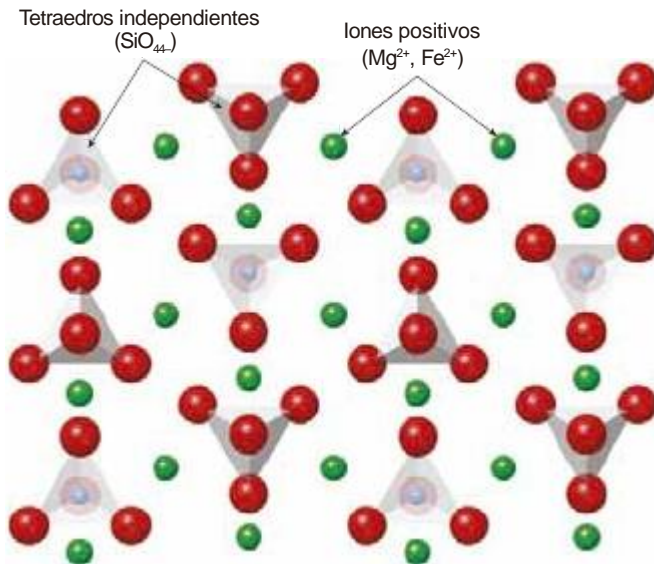


FIGURA 3.30. Estructura del mineral olivino $[(Mg, Fe)_2SiO_4]$ en el cual los cationes magnesio (Mg^{2+}) o hierro (Fe^{2+}), o ambos, se empaquetan entre tetraedros de SiO_4^{4-} independientes relativamente grandes para formar una estructura tridimensional. Es la atracción entre los cationes metálicos (Mg^{2+} , Fe^{2+}) y los aniones oxígeno la que mantiene los tetraedros juntos. En este esquema simplificado, solo se muestra una capa de tetraedros, se han omitido las capas superior e inferior por claridad. Además, se ha expandido mucho la estructura. En el olivino, cada catión silicio (Si^{4+}) está completamente rodeado por cuatro aniones oxígeno (O^{2-}) y cada catión magnesio (Mg^{2+}) o hierro (Fe^{2+}) está rodeado por seis aniones oxígeno (O^{2-}). Dado que cada tetraedro SiO_4^{4-} tiene una carga de 4- y que hay dos cationes metálicos (cada uno con una carga de 2+) para cada tetraedro, la estructura es eléctricamente neutra.

libremente entre sí. Esto también es cierto para el tercer elemento más común de la corteza terrestre, el aluminio (Al), que a menudo sustituye al silicio (Si) localizado en el centro de los tetraedros silicio-oxígeno. Como se muestra en la Figura 3.12, el Al^{3+} y el Si^{4+} tienen aproximadamente el mismo tamaño, pero sus cargas son diferentes. Así pues, ¿cómo puede sustituir el Al^{3+} al Si^{4+} ? Consideremos lo que ocurre cuando uno de cada cuatro iones de silicio es sustituido por un ion de aluminio en el esqueleto de un silicato como el cuarzo (SiO_2). El resultado es un ion complejo con la fórmula $AlSi_3O_8^{1-}$ (pensemos en cuatro moléculas de SiO_2 en las que uno de los cuatro átomos de Si haya sido sustituido por Al). Dado que la estructura resultante tiene una carga de 1-, debe añadirse algo más para hacer que sea un compuesto eléctricamente neutro, un requisito previo para un mineral. Una posibilidad es la adición de un ion positivo que tenga una carga de 1+. Como podemos ver en la Figura 3.12, dos iones comunes, el sodio (Na^{1+}) y el potasio (K^{1+}), cumplen este requisito. Cuando se añade potasio en la estructura, se convierte en un compuesto químico neutro (mineral) con la fórmula $KAlSi_3O_8$. Este mineral se conoce como feldespato

potásico, un miembro del grupo mineral más común, los feldespatos.

Dado que la mayoría de las estructuras silicatadas acomodarán fácilmente dos o más cationes diferentes en un sitio dado, especímenes individuales de un mineral concreto pueden contener cantidades variables de ciertos elementos. Como consecuencia, muchos silicatos forman un *grupo mineral* que exhibe una gama de composiciones entre dos miembros extremos. Son ejemplos: los olivinos, los piroxenos, los anfíboles, las micas y los feldespatos.

SILICATOS COMUNES



MATTER AND MINERALS

Minerals Groups

En la Figura 3.31 se recogen los principales grupos de silicatos y ejemplos comunes. Los feldespatos son, con mucho, el grupo de silicatos más abundante; comprende más del 50 por ciento de la corteza terrestre. El cuarzo, el segundo mineral más abundante de la corteza continental, es el único mineral común compuesto completamente por silicio y oxígeno.

La mayoría de los silicatos se forman conforme la roca fundida se va enfriando y cristaliza. Este enfriamiento puede producirse en la superficie terrestre o cerca de ella (temperatura y presión bajas) o a grandes profundidades (temperatura y presión elevadas). El ambiente durante la cristalización y la composición química de la roca fundida determinan, en gran medida, qué minerales se producen. Por ejemplo, el silicato olivino cristaliza a temperaturas elevadas, mientras que el cuarzo cristaliza a temperaturas mucho más bajas.

Además, algunos silicatos se forman en la superficie terrestre a partir de productos meteorizados de silicatos más antiguos. Otros silicatos se forman bajo presiones extremas asociadas con la formación de montañas. Cada silicato, por consiguiente, tiene una estructura y una composición química que indican las condiciones bajo las cuales se formó. Mediante un examen cuidadoso de los constituyentes minerales de las rocas, los geólogos pueden determinar a menudo las circunstancias bajo las cuales se formaron estas.

Examinaremos ahora algunos de los silicatos más comunes, que dividimos en dos grupos principales en función de su composición química.

Los silicatos claros

Los **silicatos claros** (o **no ferromagnesianos**) tienen generalmente un color claro y un peso específico de alrededor de 2,7, que es considerablemente inferior al de




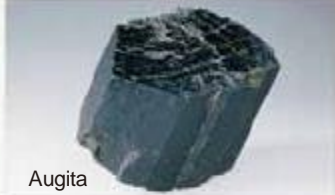


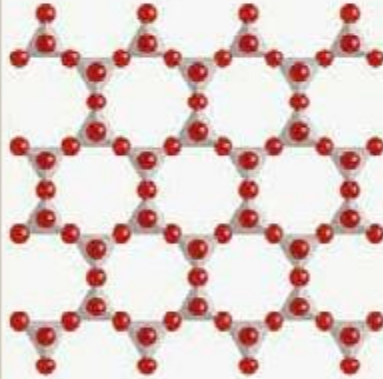


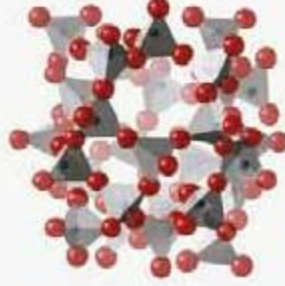


Mineral/Fórmula		Exfoliación	Estructura de silicatos	Ejemplo
Olivino $(Mg, Fe)_2SiO_4$		Ninguna	Tetraedro simple 	 Olivino
Grupo de los piroxenos (augita) $(Mg, Fe)SiO_3$		Dos planos en ángulos rectos	Cadenas sencillas 	 Augita
Grupo de los anfíbolos (hornblenda) $Ca_2(Fe, Mg)_5Si_8O_{22}(OH)_2$		Dos planos a 60° y 120°	Cadenas dobles 	 Hornblenda
Micas	Biotita $K(Mg, Fe)_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$	Un plano	Láminas 	 Biotita
	Moscovita $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$			 Moscovita
Feldespatos	Feldespato potásico (ortosa) $KAlSi_3O_8$	Dos planos a 90°	Redes tridimensionales 	 Feldespato potásico
	Plagioclasa $(Ca, Na)AlSi_3O_8$			 Cuarzo
Cuarzo SiO_2		Ninguna		

FIGURA 3.31. Silicatos comunes. Obsérvese que la complejidad de la estructura del silicato aumenta hacia abajo del diagrama.

los silicatos oscuros (ferromagnesianos). Estas diferencias son fundamentalmente atribuibles a la presencia o ausencia de hierro y magnesio. Los silicatos claros contienen cantidades variables de aluminio, potasio, calcio y sodio, más que hierro y magnesio.

Grupo de los feldespatos

El *feldespato*, el grupo mineral más común, puede formarse bajo un intervalo muy amplio de temperaturas y presiones, un hecho que explica en parte su abundancia (Figura 3.32). Todos los feldespatos tienen propiedades físicas similares. Tienen dos planos de exfoliación que se encuentran a 90°, o cerca, son relativamente duros (6 en la escala de Mohs) y tienen un brillo que oscila entre vítreo y perlado. Como componentes de una roca, los cristales de feldespato pueden identificarse por su forma rectangular y sus caras brillantes bastante lisas (Figura 3.31).

Existen dos estructuras de feldespato diferentes. Un grupo de feldespatos contiene iones potasio en su estructura y, por tanto, se denomina *feldespato potásico*. (La *ortosa* y la *microclina* son miembros comunes del grupo.) El otro grupo, denominado *plagioclasa*, contiene iones sodio y calcio que se sustituyen libremente unos a otros dependiendo del entorno durante la cristalización.

El feldespato potásico suele ser de color crema claro, rosa salmón o a veces verde parduzco. El color de la plagioclasa, por otro lado, oscila entre blanco y grisáceo. Sin embargo, el color no debe utilizarse para distinguir estos grupos. La única forma segura de distinguir físicamente los feldespatos es buscar una multitud de finas líneas paralelas, denominadas *estriaciones*. Las

estriaciones se encuentran en algunos planos de exfoliación de la plagioclasa, pero no están presentes en el feldespato de potasio (Figura 3.33).

Cuarzo

El *cuarzo* es el único mineral común de los silicatos formado completamente por silicio y oxígeno. Como tal a veces, se le aplica el término de *silíce* al cuarzo, que tiene la fórmula química (SiO_2). Dado que la estructura del cuarzo contiene una proporción de dos iones de oxígeno (O^{2-}) por cada ion silicio (Si^{4+}), no se necesitan otros iones positivos para alcanzar la neutralidad.

En el cuarzo se desarrolla un armazón tridimensional al compartir por completo átomos de silicio adyacentes a los oxígenos. Por tanto, todos los enlaces del cuarzo son del tipo silicio-oxígeno fuerte. Por consiguiente, el cuarzo es duro, resistente a la meteorización y no muestra exfoliación. Cuando se rompe, suele exhibir fractura concoidea (véase Figura 3.24). En su forma pura, el cuarzo es transparente y si se le deja crecer sin interferencia formará cristales hexagonales que desarrollan extremos en forma piramidal (véase la foto del inicio del capítulo y la Figura 3.11B). Sin embargo, como la mayoría de los otros minerales claros, el cuarzo suele estar coloreado por inclusión de diversos iones (impurezas) y se forma sin desarrollar buenas caras cristalinas. Las variedades más comunes de cuarzo son el cuarzo lechoso (blanco), al ahumado (gris), el rosa (rosa), la amatista (morado) y el cristal de roca (transparente) (Figura 3.34).

Moscovita

La *moscovita* es un miembro común de la familia de las micas. Su color es claro y tiene un brillo perlado (véase Figura 3.22). Como otras micas, la moscovita tiene una

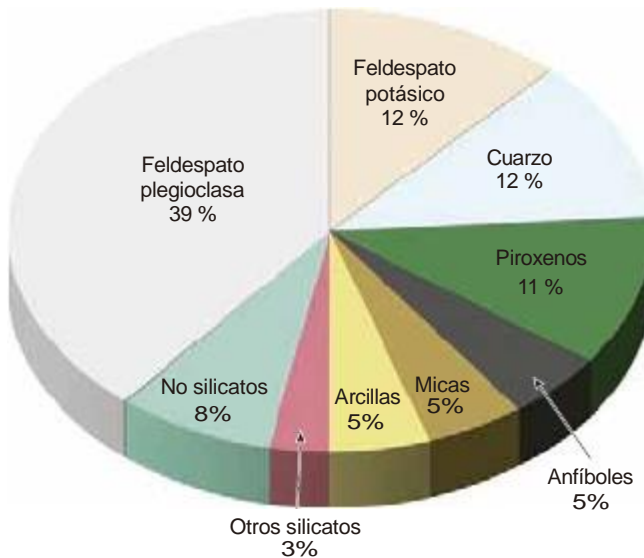


FIGURA 3.32. Porcentajes estimados (por volumen) de los minerales más comunes en la corteza terrestre.



FIGURA 3.33. Estas líneas paralelas, denominadas estriaciones, son una característica que permite distinguir la plagioclasa (Foto de E. J. Tarbuck).



FIGURA 3.34. Cuarzo. Algunos minerales, como el cuarzo, se presentan en diversos colores. Aquí se muestran el cristal de roca (incoloro), la amatista (cuarzo morado), el citrino (cuarzo amarillo) y el cuarzo ahumado (de gris a negro) (Foto cortesía de E. J. Tarbuck).

excelente exfoliación en una dirección. En láminas finas, la moscovita es transparente, una propiedad que explica su utilización como «vidrieras» de las ventanas durante la Edad Media. Dado que la moscovita es muy brillante, a menudo puede identificarse por los destellos que proporciona a una roca. Si alguna vez ha mirado de cerca la arena de la playa, quizá haya visto el brillo resplandeciente de las escamas de mica dispersas entre los otros granos de arena.

Minerales arcillosos

Arcilla es un término utilizado para describir una categoría de minerales complejos que, como las micas, tiene estructura laminar. A diferencia de otros silicatos comunes, como el cuarzo y feldespato, las arcillas no se formaron en ambientes ígneos. Antes bien la mayoría de los minerales arcillosos se origina como productos de la meteorización química de otros silicatos. Por tanto, los minerales de la arcilla constituyen un gran porcentaje del material superficial que denominamos suelo. Debido a la importancia del suelo en la agricultura, y su papel como material de soporte de los edificios, los minerales de arcilla son extremadamente importantes para los seres humanos. Además, las arcillas representan casi la mitad del volumen de las rocas sedimentarias.

En general, los minerales arcillosos tienen un grano muy fino, lo cual dificulta su identificación, a menos que se estudien con el microscopio. Su estructura en capas y el enlace débil entre las mismas les dan un tacto característico cuando están húmedos. Los minerales arcillosos son comunes en las lutitas y otras rocas sedimentarias. Aunque los minerales arcillosos tienen un grano fino, pueden formar estratos o capas muy potentes.

Uno de los minerales de la arcilla más comunes es la *caolinita*, que se utiliza en la fabricación de porcelana y en la producción de *papel satinado*, como el utilizado en este libro de texto. Además, algunos minerales de la arcilla absorben grandes cantidades de agua, lo que les permite hincharse hasta varias veces su tamaño normal. Estas arcillas se han utilizado comercialmente en multitud de usos, entre ellos como aditivos para espesar los batidos en los restaurantes de comida rápida.

Los silicatos oscuros

Los **silicatos oscuros** (o **ferromagnesianos**) son los minerales que contienen iones de hierro (hierro = *ferro*) o magnesio, o ambos, en su estructura. Debido a su contenido en hierro, los silicatos ferromagnesianos tienen un color oscuro y un mayor peso específico, entre 3,2 y 3,6, que los silicatos no ferromagnesianos. Los silicatos oscuros más comunes son el olivino, los piroxenos, los anfíboles, la mica negra (biotita) y el granate.

Grupo del olivino

El *olivino* es una familia de silicatos de temperatura elevada cuyo color oscila entre el negro y el verde oliva, con un brillo vítreo y una fractura concoidea (véase Figura 3.31). El olivino transparente se utiliza en ocasiones como la piedra preciosa peridoto. En vez de desarrollar cristales grandes, el olivino forma normalmente cristales pequeños y redondeados que dan a las rocas constituidas por él un aspecto granular. Se cree que el olivino y las formas relacionadas constituyen hasta el 50 por ciento del manto superior de la Tierra.

Grupo de los piroxenos

Los *piroxenos* son un grupo de minerales complejos que se consideran componentes importantes de las rocas ígneas de color oscuro. El miembro más común, la *augita*, es un mineral negro y opaco con dos direcciones de exfoliación que se encuentran a un ángulo de casi 90° (véase Figura 3.31). Su estructura cristalina consiste en cadenas simples de tetraedros ligados por iones de hierro y magnesio. Dado que los enlaces silicio-oxígeno son más fuertes que los enlaces que unen las estructuras de silicato, la augita se exfolia en dirección paralela a las cadenas de silicato, como se muestra en la Figura 3.35. La augita es uno de los minerales dominantes en el basalto, una roca ígnea común de la corteza oceánica y de las áreas volcánicas de los continentes (Figura 3.36).

Grupo de los anfíboles

La *hornblenda* es el miembro más común de un grupo químicamente complejo de minerales denominados *anfíboles* (véase Figura 3.31). La hornblenda suele tener un

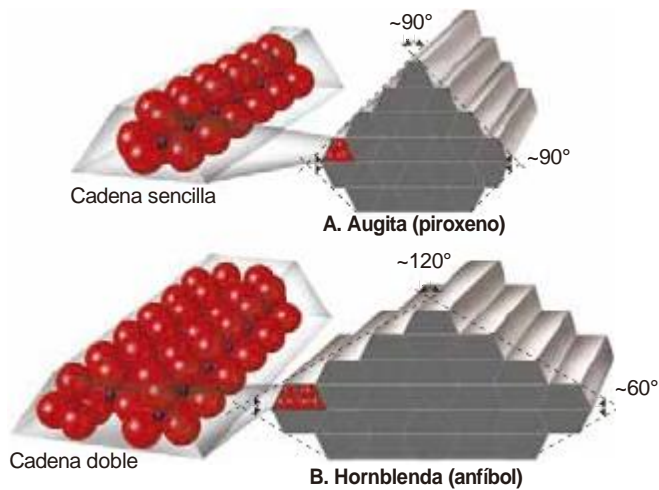


FIGURA 3.35. Ángulos de exfoliación para la augita y la hornblenda. Como las cadenas dobles de la hornblenda están unidas por enlaces más débiles que las cadenas sencillas de la augita, la exfoliación está mejor desarrollada en la hornblenda.



FIGURA 3.36. Investigadores caminando por lava endurecida compuesta por basalto, Volcán Kilauea, Hawái. El basalto es una roca ígnea común compuesta por un gran porcentaje de silicatos oscuros (Foto de Roger Ressmeyer/CORBIS).

color de verde oscuro a negro y, excepto por sus ángulos de exfoliación, que son de alrededor de 60 y 120°, es muy similar en aspecto a la augita. Las cadenas dobles de tetraedros en la estructura de la hornblenda son responsables de su particular exfoliación (véase Figura 3.35). En una roca, la hornblenda a menudo forma cristales alargados. Eso ayuda a distinguirla del piroxeno, que forma cristales bastante achatados. La hornblenda se encuentra en las rocas ígneas, donde a menudo compone la porción oscura de una roca por lo demás clara.

Biotita

La *biotita* es el miembro de color negro, rico en hierro, de la familia de las micas (véase Figura 3.31). Como otras micas, la biotita posee una estructura laminar que produce una excelente exfoliación en una dirección. La biotita tiene también un aspecto negro brillante que ayuda a distinguirla de otros minerales ferromagnesianos oscuros. Como la hornblenda, la biotita es un constituyente común de las rocas ígneas, entre ellas el granito.

Granate

El *granate* es similar al olivino en el que su estructura está compuesta por tetraedros individuales vinculados por iones metálicos. También como el olivino, el granate tiene un brillo vítreo, carece de exfoliación y posee fractura concoidea. Aunque los colores del granate son variados, el color de este mineral oscila más a menudo entre marrón y rojo oscuro. El granate forma fácilmente cristales equidimensionales que se encuentran con más frecuencia en las rocas metamórficas (Figura 3.37). Cuando los granates son transparentes, pueden utilizarse como piedras preciosas.



FIGURA 3.37. Cristal de granate rojo oscuro incluido en una roca metamórfica rica en mica y de color claro (Foto de E. J. Tarbuck).

MINERALES NO SILICATADOS IMPORTANTES



MATTER AND MINERALS Minerals Groups

Los minerales no silicatados suelen subdividirse en *clases*, según el anión (ion con carga negativa) o el anión complejo que los miembros tienen en común (Tabla 3.2). Por ejemplo, los *óxidos* contienen el anión de oxígeno (O^{2-}), que está unido a uno o más tipos de iones positivos (cationes). Por consiguiente, dentro de cada clase mineral, la estructura básica y el tipo de enlace son parecidos. Como consecuencia, los minerales de cada grupo tienen propiedades físicas similares útiles para la identificación del mineral.

Aunque los minerales no silicatados constituyen aproximadamente solo el 8 por ciento de la corteza terrestre, algunos minerales, como el yeso, la calcita y la halita aparecen como constituyentes de las rocas sedimentarias en cantidades significativas. Además, muchos otros son económicamente importantes. En la Tabla 3.2 se enumeran algunas de las clases de minerales no silicatados y algunos ejemplos de cada una. A continuación se comentan algunos de los minerales no silicatados más comunes.

Algunos de los minerales no silicatados más comunes pertenecen a una de tres clases de minerales: los carbonatos (CO_3^{2-}), los sulfatos (SO_4^{2-}) y los haluros (Cl^{-} , F^{-} , Br^{-}). Los carbonatos son estructuralmente mucho más sencillos que los silicatos (Figura 3.38). Este grupo mineral está compuesto por el ion carbonato (CO_3^{2-}) y una o más clases de iones positivos. Los dos carbonatos más comunes son la *calcita*, $CaCO_3$ (carbonato cálcico) y la *dolomita*, $CaMg(CO_3)_2$ (carbonato de calcio/magnesio). Dado que estos minerales son similares tanto desde el punto de vista físico como químico, son difíciles de distinguir entre sí. Los dos tienen un brillo vítreo, una dureza entre 3 y 4 y una exfoliación romboédrica casi perfecta. Sin embargo, pueden distinguirse utilizando ácido clorhídrico diluido. La calcita reacciona vigorosamente con este ácido, mientras que la dolomita reacciona mucho más lentamente. La calcita y la dolomita suelen encontrarse juntas como constituyentes principales de las rocas sedimentarias caliza y dolomía. Cuando el mineral dominante es la calcita, la roca se denomina *caliza*, mientras que en la *dolomía* predomina la dolomita. La caliza tiene muchos usos, entre ellos como árido para las carreteras, como roca de construcción y como el principal ingrediente del cemento portland.

Otros dos minerales no silicatados que se encuentran a menudo en las rocas sedimentarias son la *halita* y el

Tabla 3.2. Grupos de minerales comunes no silicatados

Grupos de minerales (aniones o elementos clave)	Miembro	Fórmula	Interés económico
Carbonatos (CO_3^{2-})	Calcita Dolomita	$CaCO_3$ $CaMg(CO_3)_2$	Cemento portland, cal Cemento portland, cal
Haluros (Cl^{-} , F^{-} , Br^{-})	Halita Fluorita Silvina	$NaCl$ CaF_2 KCl	Sal común Utilizado en la fabricación de acero Fertilizante
Óxidos (O^{2-})	Hematitas Magnetita Corindón Hielo	Fe_2O_3 Fe_3O_4 Al_2O_3 H_2O	Mena de hierro, pigmento Mena de hierro Piedra preciosa, abrasivo Forma sólida del agua
Sulfuros (S^{2-})	Galena Esfalerita Pirita Calcopirita Cinabrio	PbS ZnS FeS_2 $CuFeS_2$ HgS	Mena de plomo Mena de cinc Producción de ácido sulfúrico Mena de cobre Mena de mercurio
Sulfatos (SO_4^{2-})	Yeso Anhidrita Baritina	$CaSO_4 \cdot 2 H_2O$ $CaSO_4$ $BaSO_4$	Yeso comercial Yeso comercial Lodo de perforación
Elementos nativos (elementos simples)	Oro Cobre Diamante Azufre Grafito Plata Platino	Au Cu C S C Ag Pt	Comercio, joyería Conductor eléctrico Piedra preciosa, abrasivo Fármacos de azufre, productos químicos Mina de lápiz, lubricante seco Joyería, fotografía Catalizador



FIGURA 3.38. Cristales de aragonito. La aragonito es un carbonato y uno de los dos polimorfos comunes del carbonato cálcico (CaCO_3); el otro es la calcita. El aragonito puede encontrarse en las Cavernas Carlsbad y otras cuevas, donde forma estalactitas decorativas. Sin embargo, el aragonito se produce más a menudo por procesos biológicos y es el constituyente principal de la mayoría de las conchas de moluscos (Foto de Ross Frid).

yeso. Los dos minerales se encuentran a menudo en capas potentes, que son los últimos vestigios de mares antiguos que se han evaporado hace tiempo (Figura 3.39). Como la caliza, los dos son recursos no metálicos importantes. La halita es el nombre mineral para la sal común (NaCl). El yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), que es el sulfato cálcico con agua unida estructuralmente, es el mineral del cual se componen el yeso comercial y otros materiales de construcción similares.

A veces los alumnos preguntan...

He visto papel de lija de granate en la ferretería. ¿Está hecho realmente de granates?

Sí, y es una de las muchas cosas de la ferretería que están hechas de minerales. Los minerales duros como el granate (dureza de Mohs = de 6,5 a 7,5) y el corindón (dureza = 9) dan lugar a buenos abrasivos. La abundancia y la dureza de los granates los hacen adecuados para producir ruedas abrasivas, materiales de pulido, superficies antiadherentes y aplicaciones de chorro de arena. Por otro lado, los minerales con valores bajos en la escala de dureza de Mohs se utilizan normalmente como lubricantes. Por ejemplo, otro mineral encontrado en las ferreterías es el grafito (dureza = 1), que se utiliza como lubricante industrial.

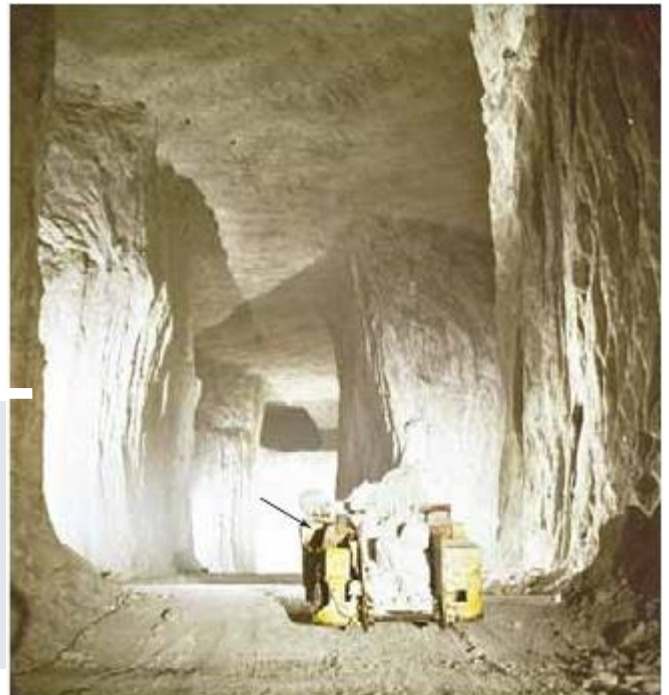


FIGURA 3.39. Capa gruesa de halita (sal) en una mina subterránea en Grand Saline, Texas. Obsérvese el tamaño de la persona para escala (Foto de Tom Bochsler).

La Tierra como sistema

Piedras preciosas

RECUADRO 3.3

Las piedras preciosas han sido muy apreciadas desde la antigüedad. Sin embargo abunda la información errónea sobre las gemas y su composición mineral. Esto deriva en parte de la práctica antigua de agrupar las piedras preciosas por color, en vez de por composición mineral. Por ejemplo, los *rubíes* y las *espinelas* son muy similares en color, pero son minerales completamente diferentes. La clasificación por color hizo que las espinelas más comunes fueran tomadas por rubíes. Aún hoy, con las técnicas de identificación moderna, el *cuarzo citrino* se vende a veces como una piedra preciosa más valiosa, el *topacio*.

Denominación de las piedras preciosas

La mayoría de las piedras preciosas tiene un nombre que no coincide con el mineral que las compone. Por ejemplo, el *zafiro* es una de las dos piedras preciosas que son una variedad del mismo mineral, el *corindón*. Cantidades mínimas de elementos extraños pueden producir zafiros vívidos de casi cualquier color (Figura 3.C). Cantidades diminutas de titanio y de hierro en el corindón producen los zafiros azules más preciados. Cuando el corindón contiene una cantidad suficiente de cromo, exhibe un color rojo brillante, y la piedra se denomina *rubí*. Además, si una muestra no es adecuada como piedra preciosa, pasa simplemente por el nombre del mineral *corindón*. Debido a su dureza, el corindón, que no es una piedra preciosa, suele molerse y venderse como abrasivo.

En resumen, cuando el corindón exhibe un tinte rojo, se denomina *rubí*, pero si tiene cualquier otro color, la piedra preciosa se denomina *zafiro*. Mientras que el corindón es el mineral básico de dos piedras preciosas, el cuarzo es el progenitor de más de una docena de ellas. En la Tabla 3.A se enumeran algunas de las piedras preciosas bien conocidas y los minerales de los que proceden.

¿Qué constituye una piedra preciosa?

Cuando se encuentran en estado natural, casi todas las piedras preciosas son opacas y podrían pasar desapercibidas «como una roca más» para la mayoría de las personas. Las gemas deben ser cortadas y pulidas por profesionales experimentados antes de desplegar su verdadera belleza (Figura 3.C). (Uno de los métodos utilizados para tallar a una piedra preciosa es la exfoliación, el acto de partir el mineral a lo largo de uno de sus planos de debilidad, o exfoliación.) Solo se



FIGURA 3.C. Zafiros australianos con distintos cortes y colores (Foto de Fred Ward, Black Star).

Tabla 3.A. Piedras preciosas importantes

Piedra	Nombre mineral	Colores preciados
Preciosa		
Diamante	Diamante	Incoloro, amarillos
Esmeralda	Berilo	Verdes
Ópalo	Ópalo	Brillantes
Rubí	Corindón	Rojos
Zafiro	Corindón	Azules
Semipreciosa		
Alejandrita	Crisoberilo	Variable
Amatista	Cuarzo	Morados
Ojo de gato	Crisoberilo	Amarillos
Calcedonia	Cuarzo (ágata)	Bandeados
Citrino	Cuarzo	Amarillos
Granate	Granate	Rojos, verdes
Jade	Jadeita o nefrita	Verdes
Piedra de la Luna	Feldespató	Azules transparentes
Peridoto	Olivino	Verde oliva
Cuarzo ahumado	Cuarzo	Marrones
Espinela	Espinela	Rojos
Topacio	Topacio	Morados, rojos
Turmalina	Turmalina	Rojos, azul verdosos
Turquesa	Turquesa	Azules
Circón	Circón	Rojos

consideran piedras preciosas las muestras minerales cuya calidad es tal que pueden alcanzar un precio superior al del coste de procesamiento.

Las gemas pueden dividirse en dos categorías: preciosas y semipreciosas. Una piedra *preciosa* tiene belleza, durabilidad y rareza, mientras que una piedra *semipreciosa* tiene solo una o dos de esas cualidades. Las gemas tradicionalmente más valoradas son los diamantes, los rubíes, los zafiros, las esmeraldas y algunas variedades de ópalo (Tabla 3.A). Todas las demás gemas se clasifican como semipreciosas. Sin embargo, las muestras grandes de gran calidad de las piedras semipreciosas a menudo alcanzan un precio elevado.

En la actualidad, se prefieren las piedras translúcidas con colores uniformemente teñidos. Los tintes más favorecidos son el rojo, el azul, el verde, el morado, el rosa y el amarillo. Las piedras máspreciadas son los rubíes de sangre de pichón, los zafiros azules, las esmeraldas verde hierba y los diamantes amarillo canario. Las gemas incoloras son generalmente poco apreciadas, excepto en el caso de los diamantes que exhiben «destellos de color» conocidos como *brillo*.

La durabilidad de una gema depende de su dureza; es decir, su resistencia a la abrasión por los objetos encontrados normalmente en la vida diaria. Para que tengan una buena durabilidad, las gemas deben ser tan

duras o más que el cuarzo, definida la dureza mediante la escala de Mohs. Una notable excepción es el ópalo, que es comparativamente blando (dureza de 5 a 6,5) y quebradizo. El valor del ópalo procede de su «fuego» que es una exhibición de una variedad de colores brillantes, entre ellos, verdes, azules y rojos.

Parece formar parte de la naturaleza humana el atesorar lo que es raro. En el caso de las piedras preciosas, los ejemplares grandes de gran calidad son mucho más raros que las piedras más pequeñas. Por tanto, los rubíes, los diamantes y las esmeraldas grandes, que son raros, además de hermosos y duraderos, son los más caros.

La mayor parte de las clases de minerales no silicatados contienen miembros apreciados por su valor económico. Entre ellos se cuentan los óxidos, cuyos miembros hematites y magnetita son menas importantes de hierro (Figura 3.40). También son significativos los sulfuros, que son básicamente compuestos de azufre (S) y uno o más metales. Ejemplos de los minerales de sulfuro importantes son la galena (plomo), la esfalerita (cinc) y la calcopirita (cobre). Además, los elementos nativos, entre ellos el oro, la plata y el carbono (diamante), y otros minerales no silicatados como la fluorita (flujo en la producción de acero), el corindón (gema, abrasivo) y la uraninita (una fuente de uranio), son económicamente importantes.

A veces los alumnos preguntan...

¿Cuál es el diamante más grande que se ha encontrado?

Con un peso de 3.106 quilates y obtenido en 1905 en una mina de Sudáfrica, el diamante Cullian es el mayor nunca descubierto. Durante el proceso de eliminación de sus imperfecciones mediante exfoliación, este enorme diamante se rompió en nueve fragmentos que se transformaron en gemas. El mayor de ellos es una piedra preciosa en forma de pera de 550,2 quilates que se montó en el cetro real británico. Por comparación, el diamante Hope, quizá la gema más reconocida del mundo, tenía solo unos 112 quilates cuando se descubrió. Habiendo sido cortado por lo menos dos veces, este fabuloso diamante azul de 45,52 quilates reside ahora en el Museo Nacional de Historia Natural de la Institución Smithsonian (1 quilate = 0,2 g).



A. Magnetita



B. Hematites

FIGURA 3.40. Magnetita (A) y hematites (B) son ambos óxidos e importantes menas de hierro (Fotos de E. J. Tarbuck).

CAPÍTULO 3

Minerales: bloques de construcción de las rocas, revisión

RESUMEN

Un *mineral* es un sólido generalmente inorgánico de origen natural que posee una estructura cristalina ordenada y una composición química bien definida. La mayoría de las *rocas* son agregados compuestos por dos o más minerales.

Toda la materia, los minerales inclusive, está compuesta por diminutas partículas invisibles denominadas *átomos*, las unidades de construcción de los minerales. Cada átomo tiene un *núcleo*, que contiene *protones* (partículas con cargas eléctricas positivas) y *neutrones* (partículas con cargas eléctricas neutras). En órbita, alrededor del núcleo de un átomo, en regiones denominadas *capas principales*, se encuentran los *electrones*, que tienen cargas eléctricas negativas. El número de protones que hay en el núcleo de un átomo determina su *número atómico*. Un *elemento* es un enorme conjunto de átomos eléctricamente neutros, que tienen todos el mismo número atómico.

Los átomos se combinan entre sí para formar sustancias más complejas denominadas *compuestos*. Los átomos se enlazan entre sí ya sea para ganar, perder o compartir electrones con otros átomos. En el *enlace iónico* se transfieren uno o más electrones de un átomo a otro, lo que da a los átomos una carga neta positiva o negativa. Los átomos eléctricamente cargados que resultan se denominan *iones*. Los compuestos iónicos consisten en iones con cargas opuestas reunidos en una estructura cristalina, regular, que permite la máxima atracción de los iones, en función de sus tamaños. Otro tipo de enlace, el *enlace covalente*, se produce cuando los átomos comparten electrones.

Los *isótopos* son variantes del mismo elemento que tienen un *número másico* diferente (el número total de neutrones más protones que se encuentran en el núcleo de un átomo). Algunos isótopos son inestables y se desintegran de manera espontánea a través de un proceso denominado *radiactividad*.

Los mineralogistas utilizan *cristal* o *cristalino* en referencia a *cualquier sólido natural con una estructura atómica ordenada, repetitiva*. Los minerales se forman a través del proceso de *cristalización*, que se produce cuando el material precipita desde una disolución, a medida que el magma se enfría y cristaliza, o en ambientes metamórficos de temperatura y presión elevadas.

Las unidades de construcción básicas de los minerales, denominadas *celdas unitarias*, consisten en un conjunto de cationes y aniones dispuestos de tal modo

que las cargas positivas y negativas se neutralizan unas a otras. Estas celdas unitarias se apilan de una manera regular que se relaciona con la forma y la simetría de un cristal. Por tanto, *los ángulos entre caras equivalentes de cristales del mismo mineral son siempre los mismos*, una observación conocida como *Ley de Steno*.

La composición química de algunos minerales varía de una muestra a otra, porque iones de tamaño similar pueden sustituirse unos por otros. También es común que dos minerales con exactamente la misma composición química tengan diferentes estructuras internas y, por ende, diferentes formas externas. Los minerales de este tipo se denominan *polimorfos*.

Las propiedades de los minerales son: forma cristalina (*hábito*), brillo, color, raya, tenacidad, dureza, exfoliación, fractura y densidad o peso específico. Además, un número de propiedades químicas y físicas especiales (sabor, olor, elasticidad, tacto, magnetismo, birrefringencia y reacción química con ácido clorhídrico) son útiles para identificar ciertos minerales. Cada mineral tiene un conjunto específico de propiedades que pueden utilizarse para su identificación.

De los casi 4.000 minerales, no más de una docena constituyen la mayor parte de las rocas de la corteza terrestre y, como tales, se clasifican como minerales formadores de roca. Ocho elementos (oxígeno, silicio, aluminio, hierro, calcio, sodio, potasio y magnesio) componen la mayor parte de estos minerales y representan más del 98 por ciento (en peso) de la corteza continental de la Tierra.

El grupo mineral más común es el de los *silicatos*. Todos los silicatos tienen el *tetraedro silicio-oxígeno* cargado negativamente como componente básico fundamental. En algunos silicatos, los tetraedros se reúnen en cadenas (los grupos de piroxenos y anfíboles); en otros, los tetraedros se disponen en láminas (micas, biotita y moscovita) o en redes tridimensionales (feldespato y el cuarzo). Los tetraedros y diversas estructuras silicatadas suelen enlazarse mediante los iones positivos: hierro, magnesio, potasio, sodio, aluminio y calcio. Cada silicato tiene una estructura y una composición química que indica las condiciones bajo las cuales se formó.

Los grupos minerales *no silicatados*, que contienen varios minerales importantes desde el punto de vista económico, son los *óxidos* (por ejemplo, el mineral hematita, aprovechado para obtener hierro), los *sulfuros* (por ejemplo, el mineral esfalerita, para cinc y la

galena, para obtener plomo), los *sulfatos*, los *haluros* y los *elementos nativos* (oro y plata). Los minerales formadores de roca no silicatados más comunes son los

carbonatos, calcita y dolomita. Otros dos minerales no silicatados que se encuentran con frecuencia en las rocas sedimentarias son la halita y el yeso.

TÉRMINOS FUNDAMENTALES

átomo, 89	enlace covalente, 93	número atómico, 89-90
brillo, 102	enlace iónico, 92	número másico, 94
capas principales, 89	enlace metálico, 91	peso específico, 106
color, 102	enlace químico, 91	polimerización, 109
compuesto químico, 90	escala de Mohs, 103	polimorfo, 100
constancia de los ángulos interfaciales, Ley de, 98	exfoliación, 104	protón, 89
cristal, 94	fractura, 105	raya, 102
cristalino, 94	hábito, 103	roca, 87
cristalización, 94	ion, 91	silicato, 108
densidad, 106	isótopo, 94	silicatos claros, 111
desintegración radiactiva, 94	ley de Steno, 98	silicatos ferromagnesianos, 114
dureza, 103	mineral, 86	silicatos no ferromagnesianos, 111
electrón, 89	mineralogía, 86	silicatos oscuros, 114
electrón de valencia, 89	neutrón, 89	tabla periódica, 90
elemento, 90	no silicatados, 108	tenacidad, 103
	núcleo, 89	tetraedro silicio-oxígeno, 109

PREGUNTAS DE REPASO

1. Enumere las cinco características que el material terrestre debe tener para ser considerado un mineral.
2. Defina el término *roca*. ¿En qué se diferencian las rocas de los minerales?
3. Enumere las tres principales partículas de un átomo y explique cómo se diferencian entre sí.
4. Si el número de electrones de un átomo neutro es 35 y su número másico es 80, calcule lo siguiente:
 - a) Número de protones.
 - b) Número atómico.
 - c) Número de neutrones.
5. ¿Cuál es la importancia de los electrones de valencia?
6. Distinga brevemente entre enlace iónico y covalente.
7. ¿Qué ocurre en un átomo para producir un catión? ¿Y un anión?
8. ¿Qué es un isótopo?
9. ¿Qué quieren decir los mineralogistas cuando utilizan la palabra *cristal*?
10. Describa los procesos por los cuales puede formarse un mineral (cristalizar).
11. ¿Cuál es la ley de Steno?
12. ¿Qué son los polimorfos? ¿En qué son similares?
13. ¿Por qué puede ser difícil identificar un mineral por su color?
14. Si encontrara un mineral de aspecto vítreo mientras está en el campo y tuviera esperanzas de que fuera un diamante, ¿qué prueba sencilla le ayudaría a decidirse?
15. Explique el uso del corindón como se muestra en la Tabla 3.2 en función de la escala de dureza de Mohs.
16. El oro tiene un peso específico de casi 20. Si un cubo de 25 litros de agua pesa 25 kg, ¿cuánto pesaría un cubo de 25 litros de oro?
17. ¿A qué nos referimos cuando hablamos de tenacidad de un mineral? Enumere tres términos que describen la tenacidad.
18. ¿En función de qué se clasifican los minerales en clases minerales?
19. Enumere los ocho elementos más comunes de la corteza terrestre en orden de abundancia (de mayor a menor).
20. Explique la diferencia entre los términos *silicio* y *silicato*.
21. Describa el tetraedro silicio-oxígeno.
22. ¿Qué tienen en común los minerales ferromagnesianos? Enumere ejemplos de minerales ferromagnesianos.
23. ¿Qué tienen en común la moscovita y la biotita? ¿En qué se diferencian?

24. ¿Debe utilizarse el color para distinguir entre los feldespatos ortosa y plagioclasa? ¿Cuál es la mejor manera de distinguir entre estos dos tipos de feldespatos?
25. Cada una de las afirmaciones siguientes describe un mineral o grupo de silicatos. En cada caso, cite el nombre apropiado:
- El miembro más común del grupo de los anfíboles.
 - El miembro más común no ferromagnesiano de la familia de la mica.
 - El único silicato común compuesto enteramente de silicio y oxígeno.
 - Un silicato de elevada temperatura con un nombre que se basa en su color.
 - Un silicato caracterizado por estriaciones.
 - Un silicato que se origina como producto de la meteorización química.
26. ¿Qué prueba sencilla puede utilizarse para distinguir la calcita de la dolomita?

MasteringGeology

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

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

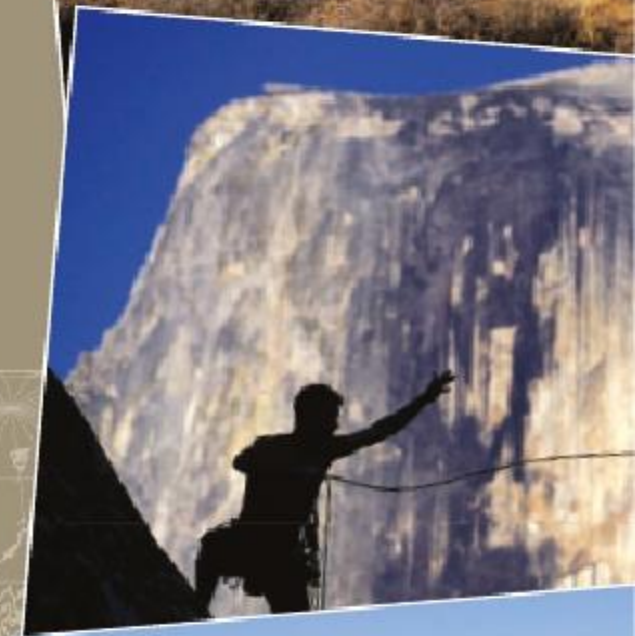
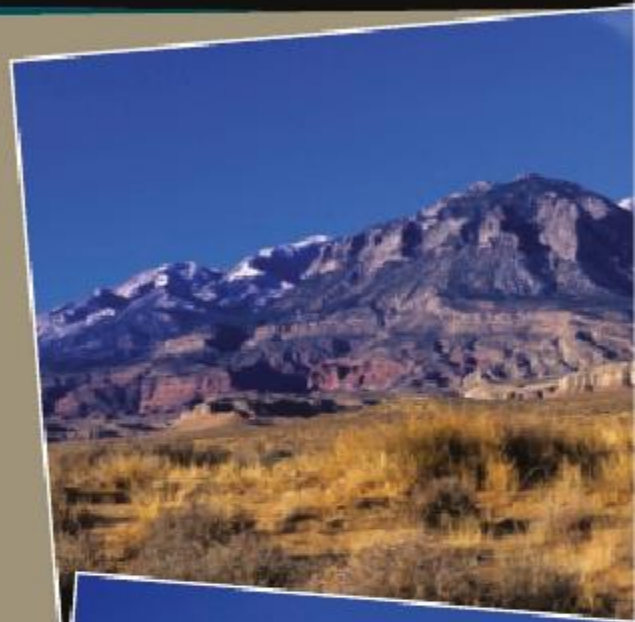
En MasteringGeology, además, podrá encontrar los siguientes contenidos y materiales interactivos extra:

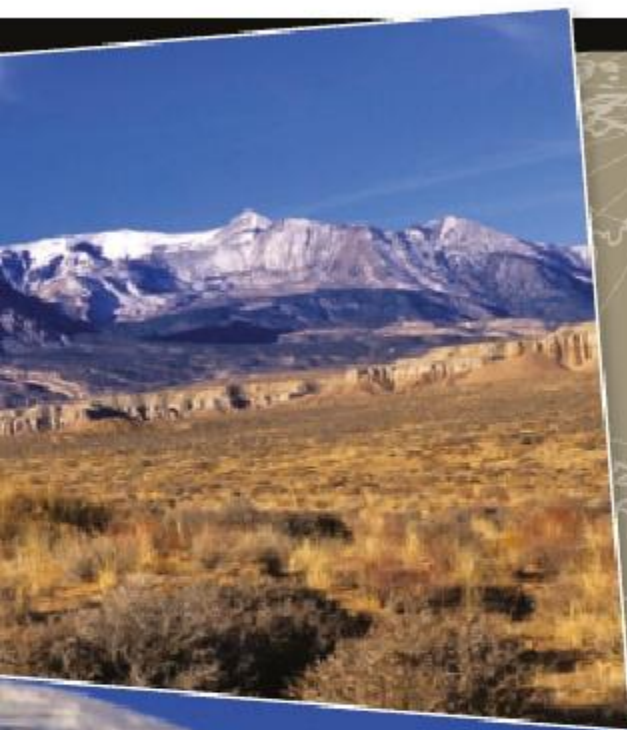
Encounter Earth
Geoscience Animations
GEODe
Pearson eText

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

CAPÍTULO 4

Magma, rocas ígneas y actividad intrusiva





Las rocas ígneas y metamórficas procedentes de los «padres» ígneos constituyen alrededor del 95 por ciento de la corteza de la Tierra. Además, el manto, que representa más del 92 por ciento del volumen terrestre, está compuesto completamente por roca ígnea. Por tanto, la Tierra puede describirse como una enorme masa de roca ígnea cubierta por una fina capa de roca sedimentaria y con un pequeño núcleo rico en hierro. Por consiguiente, para comprender la estructura, composición y funcionamiento interno de nuestro planeta, es esencial un conocimiento básico de las rocas ígneas.

Muchos destacados accidentes geográficos están compuestos por rocas ígneas, entre ellos volcanes como el Monte Ranier y el Monte Hood, y los grandes cuerpos ígneos que constituyen la cordillera de Sierra Nevadas. Además, las rocas ígneas dan excelentes ladrillos y son muy utilizadas para materiales decorativos, como en monumentos y en encimeras domésticas.

MAGMA: EL MATERIAL PARENTAL DE LAS ROCAS ÍGNEAS



IGNEOUS ROCKS

Introduction

En nuestra discusión sobre el ciclo de las rocas, se señaló que las **rocas ígneas** (*ignis* = fuego) se forman conforme se enfría y solidifica una roca fundida. Abundantes pruebas apoyan la idea de que el material parental de las rocas ígneas, denominado **magma**, se forma por la fusión que se produce a varios niveles dentro de la corteza y el manto superior de la Tierra a profundidades de quizá 250 km.

Una vez formado, un cuerpo magmático asciende por flotación hacia la superficie porque es menos denso que las rocas que le rodean. (Cuando la roca se funde ocupa más espacio y, por consecuencia, se vuelve menos densa que la roca sólida que la rodea.) Ocasionalmente la roca fundida alcanza la superficie terrestre, donde se denomina **lava**. A veces la lava se emite en forma de surtidores que se producen cuando los gases que escapan propulsan la roca fundida desde una cámara magmática. En otras ocasiones el magma es expulsado de una manera explosiva, provocando erupciones catastróficas de vapor y cenizas. Sin embargo, no todas las erupciones son violentas; muchos volcanes emiten flujos tranquilos de lavas muy fluidas (Figura 4.1).

La naturaleza de los magmas

Los **magmas** son rocas completa o parcialmente fundidas, que al enfriarse se solidifican y forman una roca ígnea compuesta de minerales de silicato. La mayoría de los magmas constan de tres partes claras, un *componente líquido*, un *componente sólido* y una *fase gaseosa*.

La porción líquida, llamada **fundido**, está compuesta principalmente por iones móviles de los ocho elementos encontrados más comúnmente en la corteza terrestre: silicio y oxígeno, junto con menores cantidades de aluminio, potasio, calcio, sodio, hierro y magnesio.

Los componentes sólidos (si los hay) del magma son silicatos ya cristalizados desde el fundido. Conforme una masa de magma se enfría, aumentan el tamaño y la cantidad de los cristales. Durante el último estadio del enfriamiento, una masa de magma es como «una papi-lla cristalina» con cantidades menores de fundido.

Los componentes gaseosos, denominados **volátiles**, son materiales que se evaporarán [formarán un gas] a las presiones de la superficie. Los volátiles más comunes encontrados en los magmas son el vapor de agua (H_2O), el dióxido de carbono (CO_2) y el dióxido de azufre (SO_2), que están confinados por la inmensa presión ejercida por las rocas suprayacentes. Los gases tienden a separarse del fundido a medida que asciende hacia la superficie (ambiente de baja presión). A medida que los gases se acumulan, pueden acabar por expulsar el magma por la chimenea. Cuando las masas magmáticas profundamente enterradas cristalizan, el resto de volátiles



FIGURA 4.1. Lava basáltica fluida emitida por el volcán Kilauea de Hawái (Foto de G. Brad Lewis/Liaison Agency).

se acumulan en los fluidos calientes ricos en agua que migran a través de las rocas circundantes. Estos fluidos calientes desempeñan un papel importante en el metamorfismo y se considerarán en el Capítulo 8.

De los magmas a las rocas cristalinas

Para entender cómo cristaliza un magma, consideremos cómo se funde un sólido cristalino sencillo. Recordemos que en cualquier sólido cristalino, los iones están dispuestos según un patrón regular estrechamente empaquetado. Sin embargo, no carecen de movimiento, exhiben un tipo de vibración restringida alrededor de puntos fijos. Conforme la temperatura aumenta, los iones vibran cada vez más deprisa y, por consiguiente, colisionan con intensidad creciente con sus vecinos. Por tanto, el calentamiento hace que los iones ocupen más espacio, lo que a su vez provoca la expansión del sólido. Cuando los iones vibran con suficiente rapidez como para superar la fuerza de sus enlaces químicos, se produce la fusión. En esta etapa, los iones pueden deslizarse unos al lado de otros y desintegrar su estructura cristalina ordenada. Por tanto, la fusión convierte un sólido compuesto por iones uniformemente empaquetados en un líquido compuesto por iones desordenados que se mueven aleatoriamente.

En el proceso denominado **cristalización**, el enfriamiento invierte los acontecimientos de la fusión. Conforme disminuye la temperatura del líquido, los iones se van juntando cada vez más a medida que disminuye su velocidad de movimiento. Cuando se enfrían lo suficiente, las fuerzas de los enlaces químicos confinarán de nuevo los átomos en una disposición cristalina ordenada.

Cuando el magma se enfría, son generalmente los átomos de silicio y oxígeno los que primero se enlazan para formar tetraedros de silicio-oxígeno, los bloques de construcción básica de los silicatos. Conforme el magma sigue perdiendo calor, los tetraedros se unen entre sí y con otros iones para formar embriones de núcleos de cristales. Lentamente cada núcleo va creciendo a medida que los iones pierden su movilidad y se unen a la red cristalina.

A veces los alumnos preguntan...

¿Son la lava y el magma lo mismo?

No, pero su *composición* podría ser similar. Ambos términos describen roca fundida o líquida. El magma existe debajo de la superficie de la Tierra, y la lava es roca fundida que ha alcanzado la superficie. Por esta razón pueden tener una composición similar. La lava se produce a partir del magma, pero en general ha perdido los materiales que escapan en forma gaseosa, como el vapor de agua.

Los primeros minerales que se forman tienen espacio para crecer y tienden a tener caras cristalinas mejor desarrolladas que los últimos, que rellenan el espacio restante. Por último, todo el fundido se transforma en una masa sólida de silicatos interpenetrados que denominamos *rocas ígneas* (Figura 4.2).

Como veremos más adelante, la cristalización del magma es mucho más compleja de lo que se acaba de describir. Mientras que un compuesto sencillo, como el agua, solidifica a una temperatura específica, la cristalización del magma con su diversidad química abarca un intervalo de temperatura de 200 °C o más. Además, los magmas difieren de unos a otros en cuanto a su composición química, la cantidad de volátiles que contienen, y la velocidad a la que se enfrían. Dado que todos esos factores influyen en el proceso de cristalización, el aspecto y la composición mineral de las rocas ígneas varía mucho.

PROCESOS ÍGNEOS

Las rocas ígneas se forman en dos ambientes básicos. El magma puede cristalizar en profundidad o la lava puede solidificar en la superficie terrestre. Cuando el magma pierde su movilidad antes de alcanzar la superficie, acaba cristalizando para formar **rocas ígneas intrusivas**. También se conocen como **rocas plutónicas**, de Plutón, el dios del inframundo en la mitología clásica. Las rocas ígneas intrusivas están compuestas de grano grueso de cristales visibles de minerales. Esta roca se observa en la superficie en lugares donde los afloramientos y la erosión han eliminado las rocas suprayacentes. Existen

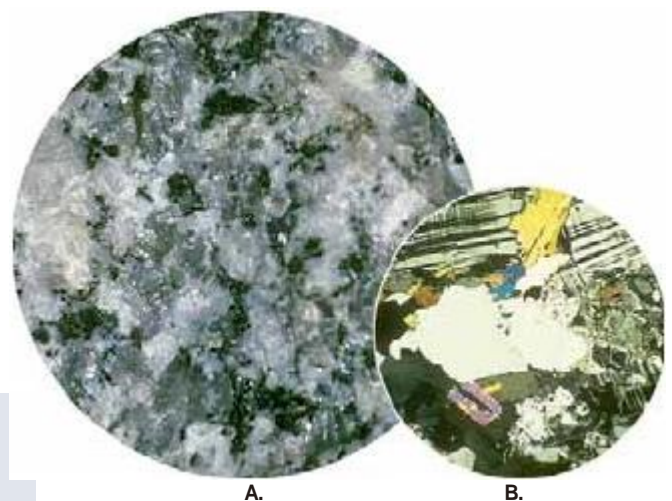


FIGURA 4.2. Roca ígnea compuesta por cristales intercrecidos. **A.** Vista de cerca de cristales entrecrecidos en una roca ígnea de grano grueso. Los cristales más grandes tienen alrededor de 2 cm de longitud. **B.** Microfotografía de cristales entrecrecidos en una roca ígnea de grano grueso (Fotos de E. J. Tarbuck).

afloramientos de rocas ígneas intrusivas en muchos lugares: Monte Washington, New Hampshire; Stone Mountain, Georgia; las Black Hills en el sur de Dakota y el parque nacional Yosemite, California (Figura 4.3).

Las rocas ígneas que se forman cuando la roca fundida solidifica *en la superficie* se clasifican como **rocas ígneas extrusivas**. También se conocen como **rocas volcánicas**, por el dios del fuego, Vulcano. Las rocas ígneas extrusivas se forman cuando la lava solidifica, en cuyo caso tienden a ser de grano fino, o cuando los fragmentos volcánicos caen a la superficie de la Tierra. Las rocas ígneas extrusivas son abundantes en las zonas occidentales del continente americano, donde constituyen los picos volcánicos de la cordillera Cascade y de los Andes. Además, muchas islas oceánicas, entre ellas la cadena hawaiana y las islas Aleutianas de Alaska, están compuestas casi por completo por rocas ígneas extrusivas.

COMPOSICIONES ÍGNEAS



IGNEOUS ROCKS

Igneous Compositions

Las rocas ígneas están compuestas fundamentalmente por silicatos. El análisis químico demuestra que el oxígeno y el silicio son, con gran diferencia, los constituyentes mayoritarios de las rocas ígneas. Estos dos elementos, más los iones aluminio (Al), calcio (Ca), sodio (Na), potasio (K), magnesio (Mg) y hierro (Fe) constituyen aproximadamente el 98 por ciento en peso de la mayoría de los magmas. Además, el magma contiene



FIGURA 4.3. Mount Rushmore National Memorial, localizado en las Black Hills del sur de Dakota, está excavado en rocas ígneas intrusivas. (Foto de Marc Muench.)

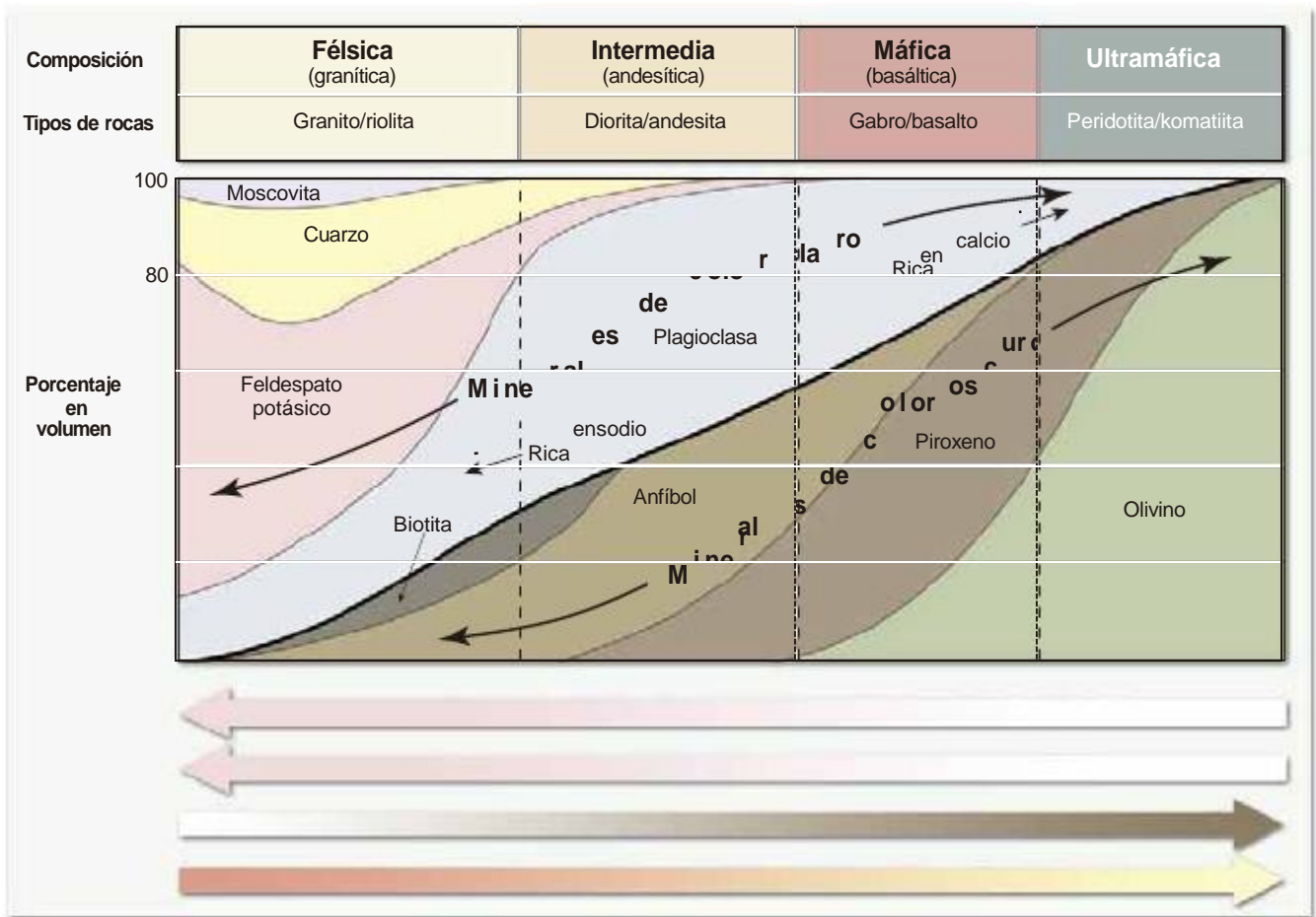
pequeñas cantidades de otros muchos elementos, entre ellos el titanio y el manganeso, y trazas de muchos elementos más raros, como oro, plata y uranio.

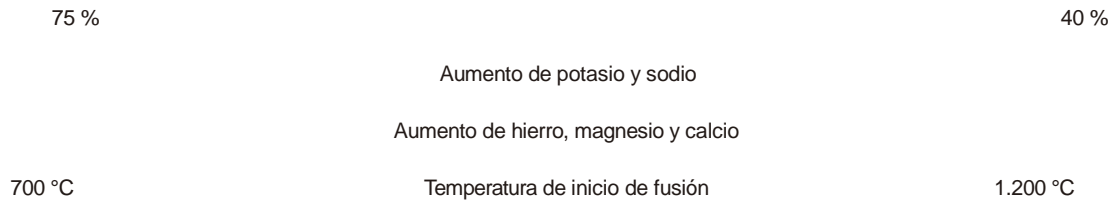
Conforme el magma se enfría y solidifica, esos elementos se combinan para formar dos grupos importantes de silicatos. Los *silicatos oscuros* (o *ferromagnesianos*) son ricos en hierro y en magnesio, o en ambos, y comparativamente con bajo contenido en sílice. El *olivino*, el *piroxeno*, el *anfíbol* y la *biotita* son los constituyentes ferromagnesianos comunes de la corteza terrestre. Por el contrario, los *silicatos claros* (o *no ferromagnesianos*) contienen mayores cantidades de potasio, sodio y calcio en vez de hierro y magnesio. Como grupo, esos minerales son más ricos en sílice que los silicatos oscuros. Entre los silicatos claros se cuentan el *cuarzo*, la *moscovita* y el grupo mineral más abundante, los *feldespatos*. Los feldespatos constituyen, al menos, el 40 por ciento de la mayoría de las rocas ígneas. Por tanto, además del feldespato, las rocas ígneas contienen alguna combinación de los otros silicatos claros y oscuros que se han enumerado.

Composiciones graníticas (félsicas) frente a composiciones basálticas (máficas)

Pese a su gran diversidad composicional, las rocas ígneas (y los magmas de los que se forman) pueden clasificarse en grupos amplios en función de sus proporciones de minerales oscuros y claros (Figura 4.4). Cerca de uno de los extremos se encuentran las rocas compuestas, casi por completo, por silicatos de colores claros: cuarzo y feldespatos. Las rocas ígneas en las que estos son los minerales dominantes tienen una **composición granítica**. Los geólogos también se refieren a las rocas graníticas como **félsicas**, un término derivado de *feldespato* y *sílice* (cuarzo). Además del cuarzo y el feldespato, la mayoría de las rocas ígneas contiene alrededor del 10 por ciento de silicatos oscuros, normalmente biotita y anfíbol. Las rocas graníticas son ricas en sílice (aproximadamente el 70 por ciento) y son constituyentes principales de la corteza continental.

Las rocas que contienen cantidades sustanciales de silicatos oscuros y plagioclasa rica en calcio (pero no cuarzo) se dice que tienen una **composición basáltica** (Figura 4.4). Las rocas basálticas contienen un elevado porcentaje de minerales ferromagnesianos, de modo que los geólogos se refieren también a ellas como rocas **máficas** (de *magnesium* y *ferrum*, el nombre en latín para el hierro). Debido a su contenido en hierro, las rocas máficas son normalmente más oscuras y densas que otras rocas ígneas. Los basaltos constituyen el fondo oceánico, así como muchas de las islas volcánicas localizadas dentro de las cuencas oceánicas. Los basaltos forman también extensas coladas de lava en los continentes.





60

FIGURA 4.4. Mineralogía de las rocas ígneas comunes y de los magmas a partir de los que se forman (Tomado de Dietrich, Daily y Larsen).

Otros grupos composicionales

Como se puede observar en la Figura 4.4, las rocas con una composición comprendida entre las rocas graníticas y las basálticas se dice que tienen una **composición intermedia** o **andesítica**, por la roca volcánica común *andesita*. Las rocas intermedias contienen, al menos, un 25 por ciento de silicatos oscuros, principalmente anfíbol, piroxeno y biotita, y el otro mineral dominante es la plagioclasa. Esta importante categoría de rocas ígneas se asocia con la actividad volcánica normalmente confinada a los márgenes de los continentes.

Otra roca ígnea importante, la *peridotita*, contiene fundamentalmente olivino y piroxeno, y por tanto se encuentra en el lado opuesto del espectro composicional de las rocas graníticas (Figura 4.4). Dado que la peridotita está compuesta casi por completo por minerales ferromagnesianos, se hace referencia a su composición química como **ultramáfica**. Aunque las rocas ultramáficas son infrecuentes en la superficie de la Tierra, se cree que las peridotitas son el constituyente principal del manto superior.

El contenido de sílice como indicador de la composición

Un aspecto importante de la composición química de las rocas ígneas es su contenido en sílice (SiO_2). Normalmente el contenido en sílice de las rocas de la corteza oscila entre un porcentaje inferior a alrededor del 40 por ciento en las rocas ultramáficas, y un porcentaje por encima del 70 por ciento, en las rocas graníticas (Figura 4.4). El porcentaje de sílice de las rocas ígneas varía en realidad de una manera sistemática, que es paralela a la abundancia de los otros elementos. Por ejemplo, rocas con contenido relativamente bajo en sílice contienen cantidades grandes de hierro, magnesio y calcio. Por el contrario, rocas con elevado contenido en sílice contienen cantidades muy pequeñas de estos elementos y, en cambio, están enriquecidas en sodio y potasio. Por consiguiente, la composición química de una roca ígnea puede deducirse directamente de su contenido en sílice.

Además, la cantidad de sílice presente en un magma influye mucho en su comportamiento. El magma granítico, que tiene un contenido elevado en sílice, es

Aumento de sílice (SiO₂)

bastante viscoso (espeso) y puede hacer erupción a temperaturas de tan solo 700 °C. Por otro lado, los magmas basálticos tienen bajo contenido en sílice y generalmente son más fluidos. Los magmas basálticos también hacen erupción a temperaturas superiores que los graníticos, normalmente a temperaturas comprendidas entre 1.100 y 1.250 °C y están completamente sólidos cuando se enfrían hasta 1.000 °C.

En resumen, las rocas ígneas pueden dividirse en grupos amplios de acuerdo con las proporciones de minerales claros y oscuros que contengan. Las *rocas graníticas (félsicas)*, que están casi totalmente compuestas por los minerales claros, cuarzo y feldespato, se encuentran en un extremo del espectro composicional (Figura 4.4). Las *rocas basálticas (máficas)*, que contienen abundantes silicatos oscuros además de plagioclasa, forman el otro grupo principal de rocas ígneas de la corteza terrestre. Entre estos grupos se encuentran las rocas con

una *composición intermedia (andesítica)*. Las *rocas ultramáficas*, que no contienen minerales claros, se sitúan en el extremo opuesto del espectro composicional de las rocas graníticas

TEXTURAS ÍGNEAS: ¿QUÉ PUEDEN DECIRNOS?

El término **textura** se utiliza para describir el aspecto general de la roca en función del tamaño, forma y ordenamiento de sus cristales (Figura 4.5). La textura es una característica importante porque revela mucho sobre el ambiente en el que se formó la roca. Esto permite a los geólogos hacer deducciones sobre el origen de la roca mientras trabajan en el campo, donde no disponen de equipo sofisticado.

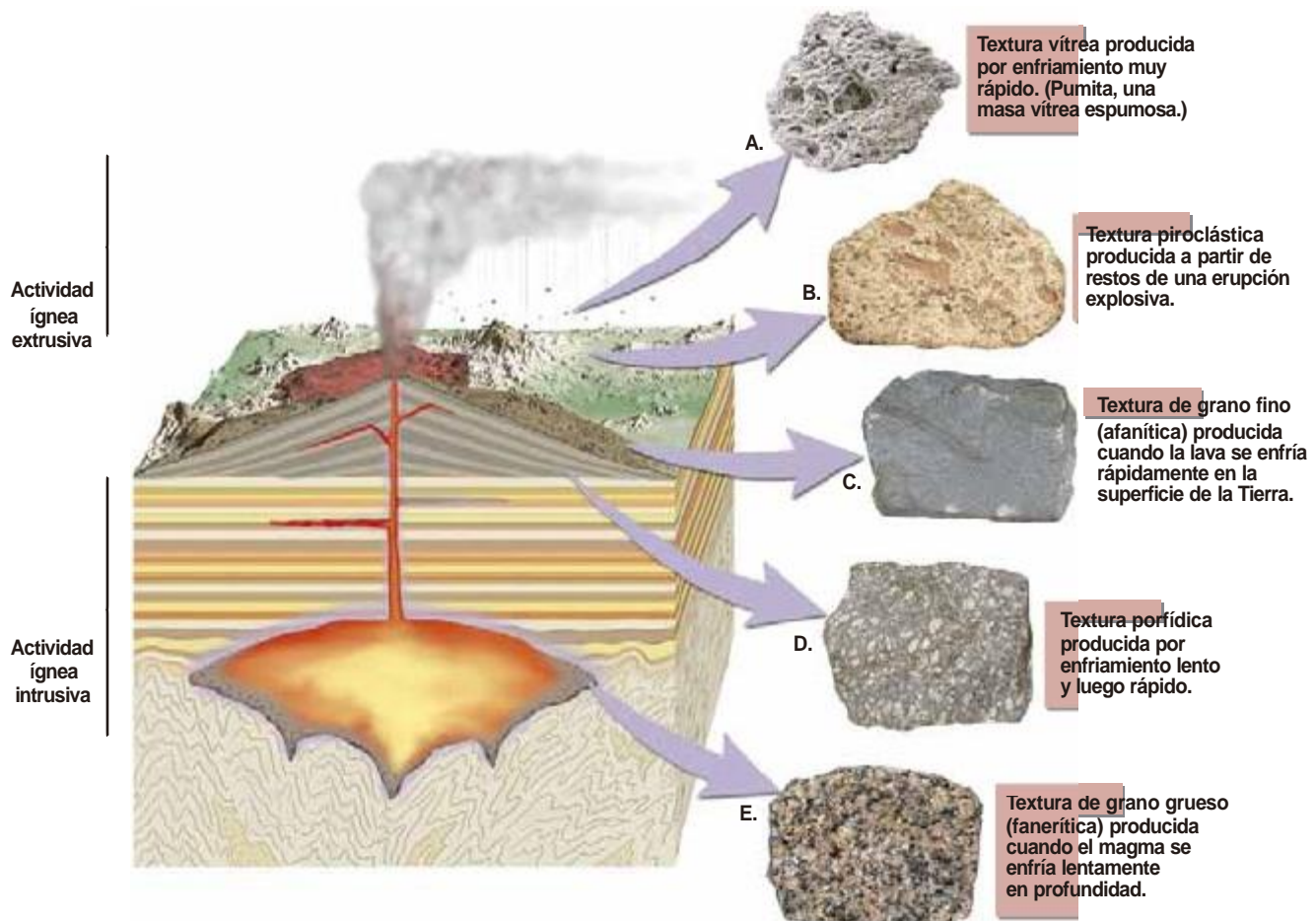


FIGURA 4.5. Texturas de las rocas ígneas. **A.** Durante una erupción volcánica en la que se expulsa a la atmósfera lava rica en sílice, puede formarse un vidrio espumoso denominado pumita. **B.** Rocas que exhiben una *textura piroclástica* son consecuencia de la consolidación de los fragmentos de roca que se expulsaron durante una erupción volcánica violenta. **C.** Rocas ígneas que cristalizan en, o cerca de, la superficie de la Tierra se enfrían rápidamente y suelen exhibir una *textura de grano fino (afanítica)*. **D.** Una *textura porfídica* se produce cuando el magma que ya contiene algunos cristales grandes migra hacia un nuevo lugar donde aumenta la velocidad de enfriamiento. La roca resultante consta de cristales más grandes (fenocristales) incrustados en una matriz de cristales más pequeños (*pasta*). **E.** Rocas ígneas de *grano grueso (faneríticas)* se forman cuando el magma solidifica lentamente en profundidad (Fotos de E. J. Tarbuck).

Tres factores influyen en la textura de las rocas ígneas: (1) *la velocidad a la cual se enfría la roca fundida*; (2) *la cantidad de sílice presente*, y (3) *la cantidad de gases disueltos en el magma*. De ellos, la velocidad de enfriamiento tiende a ser el factor dominante.

Un cuerpo magmático muy grande localizado a muchos kilómetros por debajo de la superficie de la Tierra se enfriará durante un periodo de quizá decenas o centenares de millares de años. Al principio, se forman relativamente pocos núcleos cristalinos. El enfriamiento lento permite que los iones migren libremente hasta que acaben juntándose con alguna de las estructuras cristalinas existentes. Por consiguiente, el enfriamiento lento promueve el crecimiento de menos cristales, pero de mayor tamaño.

Por otro lado, cuando el enfriamiento se produce deprisa (por ejemplo, en una colada de lava delgada) los iones pierden rápidamente su movilidad y se combinan con facilidad para formar cristales. Esto provoca el desarrollo de numerosos núcleos embrionarios, que compiten a la vez por los iones disponibles. La consecuencia es una masa sólida de pequeños cristales intercrecidos.

Cuando el material fundido se enfría rápidamente puede no haber tiempo suficiente para que los iones se dispongan en una red cristalina ordenada. A las rocas que consisten en iones desordenados que están aleatoriamente «congelados» en su sitio se las denomina **vidrios**.

Tipos de texturas ígneas

Como hemos visto, el efecto del enfriamiento sobre las texturas de las rocas es bastante directo. El enfriamiento lento promueve el crecimiento de grandes cristales, mientras que el enfriamiento rápido tiende a generar cristales más pequeños.

Textura afanítica (de grano fino)

Las rocas ígneas, que se forman en la superficie o como masas intrusivas pequeñas dentro de la corteza superior donde el enfriamiento es relativamente rápido, exhiben una textura de grano fino denominada **afanítica** (*a* = no; *phaner* = visible). Por definición, los cristales que constituyen las rocas afaníticas son tan pequeños que los minerales individuales solo se distinguen con la ayuda de un microscopio de polarización u otras técnicas sofisticadas (véase Recuadro 4.1). Por consiguiente, normalmente caracterizamos las rocas de grano fino como de color claro, intermedio u oscuro. Utilizando este sistema de agrupamiento, las rocas afaníticas de color claro son las que contienen fundamentalmente silicatos no ferromagnesianos y de color claro, y así sucesivamente.

Características comunes de muchas rocas extrusivas son los huecos dejados por las burbujas de gas que escapan conforme se solidifica la lava. Esas aberturas casi esféricas se denominan **vesículas** y las rocas que las contienen se dice que tienen **textura vesicular**. Las rocas

que exhiben una textura vesicular normalmente se forman en la zona superior de una colada de lava, donde el enfriamiento se produce lo bastante deprisa como para conservar las aberturas producidas por las burbujas de gas en expansión (Figura 4.6).

Textura fanerítica (de grano grueso)

Cuando grandes masas de magma cristalizan lentamente a gran profundidad, forman las rocas ígneas que exhiben una textura **de grano grueso** descrita como **fanerítica** (*phaner* = visible). Las rocas de grano grueso consisten en una masa de cristales intercrecidos que son aproximadamente del mismo tamaño y lo suficientemente grandes como para que los minerales individuales puedan identificarse sin la ayuda de un microscopio (Figura 4.5E). Los geólogos suelen utilizar una pequeña lupa que les ayuda a identificar los minerales en una roca fanerítica.

Textura porfídica

Una gran masa de magma puede necesitar de decenas a centenares de miles de años para solidificarse. Dado que los diferentes minerales cristalizan bajo condiciones

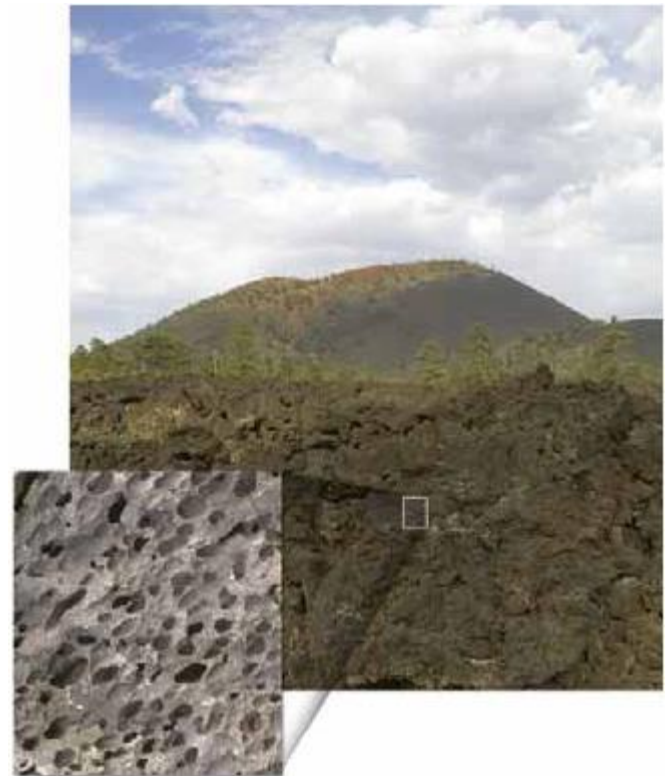


FIGURA 4.6. La imagen más grande muestra una colada de lava (frente) asociada con el Sunset Crater, una esquina volcánica cerca de Flagstaff, Arizona (Foto de Dennis Tasa). La foto del inserto es un primer plano que muestra la textura vesicular de la roca. Las vesículas son pequeños huecos que quedan al escapar las burbujas de gas (Foto de Michael Collier).

ambientales diferentes (temperatura y presión), es posible que los cristales de un mineral se hagan bastante grandes antes de que otros estén empezando a formarse. Si la roca fundida que contiene algunos cristales grandes se mueve a un ambiente diferente (por ejemplo, saliendo a la superficie), la fracción líquida restante de la lava se enfriaría más deprisa. Se dice que la roca resultante, que tiene grandes cristales incrustados en una matriz de cristales más pequeños, tiene una **textura porfídica** (Figura 4.5D). Los grandes cristales que hay en una roca de este tipo se denominan **fenocristales** (*pheno* = mostrar; *cristal* = cristal), mientras que la matriz de cristales más pequeños se denomina **pasta**. Una roca con una *textura porfídica* se conoce como **pórfido**.

Textura vítrea

Durante algunas erupciones volcánicas la roca fundida es expulsada hacia la atmósfera donde se enfría rápidamente. Un enfriamiento rápido de este tipo puede generar rocas que tienen una **textura vítrea** (Figura 4.5A). El vidrio se produce cuando los iones desordenados se «congelan» antes de poder unirse en una estructura cristalina ordenada.

La *obsidiana*, un tipo común de vidrio natural, es de aspecto similar a una pieza oscura de vidrio corriente o manufacturado (Figura 4.7). Dada su excelente fractura concoidea y su capacidad para conservar un borde duro y afilado, la obsidiana fue un material preciado a partir del cual los nativos elaboraban puntas de flecha y herramientas cortantes (véase el inserto de la Figura 4.7). En la actualidad, se utilizan bisturís hechos de obsidiana para cirugía plástica delicada, porque dejan menos cicatriz que los de acero.



FIGURA 4.7. Obsidiana, un vidrio natural que era utilizado por los nativos americanos para hacer puntas de flecha y utensilios de corte (Foto de E. J. Tarbuck; inserto, foto de Jeffrey Scovil).

Las coladas de obsidiana de varias decenas de centímetros son una evidencia de que el enfriamiento rápido no es el único mecanismo que produce una textura vítrea (Figura 4.8). Los magmas con un elevado contenido en sílice tienden a formar estructuras largas y en cadena (polimerización) antes de que la cristalización sea completa. Estas estructuras, a su vez, impiden el transporte iónico y aumentan la viscosidad del magma. (La *viscosidad* es una medida de la resistencia del fluido a fluir.)

El magma granítico, que es rico en sílice, puede ser emitido como una masa extremadamente viscosa que acaba solidificando para formar obsidiana. Por el contrario, el magma basáltico, que contiene poca sílice, forma lavas muy fluidas que, tras enfriarse, suelen generar rocas cristalinas de grano fino. Sin embargo, la superficie de la lava basáltica puede enfriarse con la suficiente rapidez como para dar lugar a una fina capa vítrea. Además, los volcanes hawaianos a veces emiten fuentes de lava que arrojan la lava basáltica decenas de metros en el aire. Una actividad de este tipo puede producir hilos de vidrio volcánico denominados *cabellos de Pele*, así como diminutas gotas, conocidas como *lágrimas de Pele*, que reciben su nombre de la diosa hawaiana de los volcanes.

Textura piroclástica (fragmental)

Otro grupo de rocas ígneas se forma por la consolidación de fragmentos de roca individuales que son emitidos durante una erupción volcánica violenta. Las partículas expulsadas pueden ser cenizas muy finas, gotas fundidas o grandes bloques angulares arrancados de las paredes de la chimenea volcánica durante la erupción. Las rocas ígneas, formadas por estos fragmentos de roca, se dice que tienen una **textura piroclástica** o **fragmentaria** (Figura 4.5B).

Un tipo común de roca piroclástica denominada *toba soldada* está compuesta por finos fragmentos de vidrio que permanecieron lo suficientemente calientes durante su vuelo como para fusionarse tras el impacto. Otras rocas piroclásticas están compuestas por fragmentos que se solidificaron antes del impacto y se cementaron juntos algún tiempo después. Dado que las rocas piroclásticas están compuestas de partículas o fragmentos individuales más que de cristales interconectados, sus texturas suelen ser más parecidas a las exhibidas por las rocas sedimentarias que a las asociadas con las rocas ígneas.

Textura pegmatítica

Bajo condiciones especiales, pueden formarse rocas ígneas de grano especialmente grueso, denominadas **pegmatitas**. Esas rocas, que están compuestas por cristales intercrecidos, todos mayores de un centímetro de diámetro, se dice que tienen una **textura pegmatítica**



FIGURA 4.8. Esta colada de obsidiana fue expulsada de una chimenea volcánica a lo largo de la pared meridional de Newberry Caldera, Oregón. Obsérvese la carretera para comprobar la escala (Foto de Marli Miller).

(Figura 4.9). La mayoría de las pegmatitas se encuentra alrededor de las rocas plutónicas como pequeñas masas o venas.

Las pegmatitas se forman en las últimas etapas de la cristalización de un magma, cuando el agua y otros volátiles, como el dióxido de carbono, el cloro y el flúor, forman un porcentaje inusualmente elevado del fundido. Dado que la migración iónica aumenta en estos

ambientes ricos en líquido, los cristales que se forman son anormalmente grandes. Por tanto, los grandes cristales de las pegmatitas no son consecuencia de historias de enfriamiento excesivamente largas, sino que son el resultado de un ambiente rico en líquido que intensifica la cristalización.

La composición de la mayor parte de las pegmatitas es parecida a la del granito. Por tanto, las pegmatitas contienen cristales grandes de cuarzo, feldespatos y moscovita. Sin embargo, algunas contienen cantidades significativas de elementos relativamente raros y, por tanto, valiosos, oro, tungsteno, berilio y tierras raras que se utilizan en los dispositivos tecnológicos modernos, como en los superconductores y en los coches híbridos.



FIGURA 4.9. Pegmatita granítica compuesta principalmente de cuarzo y feldespatos potásicos (color salmón). El cristal alargado de cuarzo oscuro a la derecha tiene el tamaño aproximado del dedo índice de una persona (Foto de Colin Keates).

A veces los alumnos preguntan...

A veces he oído describir como «graníticas» a algunas rocas ígneas. ¿Todas las rocas graníticas son granito?

Técnicamente no. El verdadero granito es una roca intrusiva de grano grueso con un determinado porcentaje de minerales clave, principalmente cuarzo de color claro y feldespatos, con otros minerales oscuros secundarios. Sin embargo, entre los geólogos se ha convertido en algo habitual aplicar el término *granito* a cualquier roca intrusiva de grano grueso compuesta predominantemente por minerales silicatados de color claro. Además, algunas rocas se pulen y se venden como granito para encimeras o como azulejos, cuando, además de no ser granito, ¡ni siquiera son rocas ígneas!

DENOMINACIÓN DE LAS ROCAS ÍGNEAS



IGNEOUS ROCKS

Naming Igneous Rocks

Las rocas ígneas son clasificadas, o agrupadas, habitualmente en función de su textura y de su composición mineral (Figura 4.10). Las diferentes texturas ígneas son consecuencia fundamentalmente de distintas historias de enfriamiento, mientras que la composición mineral lógica de una roca ígnea es consecuencia del contenido químico de su magma primario. Dado que las rocas ígneas se clasifican en función de su composición mineral y de su textura, dos rocas pueden tener similares constituyentes minerales pero diferentes texturas y, por consiguiente, nombres diferentes.

Rocas ígneas félsicas (graníticas)

Granito

El *granito* es quizá la mejor conocida de todas las rocas ígneas (Figura 4.11). Esto se debe en parte a su belleza natural, que se intensifica cuando se pule, y en parte a su abundancia en la corteza continental (Figura 4.12). Las losas de granito pulido se utilizan habitualmente para monumentos, sepulturas y como rocas de construcción. Son zonas bien conocidas de Estados Unidos de donde se extrae el granito, entre otras, Barre, Vermont; el monte Airy, Carolina del Norte, y Saint Cloud, Minnesota.

El granito es una roca de grano grueso compuesta por alrededor del 25 por ciento de cuarzo y aproximadamente el 65 por ciento de feldespato, principalmente las variedades ricas en potasio y sodio. Los cristales de cuarzo, de forma aproximadamente esférica, suelen

Composición química		Granítica (félsica)	Andesítica (Intermedia)	Basáltica (máfica)	Ultramáfica	
Minerales dominantes		Cuarzo Feldespato potásico Plagioclasa rica en sodio	Anfíbol Plagioclasa rica en sodio y calcio	Piroxeno Plagioclasa rica en calcio	Olivino Piroxeno	
Minerales secundarios		Anfíbol Moscovita Biotita	Piroxeno Biotita	Anfíbol Olivino	Plagioclasa rica en calcio	
TEXTURA	Fanérica (grano grueso)		Granito	Diorita	Gabro	Peridotita
	Afanérica (grano fino)		Riolita	Andesita	Basalto	Komatiita (poco común)
	Porfídica		«Porfídico» precede cualquiera de los nombres anteriores siempre que haya fenocristales apreciables			Poco comunes
	Vítrea		Obsidiana (vidrio compacto) Pumita (vidrio espumoso)			
	Piroclástica (fragmental)		Toba (fragmentos de menos de 2 mm) Brecha volcánica (fragmentos de más de 2 mm)			
Color de la roca (basado en el porcentaje de minerales oscuros)		0 % a 25 %	25 % a 45 %	45 % a 85 %	85 % a 100 %	

FIGURA 4.10. Clasificación de las principales rocas ígneas según su composición mineral y su textura. Las rocas de grano grueso son plutónicas y solidifican en profundidad debajo de la superficie. Las rocas de grano fino son volcánicas o solidifican como plutónicas estrechas y delgadas. Las rocas ultramáficas son oscuras y densas, compuestas casi en su totalidad por minerales que contienen hierro y magnesio. Aunque son relativamente poco comunes en, o cerca de, la superficie terrestre, estas rocas son constituyentes principales del manto superior.










Textura	Composición		
	Félsica (Granítica)	Intermedia (Andesítica)	Máfica (Basáltica)
Fanerítica (de grano grueso)	 Granito	 Diorito	 Gabro
Afanítica (de grano fino)	 Riolita	 Andesita	 Basalto
Porfídica	 Granito porfídico	 Andesita porfídica	 Basalto porfídico

FIGURA 4.11. Rocas ígneas comunes (Fotos de E. J. Tarbuck).

ser vítreos y de color claro a gris claro. Por el contrario, los cristales de feldespato tienen un color generalmente de blanco a gris o rosa salmón, y exhiben una forma rectangular más que esférica. Otros constituyentes menores del granito son la moscovita y algunos silicatos oscuros, en particular la biotita y el anfíbol. Aunque los componentes oscuros constituyen generalmente menos del 10 por ciento de la mayor parte de los granitos, los minerales oscuros destacan más de lo que indicaría su porcentaje.

Cuando el feldespato potásico domina y es de color rosa oscuro, el granito aparece rojizo (Figura 4.11). Esta variedad de granito es popular como roca de construcción y para monumentos. Sin embargo, los granos de feldespato suelen ser de color blanco a gris, de modo que cuando se mezclan con cantidades menores de silicatos oscuros, el granito parece tener un color gris claro (Figura 4.12). Además, algunos granitos tienen una

textura porfídica. Estos tipos contienen cristales alargados de feldespato, de unos pocos centímetros de longitud, que están esparcidos entre los cristales más pequeños de cuarzo y anfíbol.

El granito es una roca muy abundante. Sin embargo, se ha convertido en una práctica común entre los geólogos aplicar el término *granito* a cualquier roca intrusiva de grano grueso compuesta predominantemente de silicatos claros. Continuaremos con esta práctica en virtud de la sencillez. Debe tenerse en cuenta que este uso del término *granito* abarca rocas que tienen un espectro de composiciones amplio.

Riolita

La *riolita* es el equivalente extrusivo del granito y, como el granito, está esencialmente compuesta por los silicatos claros (Figura 4.11). Este hecho explica su color, que



FIGURA 4.12. Las rocas contienen información sobre los procesos que las producen. Este monolito granítico masivo (El Capitán), situado en el Yosemite National Park, California, fue una vez una masa fundida en las profundidades del interior de la Tierra (Foto de Enrique R. Aquirre/Photolibary).

suele ser de marrón claro a rosa o, a veces, un gris muy claro. La riolita es de grano fino y contiene frecuentemente fragmentos vítreos y poros que indican un rápido enfriamiento en un ambiente superficial. Cuando la riolita contiene fenocristales, son normalmente pequeños y están compuestos por cuarzo o por feldespatos potásico. Al contrario que el granito, que está muy distribuido como grandes masas plutónicas, los afloramientos de riolita son menos frecuentes y, en general, menos voluminosos. El parque Yellowstone es una excepción bien conocida. Aquí, las coladas de lava riolíticas y los potentes depósitos de cenizas de composición similar son extensos.

Obsidiana

La *obsidiana* es una roca vítrea de color oscuro que normalmente se forma cuando lava rica en sílice se enfría rápidamente (Figura 4.13). Al contrario de la disposición ordenada de los iones característica de los minerales, en

el *vidrio*, los iones están desordenados. Por consiguiente, las rocas vítreas como la obsidiana no están compuestas por minerales en el mismo sentido que la mayoría de las demás rocas.

A veces los alumnos preguntan...

Dijo que los nativos utilizaban la obsidiana para hacer puntas de flecha y utensilios cortantes. ¿Es el único material que utilizaron?

No. Los nativos utilizaban cualquier material del que dispusieran en su zona para hacer herramientas, incluido cualquier material rocoso compacto y duro que pudiera ser moldeado. Eso incluye materiales como las rocas metamórficas pizarra y cuarcita, depósitos sedimentarios formados por sílice llamados jaspe, distintas variedades de cuarzo, ópalo, sílex e incluso jade.

Algunos de estos depósitos tienen una distribución geográfica limitada y en la actualidad pueden ayudar a los antropólogos a reconstruir las rutas comerciales entre los diferentes grupos de indios.

ENTENDER LA TIERRA

Láminas delgadas e identificación de las rocas

RECUADRO 4.1

Las rocas ígneas se clasifican en función de su composición mineral y de su textura. Cuando analizan las muestras, los geólogos las examinan de cerca para identificar los minerales presentes y determinar el tamaño y la disposición de los cristales ensamblados. Si esto ocurre en el campo, los geólogos utilizan técnicas macroscópicas para estudiar las rocas. Las características *macroscópicas* de las rocas son los rasgos que pueden determinarse a simple vista o utilizando una lente manual de poco aumento (x10). Cuando resulta práctico hacerlo así, los geólogos recogen muestras de mano que pueden llevarse al laboratorio, donde pueden emplear métodos *microscópicos* o de gran aumento. El examen microscópico es importante para identificar los minerales traza así como los rasgos texturales que son demasiado pequeños para verse a simple vista.

Dado que la mayoría de las rocas no son transparentes, el trabajo microscópico precisa la preparación de un corte muy delgado de la roca conocido como *lámina delgada* (Figura 4.A parte B). En primer lugar, se utiliza una sierra con diamantes en su hoja para cortar una lámina fina de la muestra. A continuación, un lado de la lámina se pule utilizando polvo abrasivo y luego se pega a un portaobjetos para microscopio. Una vez que la muestra montada está firmemente sujeta, el otro lado es pulido hasta un grosor de unos 0,03 milímetros. Cuando una sección de roca es de este grosor, suele ser transparente. Pero algunos minerales siguen siendo opacos por muy finos que se dejen. Se trata de los minerales metálicos, normalmente la pirita y la magnetita.

Una vez producidas, las secciones delgadas se examinan bajo un microscopio, especialmente diseñado, denominado *microscopio de polarización*. Dicho instrumento tiene una fuente de luz debajo de la platina, de manera que la luz puede transmitirse hacia arriba a través de la lámina delgada. Dado que los minerales tienen estructuras cristalinas que influyen en la luz polarizada de una manera medible, este procedimiento permite identificar hasta los componentes menores de una roca. El apartado C de la Figura 4.A es una microfotografía (fotografía tomada a través de un microscopio) de una lámina delgada de granito mostrada bajo luz polarizada. Los constituyentes

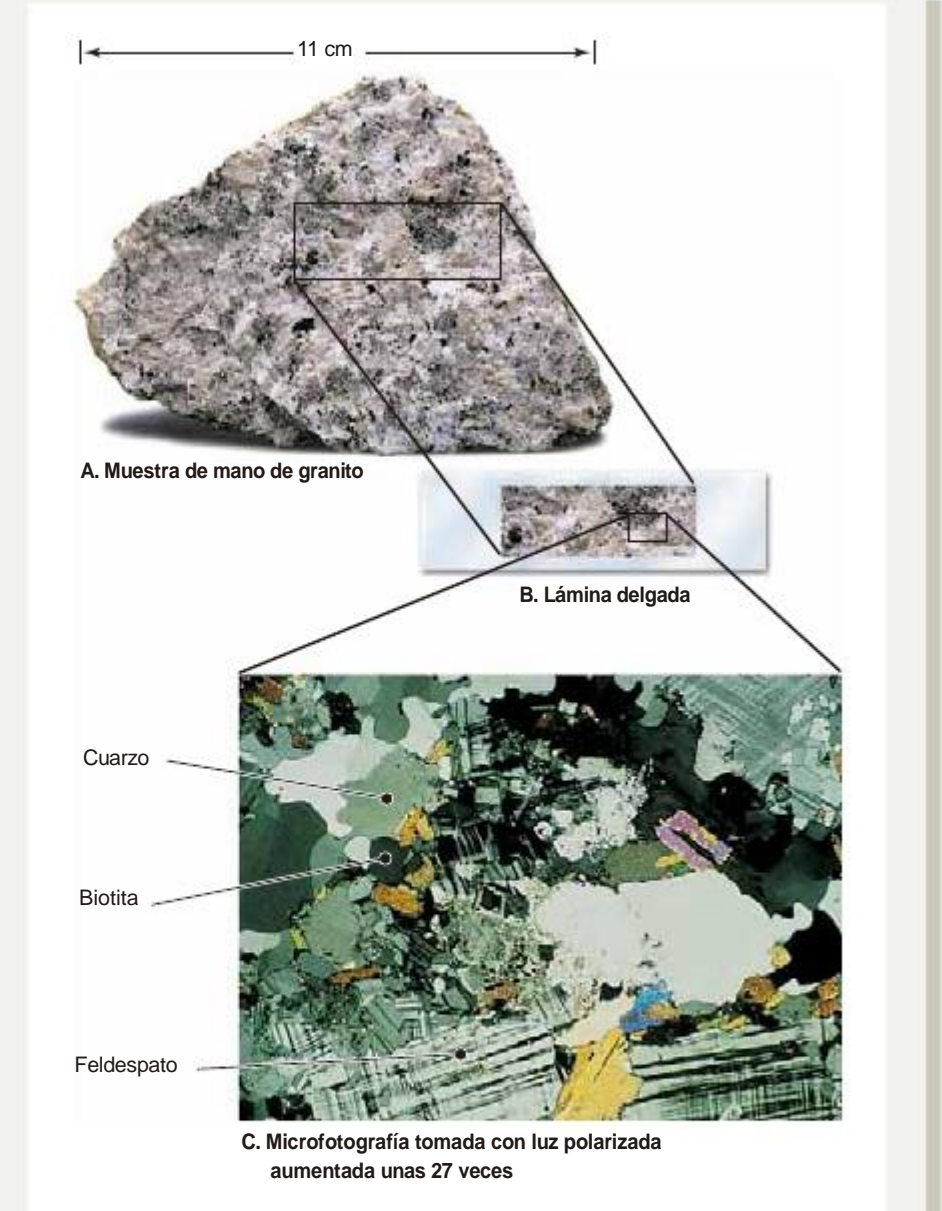
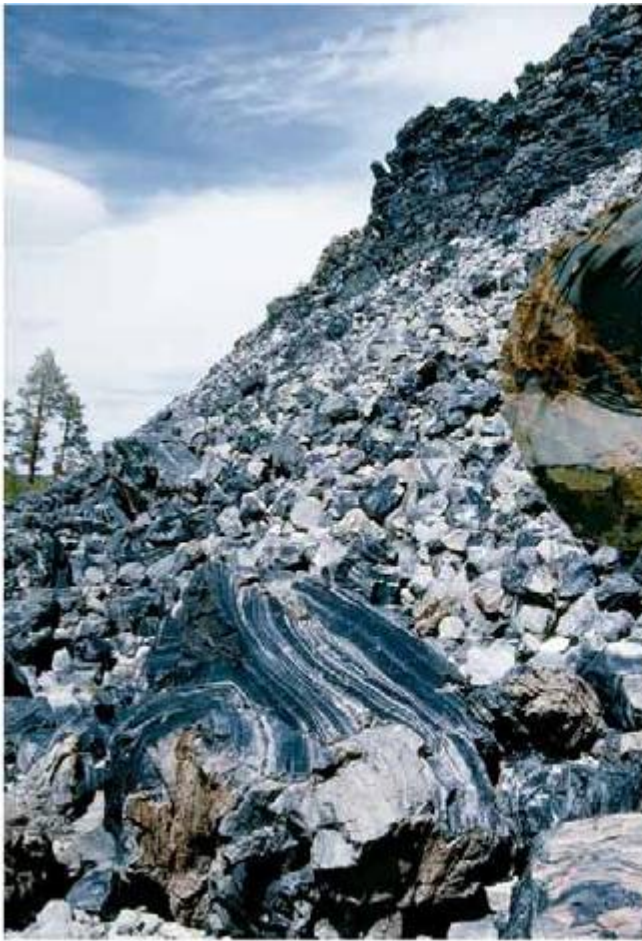


FIGURA 4.A. Las láminas delgadas son muy útiles en la identificación de los componentes minerales de las rocas. **A.** A partir de la muestra de mano se corta una porción plana mediante una sierra de diamante. **B.** Esta porción se pega a un portaobjetos siendo sometida a desbaste hasta hacerse transparente a la luz (aproximadamente 0,03 mm de espesor). Esta porción muy fina de roca se denomina *sección o lámina delgada*. **C.** Lámina delgada de granito observada con luz polarizada (Fotos de E. J. Tarbuck).

minerales se identifican por sus peculiares propiedades ópticas. Además de ayudar al estudio de las rocas ígneas, las técnicas

microscópicas se utilizan también con gran éxito en el análisis de las rocas sedimentarias y metamórficas.



A. Flujo de obsidiana.



B. Muestra de mano de una obsidiana.

FIGURA 4.13. La obsidiana es una roca vítrea de color oscuro formada a partir de lava rica en sílice. La escena de la imagen A muestra el frente de una lava al sur del lago Mono, California. El gran bloque bandeado de la porción inferior de la imagen contiene capas blancas de material poroso tipo pumita (Fotos cortesía de E. J. Tarbuck).

Aunque normalmente de color negro o marrón rojizo, la obsidiana tiene una composición que es más semejante a la de las rocas ígneas claras, como el granito, que a las rocas oscuras como un basalto. El color oscuro de la obsidiana es consecuencia de pequeñas cantidades de iones metálicos en una sustancia vítrea, por lo demás relativamente transparente (Figura 4.7).

Pumita

La *pumita* es una roca volcánica con una textura vítrea que se forma cuando grandes cantidades de gases escapan a través de la lava rica en sílice para generar una masa gris y porosa (Figura 4.14). En algunas muestras, los agujeros son bastante evidentes, mientras que en otros, la pumita recuerda a fragmentos finos de cristal entretejido. Debido al gran porcentaje de huecos, muchas muestras de pumita flotarán cuando se las coloque en agua. A veces, en las pumitas se ven líneas de flujo, que indican que hubo algún movimiento antes

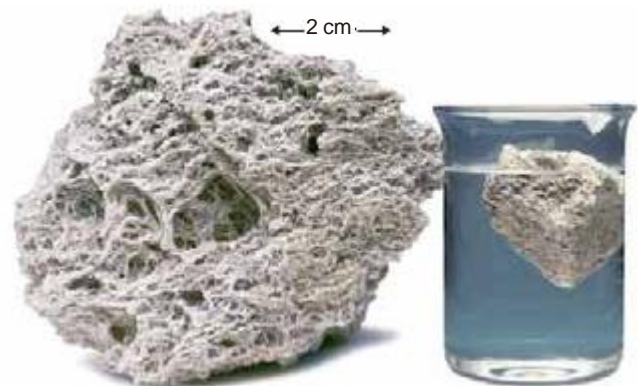


FIGURA 4.14. Pumita, una roca vítrea que es muy ligera porque contiene numerosas vesículas (Inserto foto de Chip Clark).

de que se completara la solidificación. Además, la pumita y la obsidiana pueden encontrarse a menudo en la misma masa rocosa, donde se encuentran en capas alternas.

Rocas ígneas intermedias (andesíticas)

Andesita

La *andesita* es una roca de color gris medio, de grano fino y de origen volcánico. Su nombre procede de los Andes de América del Sur, donde numerosos volcanes están formados por este tipo de roca. Además de los volcanes de los Andes y la cordillera Cascade, muchas de las estructuras volcánicas que ocupan los márgenes continentales rodeando el océano Pacífico son de composición andesítica. La andesita muestra frecuentemente una textura porfídica (Figura 4.11). Cuando este es el caso, los fenocristales suelen ser cristales claros y rectangulares de plagioclasa o cristales negros y alargados de anfíbol. La andesita recuerda a menudo a la riolita, de modo que su identificación suele requerir el examen microscópico para verificar su composición mineral.

Diorita

La *diorita* es el equivalente plutónico de la andesita. Es una roca fanerítica que tiene un aspecto similar al granito gris. Sin embargo, puede distinguirse del granito por la ausencia de cristales de cuarzo visibles y porque contiene un porcentaje más elevado de silicatos oscuros. La composición mineral de la diorita es fundamentalmente plagioclasa rica en sodio y anfíbol, con cantidades menores de biotita. Debido a que los granos de feldespato de color claro y los cristales de anfíbol oscuros parecen ser aproximadamente iguales en abundancia, la diorita tiene un aspecto de «sal y pimienta» (Figura 4.11).

Rocas ígneas máficas (basálticas)

Basalto

El *basalto* es una roca afanítica de color verde oscuro a negro, compuesta fundamentalmente por piroxeno y plagioclasa rica en calcio con cantidades menores de olivino y anfíbol (Figura 4.11). Cuando es porfídico, el basalto contiene comúnmente fenocristales pequeños de feldespato de colores claros o fenocristales de olivino de aspecto vítreo y color verde embebidos en una pasta oscura.

El basalto es la roca ígnea extrusiva más común. Muchas islas volcánicas, como las islas Hawái e Islandia, están compuestas fundamentalmente de basalto. Además, las capas superiores de la corteza oceánica son de basalto. En Estados Unidos, grandes proporciones de la parte central de Oregón y de Washington fueron zonas de extensas erupciones basálticas (Figura 4.15). En algunas localizaciones, esas coladas basálticas, una vez fluidas, se han acumulado hasta alcanzar grosores que se aproximan a los 3 km.



FIGURA 4.15. Basaltos del río Columbia. En algunos lugares estas coladas de lava, que una vez fuera lava fluida, tienen un espesor superior a 3 km. El basalto suele ser negro, pero a menudo se meteoriza a color rojizo-marrón (Foto de Williamborg).

Gabro

El *gabro* es el equivalente intrusivo del basalto (Figura 4.11). Como el basalto, tiende a ser de color verde oscuro a negro y está compuesto fundamentalmente de piroxeno y de plagioclasa rica en calcio. Aunque el gabro es infrecuente en la corteza continental, constituye un porcentaje significativo de la corteza oceánica.

Rocas piroclásticas

Las rocas piroclásticas están compuestas por fragmentos expulsados durante una erupción volcánica. Una de las rocas piroclásticas más comunes, denominada *toba*, se compone fundamentalmente de diminutos fragmentos del tamaño de cenizas que se cementaron más tarde (Figura 4.5B). En situaciones donde las partículas de cenizas permanecieron lo suficientemente calientes como para fundirse, la roca se denomina *toba soldada*. Aunque las tobas soldadas consisten fundamentalmente en diminutos copos vítreos, pueden contener fragmentos de pumita del tamaño de una nuez y otros fragmentos de roca.

Las tobas soldadas recubren enormes porciones de zonas del occidente de Estados Unidos que fueron volcánicamente activas en el pasado (Figura 4.16). Algunos de esos depósitos de toba tienen espesores de centenas de metros y se extienden a lo largo de decenas de kilómetros desde su origen. La mayoría se formó hace millones de años conforme las cenizas volcánicas arrojadas de grandes estructuras volcánicas (calderas) en forma de avalanchas se expandieron lateralmente a velocidades de aproximadamente 100 km por hora. Los primeros investigadores de esos depósitos los clasificaron, de

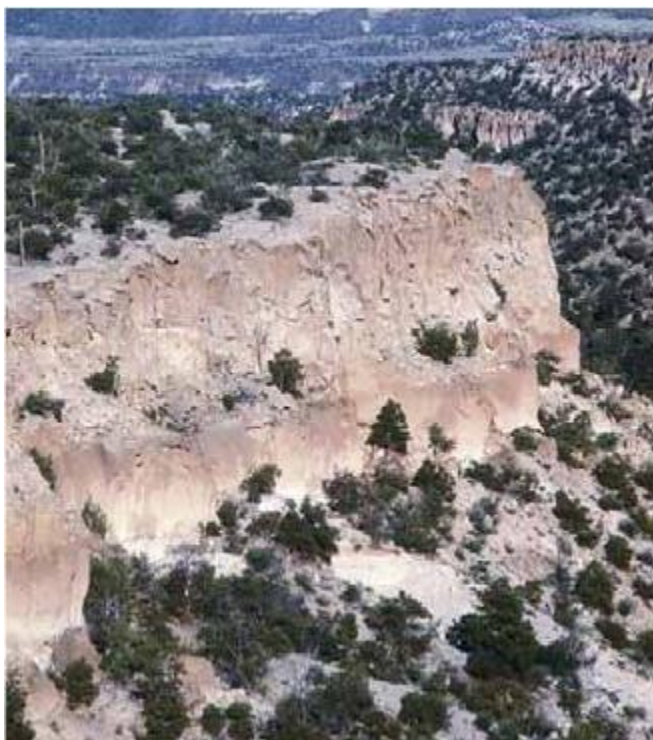


FIGURA 4.16. Afloramiento de toba soldada de Valles Caldera cerca de Los Álamos, Nuevo México. La toba está compuesta principalmente por partículas del tamaño de las cenizas y puede contener fragmentos mayores de pumita u otras rocas volcánicas (Foto de Marli Miller).

manera incorrecta, como coladas de riolita. En la actualidad, sabemos que esta lava rica en sílice es demasiado viscosa como para fluir más allá de unos pocos kilómetros desde la chimenea volcánica.

Las rocas piroclásticas compuestas fundamentalmente por partículas de tamaño mayor que la ceniza se denominan *brechas volcánicas*. En las brechas volcánicas, las partículas pueden consistir en fragmentos con perfil aerodinámico que solidificaron en el aire, bloques procedentes de las paredes de la chimenea, cristales y fragmentos vítreos.

A veces los alumnos preguntan...

En la ferretería, vi una barbacoa con material que el dependiente llamó «roca de lava». ¿Se trata realmente de una roca volcánica?

No solo encuentra «roca de lava» en su ferretería, sino también en los comercios de bricolaje para utilizarla como material de construcción y paisajismo y se suele encontrar en las tiendas con productos para acuarios. Los geólogos dan a este material el nombre de *escoria*, que es una roca máfica roja u oscura caracterizada por una textura vesicular (llena de agujeros). También se denomina *ceniza volcánica*. En las barbacoas de gas, la roca de lava se utiliza para absorber y reirradiar el calor y garantizar la cocción uniforme.

A diferencia de algunos nombres de rocas ígneas, como el granito y el basalto, los términos *toba* y *brecha volcánica* no indican composición mineral. Por tanto, suelen utilizarse a menudo con un calificativo, por ejemplo, toba riolítica.

ORIGEN DE LOS MAGMAS

La mayoría de los magmas se originan en el manto superior. Las mayores cantidades se producen en los límites de placa divergentes en asociación con la expansión del fondo oceánico. Menores cantidades se forman en las zonas de subducción, donde la litosfera oceánica desciende hacia el manto. Además, también pueden originarse magmas lejos de los límites de placas.

Generación del magma a partir de roca sólida

En función de la evidencia procedente del estudio de las ondas sísmicas, *la corteza y el manto terrestres están compuestos fundamentalmente de rocas sólidas, no fundidas*. Aunque el núcleo externo es fluido, este material rico en hierro es muy denso y permanece a bastante profundidad dentro de la Tierra. Así pues ¿de dónde proceden los magmas?

Aumento de la temperatura

La mayor parte de los magmas se originan cuando se funden rocas esencialmente sólidas, localizadas en la corteza y el manto superior. La forma más obvia para generar magma a partir de roca sólida consiste en elevar la temperatura por encima del punto de fusión de la roca.

Los trabajadores de las minas subterráneas saben que la temperatura aumenta con la profundidad. Aunque la velocidad a la que aumenta la temperatura varía considerablemente de un lugar a otro, en la corteza superior la media es de unos 25 °C por kilómetro. Este aumento de la temperatura con la profundidad, conocido como **gradiente geotérmico**, es algo mayor debajo de los océanos que debajo de los continentes (Figura 4.17). Como se muestra en la Figura 4.17, en la que se compara un gradiente geotérmico típico con la curva del punto de fusión para la roca del manto peridotita, la temperatura a la cual la peridotita se funde es más elevada que el gradiente geotérmico en cualquier lugar. Por tanto, bajo condiciones normales, el manto es sólido. Como veremos, existen procesos tectónicos que pueden incrementar el gradiente geotérmico lo suficiente como para desencadenar fusión. Además, hay otros mecanismos que desencadenan la fusión por disminución de la temperatura a la cual la peridotita empieza a fundirse¹.

¹ Las fuentes de calor para el gradiente geotérmico se considerarán en el Capítulo 12.

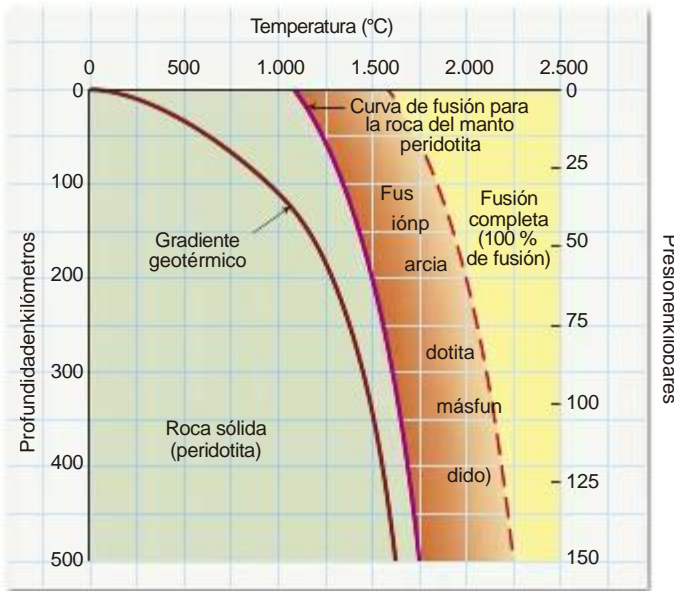


FIGURA 4.17. Diagrama esquemático que ilustra un gradiente geotérmico típico (aumento de la temperatura con la profundidad) para la corteza y el manto superior. También se ilustra una curva idealizada que muestra las temperaturas de punto de fusión para la roca del manto peridotita. Nótese que cuando se compara el gradiente geotérmico con la curva de punto de fusión para la peridotita, la temperatura a la que la peridotita se funde es superior al gradiente geotérmico en todas partes. Por tanto, bajo condiciones normales, el manto es sólido. Se requieren circunstancias especiales para generar magma.

Disminución de la presión: fusión por descompresión

Si la temperatura fuera el único factor que determinara si una roca se funde o no, nuestro planeta sería una bola fundida cubierta por una fina capa exterior sólida. Esto, por supuesto, no es así. La razón es que la presión también aumenta con la profundidad.

La fusión, que se acompaña de un aumento de volumen, se produce a temperaturas más altas en profundidad debido a una mayor presión de confinamiento (Figura 4.18). Por consiguiente, un aumento de la presión de confinamiento produce un incremento de la temperatura de fusión de las rocas. A la inversa, la reducción de la presión de confinamiento reduce la temperatura de fusión de una roca. Cuando la presión de confinamiento disminuye lo suficiente, se dispara la fusión por descompresión.

La fusión por descompresión ocurre cuando la roca caliente y sólida del manto asciende como consecuencia de corrientes convectivas ascendentes, desplazándose así a zonas de menor presión. Este proceso es responsable de la generación de magmas a lo largo de los límites de placa divergentes (dorsales oceánicas) donde las placas se están separando (Figura 4.19). Debajo de la cresta de la dorsal, la roca caliente del manto asciende

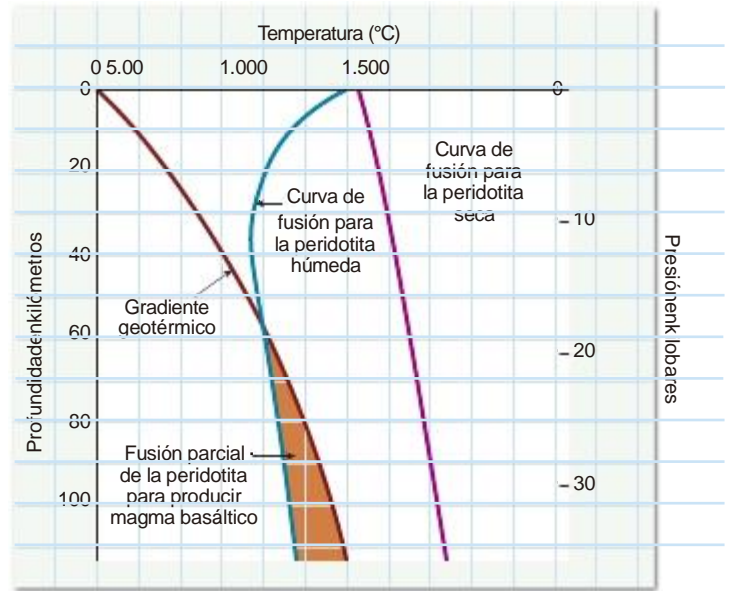


FIGURA 4.18. Curvas idealizadas de temperatura de fusión. Estas curvas muestran las temperaturas mínimas necesarias para fundir una roca dentro de la corteza terrestre. Obsérvese que la peridotita seca se funde a temperaturas cada vez más elevadas conforme aumenta la profundidad. Por el contrario, la temperatura a la que empieza a fundirse la peridotita húmeda disminuye con la profundidad.

y se funde sustituyendo al material que se desplaza horizontalmente desde el eje de la dorsal. También se produce fusión por descompresión en las plumas ascendentes del manto.

Añición de volátiles

Otro factor importante que afecta a la temperatura de fusión de las rocas es su contenido en agua. El agua y otras sustancias volátiles actúan al igual que la sal para fundir el hielo. Es decir, las sustancias volátiles hacen que la roca se funda a temperaturas inferiores. Además, el efecto de los volátiles se incrementa con el aumento de la presión. Una roca «húmeda» enterrada tiene una temperatura de fusión mucho menor que una roca «seca» de la misma composición (Figura 4.18). Por consiguiente, además de la composición de una roca, su temperatura, la profundidad (presión de confinamiento) y su contenido acuoso determinan si estará en estado sólido o líquido.

Las sustancias volátiles desempeñan un papel importante en la generación de magmas en los límites de placa convergentes, donde láminas frías de litosfera oceánica descienden hacia el manto (Figura 4.20). Conforme una placa oceánica se hunde, el calor y la presión expulsan el agua de las rocas de la corteza que subduce. Estos fluidos, que son muy móviles, migran hacia el manto caliente que se encuentra justo por encima. La adición de agua disminuye la temperatura de fusión de

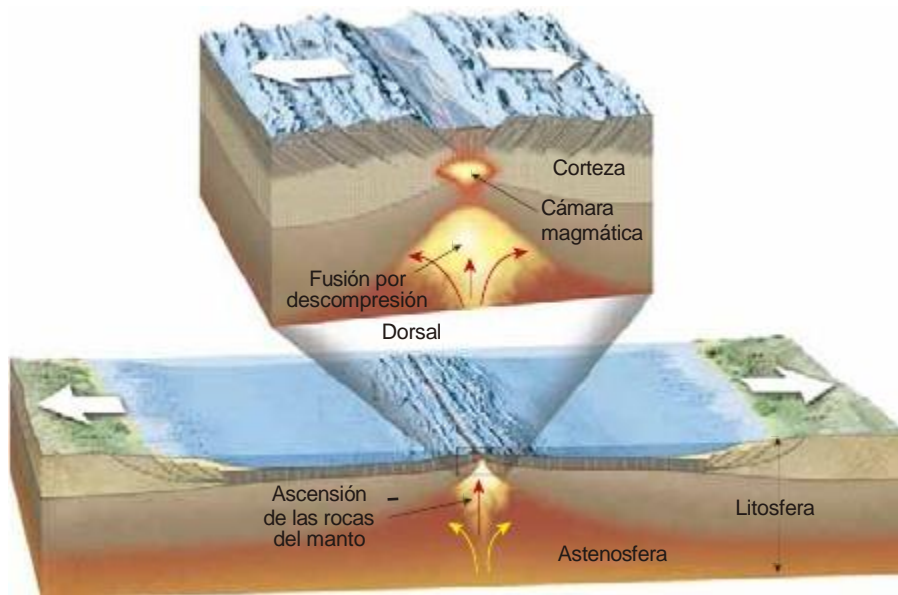


FIGURA 4.19. Conforme asciende roca caliente del manto, se desplaza continuamente hacia zonas de menor presión. Esta disminución de la presión de confinamiento puede iniciar la *fusión por descompresión*, incluso sin calor adicional.

la peridotita lo suficiente como para generar algo de fusión. Los estudios de laboratorio han demostrado que la adición de tan solo un 0,1 por ciento de agua puede reducir en hasta 100 °C la temperatura a la que empieza a fundirse la peridotita.

La fusión de la peridotita genera magmas basálticos que tienen una temperatura de 1.200 °C o superior. Cuando se forma suficiente magma basáltico derivado del manto, ascenderá flotando hacia la superficie. En un ambiente continental, el magma basáltico puede «estancarse» debajo de las rocas de la corteza, que tienen una

densidad menor y están ya muy cerca de su temperatura de fusión. Esto puede provocar algo de fusión de la corteza y la formación de magmas secundarios ricos en sílice.

En resumen, los magmas pueden generarse de tres formas: (1) cuando un *aumento de la temperatura* hace que una roca supere su punto de fusión; (2) en zonas de ascenso, una *disminución de la presión* (sin la adición de calor) puede causar *fusión por descompresión*, y (3) la *introducción de volátiles* (principalmente agua) puede reducir la temperatura de fusión de las rocas del manto lo bastante como para generar magma.

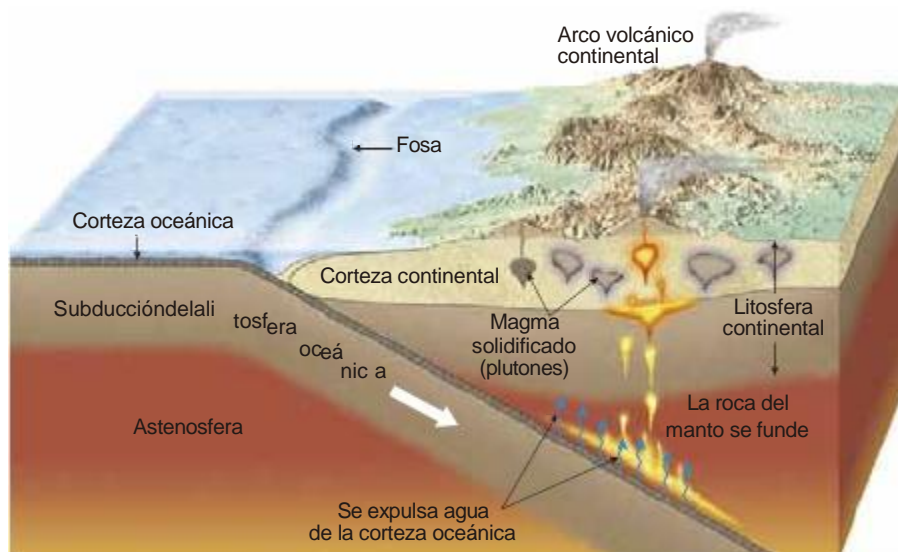


FIGURA 4.20. Conforme una placa oceánica desciende hacia el manto, el agua y otros compuestos volátiles son emitidos de las rocas de la corteza subducida en el manto superior. Estos volátiles disminuyen la temperatura de fusión de las rocas del manto caliente lo bastante como para generar fusión.

EVOLUCIÓN DE LOS MAGMAS

Dado que existe una gran variedad de rocas ígneas, es lógico suponer que también debe existir una gran variedad de magmas. Sin embargo, los geólogos han observado que, con el tiempo, un volcán puede producir lavas que exhiben composiciones bastante diferentes. Este tipo de datos les llevaron a examinar la posibilidad de que el magma pudiera cambiar (evolucionar) y, por tanto, llegar a ser el origen de varias rocas ígneas. Para explorar esta idea N. L. Bowen llevó a cabo una investigación pionera sobre la cristalización de los magmas en el primer cuarto del siglo xx.

Serie de reacción de Bowen y composición de las rocas ígneas

Recordemos que el hielo se congela a una única temperatura mientras que el magma cristaliza a lo largo de al menos 200 °C. En el laboratorio, el equipo de Bowen demostró que, conforme se enfría un magma basáltico, los minerales tienden a cristalizar de una manera sistemática, que está en función de sus puntos de fusión. Como se muestra en la Figura 4.21, el primer mineral que cristaliza es el mineral ferromagnesiano olivino. El enfriamiento adicional genera el feldespato plagioclasa rico en calcio, así como piroxeno, y así sucesivamente según el diagrama.

Durante el proceso de cristalización, la composición de la fracción líquida remanente del magma cambia continuamente. Por ejemplo, en la etapa en la que alrededor de una tercera parte del magma ha solidificado, el fundido carecerá casi por completo de hierro, magnesio y calcio porque esos elementos son constituyentes principales de los minerales que se formaron primero. La eliminación de esos elementos hará que el fundido se enriquezca en sodio y potasio. Además, dado que el magma basáltico original contenía alrededor del 50 por ciento de sílice (SiO₂), la cristalización del mineral formado primero, el olivino, que contiene solo sobre un 40 por ciento de sílice, deja el fundido restante más rico en SiO₂. Por tanto, el contenido en sílice del fundido se va enriqueciendo conforme evoluciona el magma.

Bowen demostró también que si los componentes sólidos de un magma permanecen en contacto con el fundido restante, reaccionarán químicamente y cambiarán de mineralogía como se muestra en la Figura 4.21. Por esta razón, esta disposición de minerales llegó a ser conocida como **serie de reacción de Bowen** (Recuadro 4.2). Como comentaremos más adelante, en la naturaleza los minerales formados en primer lugar pueden separarse del fundido, interrumpiendo así cualquier reacción química ulterior.

El diagrama de la serie de reacción de Bowen de la Figura 4.21 describe la secuencia de cristalización de los minerales a partir de un magma de una composición basáltica en condiciones de laboratorio. Las pruebas

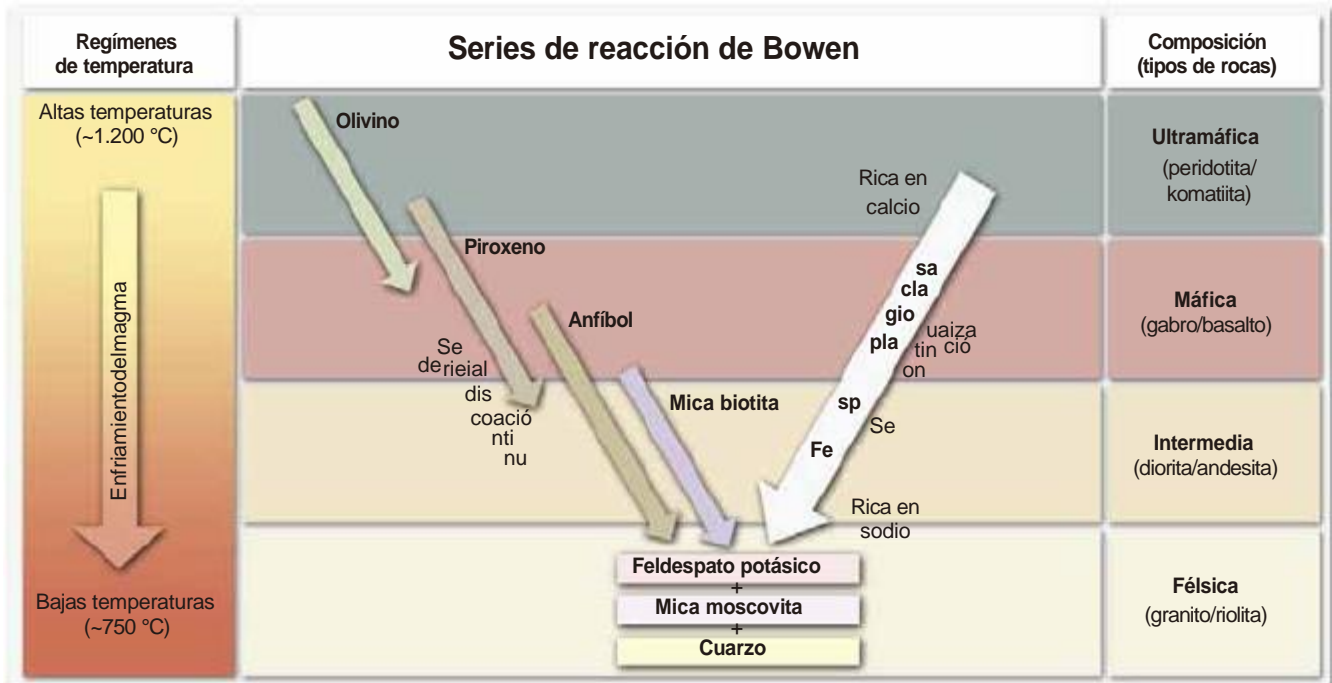


FIGURA 4.21. La serie de reacción de Bowen muestra la secuencia en la cual cristalizan los minerales a partir de un magma. Compare esta figura con la composición mineral de los grupos de rocas de la Figura 4.10. Obsérvese que cada grupo de rocas está formado por minerales que cristalizan en el mismo intervalo de temperaturas.

de que este modelo de cristalización tan idealizado se aproxima a lo que puede ocurrir en la naturaleza proceden del análisis de las rocas ígneas. En particular, encontramos que los minerales que se forman bajo el mismo régimen de temperaturas en la serie de reacción de Bowen se encuentran juntos en las mismas rocas ígneas. Por ejemplo, obsérvese en la Figura 4.21 que los minerales cuarzo, feldespato potásico y moscovita, que están localizados en la misma región del diagrama de Bowen, suelen encontrarse juntos como constituyentes principales de la roca ígnea plutónica *granito*.

Diferenciación magmática

Bowen demostró que los minerales cristalizan a partir del magma de una manera sistemática. Pero, ¿cómo

explica la serie de reacción de Bowen la gran diversidad de rocas ígneas? Se ha demostrado que, en una o más etapas durante la cristalización del magma, puede producirse la separación de los componentes sólido y líquido de un magma. Otro mecanismo que permite que esto ocurra se denomina **sedimentación cristalina**. Este proceso ocurre si los minerales formados en primer lugar son más densos (más pesados) que la porción líquida y se hunden hacia el fondo de la cámara magmática, como se muestra en la Figura 4.22. (También puede producirse cristalización a lo largo de los márgenes fríos de un cuerpo magmático). Cuando el fundido restante se solidifica (ya sea en el lugar donde se encuentra o en otra localización, si migra a través de las fracturas de las rocas circundantes), formará una roca con una mineralogía muy diferente del magma inicial (Figura 4.19). La formación

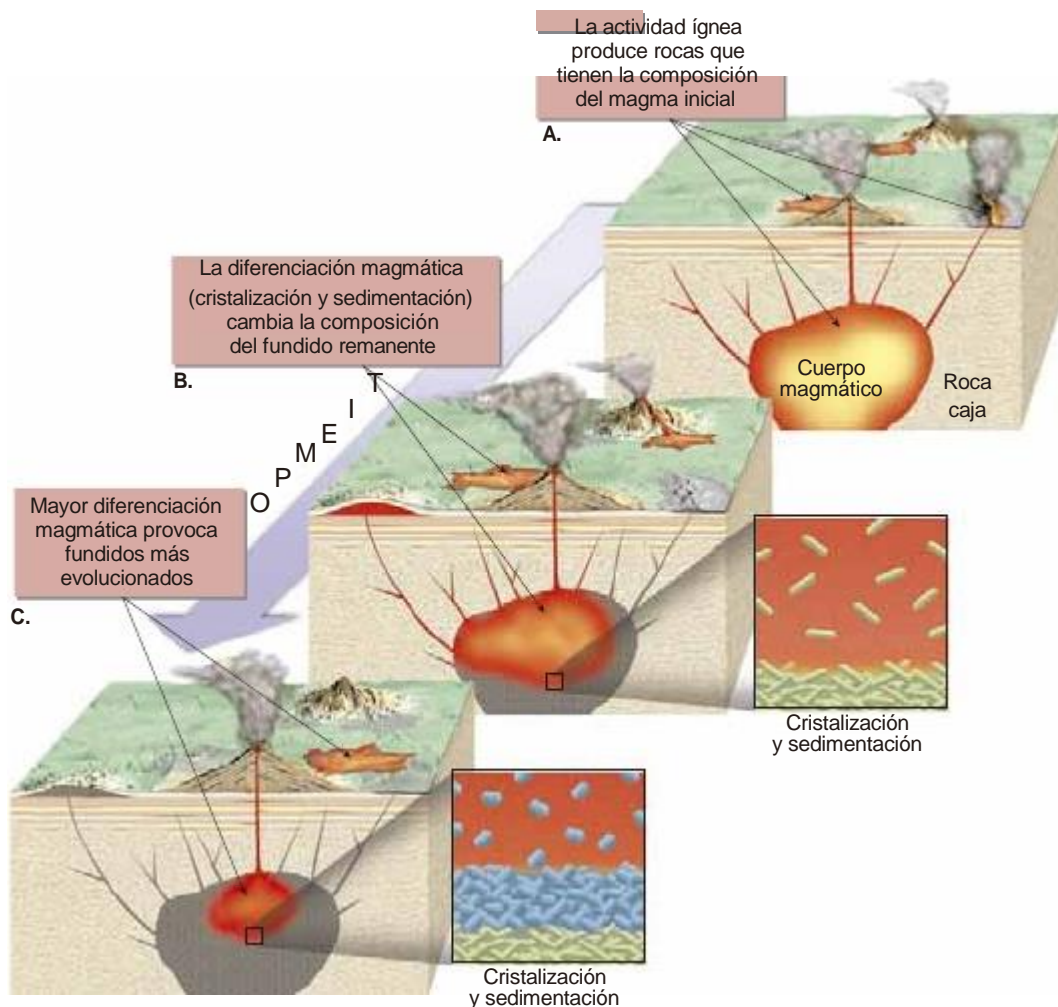


FIGURA 4.22. Ilustración de la evolución del magma conforme los minerales formados primero (los más ricos en hierro, magnesio y calcio) cristalizan y sedimentan en el fondo de la cámara magmática, dejando el fundido restante más rico en sodio, potasio y sílice (SiO_2). **A.** La localización de un cuerpo magmático y la actividad ígnea asociada genera rocas con una composición similar a la del magma inicial. **B.** A medida que el magma se enfría, la diferenciación magmática (cristalización y sedimentación) modifica la composición del fundido remanente y genera rocas con una composición bastante diferente de la del magma original. **C.** Una mayor diferenciación magmática tiene como consecuencia otro fundido más evolucionado con sus tipos de roca asociados.

de uno o más magmas secundarios a partir de un solo magma inicial se denomina **diferenciación magmática**.

Un ejemplo clásico de diferenciación magmática es el que se encuentra en el Sill de Palisades (EE.UU.), que es una masa tabular de 300 m de espesor de roca ígnea oscura, que aflora a lo largo del margen occidental del río Hudson en su curso inferior. Debido a su gran espesor y lenta velocidad de solidificación posterior, los cristales de olivino (el primer mineral que se forma) se hundieron y constituyen alrededor del 25 por ciento de la parte inferior del sill Palisades. Por el contrario, cerca de la parte superior de este cuerpo ígneo, donde cristalizaron los remanentes del fundido, el olivino representa solo un 1 por ciento de la masa rocosa².

² Estudios recientes indican que este cuerpo ígneo se produjo por inyecciones múltiples de magma y representa algo más que un simple caso de sedimentación cristalina.

Una consecuencia de la diferenciación magnética de los magmas basálticos (máficos) es que tienden a generar fundidos félsicos, ricos en sílice, de baja densidad que pueden ascender hacia la parte superior de la cámara magmática. El resultado es un depósito de magma composicionalmente distribuido en zonas, con el fundido basáltico denso estratificado por debajo de un fundido menos denso rico en sílice. Las evidencias para la zonación composicional proceden de espesos depósitos de material piroclástico que muestran un cambio sistemático en composición, desde materiales muy evolucionados en la base hasta composiciones basálticas en la parte superior (Figura 4.23).

Asimilación y mezcla de magmas

Bowen demostró satisfactoriamente que, a través de la diferenciación magmática, un magma primario puede

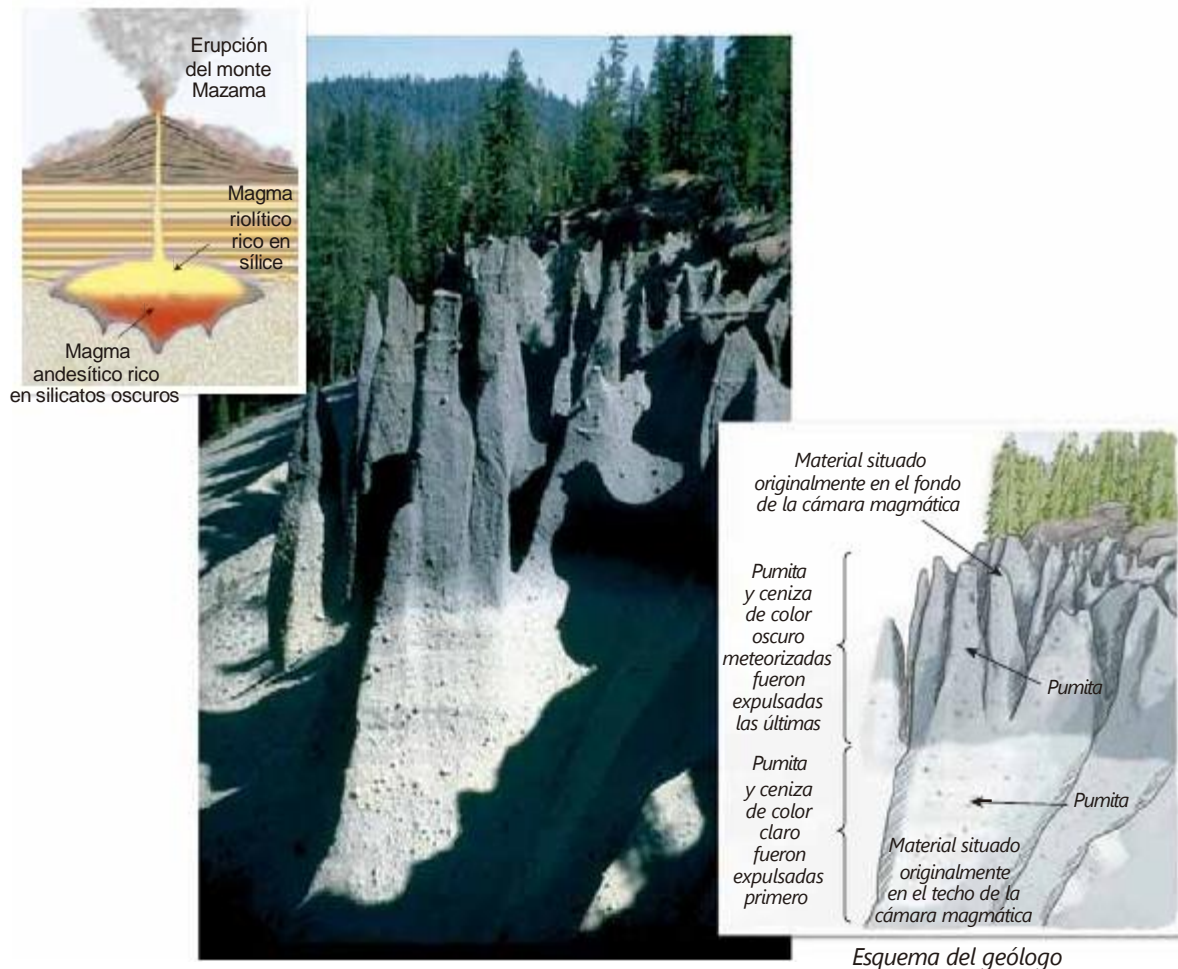


FIGURA 4.23. Cenizas y pumitas expulsadas durante una gran erupción del monte Mazama (Crater Lake). Obsérvese la gradación desde cenizas ricas en sílice y colores claros en la base hasta rocas de colores oscuros en la parte superior. Es probable que antes de esta erupción el magma empezara a segregarse conforme el magma rico en sílice y menos denso migraba hacia arriba en la cámara magmática. La zonación observada en las rocas se produjo porque una erupción continua expulsaba niveles cada vez más profundos de la cámara magmática. Por tanto, esta secuencia de rocas es una representación invertida de la zonación composicional en la cámara magmática; es decir, el magma de la parte superior de la cámara hizo erupción primero y se encuentra en la base de esos depósitos de ceniza y viceversa (Foto de E. J. Tarbuck).

generar varias rocas ígneas mineralógicamente diferentes. Sin embargo, trabajos más recientes indican que la diferenciación magmática por sí sola no puede explicar el espectro composicional entero de las rocas ígneas.

Una vez formado el cuerpo magmático, su composición puede cambiar a través de la incorporación de material extraño. Por ejemplo, conforme el magma migra por la corteza, puede incorporar alguna de las rocas de sus alrededores, un proceso denominado **asimilación** (Figura 4.24A). En un ambiente próximo a la superficie donde las rocas son frágiles, conforme el magma empuja hacia arriba, produce numerosas grietas en la roca suprayacente. La fuerza del magma inyectado es a menudo suficiente para romper bloques de roca «extraña», que se funden y se incorporan en el cuerpo magmático.

Otro medio a través del cual puede alterarse la composición de un cuerpo magmático se denomina **mezcla de magmas**. Este proceso se produce cuando un cuerpo magmático es intruido por otro con una composición diferente (Figura 4.24C). Una vez combinados, el flujo convectivo puede agitar los dos magmas y generar una masa cuya composición es una combinación de los dos. La mezcla de magmas puede ocurrir durante el ascenso de dos cuerpos magmáticos químicamente distintos conforme la masa más flotante alcanza la masa que está ascendiendo con más lentitud.

En resumen, Bowen demostró satisfactoriamente que, mediante la diferenciación magmática, un único magma original puede generar varias rocas ígneas mineralógicamente diferentes. Este proceso, de acuerdo con la mezcla de magmas y la asimilación magmática,

explica en parte la gran diversidad de magmas y rocas ígneas. A continuación, consideraremos otro proceso importante, la fusión parcial, que es también responsable de la generación de magmas con composiciones variadas.

FUSIÓN PARCIAL Y COMPOSICIÓN DE LOS MAGMAS

Recordemos que la cristalización de un magma sucede en un intervalo de temperaturas de al menos 200 °C. Como cabe esperar, la fusión, el proceso inverso, abarca un intervalo de temperaturas similar. A medida que la roca empieza a fundirse, los minerales con las temperaturas de fusión más bajas son los primeros que se funden. Si la fusión continúa, los minerales con puntos de fusión más elevados empiezan a fundirse y la composición magmática se aproxima a un ritmo constante a la composición general de la roca a partir de la cual derivó. Sin embargo, es mucho más frecuente que la fusión no sea completa. La fusión incompleta de las rocas se conoce como **fusión parcial**, un proceso que produce la mayor parte de los magmas.

Recordemos, a partir de la serie de reacción de Bowen, que las rocas con una composición granítica están compuestas de minerales con las temperaturas de fusión (cristalización) más bajas: concretamente el cuarzo y el feldespato potásico (Figura 4.21). Nótese también que, a medida que ascendemos por la serie de

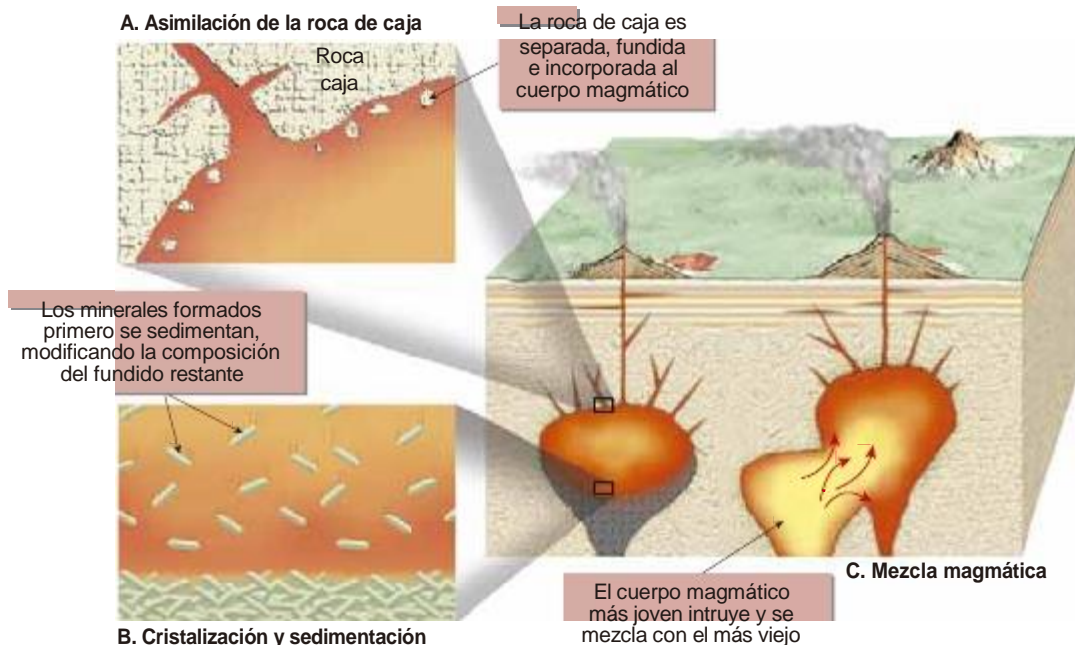


FIGURA 4.24. Esta ilustración muestra tres formas por medio de las cuales puede alterarse la composición de un cuerpo magmático: **A.** Asimilación de la roca de caja; **B.** Cristalización y sedimentación cristalina (diferenciación magmática); y **C.** Mezcla magmática.

reacción de Bowen, los minerales tienen temperaturas de fusión progresivamente más elevadas y que el olivino, que se encuentra arriba, tiene el punto de fusión más alto. Cuando una roca experimenta fusión parcial, formará un fundido enriquecido en iones procedentes de minerales con las temperaturas de fusión más bajas. Los cristales no fundidos corresponden a los minerales con temperaturas de fusión más elevadas (más refractarios). La separación de estas dos fracciones produciría un fundido con una composición química enriquecida en sílice y más próxima al extremo granítico (félsico) que la roca de la que derivó.

Formación de magmas basálticos

La mayoría de los magmas que hacen erupción en la superficie de la Tierra son magmas basálticos y tienen una temperatura de 1.100-1.200 °C. Dado que las rocas de la corteza inferior tienen temperaturas de 700 °C o inferiores, los magmas basálticos probablemente se originan en el ambiente de elevada temperatura que se encuentra en el manto. Las evidencias del origen del manto son las inclusiones de la roca *peridotita*, que los magmas basálticos a menudo transportan desde el manto. Los experimentos demuestran que bajo las condiciones de alta presión calculadas para el manto superior, la fusión parcial de la roca ultramáfica peridotita producirá un magma de composición basáltica (Figura 4.25). Se cree que la mayoría de los magmas basálticos se origina por fusión parcial de las rocas del manto, pero otra fuente de rocas puede ser la corteza oceánica cargada de sedimentos que se recicla de vuelta al manto en las zonas de subducción.

Los magmas basálticos que se originan por la fusión directa de las rocas del manto se denominan magmas *primarios* o *primitivos* porque todavía no han evolucionado. La fusión parcial necesaria para producir estos magmas derivados del manto puede estar provocada por una reducción de la presión de confinamiento (fusión por descompresión). Esto puede producirse, por ejemplo, en los lugares donde las rocas del manto ascienden como parte del flujo convectivo de movimiento lento en las dorsales centro oceánicas (Figura 4.19). Los magmas basálticos se generan también en zonas de subducción, donde el agua procedente de la capa descendente de la corteza oceánica provoca la fusión parcial de las rocas del manto situadas encima (Figura 4.20).

Formación de magmas andesíticos y graníticos

Si la fusión parcial de las rocas del manto genera la mayoría de los magmas basálticos, ¿cuál es el origen del magma que cristaliza para formar rocas andesíticas

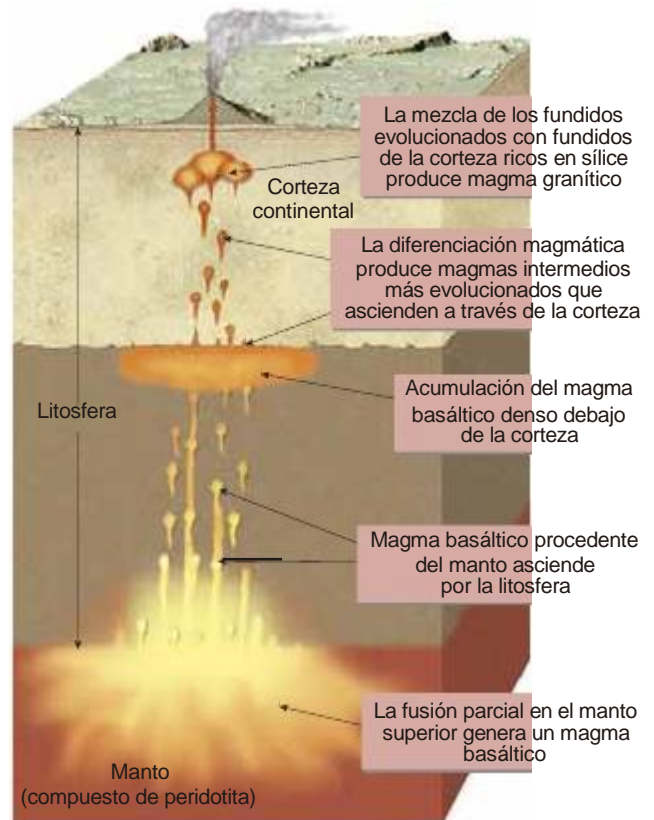


FIGURA 4.25. Esquema que muestra el movimiento del magma desde su fuente en el manto superior a través de la corteza continental. Durante su ascenso, el magma basáltico procedente del manto evoluciona a través del proceso de la diferenciación magmática y mediante fusión e incorporación de corteza continental. Los magmas que alimentan los volcanes en un ambiente continental tienden a ser ricos en sílice (viscosos) y a tener un mayor contenido gaseoso.

(intermedias) y graníticas (félsicas)? Recordemos que los magmas intermedios y félsicos rara vez son expulsados por los volcanes de las cuencas oceánicas profundas; antes bien, se encuentran principalmente en los márgenes continentales, o adyacentes a ellos (Figura 4.26). Esta es una prueba evidente de que las interacciones entre los magmas basálticos derivados del manto y los componentes más ricos en sílice de la corteza terrestre intervienen en la generación de esos magmas mucho más evolucionados.

Algunos magmas andesíticos se generan cuando magmas basálticos relativamente densos, procedentes del manto se embolsan debajo de las rocas de la corteza ricas en sílice (Figura 4.25). A medida que cristaliza lentamente el magma basáltico, el fundido restante evoluciona mediante el proceso de diferenciación magmática. Recordemos, en relación con lo que se comentó sobre la serie de reacción de Bowen, que, conforme se solidifica un magma basáltico, son los minerales ferromagnesianos, pobres en sílice, los que cristalizan primero. Si estos componentes ricos en hierro se separan del líquido por sedimentación cristalina, el fundido restante, ahora

ENTENDER LA TIERRA

Un acercamiento a la serie de reacción de Bowen

RECUADRO 4.2

Basándose en experimentos realizados con alta presión y alta temperatura, así como en estudios microscópicos de las rocas ígneas, Norman Bowen desarrolló la serie de reacción que lleva su nombre (Figura 4.B). Aunque muy idealizada, la serie de reacción de Bowen nos proporciona una representación visual del orden en el que los minerales cristalizan a partir de un magma de composición media (véase Figura 4.21). Este modelo supone que el magma se enfría lentamente en profundidad en un ambiente por lo demás inalterable. Nótese que la serie de reacción de Bowen se divide en dos ramas: una serie discontinua y una serie continua. En la serie discontinua, cada mineral tiene una estructura cristalina diferente, mientras que, en la serie continua, todos los minerales tienen la misma estructura interna.

Serie de reacción discontinua

La rama superior izquierda de la serie de reacción de Bowen, denominada la *serie de reacción discontinua*, indica que, conforme un magma se enfría, el primer mineral que cristaliza es el olivino. Una vez formado, el olivino reaccionará químicamente con el fundido restante para formar piroxeno (véase Figura 4.21). En esta reacción, el olivino, que está compuesto por tetraedros de sílice-oxígeno aislados, incorpora más sílice en su estructura, de forma que sus tetraedros forman estructuras en cadena sencilla características de los piroxenos. (Nota: los piroxenos tienen una temperatura de cristalización más baja que el olivino y son más estables a temperaturas bajas.) A medida que se va enfriando el cuerpo magmático, los cristales de piroxeno reaccionan con el fundido para generar estructuras de cadena doble típicas de los anfíboles, que, a su vez, reaccionan con el fundido para formar el silicato laminar biotita. Estas reacciones no suelen transcurrir hasta completarse, de manera que pueden existir diversas cantidades de cada uno de esos minerales en cualquier momento dado. Además, es posible que no se formen nunca algunos minerales, como la biotita.

Esta rama de la serie de reacción de Bowen se denomina *serie de reacción discontinua* porque en cada etapa se forma un silicato con distinta estructura. El olivino, el primer mineral de la secuencia en formarse, está compuesto por tetraedros aislados, mientras que el piroxeno está compuesto por cadenas sencillas, el anfíbol por cadenas dobles y la biotita por estructuras laminares.



FIGURA 4.B. Norman Levi Bowen (1887-1956), un geólogo canadiense, estudiando las rocas ígneas con un microscopio de polarización. Bowen pasó la mayor parte de su vida profesional en el Laboratorio de Geofísica de la Institución Carnegie en Washington, DC, donde era considerado el mayor experto en rocas ígneas (Foto por cortesía del Laboratorio de Geofísica de la Institución Carnegie de Washington).

Serie de reacción continua

La rama derecha de la serie de reacción, denominada la *serie de reacción continua*, muestra que los cristales de plagioclasa rica en calcio reaccionan con los iones sodio en el fundido para enriquecerse progresivamente en ellos (véase Figura 4.21). Aquí los iones sodio se difunden en los cristales de feldespato y desplazan los iones calcio en la red cristalina.

Durante la última etapa de la cristalización, después de que se haya solidificado gran parte del magma, se forma el feldespato potásico. (Se formará moscovita en las pegmatitas y otras rocas ígneas plutónicas que cristalizan a profundidades considerables.) Por último, si el magma remanente tiene exceso de sílice, se formará el cuarzo.

Prueba de la serie de reacción de Bowen

Durante una erupción del volcán hawaiano Kilauea en 1965, se vertió lava basáltica en el orificio de un cráter, formando un lago de lava que se convirtió en un laboratorio natural para probar la serie de reacción de Bowen. Cuando la superficie del lago de lava se enfrió lo bastante como para formar una corteza, los geólogos perforaron hacia el magma y

extrajeron con periodicidad muestras que se aislaron para conservar el fundido y los minerales que crecían en su interior. Mediante el muestreo de la lava en los estadios sucesivos del enfriamiento, se registró una historia de la cristalización.

Como la serie de reacción predice, el olivino cristalizó primero. Las muestras extraídas más tarde confirmaron que algunos de los cristales de olivino reaccionaban con el fundido y se convertían en piroxeno. Además, el fundido restante cambió de composición a medida que iba cristalizando cada vez más lava, que contenía alrededor del 50 por ciento de sílice (SiO_2), el fundido final contenía más del 75 por ciento de sílice y tenía una composición más similar al granito.

Aunque la lava en este ambiente se enfriaba rápidamente en comparación con las velocidades observadas en las cámaras magmáticas profundas, lo hacía con suficiente lentitud como para verificar que los minerales cristalizan de una manera sistemática que más o menos va paralela a la serie de reacción de Bowen. Además, si el fundido se hubiera separado en cualquier estadio en el proceso de enfriamiento, habría formado una roca con una composición muy diferente de la lava original.

enriquecido en sílice, tendrá una composición más parecida a la andesita. Estos magmas evolucionados (cambiados) se denominan *magmas secundarios*.

Como los magmas de composición andesítica, los magmas graníticos pueden evolucionar mediante diferenciación magmática de los basaltos procedentes del manto. Sin embargo, solo pequeñas cantidades de rocas graníticas se forman mediante este mecanismo. El magma granítico se genera cuando el magma andesítico migra hacia la corteza, fundiendo las rocas ricas en sílice a través de las que ascienden (Figura 4.25). Se cree que este proceso complejo, que implica la mezcla de fundidos evolucionados con fundidos ricos en sílice procedentes de la corteza, genera rocas graníticas que constituyen un gran porcentaje de la corteza continental superior.

Los fundidos graníticos y andesíticos tienen un contenido más elevado de sílice y son por tanto más viscosos que los magmas basálticos. Por consiguiente, al contrario que los magmas basálticos que producen a menudo enormes flujos de lava, los magmas graníticos y andesíticos suelen perder su movilidad antes de alcanzar la superficie y tienden a producir grandes estructuras ígneas intrusivas. En las ocasiones en que los magmas ricos en sílice alcanzan la superficie, se producen coladas de lava viscosa y erupciones piroclásticas explosivas, como las del monte Santa Elena (Figura 4.26).

En resumen, la serie de reacción de Bowen es una guía simplificada para comprender cómo la fusión parcial produce rocas de varias composiciones. A medida que se funden las rocas, los minerales con las menores temperaturas de fusión se funden primero. Como consecuencia, la fusión parcial produce magmas enriquecidos

en componentes de temperatura de fusión baja y más ricos en sílice que la roca madre. La fusión parcial de la roca ultramáfica peridotita produce un magma de composición basáltica (máfica), mientras que la fusión parcial de la roca basáltica máfica generará un magma de composición intermedia (andesítica). Los magmas graníticos (félsicos) evolucionan a partir de los magmas basálticos y la fusión y asimilación de las rocas de la corteza ricas en sílice.

ACTIVIDAD ÍGNEA INTRUSIVA



VOLCANOES

Intrusive igneous Activity

Las erupciones volcánicas pueden ser acontecimientos violentos y espectaculares de la naturaleza, pero la mayoría de los magmas está situado y cristaliza en profundidad, sin espectacularidad. Por consiguiente, la comprensión de los procesos ígneos que se producen en el subsuelo profundo es tan importante para los geólogos como el estudio de los fenómenos volcánicos.

Cuando el magma asciende a través de la corteza, desplaza con fuerza rocas preexistentes de la misma, que se conocen como *roca de caja*. Invariablemente algo del magma no alcanzará la superficie sino que, en cambio, cristalizará o «se congelará» en profundidad donde se convertirá en una roca ígnea intrusiva. Mucho de lo que sabemos sobre la actividad ígnea intrusiva procede del estudio de antiguos cuerpos magmáticos, ahora sólidamente, exhumados por erosión.



FIGURA 4.26. Erupción del monte Ruapehu, Toingairo National Park, Nueva Zelanda, en 1996. Los volcanes que bordean el Océano Pacífico están alimentados en su mayor parte por magmas de composiciones intermedias y félsicas. Esos magmas ricos en sílice a menudo tienen erupciones explosivas que generan grandes nubes de polvo y cenizas volcánicas (Foto de ImageState/Alamy).

Naturaleza de los cuerpos intrusivos

Las estructuras que son consecuencia de la ubicación del magma en rocas preexistentes se denominan **intrusiones** o **plutones**. Dado que todas las inclusiones se forman fuera de la vista, debajo de la superficie terrestre, solo 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.

Se sabe que las intrusiones aparecen en una gran variedad de tamaños y formas. Algunos de los tipos más comunes se ilustran en la Figura 4.27. Obsérvese que algunas de esas estructuras tienen una forma tabular, mientras

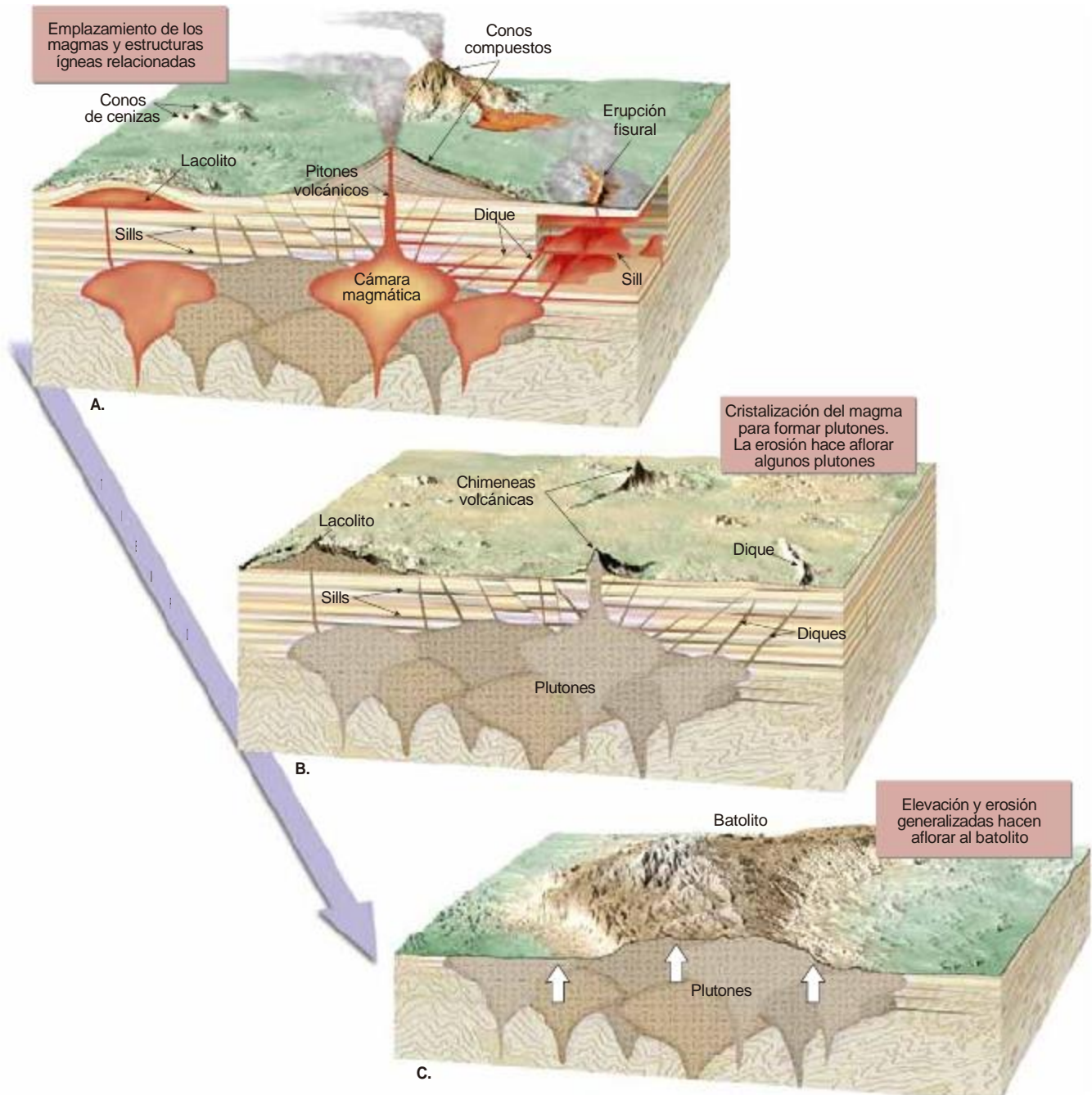


FIGURA 4.27. Ilustraciones que muestran las estructuras ígneas básicas. **A.** Este corte muestra la relación entre el vulcanismo y la actividad ígnea intrusiva. **B.** Esta vista ilustra las estructuras ígneas intrusivas básicas, algunas de las cuales han aflorado debido a la erosión mucho tiempo después de su formación. **C.** Después de millones de años de elevación y erosión aflora en la superficie un batolito.

que otras se describen mejor como masivos. Obsérvese también que algunos de estos cuerpos atraviesan estructuras existentes, como estratos de roca sedimentaria; mientras que otros se forman cuando se inyecta el magma entre las capas sedimentarias. Debido a estas diferencias, 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 cuerpos ígneos son **discordantes** (*discordare* = no concordar) si atraviesan estructuras existentes y **concordantes** (*concordare* = concordar) si se forman en paralelo a estructuras como los estratos sedimentarios.

Cuerpos intrusivos tabulares: diques y sills

Los cuerpos intrusivos tabulares se producen cuando los magmas son inyectados a la fuerza en una fractura o zona de debilidad, como una superficie de estratificación (Figura 4.27). Los **diques** son cuerpos discordantes que atraviesan las superficies de estratificación u otras estructuras en la roca caja. Por el contrario, los **sills** son cuerpos concordantes casi horizontales que se forman cuando el magma aprovecha las debilidades entre capas sedimentarias, u otras formaciones (Figura 4.28). En general, los diques son conductos tabulares que transportan el magma, mientras que los sills almacenan el magma.

Los diques y los sills suelen ser estructuras someras, que se forman allí donde las rocas de caja son lo suficientemente frágiles como para fracturarse. Su espesor puede oscilar entre menos de un milímetro y más de un kilómetro, pero la mayoría se encuentra en el intervalo de 1 a 20 m.



FIGURA 4.28. 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).

Los diques y los sills pueden aparecer como estructuras solitarias, pero, sobre todo los diques, tienden a formar grupos aproximadamente paralelos denominados *enjambres de diques*. Estas estructuras múltiples reflejan la tendencia de las fracturas a formarse en lugares donde las fuerzas tensionales estiran la roca caja quebradiza. Los diques también pueden formarse a partir de un cuello volcánico erosionado, como los radios de una rueda. En esas situaciones, 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 4.29

Debido a que los diques y sills son relativamente uniformes en espesor y a que pueden extenderse durante muchos kilómetros, se supone que son producto de magmas muy fluidos y, por consiguiente, móviles. Uno de los sills mayores y más estudiado de Estados



FIGURA 4.29. La estructura vertical que parece una pared de piedra 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).

Unidos es el sill de Palisades que aflora a lo largo de 80 km en el margen occidental del río Hudson, en el sureste de Nueva York y el noreste de Nueva Jersey; este sill tiene un espesor de unos 300 m. Dada su resistencia a la erosión, 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 pueden tener una amplia extensión aérea y ambas pueden exhibir disyunción columnar (Figura 4.30). 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 solo unos pocos metros de espesor, el magma emplazado se enfría a menudo con la suficiente rapidez como para generar una textura de grano fino. (Recordemos que la mayoría de los cuerpos ígneos intrusivos tienen una textura de grano grueso).

Cuerpos intrusivos masivos: batolitos y stocks

Con mucho, los cuerpos ígneos intrusivos mayores son los **batolitos** (*bathos* = profundidad; *lithos* = piedra). Los batolitos aparecen como gigantes estructuras lineales de varios centenares de kilómetros de longitud y hasta 100 km de anchura (Figura 4.31). El batolito de Sierra Nevada de EE.UU., por ejemplo, es una estructura granítica que constituye mucho de la Sierra Nevada

de California. Un batolito todavía mayor se extiende a lo largo de 1.800 km a lo largo de las Montañas Costeras del occidente canadiense, y en el sur de Alaska. Los batolitos pueden cubrir una zona grande, pero estudios gravitacionales recientes indican que la mayoría son inferiores a 10 km de espesor. Algunos son incluso más finos. El batolito costero de Perú, por ejemplo, es en esencia una lámina plana que tiene un espesor medio de solo 2-3 km.

Los batolitos están constituidos casi siempre por tipos de rocas félsicas e intermedias y se les suele denominar «batolitos de granito». Los grandes batolitos consisten en centenares de plutones agolpados íntimamente o interconectados unos contra otros. Estas masas bulbosas se emplazaron a lo largo de un periodo de millones de años. La actividad intrusiva que creó el batolito de Sierra Nevada, por ejemplo, se produjo casi continuamente durante un periodo de 130 millones de años, que finalizó hace unos 80 millones de años (Figura 4.31).

Por definición, un cuerpo plutónico debe tener una exposición superficial superior a 100 km cuadrados para que se le considere un batolito. Plutones más pequeños de este tipo se denominan **stocks**. Sin embargo, muchos stocks parecen ser porciones de cuerpos intrusivos más grandes que se llamarían batolitos si estuvieran completamente expuestos.

Emplazamiento de los batolitos

¿Cómo llegaron los masivos batolitos graníticos a residir en el interior de rocas sedimentarias y metamórficas que están solo moderadamente deformadas? ¿Qué

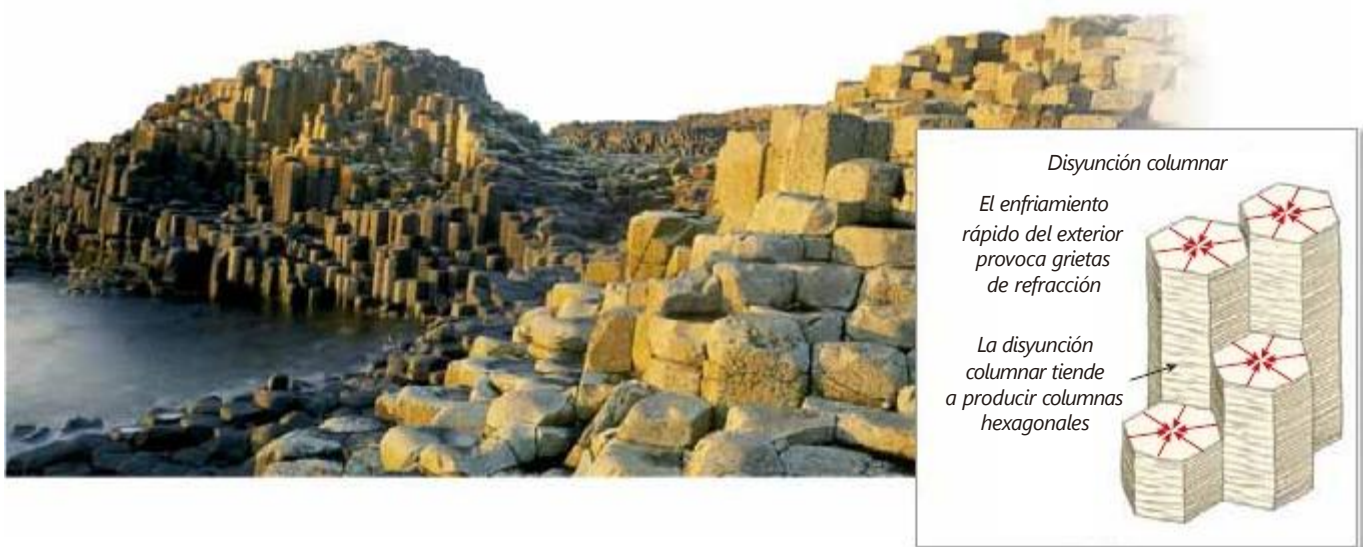


FIGURA 4.30. Disyunción columnar en basaltos, parque nacional de La Calzada de los Gigantes, Irlanda del Norte. Estas columnas pentagonales a heptagonales se producen por la contracción y fractura resultantes del enfriamiento gradual de una colada de lava o de un sill (Foto de Tom Till).



FIGURA 4.31. Batolitos graníticos que aparecen 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.

les sucedió a las rocas que fueron desplazadas por estas enormes masas ígneas (lo que los geólogos denominan el «problema del sitio»? ¿Cómo se abrieron paso los cuerpos magmáticos a través de varios kilómetros de roca sólida? Los geólogos siguen estudiando y debatiendo estas cuestiones todavía.

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. En el manto superior y la corteza inferior, donde las temperaturas y las presiones son elevadas, la roca es muy dúctil (capaz de fluir). En este ambiente, se supone que los cuerpos de magma flotante ascienden en forma de *diapiros*, masas en forma de lágrimas invertidas con cabezas redondas y colas alargadas. Sin embargo, en la corteza superior, grandes estructuras en forma de dique pueden proporcionar conductos para la ascensión del magma.

Dependiendo del ambiente tectónico, se han propuesto diversos mecanismos para resolver el «problema del espacio». A grandes profundidades, donde la roca es dúctil, una masa de magma flotante ascendente puede abrirse espacio a la fuerza apartando la roca suprayacente, un proceso denominado *shouldering*. A medida que el magma sigue ascendiendo, parte de la roca caja que fue desplazada llenará el espacio que el cuerpo magmático va dejando a medida que pasa³.

Conforme un cuerpo magmático se aproxima a la superficie, encuentra rocas relativamente frías y quebradizas que no son fáciles de empujar. El ulterior movimiento ascendente se lleva a cabo por un proceso denominado *arranque (stopping)*, en el cual los bloques del techo situado encima de una masa caliente ascendente se separan y se hunden en el magma. Las pruebas que respaldan este proceso se encuentran en plutones que contienen bloques suspendidos de roca de caja denominados **xenolitos** (*xenos* = extraño; *lithos* = piedra).

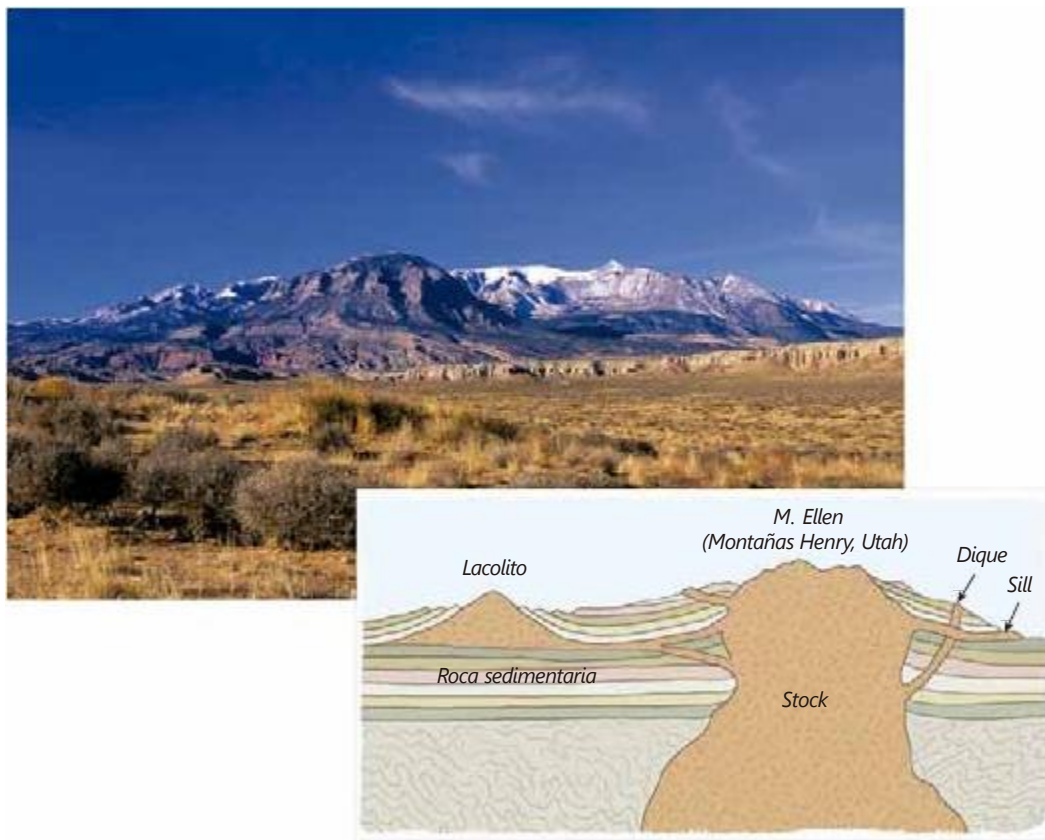
El magma puede también *fundir* y *asimilar* algo de la roca de caja suprayacente. Sin embargo, este proceso está muy limitado por la energía térmica disponible contenida en el cuerpo magmático. Cuando los plutones están emplazados cerca de la superficie, el problema del espacio puede resolverse mediante «elevación del techo» situado por encima del cuerpo intrusivo.

Lacolitos

Un estudio realizado en el siglo XIX por G.K. Gilbert de la U.S. Geological Survey en las Montañas Henry de Utah produjo la primera evidencia clara de que las intrusiones ígneas pueden elevar los estratos sedimentarios en los que penetran. Gilbert denominó **lacolitos** a estas intrusiones ígneas que había observado, que imaginó como rocas ígneas inyectadas a la fuerza entre los estratos sedimentarios, de forma que arquearon los estratos superiores, dejando relativamente planos los inferiores. Ahora se sabe que los cinco picos principales de las Montañas Henry no son lacolitos, sino stocks. Sin embargo, estos cuerpos magmáticos centrales son el material fuente para las ramificaciones que son verdaderos lacolitos, como Gilbert los definió (Figura 4.32).

Desde entonces se han identificado otros numerosos lacolitos graníticos en Utah. El mayor es una parte de las Pine Valley Mountains localizadas al norte de St. George, Utah. Otros se encuentran en las montañas La Sal cerca de Arches National Park y en la montaña Abajo directamente al sur.

³ Se produce una situación análoga cuando se almacena una lata de pintura con óleo. La fase oleosa de la pintura 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.



Esquema del geólogo

FIGURA 4.32. Monte Ellen, el más septentrional de los cinco picos que componen las Montañas Henry de Utah. Las principales intrusiones de la Montañas Henry son stocks, pero se ramifican de esas estructuras numerosos lacolitos (Foto de Michael DeFreitas North America/Alamy).

CAPÍTULO 4

Magma, rocas ígneas y actividad intrusiva en revisión

RESUMEN

Las *rocas ígneas* se forman cuando el *magma se enfría* y se solidifica. Las rocas ígneas *extrusivas* o *volcánicas* se forman cuando la *lava* se enfría sobre la superficie. El magma que se solidifica en zonas profundas produce rocas ígneas *intrusivas* o *plutónicas*.

Conforme el magma se enfría los iones que lo componen se disponen según modelos ordenados durante un proceso denominado *crystalización*. El enfriamiento lento se traduce en la formación de cristales relativamente grandes. A la inversa, cuando el enfriamiento se produce rápidamente, el resultado es una masa sólida que consiste en diminutos cristales intercrecidos. Cuando el material fundido se enfría instantáneamente, se forma una masa de átomos desordenados a los que se conoce como *vidrio*.

La composición mineral de una roca ígnea es consecuencia de la composición química del magma inicial y del ambiente de cristalización. Las rocas ígneas se dividen en amplios grupos composicionales en función del porcentaje de silicatos oscuros y claros que contienen. Las *rocas félsicas* (por ejemplo, el granito y la riolita) están compuestas de los silicatos claros feldespato potásico y cuarzo. Las rocas de composición *intermedia* (por ejemplo, la andesita y la diorita) son ricas en plagioclasa y anfíbol. Las *rocas máficas* (por ejemplo, el basalto y el gabro) contienen abundante olivino, piroxeno y plagioclasas ricas en calcio. Tienen elevado contenido en hierro, magnesio y calcio, y bajo en silicio, y son de color gris oscuro a negro.

La textura de una roca ígnea se refiere al aspecto general de la roca basado en el tamaño, la forma y la disposición de los granos minerales. El factor más importante que influye en la textura de las rocas ígneas es la velocidad de enfriamiento del magma. Las texturas comunes de las rocas ígneas son *afanítica* (*de grano fino*), con granos demasiado pequeños para ser distinguidos a simple vista; *fanerítica* (*de grano grueso*), con cristales intercrecidos de aproximadamente igual tamaño y lo suficientemente grandes para ser identificados a simple vista; *porfídica*, que tiene cristales grandes (*fenocristales*) englobados en una matriz de cristales más pequeños (*pasta*); y *vítrea*.

La composición mineral de una roca ígnea viene determinada en último extremo por la composición química del magma a partir del cual cristalizó. N. L. Bowen descubrió que, conforme se enfría un magma en el laboratorio, los minerales con puntos de fusión más altos cristalizan antes que los minerales con puntos de fusión más bajos. La *serie de reacción de Bowen* ilustra la secuencia de formación mineral en un magma basáltico.

Durante la cristalización del magma, si los minerales formados primero son más densos que la fracción líquida, se depositarán en el fondo de la cámara magmática durante un proceso denominado *sedimentación cristalina*. Debido al hecho de que la sedimentación cristalina elimina los minerales formados en primer lugar, el fundido restante formará una roca con una composición química muy diferente de la del magma inicial. El proceso de formación de más de un tipo de magma a partir de un magma común se denomina *diferenciación magmática*.

Una vez formado el cuerpo magmático, su composición puede cambiar mediante la incorporación de material extraño, un proceso denominado *asimilación*, o por *mezcla magmática*.

Los magmas se originan a partir de rocas esencialmente sólidas de la corteza y el manto. Además de

la composición de las rocas, su temperatura, profundidad (presión de confinamiento) y su contenido en agua determinan si estará en forma sólida o líquida. Por tanto, el magma puede generarse *mediante la elevación de la temperatura de una roca*, como ocurre cuando una pluma de manto caliente «se embolsa» debajo de las rocas de la corteza. Una *disminución de la presión* puede provocar *fusión por descompresión*. Además, la *introducción de volátiles* (agua) puede disminuir el punto de fusión de una roca lo bastante como para generar un magma. Un proceso denominado *fusión parcial* produce un fundido originado a partir de los minerales que funden a menos temperatura, que tienen un contenido más elevado en sílice que la roca original. Por tanto, los magmas generados por fusión parcial están más próximos al extremo félsico del espectro de composición que las rocas de las cuales proceden.

Los cuerpos ígneos intrusivos se clasifican en relación a su *forma* y por su *orientación con respecto a la roca caja*, por lo general roca sedimentaria o metamórfica. 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 discordantes producidos cuando el magma es inyectado a través de fracturas que cortan las capas de roca. Los cuerpos tabulares concordantes, casi horizontales, denominados *sills*, se forman cuando el magma es inyectado a lo largo de superficies de estratificación de las rocas sedimentarias. En muchos aspectos, los *sills* se parecen mucho a coladas de lava enterradas. Los *batolitos*, los cuerpos ígneos intrusivos más grandes, a veces constituyen grandes montañas lineales, como ejemplifica la Sierra Nevada. Los *lacolitos* son similares a los *sills*, pero se forman a partir de magma menos fluido que se acumula como masas en forma de lentes que arquean los estratos situados por encima.

TÉRMINOS FUNDAMENTALES

asimilación, 146

batolitos, 152

composición andesítica, 129

composición basáltica, 128

composición granítica, 128

composición intermedia, 129

concordante, 151

cristalización, 127

diaclasas columnares, 152

diferenciación magmática, 145

diques, 151

discordante, 151

félsica, 128

fenocristal, 132

fundido, 126

fusión parcial, 146

fusión por descompresión, 141

gradiente geotérmico, 140

intermedio, 139

intrusiones, 150

lacolitos, 153

lava, 126

máfica, 128

magma, 126

masivo, 151

mezcla de magmas, 146

pasta, 132

pegmatita, 132

plutones, 150

porfido, 132

rocas ígneas, 126

rocas ígneas extrusivas, 128

rocas ígneas intrusivas, 127

rocas plutónicas, 127
 rocas volcánicas, 128
 sedimentación cristalina, 144
 serie de reacción de Bowen, 143
 sills, 151
 stocks, 152
 tabular, 151
 textura, 130

textura afanítica, 131
 textura de grano fino, 131
 textura de grano grueso, 131
 textura fanerítica, 131
 textura fragmentaria, 132
 textura pegmatítica, 132
 textura piroclástica, 132
 textura porfídica, 132

textura vesicular, 131
 textura vítrea, 132
 ultramáfica, 129
 vidrio, 131
 volátiles, 126
 xenolitos, 153

PREGUNTAS DE REPASO

- ¿Qué es un magma?
- ¿Cómo se diferencia la lava del magma?
- Indique los tres componentes principales del magma.
- ¿Qué es el fundido? ¿Qué es un volátil?
- Enumere los tres volátiles más comunes encontrados en el magma.
- ¿En qué ambientes básicos se originan las rocas ígneas intrusivas y extrusivas?
- ¿Cómo influye la velocidad de enfriamiento en el tamaño de los cristales? ¿Qué otros factores influyen en la textura de las rocas ígneas?
- Las definiciones siguientes están relacionadas con términos utilizados para describir las texturas de las rocas ígneas. Para cada una de ellas, identifique el término apropiado.
 - Aperturas producidas por los gases que escapan.
 - La obsidiana tiene esta textura.
 - Una matriz de cristales finos que rodea a los fenocristales.
 - Los cristales son demasiado pequeños para verse sin el microscopio.
 - Una textura caracterizada por dos tamaños de cristales claramente diferentes.
 - Grano grueso con cristales de tamaños aproximadamente iguales.
 - Cristales excepcionalmente grandes que superan 1 centímetro de diámetro.
- ¿Por qué los cristales son tan grandes en las pegmatitas?
- ¿Qué indica una textura porfídica sobre las rocas ígneas?
- La clasificación de las rocas ígneas se basa principalmente en dos criterios. Nombre esos criterios.
- ¿En qué se diferencian el granito y la riolita? ¿En qué se parecen?
- Compare y contraste cada uno de los siguientes pares de rocas:
 - Granito y diorita.
 - Basalto y gabro.
 - Andesita y riolita.
- ¿Cómo se diferencian las tobas y las brechas volcánicas de otras rocas ígneas, como el granito y el basalto?
- ¿Qué es el gradiente geotérmico?
- Describa la fusión por descompresión.
- ¿Cómo desencadena la fusión la introducción de volátiles?
- ¿Qué es la diferenciación magmática? ¿Cómo podría inducir este proceso la formación de varias rocas ígneas diferentes a partir de un solo magma?
- Relacione la clasificación de las rocas ígneas con la serie de reacción de Bowen.
- ¿Qué es la fusión parcial?
- ¿En qué se diferencia composicionalmente un fundido originado por fusión parcial de la roca de la que procede?
- ¿En qué ambiente tectónico se genera la mayor parte de los magmas basálticos?
- ¿Por qué las rocas de composición intermedia (andesítica) y félsica (granítica) *no* se encuentran generalmente en las cuencas oceánicas?
- Describa cada una de las cuatro estructuras intrusivas básicas comentadas en el texto (diques, sills, lacolitos y batolitos).
- ¿Cuál es el mayor de todos los cuerpos ígneos intrusivos? ¿Es tabular o masivo? ¿Concordante o discordante?
- Describa los mecanismos que se han propuesto para explicar cómo los grandes cuerpos magmáticos llegan a residir en el espacio ocupado anteriormente por la roca preexistente.

MasteringGeology

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

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

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

Encounter Earth

Geoscience Animations

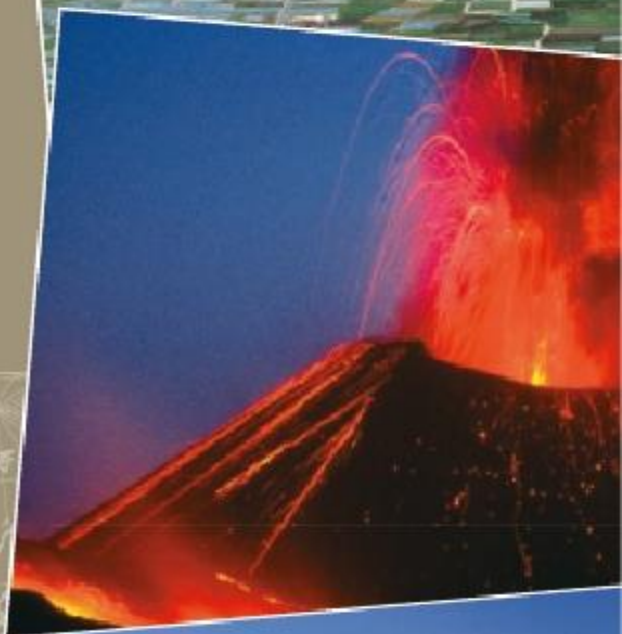
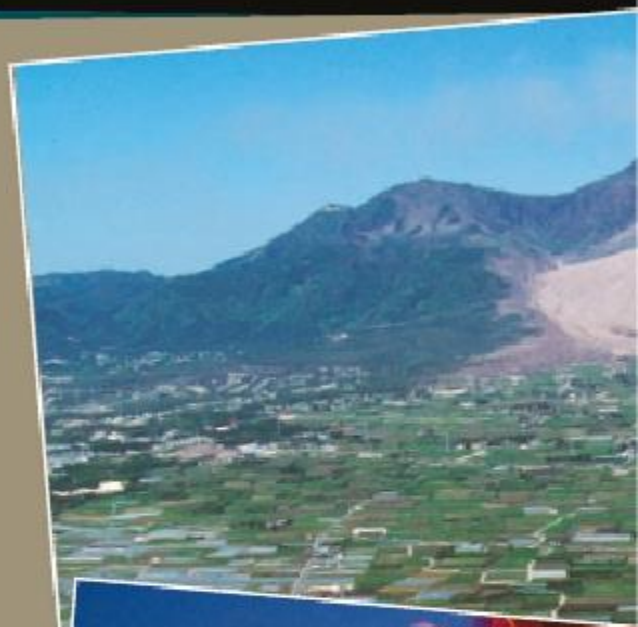
GEODe

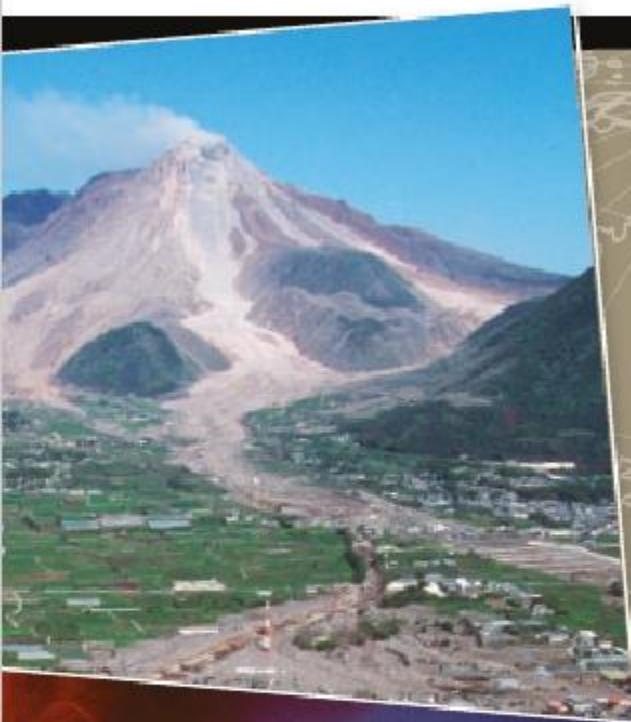
Pearson eText

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

CAPÍTULO 5

Los volcanes y los riesgos volcánicos





El domingo 18 de mayo de 1980, la mayor erupción volcánica ocurrida en Norteamérica en tiempos históricos transformó un pintoresco volcán en un resto decapitado (Figura 5.1). Ese día entró en erupción con tremenda fuerza el monte Santa Helena, 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 sobrepasado más de 2.900 m por encima del nivel del mar, perdió 400 m de altura.

El acontecimiento devastó una amplia franja de tierra boscosa en el lado norte de la montaña (Figura 5.2). En un área de 400 km 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 km 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 los corrientes de barro.

La erupción expulsó casi un kilómetro cúbico de cenizas y restos de rocas. Después de la explosión, el monte Santa Helena siguió emitiendo grandes cantidades de gases y cenizas calientes. La fuerza con la que explotó fue tal que una parte de las cenizas fue lanzada a más de 18.000 m 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 m de espesor. El aire sobre Yakima, Washington (130 km al este), estaba tan repleto de cenizas que sus habitantes experimentaron al mediodía la oscuridad de media noche.

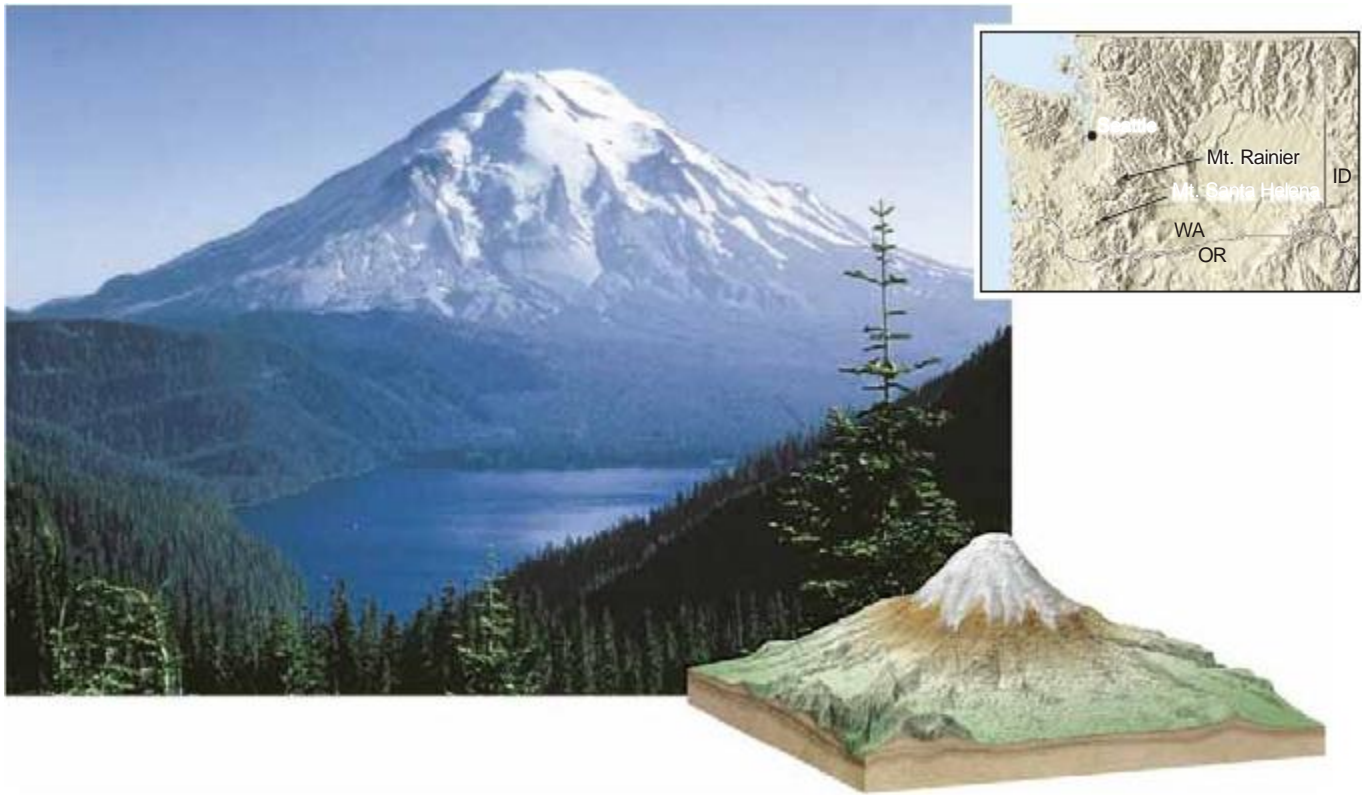


FIGURA 5.1 Las fotografías anterior y posterior muestran la transformación del monte Santa Helena causada por la erupción del 18 de mayo de 1980 (Foto de arriba, cortesía de U. S. Geological Survey; foto de abajo, de Michael Collier).



FIGURA 5.2. Los abetos se partieron o fueron arrancados por la explosión lateral del monte Santa Helena el 18 de mayo de 1980 (Foto grande de Lyn Topinka/AP Foto/U.S. Geological Survey; inserto de John Burnley/Photo Researchers, Inc.).

No todas las erupciones volcánicas son tan violentas como la del año 1980 en el monte Santa Helena. 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. Durante la fase activa más reciente del Kilauea, que empezó en 1983, se han destruido más de 180 hogares y un centro de información de un parque nacional.

¿Por qué los volcanes como el monte Santa Helena 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 fondo oceánico, mientras que otros aparecen en los continentes? Este capítulo abordará estas y otras cuestiones a medida que exploremos la naturaleza y el movimiento del magma y la lava (Figura 5.3).

NATURALEZA DE LAS ERUPCIONES VOLCÁNICAS



VOLCANOES

The Nature of Volcanic Eruptions

La actividad volcánica suele percibirse como un proceso que crea una estructura pintoresca en forma de cono que, como el monte Santa Helena, hace erupción de manera violenta con cierta periodicidad (Recuadro 5.1). Algunas erupciones pueden ser muy explosivas, pero



FIGURA 5.3. Lava basáltica fluida que está siendo expulsada del volcán Kilauea, Hawái (Foto de Fouglaas Peebles).

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

ENTENDER LA TIERRA

Anatomía de una erupción

RECUADRO 5.1

Los acontecimientos que llevaron a la erupción del monte Santa Helena 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 ascendente 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. 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, eliminando la sobrecarga que había atrapado al magma por debajo (Figura 5.A, parte C). Al reducirse la presión, el agua del magma se evaporó y expandió, causando la ruptura de la ladera 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 Helena es uno de los quinque grandes volcanes de los innumerables volcanes más 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. Además del monte Santa Helena, los que más probablemente volverán a hacer erupción son el monte Baker y el monte Rainier en Washington, el monte Shasta y el Lassenpeak en California, y el monte Hood en Oregón.

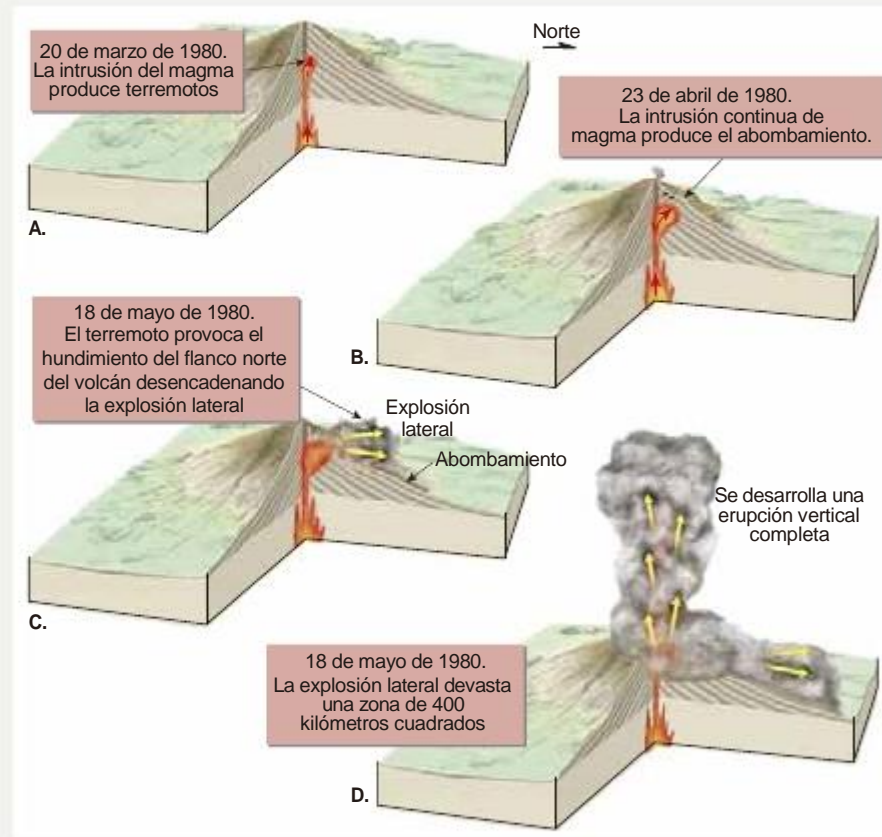


FIGURA 5.A. Diagramas idealizados que muestran los acontecimientos de la erupción del monte Santa Helena el 18 de mayo de 1980. **A.** Primero, un terremoto considerable indica que es posible una reactivación volcánica. **B.** Crecimiento alarmante de un bulto en el flanco norte, que sugiere aumento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

variables, a la movilidad, o **viscosidad** (*viscos* = pegajoso), del magma. Cuanto más viscoso es un material, mayor es su resistencia a fluir. Por ejemplo, comparemos el jarabe con el agua, el jarabe es más viscoso y,

por tanto, más resistente al flujo, que el agua. Un magma asociado con una erupción explosiva puede ser cinco veces más viscoso que el magma expulsado de una manera tranquila.

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 solidificarse, 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. 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: *cuanta 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, las lavas riolíticas (félsicas) son muy viscosas y tienden a formar coladas gruesas, comparativamente cortas. Por el contrario, las lavas, que contienen menos sílice, son relativamente fluidas y se conoce el caso de coladas que han recorrido distancias de 150 km o más antes de solidificarse.

La cantidad de **volátiles** (los componentes gaseosos del magma, principalmente agua) contenida en el magma afecta también a su movilidad. Siendo iguales otros factores, el agua disuelta en el magma tiende a aumentar la fluidez porque reduce la polimerización (formación de largas cadenas de silicato) rompiendo los enlaces sílice-oxígeno. De aquí se deduce, por consiguiente, que la pérdida de gases hace al magma (lava) más viscoso.

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 productos piroclásticos	Morfología volcánica
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

¿Por qué hacen erupción los volcanes?

En el Capítulo 4 aprendimos que la mayor parte del magma es generado por la fusión parcial de la roca peridotita en el manto superior para formar magma con una composición basáltica. Una vez formada, la roca fundida con fuerza ascensional subirá hacia la superficie. Dado que la densidad de las rocas de la corteza tiende a disminuir hacia la superficie, el magma basáltico ascendente puede alcanzar un nivel donde las rocas que están por encima sean menos densas. Si esto ocurre, el material fundido empieza a acumularse formando una cámara magmática. Conforme se va enfriando el cuerpo magmático, los minerales que tienen temperaturas de fusión más elevadas cristalizan primero, dejando a la mezcla remanente enriquecida en sílice y otros componentes menos densos. Algo de este material enormemente evolucionado puede ascender a la superficie para producir una erupción volcánica. En la mayoría, pero no todos, los ámbitos tectónicos, solo una fracción del magma generado en profundidad alcanza alguna vez la superficie.

Desencadenamiento de erupciones de tipo hawaiano

Las erupciones en las que intervienen magmas basálticos muy fluidos suelen ser desencadenadas por la llegada de un nuevo lote de material fundido a un depósito del magma próximo a la superficie. Esto puede detectarse porque la cima del volcán empieza a dilatarse meses, o incluso años, antes de que empiece la erupción. La inyección de un suministro fresco de material fundido hace que la cámara magmática se hinche y fracture la roca superior. Esto, a su vez, moviliza el magma, que rápidamente asciende a lo largo de las aperturas recién formadas, generando a menudo brotes de lava durante semanas, meses o incluso años.

El papel de los compuestos volátiles en las erupciones explosivas

Todos los magmas contienen algo de agua y otros volátiles que se mantienen en disolución por la inmensa presión de la roca suprayacente. Los compuestos volátiles tienden a ser más abundantes cerca de las partes superiores de la cámara magmática, que contienen fundidos ricos en sílice muy evolucionados. Cuando el magma asciende (o las rocas que confinan el magma caen) se produce una reducción de la presión y los gases disueltos empiezan a separarse del material fundido formando diminutas burbujas, igual que ocurre al abrir una botella de gaseosa caliente y se deja que escapen las burbujas de dióxido de carbono.

Cuando los magmas basálticos fluidos hacen erupción, los gases presurizados escapan con relativa facilidad. A temperaturas de 1.000 °C y presiones bajas cerca de la superficie, los gases pueden expandirse rápidamente para ocupar centenares de veces sus volúmenes originales. En algunas ocasiones, estos gases en expansión propulsan la lava incandescente a centenares de metros en el aire, produciendo fuentes de lava (Figura 5.3). Aunque espectaculares, dichas fuentes son fundamentalmente inocuas y no suelen ir asociadas con episodios explosivos importantes causantes de gran pérdida de vidas y propiedades. En el otro extremo, los magmas muy viscosos, riolíticos, pueden producir nubes explosivas de gases y cenizas calientes que evolucionan a plumas, con gran fuerza ascensional, denominadas **columnas de erupción** que se extienden a miles de metros en la atmósfera (Figura 5.4). Debido a la gran viscosidad del magma rico en sílice, una porción significativa de los volátiles permanecen disueltos hasta que el magma alcanza una profundidad somera, donde empiezan a formarse y a crecer diminutas burbujas. Las burbujas crecen mediante dos procesos, separación continua de los gases de la mezcla fundida y expansión de las burbujas a medida que disminuye la presión de confinamiento. Si la presión del cuerpo magmático en expansión supera la fuerza de la roca suprayacente, se produce fractura. A medida que el magma asciende por las fracturas, una ulterior caída de la presión de confinamiento hace que se formen y crezcan más burbujas de gas. Esta reacción en cadena puede generar un acontecimiento explosivo en el cual el magma es literalmente expulsado en fragmentos (cenizas y pumita) que son transportados a grandes alturas por los gases calientes. (Como demuestra la erupción del monte Santa Helena en 1980, el colapso del flanco del volcán puede también desencadenar una energética erupción explosiva.)

Cuando el magma de la parte más alta de la cámara magmática es poderosamente expulsado por los



FIGURA 5.4. Columna de erupción de vapor y cenizas del monte Augustine, Cook Inlet, Alaska (Foto de Steve Kaufman/Peter Arnold, Inc.).

gases que escapan, la presión de confinamiento en la roca fundida que está directamente debajo desciende de manera súbita. Por tanto, en vez de una explosión única, las erupciones volcánicas son realmente una serie de explosiones. Este proceso podría continuar lógicamente hasta que la cámara magmática entera estuviera vacía, de una manera muy parecida a como un géiser se vacía de agua (véase Capítulo 17). Sin embargo, generalmente no ocurre esto. Normalmente solo es el magma de la parte superior de la cámara magmática el que tiene un contenido suficientemente elevado de gases como para desencadenar una explosión de vapor y cenizas.

En resumen, la viscosidad del magma, junto con la cantidad de gases disueltos y la facilidad con la que pueden escapar, determina en gran medida la naturaleza de una erupción volcánica. En general, los magmas basálticos calientes contienen menores componentes gaseosos y permiten que esos gases escapen con relativa facilidad en comparación con los magmas riolíticos y andesíticos mucho más evolucionados. Esto explica el contraste entre las erupciones volcánicas «tranquilas» de lavas basálticas fluidas de Hawái y las erupciones explosivas, y a veces catastróficas, de lavas viscosas de los volcanes del tipo monte Santa Helena (1980), monte Pinatubo en Filipinas (1991) y las colinas Soufriere en la Isla de Montserrat (1995).

MATERIALES EXPULSADOS DURANTE UNA ERUPCIÓN



VOLCANOES

Materials Extruded during an Eruption

Los volcanes expulsan lava, grandes volúmenes de gases y materiales piroclásticos (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 (félsicas) representan solo el uno por ciento del total.

Las lavas basálticas calientes suelen ser muy fluidas. Fluyen en general formando láminas delgadas y anchas o cintas semejantes a torrentes. En la isla de Hawái se ha cronometrado una velocidad de 30 km por hora pendiente abajo para este tipo de lavas, pero son más frecuentes velocidades de 100 a 300 m por hora. Por el contrario, el movimiento de las lavas riolíticas, ricas en sílice puede ser demasiado lento como para percibirse. Además, la mayoría de las lavas riolíticas 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 aa y cordadas (pahoehoe)

Dos tipos de coladas se conocen por su nombre hawaiano. La más común de ellas, las **coladas aa** (o escoriácea) tiene una superficie de bloques ásperos y desiguales con bordes peligrosamente afilados y proyecciones puntiagudas (Figura 5.5A). Atravesar una colada escoriácea puede ser una experiencia difícil y dolorosa. Por el contrario las **lavas pahoehoe** (cordadas) exhiben superficies lisas que a menudo recuerdan a las hebras trenzadas de las cuerdas (Figura 5.5B). Pahoehoe significa «por donde se puede andar».

Las coladas aa y pahoehoe pueden hacer erupción de la misma chimenea. Sin embargo las últimas se forman a temperaturas más elevadas y son más fluidas que las coladas de lava aa. Además, las lavas cordadas pueden cambiar a coladas de lavas aa, pero lo contrario (de aa a cordadas) no ocurre.

Un factor que facilita el cambio de coladas de lava cordada a la aa es el enfriamiento que se produce a



A.



B.

FIGURA 5.5. Coladas de lava **A.** Colada aa basáltica típica, de movimiento lento (Foto de J. D. Griggs, U. S. Geological Survey). **B.** Típica colada cordada (pahoehoe) (Foto de Frans Lanting/Corbis). Estas dos coladas procedían de una fractura en el flanco del volcán Kilauea, Hawái.

medida que la colada se aleja de la chimenea. El enfriamiento aumenta la viscosidad y promueve la formación de burbujas. 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, transformando una superficie lisa en una masa fracturada lo que proporciona a la colada el aspecto de una masa de cascotes escoriáceos que avanza.

En ocasiones se ha sabido de lavas basálticas que se movían a unas velocidades agónicamente lentas. En 1990, cerca de la ciudad hawaiana de Kalapana, los residentes tuvieron que ver durante semanas como una colada cordada se arrastraba hacia sus casas a tan solo unos pocos metros a la hora. La mayoría pudieron escapar sin daño, pero fueron incapaces de detener la colada y, finalmente, sus casas se quemaron.

Tubos de lava

Las coladas basálticas solidificadas suelen contener túneles en forma de cuevas denominadas **tubos de lava** que antes fueron los conductos por donde se transportaba la lava desde la chimenea volcánica hasta el frente de la colada (Figura 5.6). Estos conductos se desarrollan en el interior de una colada donde las temperaturas se mantienen elevadas durante bastante tiempo después de que se solidifique la superficie. Los tubos de lava son importantes porque actúan como caminos aislados que facilitan el avance de la lava a grandes distancias desde su fuente. Además, los tubos de lava están asociados con volcanes que emiten lavas basálticas fluidas y se encuentran en muchas partes del mundo. Incluso los masivos volcanes de Marte tienen coladas con numerosos tubos de lava. Algunos tubos de lava exhiben dimensiones extraordinarias; una estructura de este tipo, la cueva Kazumura, localizada en la pendiente sudoriental del volcán, Mauna Loa de Hawái se extiende más de 60 km.

Coladas de bloques

A diferencia de los magmas basálticos fluidos, que pueden viajar muchos kilómetros, los magmas andesíticos y riolíticos tienden a generar coladas prominentes relativamente cortas, de unos pocos centenares de metros a unos pocos kilómetros de longitud. Su superficie superior consiste en gran medida en bloques separados sin vesículas, de donde les viene el nombre de **coladas de bloques**. Aunque son parecidas a las coladas aa, estas lavas están formadas por bloques con superficies comparativamente lisas, en lugar de tener superficies rugosas, de escoria.

Coladas almohadilladas

Recordemos que mucha de la producción volcánica terrestre se da a lo largo de las dorsales oceánicas (límites de placas divergentes). Cuando las efusiones de lava se originan en una cuenca oceánica, 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 aprieta fuerte). El resultado es una colada de lava compuesta por numerosas estructuras parecidas a almohadas denominadas **lavas almohadilladas**, colocadas unas encima de las otras. Las lavas almohadilladas son útiles para la reconstrucción de la historia geológica, porque, dondequiera que se observen, su presencia indica que la colada de lava se formó en un ambiente subacuático.



A.



B.

FIGURA 5.6. Las coladas de lava a menudo desarrollan una corteza sólida mientras la lava fundida sigue avanzando en conductos denominados *tubos de lava*. **A.** Vista de un tubo de lava activo a través del techo hundido. **B.** Tubo de lava Thurston, Volcanoes National Park de Hawái (Foto **A** de G. Brad Lewis/Omjalla Imágenes y foto **B** de Philip Rosenberg/Pacific Stock).

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 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. En ocasiones, las erupciones emiten cantidades colosales de gases volcánicos que ascienden a lo alto de la atmósfera, donde pueden permanecer durante años. Algunas de esas erupciones pueden tener un impacto en el clima terrestre, una cuestión que consideraremos en el Capítulo 21.

La composición de los gases volcánicos es importante porque contribuye de manera significativa a la atmósfera de nuestro planeta. Los análisis de muestras tomadas durante erupciones hawaianas indican que el componente gaseoso es de alrededor de un 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. (La proporción relativa de cada gas varía de manera significativa de una región volcánica a otra.) Los compuestos de azufre se reconocen fácilmente por su olor. Los volcanes son también una fuente natural de contaminación del aire: algunos emiten grandes cantidades de dióxido de azufre, el cual se combina fácilmente con los gases atmosféricos para formar ácido sulfúrico y otros compuestos de sulfato (Figura 5.7).

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, la hinchazón del cuerpo magmático fractura 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

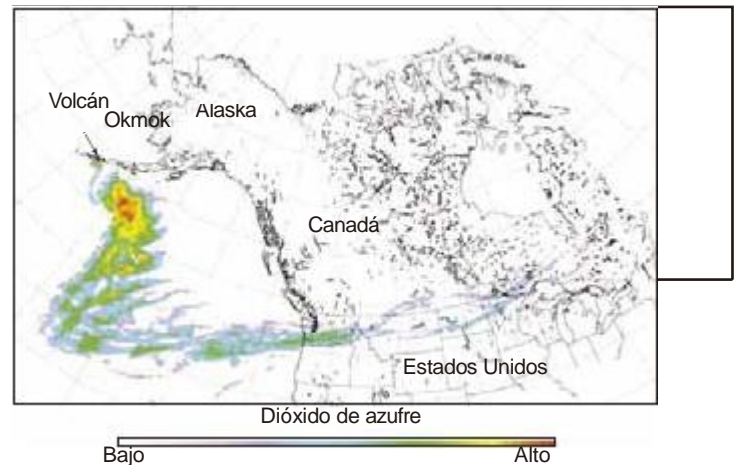


FIGURA 5.7. El volcán Okmok, Islas Aleutianas (Alaska), hizo erupción en 2009 liberando una pluma de cenizas y gases como el dióxido de azufre, que no pudo verse, pero pudo ser detectada por los satélites. El dióxido de azufre puede afectar a la salud humana y al clima. Cerca de la superficie de la tierra plantea riesgos, entre ellos enfermedades respiratorias, problemas de visibilidad, smog volcánico (vog) y lluvia ácida. A altitudes superiores, donde se detectó esta concentración de dióxido de azufre, el gas se transforma en diminutas partículas de sulfato. Estas partículas de aerosol crean una bruma brillante que refleja la luz solar hacia el espacio, impidiendo que alcance la superficie de la Tierra (Imagen por cortesía de la NASA).

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.

Materiales piroclásticos

Cuando los volcanes entran en erupción enérgicamente, expulsan roca pulverizada, lava, y fragmentos de vidrio por la chimenea. Las partículas producidas 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 varias toneladas.

Las partículas de *ceniza* y *polvo* se producen cuando los magmas viscosos cargados de gases hacen erupción de forma explosiva (véase Figura 5.4). Conforme el magma asciende por la chimenea, los gases se expanden rápidamente generando un 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 (Figura 5.8). Cuando las cenizas calientes caen, las partículas vítreas a menudo se funden para formar una roca llamada *toba soldada*. Capas

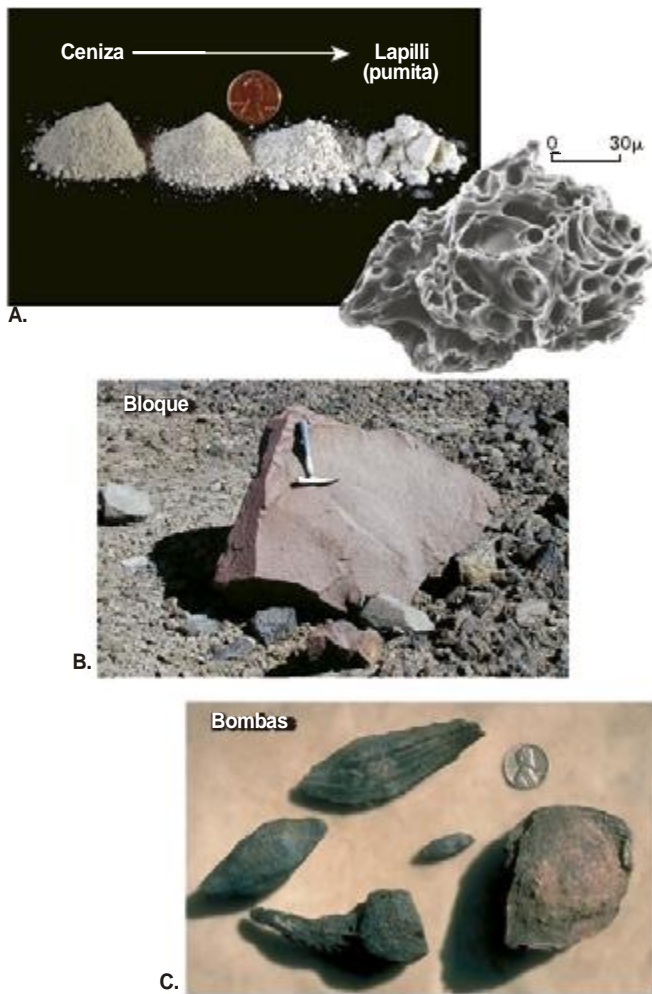


FIGURA 5.8. Materiales piroclásticos. **A.** Ceniza volcánica y pequeños fragmentos de pumita (*lapilli*) que fueron expulsados del monte Santa Helena en 1980. La foto insertada es una imagen obtenida utilizando un microscopio electrónico de barrido (SEM). Esta partícula de ceniza vesicular exhibe una textura vidriosa y tiene un diámetro aproximado como el del pelo humano. **B.** Bloque volcánico. Los bloques volcánicos son fragmentos sólidos que fueron expulsados de un volcán durante una erupción explosiva. **C.** Estas bombas basálticas fueron expulsadas del volcán Mauna Loa de Hawái. Las bombas volcánicas son bolsas de lava expulsadas mientras están todavía fundidas y que a menudo adquieren formas redondas aerodinámicas mientras viajan por el aire (Fotos por cortesía de U.S. Geological Survey).

de este material, así como depósitos de ceniza que más tarde se consolidan, cubren enormes porciones del occidente de Estados Unidos.

Piroclastos algo mayores, cuyo tamaño oscila entre el de una cuenta de collar pequeña y el de una nuez se conocen como *lapilli* («piedras pequeñas») (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 (véase Figura 5.8C). Dado que, tras su expulsión, las bombas

están semifundidas, a menudo adoptan una forma aerodinámica conforme viajan por el aire (Figura 5.9). Debido a su tamaño, las bombas y los bloques suelen caer cerca de la chimenea. Sin embargo, a veces son propulsadas a grandes distancias. Por ejemplo, durante una erupción del volcán japonés Asama, se expulsaron bombas de 6 m de longitud y con un peso aproximado de 200 toneladas a 600 m 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 vesiculares expulsados producto del magma basáltico (Figura 5.10A). 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 los magmas de composición intermedia (andesítica) o félsica (riolítica) son expulsados de forma explosiva, emiten ceniza y la roca vesicular **pumita** (Figura 5.10B). La pumita suele tener un color más claro y es menos densa que la escoria, y muchos fragmentos de pumita tienen tal preponderancia de vesículas que son lo suficientemente ligeras como para flotar.

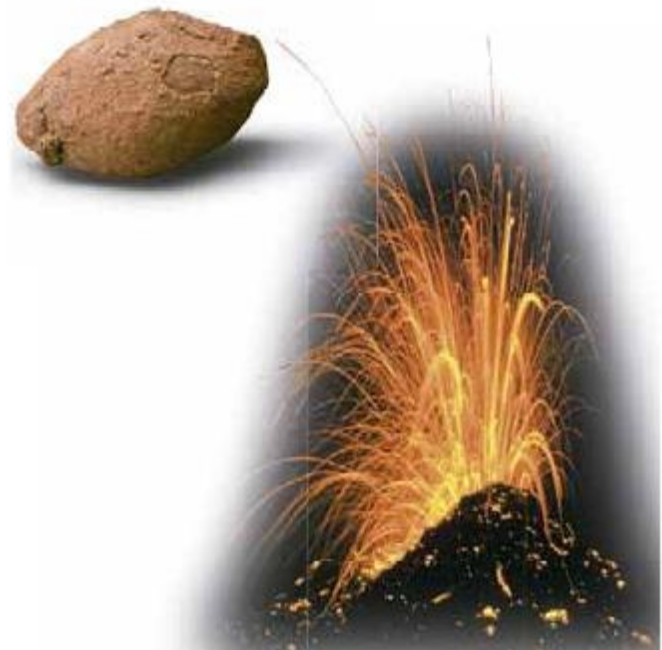


FIGURA 5.9. Bombas volcánicas formándose durante una erupción del volcán Kilauea de Hawái. Los fragmentos de lava expulsados adoptan una forma aerodinámica conforme se desplazan a través del aire. La bomba de la imagen insertada tiene una longitud aproximada de 10 centímetros (Foto de Arthur Roy/ National Audubon Society; foto insertada de E. J. Tarbuck).



A. Escoria



B. Pumita

FIGURA 5.10. La escoria y la pumita son rocas volcánicas que exhiben una textura vesicular. Las vesículas son pequeños agujeros que dejan las burbujas de gas al escapar. **A.** La escoria es normalmente un producto del magma máfico (basáltico). **B.** La pumita se forma durante erupciones explosivas con una composición intermedia (andesítica) o félsica (riolítica) (Foto de E. J. Tarbuck).

ESTRUCTURAS VOLCÁNICAS Y ESTILOS DE ERUPCIÓN



VOLCANOES

Volcanic Structures and Eruptive Styles

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 pintorescas se producen por la actividad volcánica que tuvo lugar con intermitencias durante millares, o incluso centenares de millares, de años. Sin embargo, muchos volcanes no se ajustan a esta imagen. Los conos de ceniza son bastante pequeños y se forman durante una única fase eruptiva que puede durar de unos pocos días

a unos pocos años. Otras formas volcánicas no son volcanes en absoluto. Por ejemplo, el valle de los Diez Mil Humos, en Alaska, es un depósito de superficie plana que consiste en 15 km cúbicos de ceniza que se expulsaron en menos de 60 h y que cubrió una sección del valle fluvial hasta una profundidad de 200 m.

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.

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 por esa fisura, su camino se halla habitualmente en un **conducto** circular, o **tubo**, que termina en una apertura en la superficie denominada **chimenea** (Figura 5.11). Las sucesivas erupciones de lava, material piroclástico, o con frecuencia una combinación de ambos, separadas a menudo por largos periodos de inactividad acaban formando la estructura que llamamos **volcán**.

En la cima de la mayoría de los volcanes hay una depresión con cierta forma de embudo llamada **cráter** (*crater* = cuenco). Los volcanes que se crean fundamentalmente de materiales piroclásticos suelen tener cráteres que se forman por la acumulación gradual de los derrubios volcánicos en el borde circundante. Otros cráteres se generan durante erupciones explosivas a medida que las partículas rápidamente expulsadas erosionan las paredes del cráter. Los cráteres se forman también cuando la cima de un volcán se hunde después de una erupción

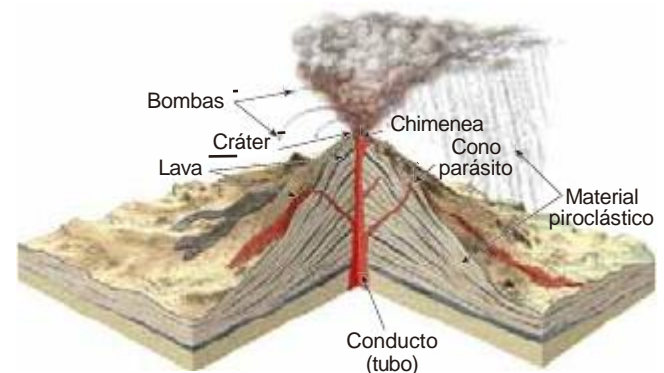


FIGURA 5.11. Anatomía de un cono compuesto «típico» (en las Figuras 5.13 y 5.17 se puede comparar con un volcán en escudo y un cono de ceniza, respectivamente).

La Tierra como sistema

Contaminación volcánica del aire: un riesgo en Hawái

RECUADRO 5.2

Normalmente pensamos en la contaminación del aire (*smog*) como un problema de las grandes ciudades y de las zonas industriales, o cerca de ellas. Por el contrario, nuestra probable percepción de la isla de Hawái es que la calidad de su aire es normalmente excelente porque está localizada en el océano Pacífico, muy alejada de los principales centros urbanos e industriales. Sorprende saber que esto no es siempre así. Recientemente Hawái ha experimentado episodios en los cuales una espesa bruma corrosiva cubría partes de la isla provocando una reducida visibilidad, síntomas de salud e incluso daño a los cultivos sensibles.

Estos acontecimientos no son causados por incendios forestales o las emisiones de los coches y las fábricas, sino por vientos que transportan las emisiones del volcán Kilauea. La palabra *vog*, una abreviatura en inglés de «smog volcánico», se acuñó para identificar esta forma de contaminación del aire. El *vog* se crea cuando se combinan el dióxido de azufre (SO₂) y otros gases volcánicos, que interaccionan químicamente en la atmósfera con el oxígeno, la humedad, el polvo y la luz solar. El *vog* es una bruma visible que consiste en una mezcla suspendida de partículas sólidas y líquidas diminutas (aerosoles).

El *vog* se experimentó por primera vez en 1986. Hasta ese momento, la evolución en curso del volcán, que empezó tres años antes, consistía en breves episodios que a menudo producían fuentes espectaculares de lava. Pero, a mediados de 1986, la colada del mar, hacia la superficie se hizo más estable, produciendo un flujo casi constante, pero tranquilo, de salida de gas y lava. El problema del *vog* se volvió más serio en marzo de

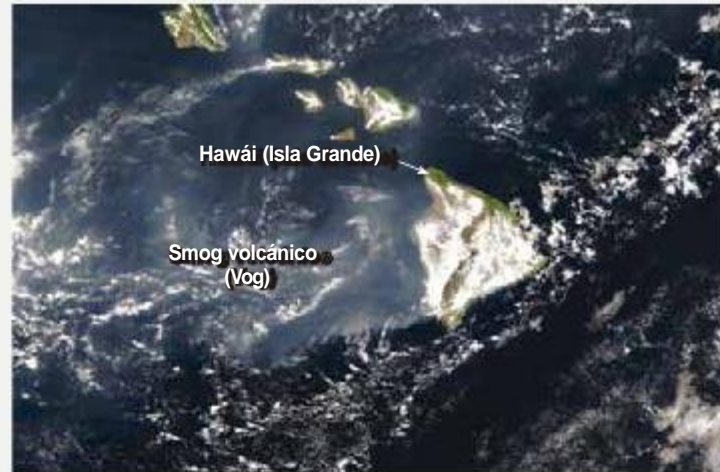


FIGURA 5.B. Está bruma gris blanquecina conocida como *vog* (abreviatura para smog volcánico en inglés) estaba suspendida, baja, sobre las islas Hawái a finales del otoño de 2008, cuando el satélite *Aqua* de la NASA capturó esta imagen. Normalmente no es tan generalizado, pero el *vog* se ha vuelto relativamente común en la isla de Hawái. Se forma cuando el dióxido de azufre del volcán Kilauea reacciona con oxígeno y agua en la atmósfera. Las diminutas partículas de dióxido de azufre que resultan dispersan la luz solar de modo que el *vog* se muestra fácilmente cuando se mira desde el espacio. Los productos químicos que lo componen son peligrosos para el ambiente y para la salud de las plantas y los animales (Foto por cortesía de la NASA).

2008 cuando se abrió una nueva chimenea a través de una pared del cráter Halemaumau haciendo que aumentara de manera sustancial la velocidad de emisión de los gases. La figura 5.B es una imagen de satélite que muestra un episodio especialmente espeso y generalizado en diciembre de 2008. El *vog* aparece como una bruma más fina y

con bordes más difusos que las blancas nubes a su lado.

En resumen, los problemas de calidad del aire experimentados en la isla de Hawái no son generados por el ser humano, sino más bien por un fenómeno natural creado en gran medida por interacciones entre la geosfera y la atmósfera.

(Figura 5.12). Algunos volcanes tienen depresiones circulares muy grandes denominadas *calderas*, cuyos diámetros son mayores de 1 km y en raras ocasiones pueden superar los 50 km.

Durante los primeros estadios del crecimiento, la mayor parte de descargas volcánicas proceden de una 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 Etna de Italia, por ejemplo, tiene más de 200 chimeneas secundarias,

algunas de las cuales han formado conos parásitos. Sin embargo, muchas de estas chimeneas solo emiten gases y se denominan, con toda propiedad, **fumarolas** (*fumus* = humo).

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 (Figura 5.13). La mayoría de los volcanes en escudo empiezan en el fondo oceánico como montes submarinos,



FIGURA 5.12 Cráter del monte Vesubio, Italia. La ciudad de Nápoles está localizada al noroeste del Vesubio, mientras que Pompeya, la ciudad romana que fue enterrada por una erupción en el año 79 d. C., está localizada al sureste del volcán (NASA; imagen insertada de Krafft/Foto Researchers).

algunos de los cuales crecen lo suficiente como para formar islas volcánicas. De hecho, con la excepción de las islas volcánicas que se forman sobre las zonas de subducción, la mayoría de las otras islas oceánicas son o bien

un volcán en escudo único o, más a menudo, la unión de dos o más escudos mediante cantidades masivas de coladas almohadilladas. Son ejemplos las Islas Canarias, las Islas Hawái, las Galápagos y la Isla de Pascua. Además algunos volcanes en escudo se forman sobre la corteza continental. En este grupo se encuentran varias estructuras volcánicas localizadas en el este de África.

Mauna Loa: un volcán en escudo clásico

Un estudio extenso de las Islas Hawái confirma que cada escudo se formó a partir de una miríada de coladas de lava basáltica de unos pocos metros de grosor entremezcladas con cantidades relativamente menores de material piroclástico eyectado. El Mauna Loa es uno de los cinco volcanes en escudo superpuestos que constituyen juntos la isla Grande de Hawái (véase Figura 5.13). Desde su base, en el fondo del océano Pacífico, hasta su cima, la altura del Mauna Loa supera los 9 km, superando la del Everest. Esta pila masiva de roca basáltica tiene un volumen estimado de 40.000 km 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 la cantidad que forma un cono compuesto grande como el monte Rainier (Figura 5.14). Aunque los volcanes en escudo que comprenden las islas suelen ser bastante grandes, algunos tienen un tamaño más modesto.

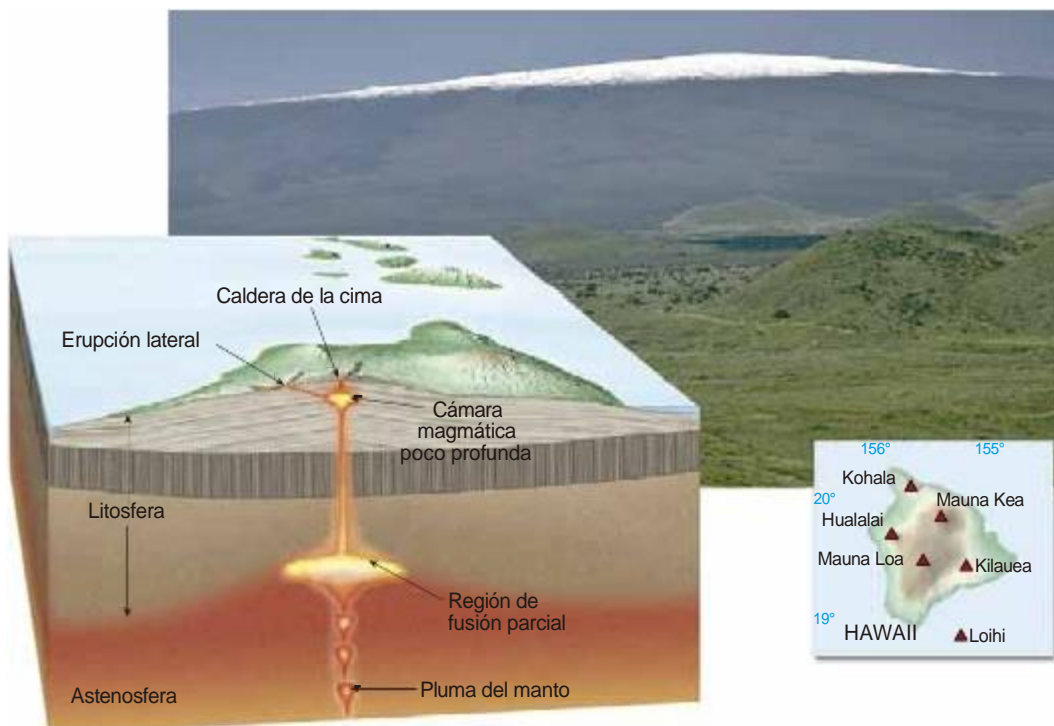


FIGURA 5.13. El Mauna Loa es uno de los cinco volcanes en escudo que forman la isla de Hawái. Los volcanes en escudo se construyen fundamentalmente a partir de coladas de lava basáltica fluida y contienen solo un pequeño porcentaje de materiales piroclásticos (Foto de Greg Vaughn/Alamy).

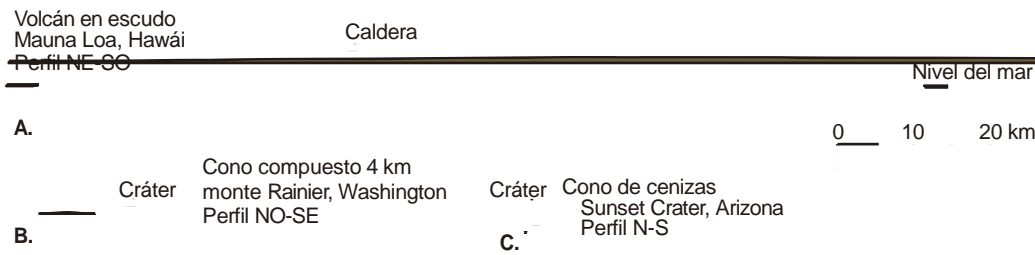


FIGURA 5.14. Perfiles que comparan las escalas de volcanes diferentes **A.** Perfil del Mauna Loa, Hawái, el mayor volcán en escudo de la cadena hawaiana. Obsérvese el tamaño en comparación con el monte Rainier, Washington, un gran cono compuesto. **B.** Perfil del monte Rainier, Washington. Nótese cómo hace pequeño a un cono de cenizas típico. **C.** Perfil de Sunset Crater, Arizona, un cono de cenizas típico de laderas empinadas.

Además, un millón estimado de volcanes submarinos (montes submarinos) basálticos de varios tamaños salpican el fondo oceánico.

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

Los flancos del Mauna Loa tienen pendientes suaves de solo unos pocos grados. El pequeño ángulo se produce porque la lava fluida muy caliente viaja —rápido y lejos— de la chimenea. Además, la mayor parte de la lava (quizá un 80 por ciento) fluye a través de un sistema bien desarrollado de tubos de lava (véase Figura 5.6). Esto aumenta mucho la distancia que la lava puede viajar antes de solidificarse. Por tanto, la lava emitida cerca de la cima a menudo alcanza el mar, añadiéndose así a la anchura del cono a expensas de su altura.

Otra característica común a muchos volcanes en escudo activos es una gran caldera con paredes empinadas que ocupa su cima (véase Figura 5.29). En los volcanes en escudo grandes, las calderas se forman al hundirse el techo por encima de la cámara magmática. Esto suele ocurrir a medida que se vacía el depósito de magma después de una gran erupción o conforme el magma migra hacia los flancos de un volcán para alimentar las erupciones fisurales.

En sus últimas etapas de crecimiento, la actividad en los escudos maduros es más esporádica y las erupciones piroclásticas, más frecuentes. Además, aumenta la viscosidad de las lavas, lo que provoca coladas más cortas y gruesas. 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 más 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 su registro en 1823. Algunos meses antes de cada 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 h antes de una erupción, multitud de pequeños terremotos advierten de la actividad inminente.

La mayor parte de la actividad reciente del Kilauea 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 costera de Kapoho, situada a unos 30 km 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 km de longitud en la que se formó una «cortina de fuego» de 100 m de altura a medida que lava roja era expulsada hacia el cielo (Figura 5.15). Cuando se localizó la actividad, se había formado un cono de ceniza y salpicaduras al que se dio el nombre hawaiano *Puu Oo*. Durante



FIGURA 5.15. «Cortina» de lava expulsada a lo largo de la zona East Rift, Kilauea, Hawái (Foto de Greg Vaughn).

los tres años siguientes, el patrón eruptivo general consistía en periodos cortos (de horas a días) en los que se expulsaban fuentes de lava rica en gas hacia el cielo. Cada acontecimiento iba seguido de casi un mes de inactividad.

En el verano de 1986 se abrió una nueva chimenea hasta 3 km hacia abajo de la fisura. Aquí, la lava cordada de superficie lisa formó un lago de lava. En algunas ocasiones el lago se desbordaba, pero con más frecuencia la lava se escapaba a través de los túneles para alimentar las coladas cordadas que descendían por el flanco suroriental 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 km de la costa meridional del Kilauea, un volcán submarino, el Loihi, también es activo. Sin embargo, debe recorrer otros 930 m antes de romper la superficie del océano Pacífico.

Evolución de las islas volcánicas

El Mauna Loa y el Kilauea se consideran volcanes en escudo típico, pero otras islas volcánicas del océano exhiben diferencias significativas. Los escudos basálticos que comprenden las islas Canarias, por ejemplo, han estado activos durante 20 millones de años. En comparación con los escudos hawaianos, tienen laderas más empinadas (20-30°) y tienden a expulsar lavas mucho más evolucionadas, lo que explica la abundancia de material piroclástico.

Pese a estas diferencias, la mayoría de los grandes escudos oceánicos tienen orígenes similares. Se forman sobre una pluma ascendente y antigua de roca caliente anclada en el manto. La fusión parcial provoca actividad volcánica en el fondo oceánico produciendo pilas de coladas de lava almohadillada que evolucionan a un volcán submarino. Por fin, unas pocas de estas estructuras emergen como islas volcánicas (Figura 5.16).

Una isla volcánica seguirá creciendo mientras esté localizada sobre un punto caliente. Sin embargo, a medida que la placa litosfera se aleja de la zona de fusión, la actividad volcánica cesa. Gradualmente, conforme la litosfera se enfría y se contrae, la isla empieza a subsidir. Las islas basálticas pequeñas sucumben a la subsidencia que las hace hundirse debajo del nivel del mar, por un lado, y a las fuerzas erosivas que aplanan sus cimas, por otro. Estas estructuras submarinas, que a menudo están recubiertas de depósitos de arrecifes de coral, se denominan **guyots**.

Cuando grandes montes submarinos entran en las zonas de subducción, actúan como obstáculos a la placa descendente. Como consecuencia, pueden desencadenar grandes terremotos o deslizamientos de derribos debajo del mar, que pueden crear las destructivas ondas sísmicas marinas denominadas *tsunamis*.



FIGURA 5.16. La isla de Surtsey se construyó sobre una base de coladas almohadilladas por erupciones volcánicas casi continuas entre 1963 y 1967. La isla se ha conservado como un laboratorio viviente, permitiendo a los científicos estudiar cómo las especies colonizan nuevas zonas continentales sin la interferencia del ser humano. En 2004, la isla albergaba 60 especies de plantas, 24 especies de hongos y 89 especies de aves (Foto de Arctic Images/Corbis).

A veces los alumnos preguntan...

¿Cuál es el volcán más grande del mundo?

El Mauna Loa, localizado en la isla Grande de Hawái, se cree que es el volcán más grande sobre la Tierra. Pese a su enorme tamaño, el Mauna Loa no es el volcán más grande conocido del Sistema Solar. El monte Olimpo, un enorme volcán en escudo sobre Marte, tiene una altura de 25 km y una anchura de 600 km (véase Capítulo 24).

Conos de cenizas

Como su nombre sugiere, los **conos de cenizas** (también llamados **conos de escoria**) están contruidos con fragmentos de lava proyectados que adoptan el aspecto de cenizas o escorias cuando empiezan a solidificarse durante su vuelo (Figura 5.17). Estos fragmentos piroclásticos tienen un tamaño que oscila entre la ceniza fina y las bombas, que pueden superar el metro de diámetro. Sin embargo, la mayor parte del volumen de un cono de ceniza consiste en lapilli de un tamaño entre un guisante a una nuez marcadamente vesiculares y de color negro a marrón rojizo. (Recordemos que estos fragmentos de roca vesicular se denominan *escoria*.) Aunque los conos de ceniza están formados mayoritariamente por material piroclástico suelto, a veces expulsan lava. En esas ocasiones, las descargas proceden más a menudo de las chimeneas situadas en la base o cerca de ella en lugar de proceder del cráter de la cima.

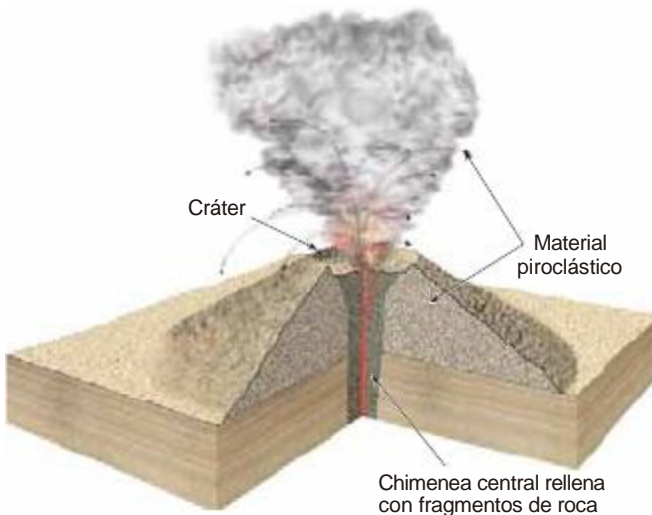


FIGURA 5.17. Los conos de cenizas se forman a partir de fragmentos de lava expulsada (sobre todo escorias y bombas) y suelen tener un altura inferior a 300 m.

Los conos de cenizas tienen formas características muy sencillas, condicionadas por el ángulo de reposo del material piroclástico suelto (Figura 5.18). Dado que las cenizas tienen un gran ángulo de reposo (el ángulo más empinado en el que el material permanece estable), los conos de cenizas jóvenes tienen pendientes



FIGURA 5.18. El cráter SP, un cono de cenizas situado en el campo volcánico San Francisco Peaks al norte de Flagstaff, Arizona. La colada de lava de la parte superior de la imagen se originó en la base del cono de cenizas. La foto insertada muestra una gran bomba en las pendientes del cráter SP (Fotos de Michael Collier).

empinadas, con laderas de entre 30 y 40°. 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.

La mayor parte de los conos de cenizas son fruto de un único episodio eruptivo corto. Según los resultados de un estudio, la mitad de todos los conos de cenizas examinados se había construido en menos de un mes, y el 95 por ciento se había formado en menos de un año. Sin embargo, en algunos casos, la actividad permanecía durante años. Parícutin, mostrado en la Figura 5.19, tuvo un ciclo eruptivo que duró nueve años. Una vez que el acontecimiento cesa, el magma del tubo que conecta la chimenea a la cámara magmática se solidifica y el volcán no vuelve a entrar en erupción. Como consecuencia de esta corta vida, los conos de cenizas son pequeños, normalmente entre 30 y 300 m y rara vez superan los 700 m de altura.

Los conos de cenizas se encuentran a millares en todo el mundo. Algunos están situados en campos volcánicos como el que se halla cerca de Flagstaff, Arizona, que está formado por unos 600 conos. Otros son conos parásitos situados en los flancos de volcanes más grandes.

Parícutin: vida de un cono de cenizas de variedad jardín

Uno de los escasos volcanes que los geólogos han estudiado desde su mismísimo inicio es el cono de cenizas denominado Parícutin, situado a unos 320 km al oeste de la ciudad de México. En 1943, empezó su fase eruptiva en un campo de maíz propiedad de Dionisio Pulido, quien presenció 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 m al aire. Los fragmentos mayores caían cerca del cráter, algunos permanecían incandescentes mientras descendían rodando por la ladera. Estos construyeron un cono de aspecto 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 m y el quinto día alcanzaba 100 m de altura.



FIGURA 5.19. La localidad de San Juan Parangaricutiro cubierta por lava aa del Parícutin, que aparece al fondo. Solo quedan las torres de la iglesia (Foto de Tad Nichols).

La primera colada de lava procedía de una fisura que se abrió justo al norte del cono, pero después de unos pocos meses empezaron a surgir coladas de la base del mismo cono. En junio de 1944, una colada de escorias de tipo aa de 10 m de espesor cubrió gran parte del pueblo de San Juan Parangaricutiro, dejando únicamente a la vista la torre de la iglesia (véase Figura 5.19). 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, no volverá a hacer erupción.

Conos compuestos

Los volcanes más pintorescos aunque potencialmente peligrosos de la Tierra son los **conos compuestos** o **estratovolcanes**. La mayoría se encuentra en una zona relativamente estrecha que rodea el océano Pacífico, a la que se denomina con mucha propiedad, el *anillo de fuego* (véase Figura 5.37). Esta zona activa consiste en una cadena de volcanes continentales que se distribuyen a lo largo de la costa occidental de las Américas, incluidos los grandes conos de los Andes, en Sudamérica, y la cordillera Cascade, del oeste de Estados Unidos y Canadá. Este último grupo incluye el monte Santa Helena, el monte Shasta y el monte Garibaldi (Figura 5.20). Las regiones más activas del Anillo de Fuego se encuentran a lo largo de cinturones curvados de conos volcánicos 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



FIGURA 5.20. Vista aérea del monte Shasta, California, uno de los conos compuestos más grandes de la cordillera Cascade (Foto cortesía de U.S. Geological Survey).

Japón y las Filipinas y acaba en la isla Norte de Nueva Zelanda. Estas impresionantes estructuras volcánicas son manifestaciones de procesos que ocurren en el manto en asociación con las *zonas de subducción*.

El cono compuesto clásico es una gran estructura, casi simétrica, formada por capas alternas de escorias y cenizas explosivamente expulsadas entremezcladas con coladas de lava. Unos pocos conos compuestos, por ejemplo el Etna y el Estrómboli de Italia, exhiben actividad eruptiva muy persistente y se ha observado lava fundida en sus cráteres de cima durante décadas. El Estrómboli es tan bien conocido por sus erupciones que arrojan gotas incandescentes de lava y se le ha denominado el «Faro del Mediterráneo». El monte Etna, por otro lado, ha hecho erupción, como media, una vez cada dos años desde 1979 (véase foto de Apertura del Capítulo).

Exactamente igual que los volcanes en escudo deben su forma a las lavas basálticas fluidas, los conos compuestos reflejan la naturaleza viscosa del material del que están hechos. En general, los conos compuestos son fruto de magma rico en gas con una composición andesítica. Sin embargo, muchos conos compuestos

A veces los alumnos preguntan...

¿Cuántos volcanes activos hay en el mundo?

Se ha estimado que hay más de 800 volcanes activos. Este número incluye solo los volcanes con erupciones que se han registrado. Al menos otros 700 conos exhiben evidencias geológicas de haber entrado en erupción en los últimos 10.000 años y se consideran potencialmente activos. Por otro lado, innumerables volcanes submarinos activos están ocultos a la vista en las profundidades oceánicas y no se incluyen en estas cifras.

emiten también cantidades diversas de lava basáltica fluida y, en ocasiones, material piroclástico que tiene composición riolítica. En relación con los escudos, los magmas ricos en sílice típicos de los conos compuestos generan lavas viscosas y de gran espesor que recorren menos de unos pocos kilómetros. Además, los conos compuestos pueden generar erupciones explosivas que expulsan grandes cantidades de material piroclástico.

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 expulsiones 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 zona de la cima. Por otro lado, las expulsiones más finas se depositan como una capa fina 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 en la historia del volcán. Esto 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°. 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 (Figura 5.21).



FIGURA 5.21. El Fujiyama de Japón exhibe la forma clásica de un cono compuesto: cima empinada y flancos en pendiente suave (Foto de Koji Nakano/Getty Images/Sebun).

Pese a las formas simétricas de muchos conos compuestos, la mayoría tiene una historia compleja. Los grandes montículos de derrubios volcánicos que rodean estas estructuras proporcionan pruebas de que grandes secciones del volcán se deslizaron descendiendo por la ladera como un deslizamiento masivo. Otros desarrollan depresiones en forma de herradura en sus cimas como consecuencia de las erupciones laterales explosivas, como ocurrió durante la erupción de 1980 del monte Santa Helena. A menudo, ha tenido lugar tanta reconstrucción desde estas erupciones que no queda ninguna huella de la cicatriz en forma de anfiteatro.

Muchos conos compuestos tienen numerosos conos parásitos pequeños en sus flancos, mientras que otros, como el Cráter Lake, han sido truncados por el hundimiento de su cima (Figura 5.22). Aún otros, tienen un lago en su cráter que puede estar caliente y fangoso. Dichos lagos son muy ácidos debido al influjo de los gases de azufre y de cloro que reaccionan con el agua para producir ácido sulfúrico (H_2SO_4) y clorhídrico (HCl).

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 5.23). Afortunadamente las más explosivas de esas erupciones sucedieron en regiones muy poco habitadas de Alaska. A escala mundial, han tenido lugar numerosas erupciones destructivas durante los últimos miles de años, algunas de las cuales pueden haber influido en el curso de la civilización humana (Recuadro 5.3).



FIGURA 5.22. Cráter Lake de Oregón se formó en una caldera después de una erupción prehistórica y el hundimiento de lo que una vez fue un cono compuesto prominente, que conocemos ahora como Monte Mazama (Foto de Michael Collier).

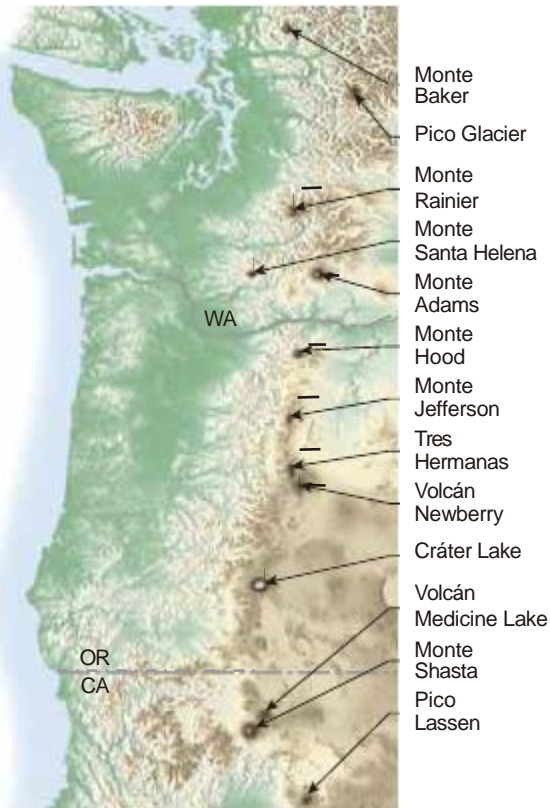


FIGURA 5.23. De los 13 volcanes potencialmente activos de la cordillera Cascade, 11 han hecho erupción en los últimos 4.000 años y 7 en solo los últimos 200 años. Más de 100 erupciones, la mayoría de las cuales fueron explosivas, han sucedido en los últimos 4.000 años. El monte Santa Helena es el volcán 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.

Erupción del Vesubio, 79 d.C.

Un acontecimiento de proporciones históricas fue la erupción, en el año 79 d.C., del volcán italiano que ahora llamamos Vesubio. Antes de esta erupción, el Vesubio había estado dormido durante siglos y había viñedos adornando sus solanas. Sin embargo, el 24 de agosto la tranquilidad acabó y, en menos de 24 h, 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 m de espesor, mientras otros quedaron encajados en una capa de cenizas (Figura 5.24B). Permanecieron así durante casi diecisiete siglos, hasta que se excavó la ciudad, dando a los arqueólogos una imagen magníficamente detallada de la vida en la antigua Roma (Figura 5.24A).

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.



B.

FIGURA 5.24. La ciudad romana de Pompeya fue destruida en el año 79 a. C. durante una erupción del monte Vesubio. A. Ruinas de Pompeya. La excavación empezó en el siglo XIX y continúa todavía. B. Moldes de escayola de diversas víctimas de la erupción del monte Vesubio en el año 79 d.C. (Foto A de Roger Ressmeyer, Foto B de Leonard von Matt/Photo Researchers, Inc.).

A primeras horas de la tarde las cenizas finas y los fragmentos de pumita formaron una nube eruptiva alta que emanaba del Vesubio. Poco después, los derrumbios de esta nube empezaron a llover sobre Pompeya, situada a 9 km a favor del viento del volcán. 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 lluvia 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 cediendo. Pese a la acumulación de más de 2 m 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 Vesubio. Se calcula que esta oleada mató a 2.000 personas que de alguna manera habían conseguido sobrevivir a la caída de pumita. La mayoría murió al instante por la inhalación de gases calientes 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 sus formas y, en algunos casos, se conservaron incluso las expresiones faciales. Los excavadores del siglo XIX encontraron estas cavidades y crearon moldes de los cadáveres echando escayola en los huecos (Figura 5.24B).

En la actualidad, el Vesubio destaca sobre la línea del cielo napolitano. Esta imagen debería llevarnos a considerar cómo podríamos gestionar las crisis volcánicas en el futuro.

Nubes ardientes: una colada piroclástica mortal

Una de las fuerzas más destructivas de la naturaleza son las **coladas piroclásticas**, constituidas por gases calientes infundidos con cenizas y fragmentos de lava más grandes incandescentes. También conocidas como **nubes ardientes** (o *avalanchas incandescentes*), estas coladas

de fuego son capaces de correr por las empinadas laderas volcánicas a velocidades que pueden superar los 200 km por hora (Figura 5.25). Las nubes ardientes están compuestas por dos partes: una nube de baja densidad de gases calientes en expansión que contiene partículas de ceniza finas y una porción que se aferra al suelo y contiene la mayor parte del material de la colada.

Impulsados por la fuerza de la gravedad, los flujos piroclásticos tienden a moverse de forma similar a como lo hacen las avalanchas de nieve. Son movilizados por los gases volcánicos liberados de los fragmentos de lava y por la expansión del aire caliente que es alcanzado y atrapado en el frente en movimiento. Estos gases reducen la fricción entre los fragmentos y el suelo. El fuerte flujo turbulento es otro mecanismo importante que contribuye al transporte de los fragmentos de ceniza y de pumita pendiente abajo en un ambiente casi carente de fricción (Figura 5.25). Esto ayuda a explicar por qué algunos depósitos de nubes ardientes se encuentran a más de 100 km de su fuente.

A veces, potentes ráfagas calientes que transportan cantidades pequeñas de ceniza se separan del cuerpo principal de una colada piroclástica. Estas nubes de baja densidad, denominadas *oleadas*, pueden ser mortíferas, pero rara vez tienen suficiente fuerza como para destruir edificios a su paso. No obstante el 3 de junio de 1991, una nube caliente de cenizas procedente del volcán Unzen de Japón engulló y enterró centenares de casas y movió coches hasta 80 m.

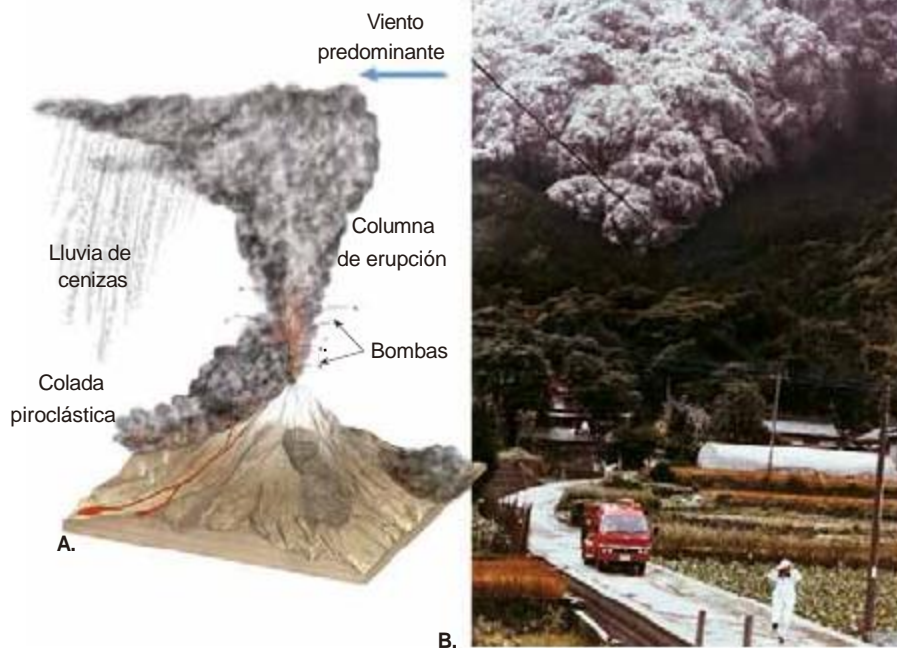


FIGURA 5.25. Coladas piroclásticas. **A.** Ilustración de una colada de pumita y cenizas ardiente bajando a toda velocidad por la pendiente de un volcán. **B.** Colada piroclástica bajando rápidamente por la pendiente de un monte en una ciudad japonesa (Foto de Yomiui/AP Photo).

EL HOMBRE Y EL MEDIO AMBIENTE

El continente perdido de Atlántida

RECUADRO 5.3

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

Tras la expulsión 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.

¿Fue esta erupción la principal causa de la descomposición de esta gran civilización, como sugieren algunos expertos, o solo uno de los muchos factores desencadenantes?

¿Fue Santorini el continente insular de la Atlántida descrito por Platón? Cualesquiera que sean las respuestas a estas preguntas, es claro que el vulcanismo puede cambiar drásticamente el curso de los acontecimientos humanos.



FIGURA 5.C. 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 (Fotografía cortesía de la NASA).

Las coladas piroclásticas pueden originarse en una variedad de ámbitos volcánicos. Algunas se producen cuando una potente erupción lanza material piroclástico fuera de la ladera de un volcán, la erupción del monte Santa Helena en 1980, por ejemplo. Más a menudo, sin embargo, las nubes ardientes son generadas por el hundimiento de altas columnas de erupción durante un acontecimiento explosivo. Cuando la gravedad acaba superando el impulso ascendente inicial proporcionado por los gases que escapan, los materiales expulsados empiezan a caer, lanzando cantidades masivas de bloques incandescentes, cenizas y pumita que caen en cascada por la pendiente.

En resumen, las coladas piroclásticas son una mezcla de gases calientes y materiales piroclásticos que se

desplazan a lo largo del suelo, impulsadas fundamentalmente por la gravedad. En general, las coladas rápidas y muy turbulentas pueden transportar partículas finas durante 100 km de distancia.

La destrucción de San Pedro

En 1902, una nube ardiente infame procedente de la montaña Pelée, un pequeño volcán de la isla caribeña de la Martinica, destruyó la ciudad portuaria de San Pedro. Aunque la principal colada piroclástica estuvo en gran medida confinada al valle del río Blanche, la ardiente oleada se expandió al sur del río y rápidamente engulló la ciudad entera. La destrucción ocurrió en minutos y fue tan devastadora que murieron casi los

28.000 habitantes de San Pedro. Solo 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 5.26).

A los pocos días de esta erupción desastrosa, los científicos llegaron al escenario. Aunque San Pedro estaba cubierta por solo 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 grandes 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 sillas 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 muy fluida denominada por su nombre indonesio **lahar**. Estas destructivas coladas 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 y los arroyos. Algunos lahares se desencadenan cuando el magma se sitúa cerca de la superficie, haciendo que se derritan grandes volúmenes de hielo y nieve. Otros se producen cuando una lluvia intensa satura los depósitos volcánicos meteorizados. Por tanto, pueden aparecer lahares aun cuando un volcán *no* esté en erupción.

Cuando el monte Santa Helena hizo erupción en 1980, se formaron varios lahares. Estas corrientes y las avenidas que las acompañaron fueron pendiente abajo hacia los valles del río a velocidades que superaban los 30 km por hora. Estos violentos ríos de lodo destruyeron o dañaron seriamente casi todas las casas y puentes que encontraban en su camino. Por fortuna, el área no estaba densamente poblada (Figura 5.27).

En 1985 se produjeron lahares mortales durante una pequeña erupción del Nevado del Ruiz, un volcán de 5.300 m situado en los Andes colombianos. 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 km 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

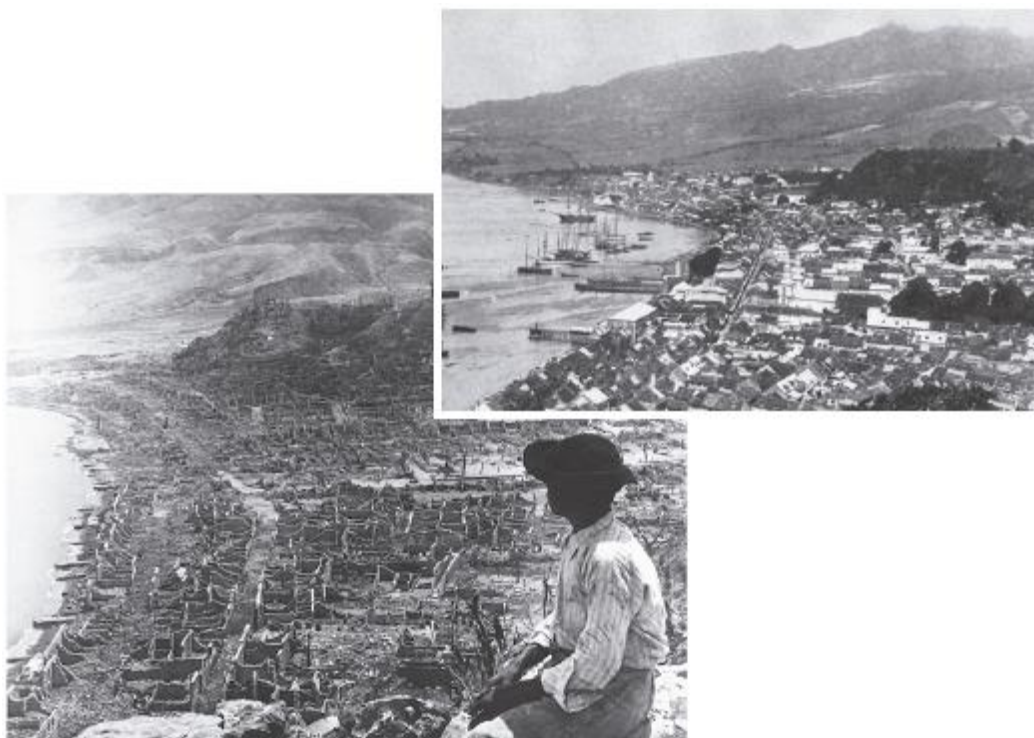


FIGURA 5.26. La foto de la izquierda muestra San Pedro con el aspecto que presentaba poco después de la erupción del monte Pelée, 1902 (Reproducido de la colección de la Biblioteca del Congreso). La foto de la derecha muestra San Pedro antes de la erupción. Muchos barcos están anclados en la costa como ocurrió el día de la erupción (Foto cortesía de Granger Collection, Nueva York).



FIGURA 5.27. Los lahares son coladas de barro que se originan en las pendientes volcánicas. Este lahar descendió a gran velocidad por el Muddy River, localizado al sudeste del Monte Santa Helena tras la erupción del 18 de mayo de 1980. La altura de esta colada de barro quedó registrada en los troncos de los árboles (Foto de Lyn Topinka/U.S. Geological Survey).

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 el Rainier y se han construido muchas casas en los depósitos dejados por lahares que fluyeron pendiente abajo del volcán hace centenas o millares de años. Una erupción futura, o quizás solamente un periodo de precipitaciones intensas, puede producir lahares que probablemente seguirán caminos parecidos.

OTRAS FORMAS VOLCÁNICAS

La estructura volcánica más obvia es el cono. Pero relieves distintivos e importantes están asociados también con la actividad volcánica.

Calderas

Las **calderas** (*caldaria* = cazo) son grandes depresiones con diámetros que superan el kilómetro y tienen una forma algo circular. (Las depresiones con menos de un kilómetro de diámetro se llaman *calderas de colapso*.) La mayoría de calderas se forman por uno de los procesos siguientes: 1) el hundimiento de la cima de un volcán compuesto grande después de una erupción explosiva de fragmentos de pumita rica en sílice y cenizas (*calderas tipo Crater Lake*); 2) el hundimiento de la parte superior de un volcán en escudo provocado por un drenaje subterráneo desde una cámara magmática central (*calderas de tipo hawaiano*), y 3) el hundimiento de una gran área, provocado por la descarga de volúmenes colosales de pumita rica en sílice y cenizas a lo largo de las fracturas en anillo (*calderas tipo Yellowstone*).

Calderas de tipo Crater Lake

El Crater Lake, Oregón, se encuentra en una caldera con un diámetro máximo de 10 km y 1.175 m 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 km cúbicos de material piroclástico (Figura 5.28). Con la pérdida de soporte, se hundieron 1.500 m de la cima de este cono, que había sido prominente. Después del hundimiento, el agua de la lluvia llenó la caldera (Figura 5.28). La actividad volcánica posterior construyó un pequeño cono de cenizas en el lago. En la actualidad, este cono, llamado Isla Wizard, representa un recuerdo mudo de la actividad del pasado.

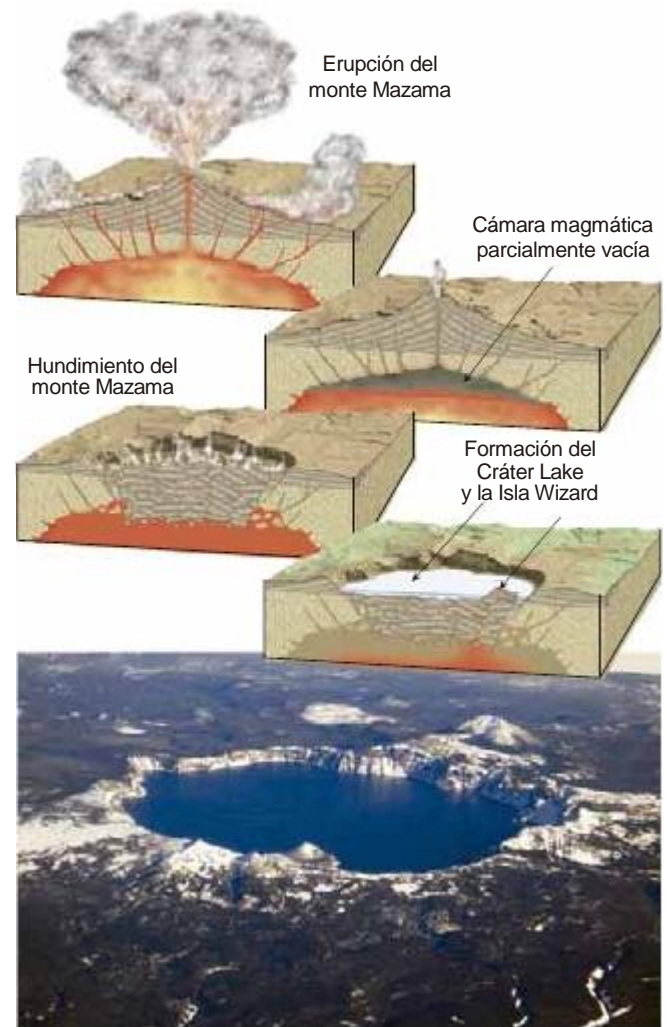


FIGURA 5.28. Secuencia de acontecimientos que formaron el Crater Lake, Oregón. Hace alrededor de 7.000 años, una violenta erupción vació parcialmente la cámara magmática causando el hundimiento de la cima del primitivo monte Mazama. La lluvia y el agua subterránea contribuyeron a formar el Crater Lake, el lago más profundo de Estados Unidos. Las erupciones subsiguientes produjeron el cono de cenizas denominado Isla Wizard (De H. Williamms, *The ancient volcanoes of Oregon*. Foto cortesía de U.S. Geological Survey).

Calderas de tipo hawaiano

Aunque algunas calderas se producen por *hundimiento después de una erupción explosiva*, muchas 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 km por 4,4 km y tiene 150 m de profundidad (Figura 5.29). Las paredes de esta caldera son casi verticales y, como consecuencia, parece un enorme hoyo de fondo casi plano. La caldera del Kilauea 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 rift oriental, dejando la cima sin soporte.

Calderas de tipo Yellowstone

Las erupciones históricas y destructivas del monte Santa Helena y el Vesubio palidecen en comparación con lo que ocurrió hace 630.000 años en la región que ahora ocupa el Yellowstone National Park, cuando se expulsaron alrededor de 1.000 km cúbicos de material piroclástico. Esta supererupción envió duchas de ceniza a regiones tan alejadas como Golfo de México y acabaron produciendo una caldera de 70 km de diámetro. También produjo el *Lava Creek Tuff*, un depósito de ceniza endurecido que tiene un espesor de 400 m en algunos

lugares. Son vestigios de esta actividad los numerosos géiseres y las aguas termales de la región.

Teniendo en cuenta el volumen extraordinario de material expulsado, los investigadores han determinado que las cámaras magmáticas asociadas con las calderas de tipo Yellowstone deben ser igualmente monstruosas. A medida que se acumula cada vez más magma, la presión dentro de la cámara magmática empieza a superar la presión ejercida por el peso de las rocas situadas encima (Figura 5.30A). La erupción se produce cuando el magma rico en gases asciende por los estratos suprayacentes lo suficiente como para crear fracturas verticales que se extienden hasta la superficie. El magma sube con fuerza a lo largo de estas fracturas formando una erupción en anillo (Figura 5.30B). Con la pérdida de apoyo, el techo de la cámara magmática se hunde forzando incluso más magma rico en grasas hacia la superficie.

Las erupciones que forman las calderas son de proporciones colosales, expulsando grandes volúmenes de materiales piroclásticos, principalmente en forma de cenizas y fragmentos de pumita. Normalmente estos materiales forman una colada piroclástica que barre el paisaje destruyendo los seres vivos que 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. Pese al



FIGURA 5.29. La caldera en la cima del Kilauea mide 3,3 × 4,4 kilómetros y tiene una profundidad de 150 m. Las coladas más recientes son oscuras, mientras que las más antiguas son pálidas debido a que el hierro de la lava se oxida a toda velocidad. El Halema uma'u, el cráter de la parte sudoccidental de la caldera, se llenó con lava fundida en 1924, hace muy poco (Foto cortesía de la NASA).

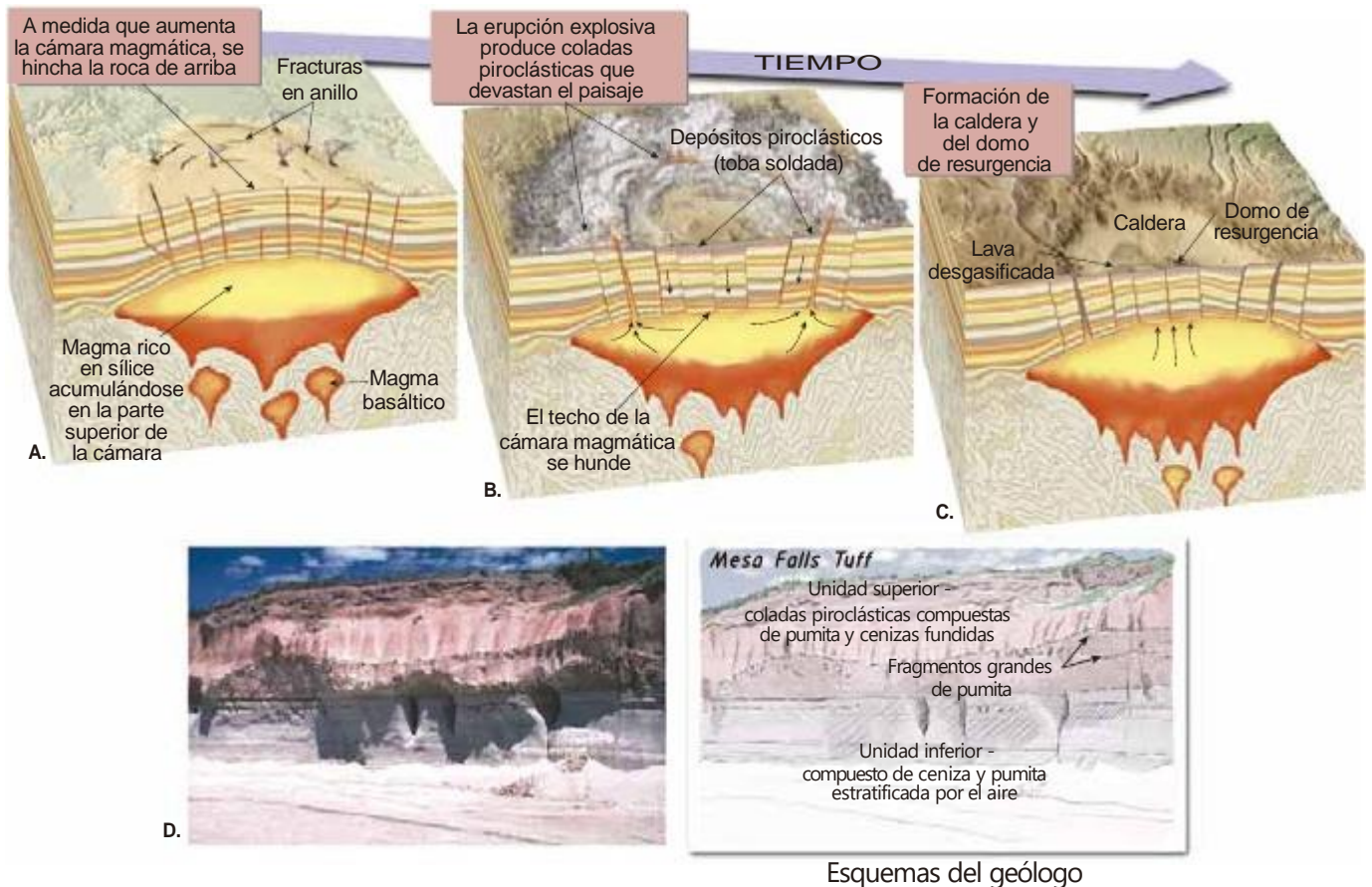


FIGURA 5.30. Formación de una caldera de tipo Yellowstone. **A.** El lento emplazamiento de un magma rico en sílice muy evolucionado provoca la hinchazón y la ruptura de las capas de la roca situadas por encima, produciendo un conjunto de *fracturas en anillo*. **B.** Súbitamente hacen erupción centenares de miles de kilómetros cúbicos de magma, la mayoría a lo largo de las fracturas en anillo. Conforme asciende el magma, produce una nube ardiente de ceniza y gases, denominada *colada piroclástica*. Esta colada puede viajar centenares de kilómetros, devastando el paisaje del entorno, a menudo enterrándolo bajo decenas de metros de cenizas. Con la pérdida de soporte, el techo de la cámara magmática se hunde. **C.** Después de la erupción principal, a menudo hace erupción lava desgaseificada en la caldera. Las calderas más grandes experimentan también un largo período de lento elevamiento que produce una región central elevada, denominada *domo de resurgencia*. **D.** Mesa Falls Tuff es la intermedia de tres depósitos de coladas piroclásticas riolíticas fundamentalmente fundidas que fueron generadas por erupciones en la zona Yellowstone. Según la datación radiométrica, esta lámina extensa de cenizas y pumita se depositó como consecuencia de una erupción masiva que se produjo hace unos 1.200 millones de años. En algunos lugares, el Mesa Falls Tuff tiene un espesor de más de 100 m (Fotografía de Robert L. Christianson/U.S Geological Survey).

inmenso tamaño de estas calderas, sus erupciones son breves: duran horas o quizás unos pocos días.

Un rasgo distintivo de las erupciones que producen grandes calderas es un lento levantamiento, o *resurgencia*, del fondo de la caldera después de una fase eruptiva (Figura 5.30C). Por tanto, estas estructuras son depresiones grandes algo circulares con una región central elevada. Las calderas grandes tienden a exhibir una historia eruptiva 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 (630.000 años) fue seguido de efusiones episódicas de lavas riolíticas y basálticas. Las pruebas geológicas sugieren que todavía existe un depósito de magma debajo de Yellowstone; por tanto, otra erupción formadora de calderas es probable, pero no inminente.

A diferencia de las calderas asociadas con volcanes en escudo o 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 (Figura 5.31). Otros ejemplos de calderas grandes localizadas en Estados Unidos son la *Caldera Long Valley* de California, la caldera LaGarita, situada en las montañas San Juan del sur de Colorado, y la *Caldera Valles* al oeste de los Álamos, Nuevo México. Estas calderas y otras similares encontradas por todo el mundo son las estructuras volcánicas que hay sobre la Tierra. Los vulcanólogos han comparado su fuerza destructiva con la del impacto de un pequeño asteroide. Por fortuna, no se ha producido ninguna erupción de este tipo en épocas históricas.



FIGURA 5.31. Caldera Long Valley. Esta vista es hacia el este mirando a través de la porción septentrional de la caldera. La caldera Long Valley se creó hace 760.000 años por la enorme erupción explosiva de 600 kilómetros cúbicos de magma, fundamentalmente en forma de coladas de cenizas piroclásticas calientes. Lookout Mountain, situada detrás del árbol, es una estructura volcánica de composición riolítica (félsica) que se formó después de que se hundiera la caldera. La colada Glass Creek (a la izquierda) tiene unos 600 años de antigüedad. La caldera Long Valley ha estado sísmicamente activa desde 1983. En el esquema del geólogo se muestra el límite de la caldera y la situación del domo de resurgencia (Fotografía de S.R. Brantly/U.S Geological Survey).

Erupciones fisurales y llanuras de basalto

El mayor volumen de material volcánico es extruido por fracturas de la corteza denominadas **fisuras** (*fissura* = separación). En vez de construir un cono, estas grietas, largas y estrechas, emiten lavas basálticas de baja viscosidad que recubren amplias áreas (Figura 5.32).

La llanura de Columbia, en el noroeste de Estados Unidos, es producto de este tipo de actividad (Figura 5.33). Numerosas **erupciones fisurales** enterraron el relieve creando una meseta de lava (plateau) que tiene casi kilómetro y medio de espesor. Parte de la lava permaneció fundida durante el tiempo suficiente como para recorrer 150 km desde su origen. La expresión **basaltos de inundación** (flood basalts) describe de manera apropiada estos depósitos.

Acumulaciones masivas de lava basáltica, parecidas a las de la llanura de Columbia, se producen en todo el mundo. Uno de los ejemplos más grandes es la meseta de Deccan, una gruesa secuencia de coladas basálticas llanas que cubren cerca de 500.000 km 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

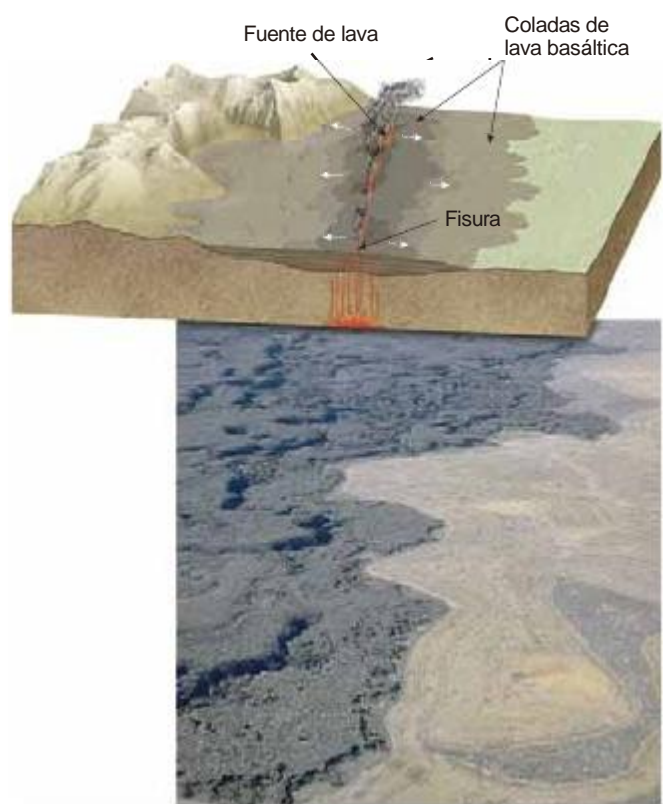


FIGURA 5.32. Erupción fisural basáltica. **A.** Fuente de lava de una fisura y formación de coladas de lava fluida denominadas coladas basálticas. **B.** Fotografía de coladas basálticas cerca de las cataratas de Idaho (Fotografía de John S. Shelton).

de un millón de años. Otros depósitos de basaltos de inundación, entre ellos la llanura Ontong Java, se encuentran en el fondo del océano Pacífico (Figura 5.42).

Domos de lava

Al contrario de las lavas máficas, las lavas félsicas ricas en sílice, son tan viscosas que apenas fluyen. Conforme la lava es «estrujada» fuera de la chimenea, a menudo produce una masa en forma de domo con paredes empinadas de lava solidificada denominado **domo de lava**. La mayoría miden solo unos pocos metros de altura, pero algunos tienen más de un kilómetro de alto.

Los domos de lava tienen formas muy variadas, desde las coladas en forma de tarta hasta los tapones de vertientes empinadas que fueron lanzados hacia arriba como pistones. La mayoría se desarrolla a lo largo de un periodo de varios años después de una erupción explosiva de magma rico en gas. Un ejemplo reciente es el domo que sigue creciendo en el cráter del monte Santa Helena (Figura 5.34). En octubre de 2004 empezó la formación de un segundo domo. Aunque estas fases eruptivas produjeron algunas plumas de ceniza, eran benignas en comparación con la erupción del 18 de mayo de 1980.

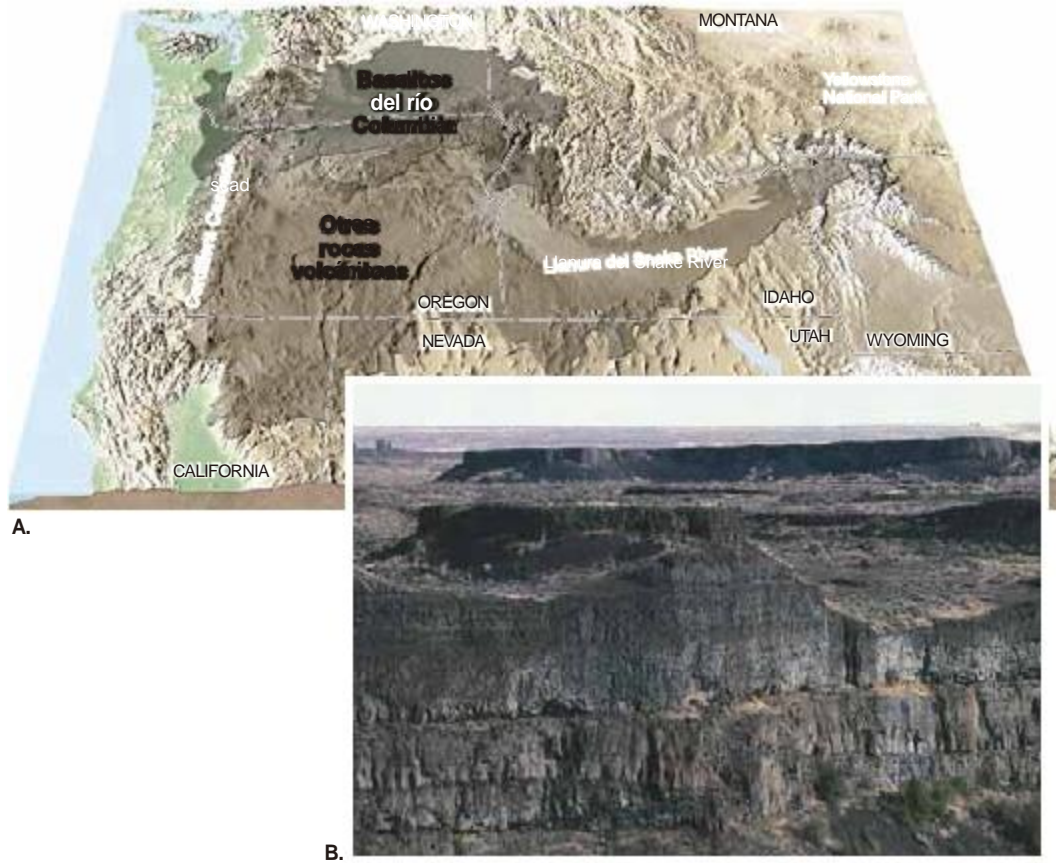


FIGURA 5.33. Áreas volcánicas que forman la meseta de Columbia en el Pacífico noroccidental. **A.** Los basaltos del río Columbia cubren un área de casi 200.000 kilómetros cuadrados. La actividad empezó aquí hace unos 17 millones de años conforme la lava iba saliendo de grandes fisuras, acabando por producir una llanura basáltica (plateau) con un espesor medio de más de un kilómetro. **B.** Coladas basálticas expuestas a lo largo de las Dry Falls al este del estado de Washington (Foto de E. J. Tarbuck).



FIGURA 5.34. Después de la erupción del monte Santa Helena, en mayo de 1980, empezó a desarrollarse un domo de lava (Foto de Lyn Topinka/ U.S Geological Survey).

Aunque los domos volcánicos se forman a menudo en la cima de un cono compuesto, también puede formarse en los flancos de los volcanes. Además, algunos se producen como características aisladas mientras que otros forman cadenas lineales. Un ejemplo es 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. Un tipo raro de chimenea denominado diatrema se extiende hasta profundidades que superan los 200 km. Los magmas que migran hacia arriba por estas estructuras viajan lo suficientemente rápido como para experimentar muy pocas alteraciones durante su ascenso. Los geólogos consideran estos conductos extraordinariamente profundos como «ventanas» al interior de la Tierra que nos permiten ver rocas que normalmente se encuentran solo a gran profundidad.



FIGURA 5.35. Estos domos de lava forman parte de una cadena de 17 km de domos riolíticos que constituyen los cráteres Mono, California. La naturaleza en bloques de los domos está oculta debajo de una cubierta de derribos piroclásticos. La última erupción aquí tuvo lugar hace 600 años (Fotografías de E. J. Tarbuck).

A veces los alumnos preguntan...

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

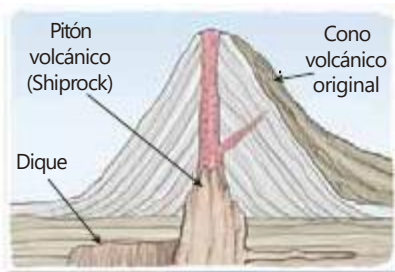
Hay que tener en cuenta que muchas de las personas que viven cerca de los volcanes no escogieron el lugar; simplemente nacieron allí. Es posible que sus antepasados fueran atraídos a la región por sus fértiles suelos. Además, el intervalo temporal entre erupciones puede ser de varias décadas o más (mucho tiempo para que las generaciones olviden la última erupción y consideren que el volcán está dormido y que, por tanto, es seguro).

Las chimeneas volcánicas mejor conocidas son las estructuras sudafricanas cargadas de diamantes. Las rocas que rellenan estas chimeneas se originaron a profundidades de al menos 150 km, 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 km 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 erosionados, porque están compuestos de materiales no consolidados. Sin embargo, todos los volcanes acabarán por sucumbir a la erosión. 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 un ejemplo clásico de esta estructura, que los geólogos llaman **pitón volcánico** (Figura 5.36). Más alta que muchos rascacielos, Ship Rock no es sino una de las muchas formas de relieve que se alzan visiblemente en los rojos paisajes desérticos del sudoeste americano.

TECTÓNICA DE PLACAS Y ACTIVIDAD ÍGNEA

Durante décadas, los geólogos han sabido que la distribución global del vulcanismo no es aleatoria. La



Esquema del geólogo

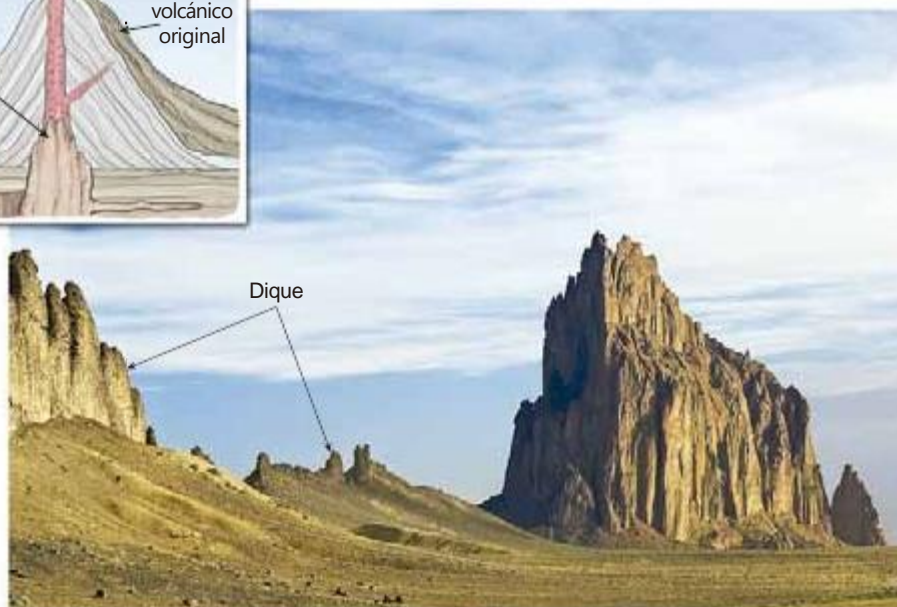


FIGURA 5.36. Shiprock, Nuevo México, es un pitón volcánico. Esta estructura, que tiene una altitud de más de 420 metros, consiste en roca ígnea que cristalizó en la chimenea de un volcán que desde hace mucho tiempo está siendo erosionado (Foto de Dennis Tasa).

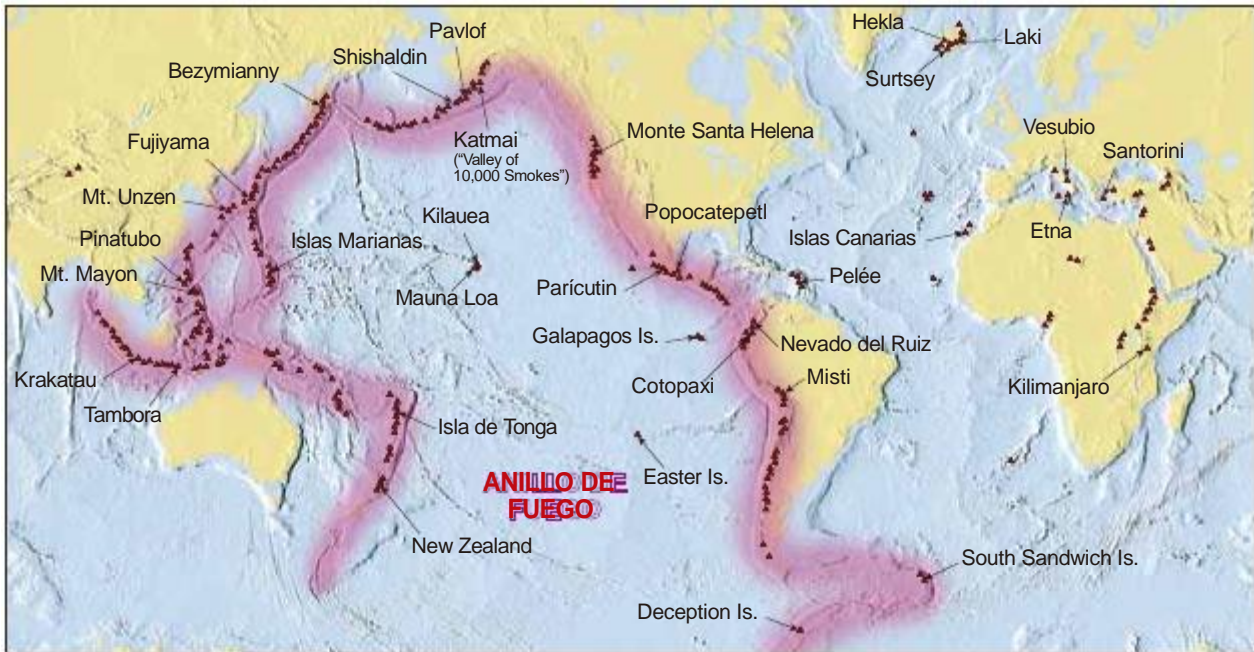


FIGURA 5.37. Localizaciones de algunos de los principales volcanes de la Tierra.

mayoría de los volcanes activos se encuentra a lo largo de los márgenes de las cuencas oceánicas, en particular, dentro del cinturón que rodea el Pacífico, conocido con el nombre *Anillo de Fuego* (Figura 5.37). Estos volcanes consisten principalmente en conos compuestos que emiten magma rico en volátiles con una composición intermedia (andesítica) que en algunas ocasiones producen erupciones aterradoras.

Un segundo grupo abarca los escudos basálticos que emiten lavas muy fluidas. Estas estructuras volcánicas comprenden la mayor parte de las islas de las cuencas oceánicas profundas, entre ellos, las Islas Hawái, las Galápagos y la Isla de Pascua. Además, este grupo contiene muchos volcanes submarinos activos que salpican el fondo oceánico; son notables, en especial, las innumerables montañas submarinas pequeñas que se hallan a lo largo del eje de la dorsal centro oceánica. A estas profundidades, las presiones son tan grandes que los gases emitidos se disuelven rápidamente en el agua marina y nunca alcanzan la superficie. 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 parecen estar distribuidas de manera algo aleatoria 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 Kilimanjaro, el punto más alto del continente (5.895 m). El vulcanismo en los continentes es muy diverso y abarca desde

erupciones de lavas basálticas muy fluidas, como las que generaron la meseta 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 ilustración 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 medio de los cuales 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 placa convergentes, donde las placas se mueven la una hacia la otra y una de ellas se hunde por debajo de la otra; (2) a lo largo de 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. Estos tres escenarios volcánicos se describen en la Figura 5.38. (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.)

Vulcanismo en los bordes convergentes de la placa

Recordemos que en los límites de placa convergentes, las placas de la corteza oceánica se inclinan a medida que descienden 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 agua) de la corteza oceánica. Estos fluidos móviles migran hacia arriba en la pieza del manto en forma de cuña situada entre la placa en subducción y la placa suprayacente (Figura 5.39). Una vez la placa que se hunde alcanza una profundidad aproximada de 100 a 150 km, 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 (peridotita) 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 km. 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 de islas** (Figura 5.38A). Varios arcos de islas volcánicas jóvenes, como las Aleutianas, las Tonga y las Marianas, bordean la cuenca del Pacífico occidental.

El vulcanismo asociado con límites de placa convergentes puede producirse también donde las placas de la litosfera oceánica son subducidas bajo la litosfera continental para producir un **arco volcánico continental** (Figura 5.39). 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 tiene un espesor mucho mayor y que 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 diferenciación magmática extensa, 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, a lo largo del margen 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 las 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 (Figura 5.40). 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 5.39).

Vulcanismo 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 (véase Figura 5.38B). 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. Recordemos 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 descompresión*, 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. Dado que este magma basáltico recién formado es menos denso que la roca del manto de la que deriva, asciende y se acumula en depósitos localizados justo por debajo de la cresta de la dorsal. Alrededor del 10 por ciento de este magma acaba migrando hacia arriba a lo largo de las fisuras y es expulsado sobre el fondo oceánico. Esta actividad añade continuamente roca basáltica nueva a los márgenes de la placa y los suelda temporalmente, tan solo para

A veces los alumnos preguntan...

He oído que las erupciones volcánicas explosivas podrían hacer que disminuyeran las temperaturas mundiales del aire. ¿Es eso posible?

Sí, es posible. Cuando se observa una imagen como la del monte Augustine de la Figura 5.4, podría parecer que la nube de ceniza volcánica bloquearía la luz del Sol y causaría disminución de las temperaturas. Aunque esto ocurre, el efecto es muy breve porque la ceniza volcánica rápidamente se deposita desde la atmósfera. Sin embargo, los gases emitidos por los volcanes, en especial el dióxido de azufre y el dióxido de carbono pueden provocar episodios más prolongados de cambio climático. Estas posibilidades se describen más detenidamente en el Capítulo 21, «Cambio climático mundial».

PERFIL PROFESIONAL

Chris Eisinger. Estudiando los volcanes activos

Chris Eisinger describe los volcanes del mismo modo que podría hablar de un viejo y temperamental amigo. «En su mayor parte, los volcanes son muy favorables,» dice, «siempre que conozcas sus ciclos». Como graduado del Departamento de Ciencias Geológicas en la Universidad del Estado de Arizona, Eisinger tenía 10 años de experiencia de primera mano con los volcanes. Empezó antes de graduarse y pasó un tiempo en el observatorio de volcanes de Hawái, así como en Indonesia, una región con actividad volcánica.

Pero, la cima de un volcán activo es cualquier cosa menos un local aireado. Por el contrario los volcanes emiten gases malolientes, como puede atestiguar Eisinger.

«Lo más distintivo que se nota son los humos», dice. «Se nota un fuerte olor a azufre».

El volcán está lo suficientemente cerca del océano como para que la lava fluya al mar, Eisinger también dice que la corriente crea un vapor muy ácido, debido al elevado contenido de cloro del agua del mar. «Le llorarán los ojos», nos dice. «Normalmente es difícil respirar y uno acaba tosiendo si no se lleva una mascarilla para el gas».

Las tormentas pueden oscurecer el aire, creando vapor cuando el agua que cae golpea la superficie caliente de la lava. A veces, dice Eisinger, la visibilidad para los vulcanólogos que estudian en la cima se reduce a unos pocos metros.

El denso flujo de gases no afecta solo a los ojos y la nariz. El sabor, si no se lleva una mascarilla, puede ser «casi asqueroso», nos dice Eisinger y añade que los malos olores se adhieren también a la ropa.

Para los volcanes que están en constante estado de erupción, Eisinger dice que hay distintos patrones en los ciclos de emisión.



El vulcanólogo Chris Eisinger utiliza una palanca para extraer algo de azufre fundido en el volcán indonesio Kawah Ije. El azufre fundido a 200 °C sigue siendo rojo y se enfriará a un color amarillo o verde (Por cortesía de Chris Eisinger).

Los volcanes que ha visitado en Indonesia, por ejemplo, emitirían una corriente de material gaseoso cada 20 a 60 minutos.

Pero, si bien la mayoría de los vulcanólogos pueden permanecer seguros si prestan estrecha atención a los ciclos de erupción, se han producido muertes. Recientemente, en agosto de 2000, dos vulcanólogos murieron en la cima del Semeru en la isla de Java, Indonesia, cuando el volcán entró en erupción sin avisar.

Los volcanes activos solo emiten sonidos bajos, retumbantes, nos dice Eisinger, debido sobre todo a que las explosiones son subterráneas y tienden a amortiguarse. Los

volcanes hawaianos son únicos en el sentido de que emiten también un intenso sonido chirriante, «como los motores de un avión», por la expulsión de los gases. Las soluciones también suelen estar enmascaradas por la actividad sísmica que contribuye al retumbe de las explosiones. Aunque el propio Eisinger no ha sido nunca testigo de una erupción volcánica de magnitud histórica, nos indica que las narraciones de erupciones tan colosales como las del Krakatoa en 1883 hablaban de un estruendo que se oyó a miles de metros de distancia.

Chris Wilson

volver a separarlos conforme la expansión continúa. A lo largo de algunas dorsales, la expulsión de lavas almohadilladas bulbosas construye numerosas montañas submarinas pequeñas.

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 (véase Figura 5.38F). 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 expulsiones de lavas fluidas, así como los volcanes en escudo basálticos, son habituales en esta región.

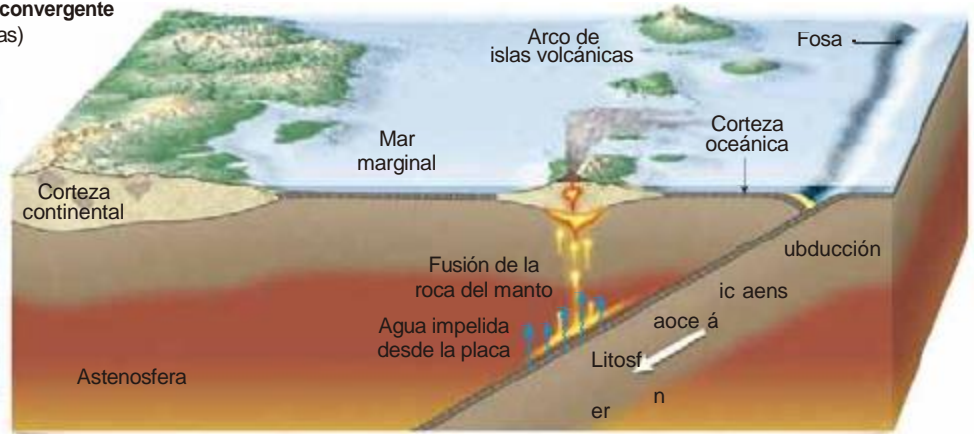
Vulcanismo intraplaca

Sabemos por qué la actividad ígnea se inicia a lo largo de los límites de placa, pero ¿por qué se producen erupciones en el interior de las placas? El Kilauea de Hawái se considera el volcán más activo del mundo y, sin embargo, está situado a miles de kilómetros del límite de placa más cercano, en medio de la enorme placa pacífica (Figura 5.38C). Otros puntos de **vulcanismo intraplaca** (que significa «dentro de la placa») son las islas Canarias, Yellowstone y varios centros volcánicos, que probablemente le sorprenderán, se encuentran en el desierto del Sahara africano.

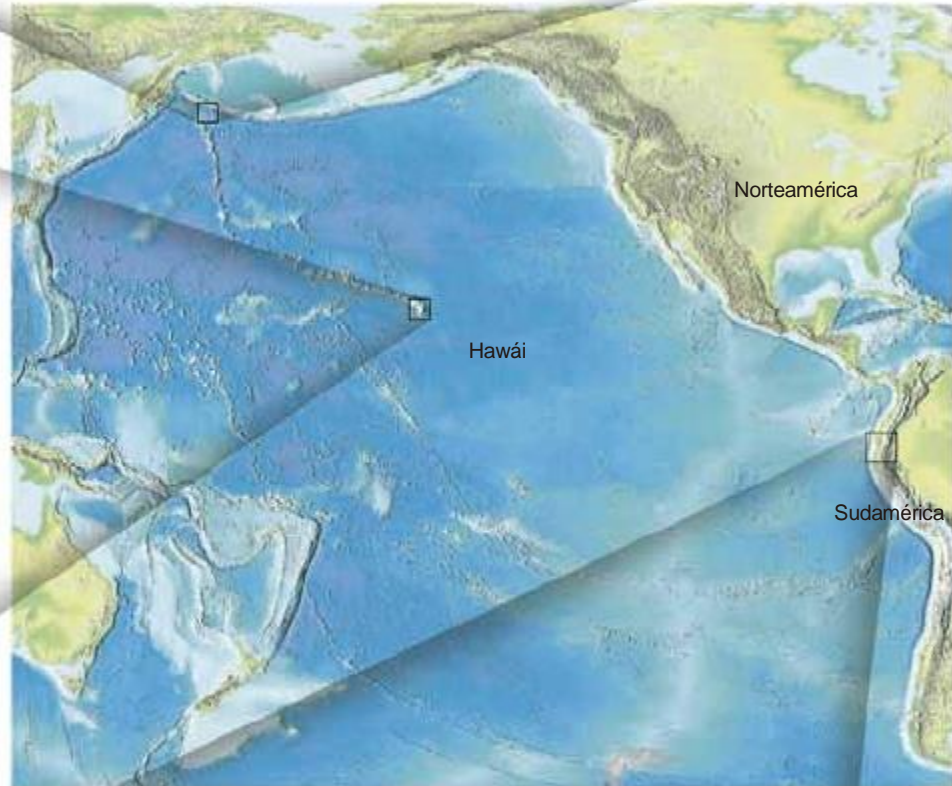
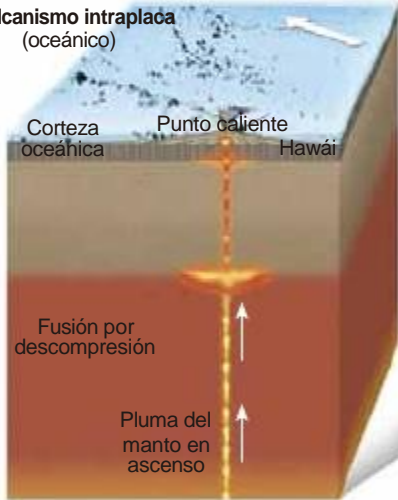
A. Vulcanismo de borde convergente
(arco de islas)



Monte Augustine, Alaska (USGS)



C. Vulcanismo intraplaca
(oceánico)



Kilauea, Hawaii (J. D. Griggs/USGS)

E. Vulcanismo de borde convergente de la placa
(arco volcánico continental)

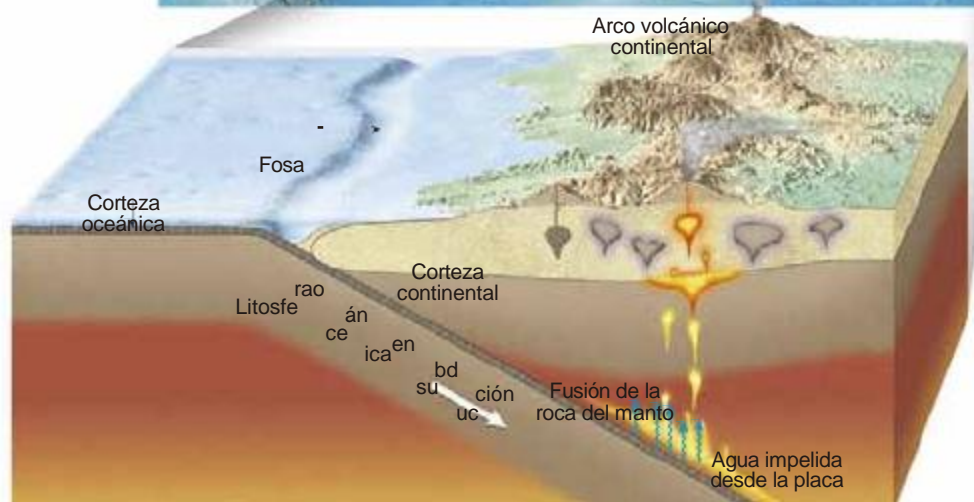
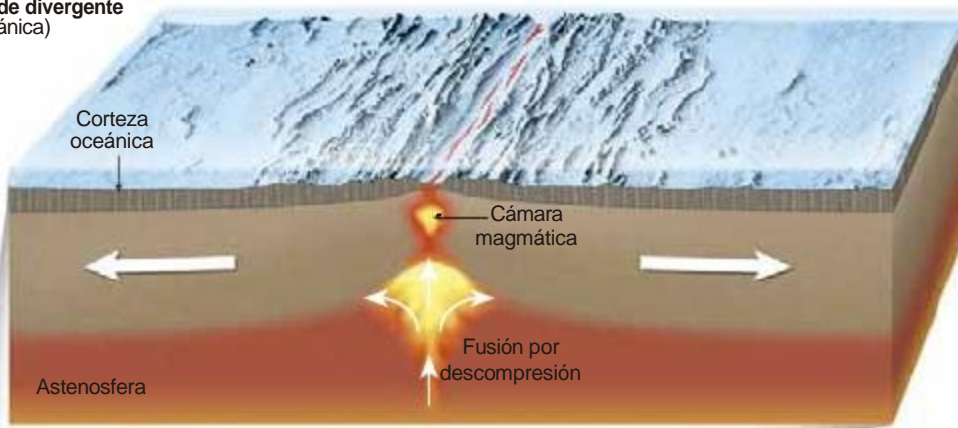
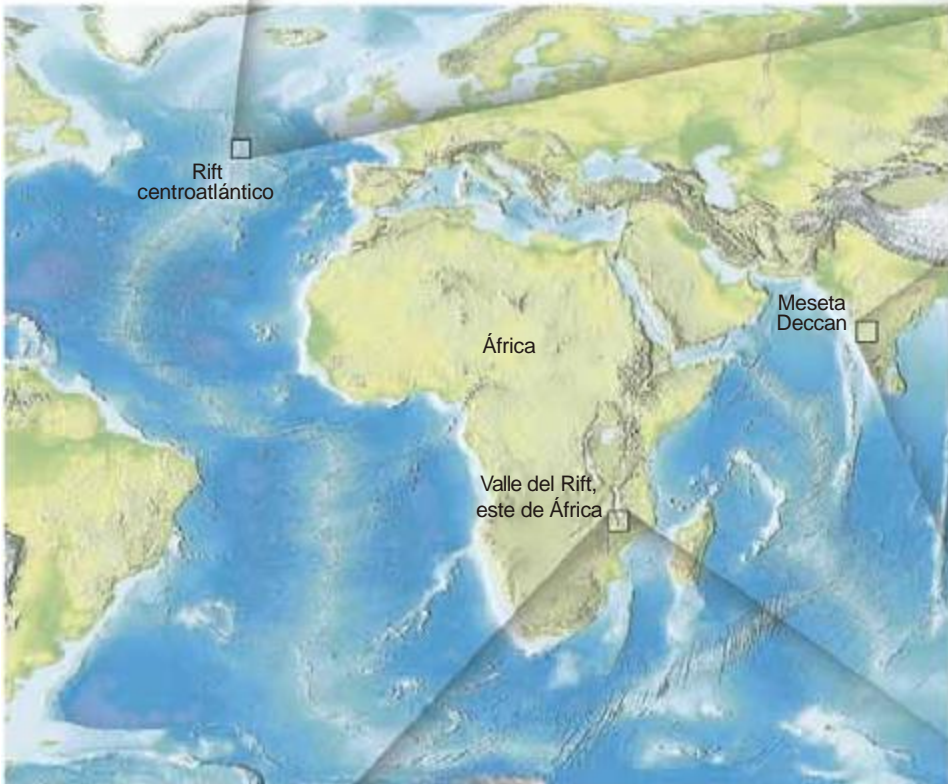


FIGURA 5.38. Tres zonas de vulcanismo. Dos de estas zonas están asociadas con límites de placa. La tercera zona incluye las estructuras volcánicas que están irregularmente distribuidas en el interior de las placas.

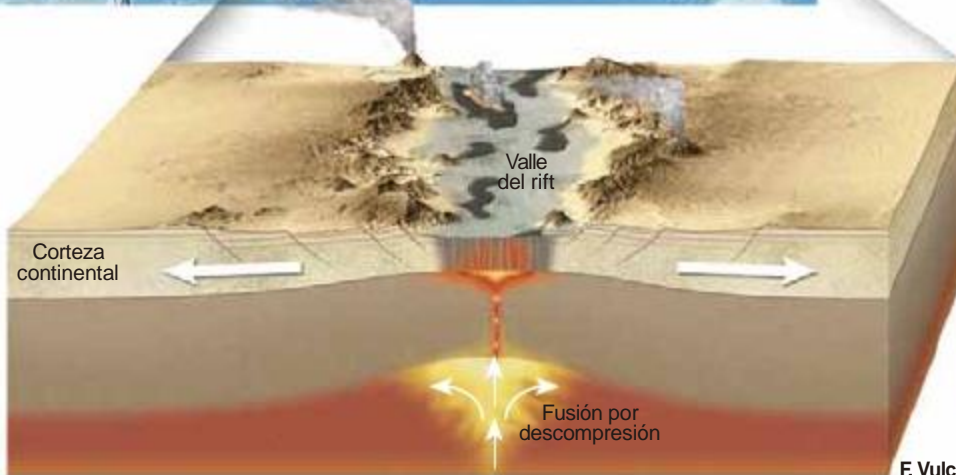
B. Vulcanismo de borde divergente (dorsal oceánica)



Islandia (Wedigo Ferchland)



D. Vulcanismo intraplaca (continental)



Monte Kilimanjaro, África (Daryl Balfour)

F. Vulcanismo de borde divergente (ruptura continental)

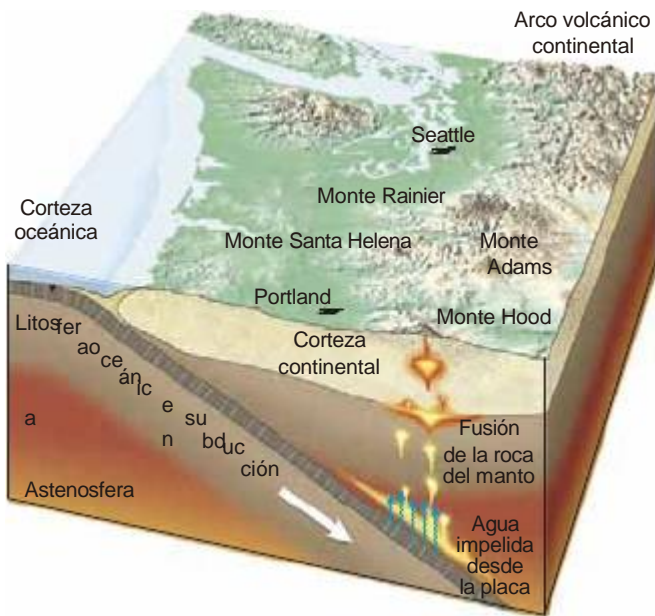


FIGURA 5.39. Actividad volcánica a lo largo de un borde convergente de placa en la costa pacífica de Norteamérica. Conforme una placa oceánica desciende hacia el manto, el agua y otros volátiles son expulsados de las rocas de la corteza en subducción. Estos volátiles reducen la temperatura de fusión de la roca del manto lo suficiente como para generar fundido. El resultado fue la formación del arco volcánico continental que llamamos Cordillera Cascade.

Los geólogos reconocen ahora que la mayor parte de vulcanismo intraplaca sucede donde una masa de material del manto más caliente de lo normal denominada **pluma del manto** asciende hacia la superficie (Figura 5.41). Aunque la profundidad a la que se originan las plumas del manto (al menos algunas) es todavía objeto de un debate encendido, 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 las 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 la lámpara, el líquido más denso de la parte inferior se hace flotante 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 5.41). Se han identificado más de 40 puntos calientes y la mayoría ha perdurado millones de años. La superficie de tierra que rodea

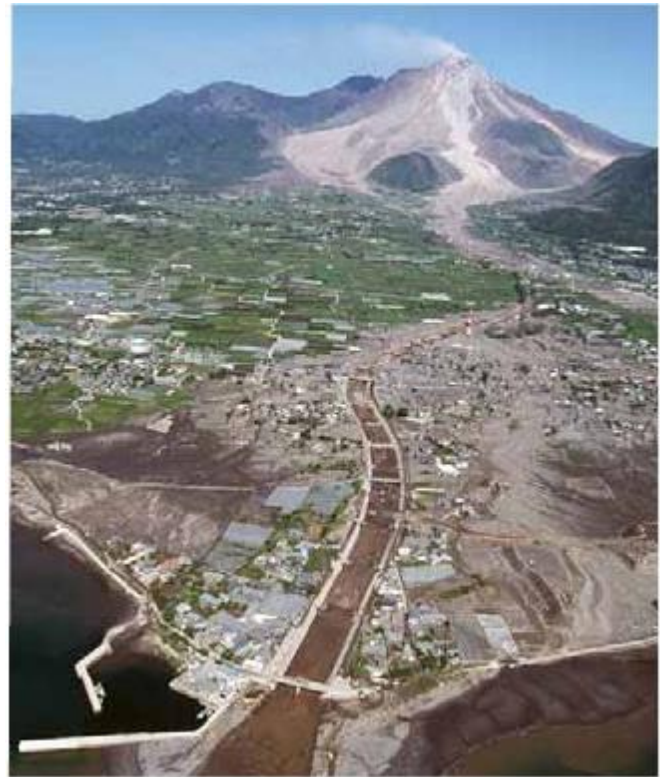


FIGURA 5.40. Monte Unzen, Japón. Este cono compuesto produjo diversas coladas piroclásticas ardientes entre 1900 y 1995. La erupción más destructiva tuvo lugar en 1991, cuando una oleada mató a 43 personas y enterró 500 casas y una escuela. Pueden verse depósitos de coladas de pumita y de cenizas (color claro) en el valle que queda a los pies del volcán. Obsérvense los canales de protección (parte inferior de la imagen) construidos para desviar las coladas de los pueblos circundantes (Fotografías de Michael S. Qamashita /CORBIS).

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 manto normal.

Las plumas del manto son responsables de las enormes emisiones de lava basáltica que crearon las grandes llanuras de basalto, como la de Siberia en Rusia, la meseta Deccan, en India, y la llanura Ontong Java, en el Pacífico occidental (Figura 5.42). 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 monstruosa y un tallo largo y estrecho (Figura 5.41A). Tras alcanzar la base de la litosfera, esas masivas cabezas anormalmente calientes empiezan a fundirse. La fusión progresa rápidamente, provocando el estallido de vulcanismo que emite voluminosos brotes de lava que forman una enorme llanura de basalto en cuestión de un millón de años, más o menos (Figura 5.41B). La fase eruptiva inicial,

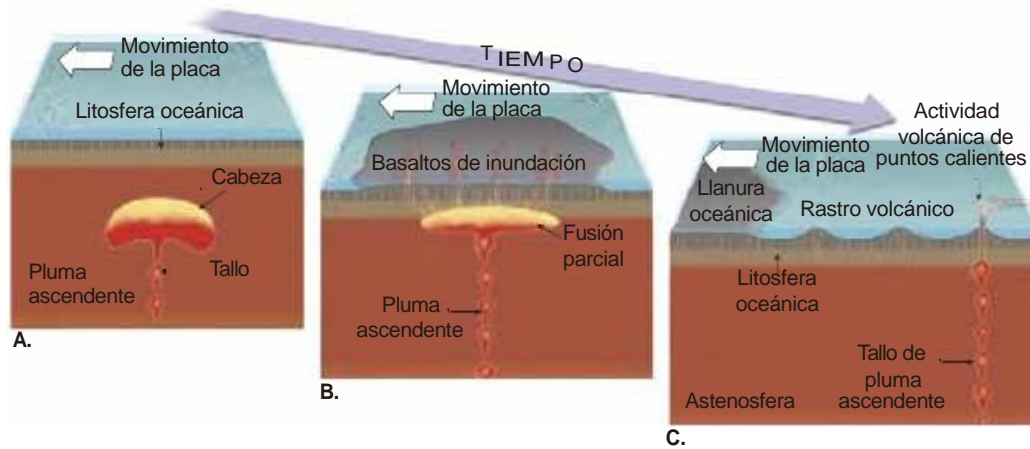


FIGURA 5.41. Modelo de vulcanismo de puntos calientes pensado para explicar la formación de llanuras oceánicas y las islas volcánicas asociadas a estas estructuras. **A.** Una pluma del manto ascendente con una cabeza bulbosa grande y un tallo pequeño. **B.** La fusión por descompresión rápida de la cabeza de una pluma del manto produce grandes expulsiones de basalto. Pueden formarse también grandes llanuras basálticas en la corteza continental (por ejemplo, la llanura de Columbia en el noroeste de Estados Unidos y la llanura Deccan en la India.) **C.** La actividad menos voluminosa posterior causada por el tallo de la pluma ascendente produce una cadena volcánica lineal en el fondo oceánico.

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. 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 remanente de tallo de la pluma (Figura 5.41C).

VIVIR CON LOS VOLCANES

Alrededor del 10 por ciento de la población de la Tierra vive en la proximidad de un volcán activo. De hecho, varias ciudades importantes, como Seattle (Washington), la ciudad de México (México), Tokio (Japón), Nápoles (Italia) y Quito (Ecuador) están localizadas sobre o cerca de un volcán (Figura 5.43).

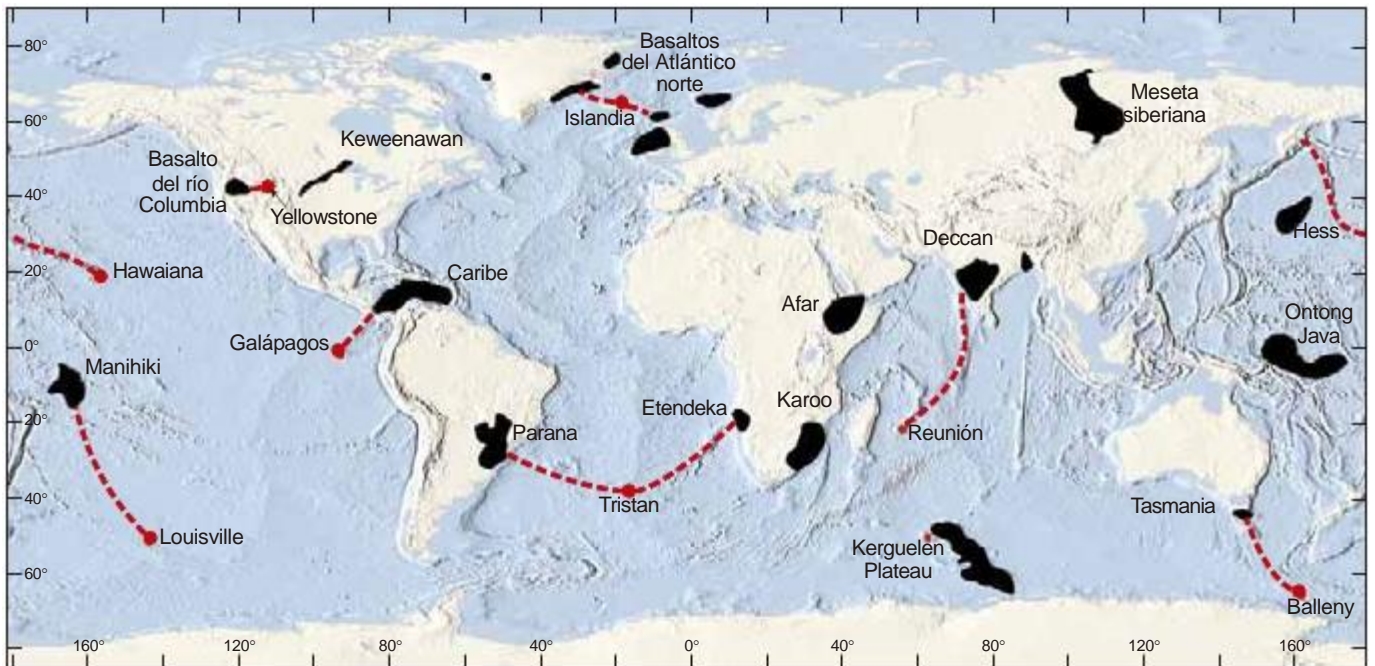


FIGURA 5.42. Distribución global de las provincias de basalto de inundación (en negro) y puntos calientes asociados (puntos rojos). Las líneas discontinuas rojas son las huellas de puntos calientes, que aparecen como líneas de estructuras volcánicas en el fondo oceánico. Las mesetas de Keweenawan y de Siberia se formaron en hendiduras continentales 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.



FIGURA 5.43. Seattle, Washington, con el Monte Rainier al fondo (Foto de Ken Straiton/Corbis).

Hasta hace poco tiempo, la opinión dominante de las sociedades occidentales era que los humanos poseen los medios para dominar los volcanes y otros tipos de riesgos naturales catastróficos. En la actualidad, es evidente que los volcanes no solo son muy destructivos, sino también impredecibles. Con esta certeza, está surgiendo una nueva actitud: ¿cómo vivimos con los volcanes?

Los riesgos volcánicos

Los volcanes producen una amplia variedad de riesgos potenciales que pueden matar personas y vida salvaje, así como destruir propiedades (Figura 5.44). Quizá las mayores amenazas a la vida sean las coladas piroclásticas. Estas mezclas calientes de gas, ceniza y pumita que a veces superan los 800 °C, bajan a toda velocidad por los flancos de los volcanes dando muy pocas oportunidades de escapar a las personas.

Los lahars, que se producen incluso cuando un volcán está tranquilo, son quizá el siguiente riesgo volcánico más peligroso. Estas mezclas de derrubios volcánicos y agua pueden fluir durante decenas de kilómetros pendiente abajo por las laderas volcánicas a velocidades que quizá superen los 100 km a la hora. Los lahars poseen una amenaza potencial para muchas comunidades asentadas corriente abajo de los volcanes cubiertos por glaciares, como el monte Rainier. Otros acontecimientos potencialmente destructivos son el hundimiento rápido de las cimas o flancos de un volcán.

Otros riesgos obvios son las erupciones explosivas que pueden poner en riesgo a personas y propiedades situadas a centenares de kilómetros de un volcán. Durante los últimos 15 años, al menos 80 vuelos comerciales se



FIGURA 5.44. Diagrama simplificado que muestra una amplia variedad de los riesgos naturales asociados con los volcanes (Tomado de U.S. Geological Survey).

han visto dañados por volar accidentalmente en nubes de ceniza volcánica (Figura 5.45). Uno de estos casos fue un casi accidente que se produjo en 1989 cuando un Boeing 747, con más de 300 pasajeros a bordo, se encontró con una nube de cenizas procedente del volcán Redoubt de Alaska. Los cuatro motores se pararon al entrar en contacto con las cenizas. Por fortuna, los motores pudieron reiniciarse en el último momento y el avión consiguió aterrizar a salvo en Anchorage.

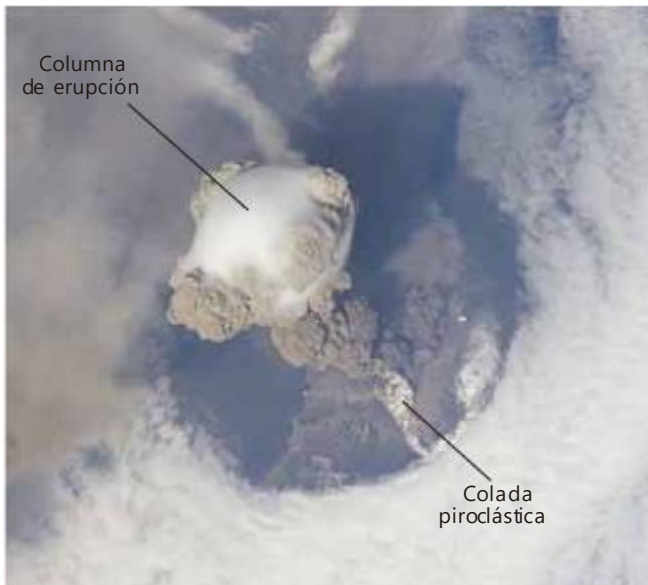


FIGURA 5.45. Fotografía tomada por un astronauta a bordo de la Estación Espacial Internacional de una erupción de vapor y cenizas emitida desde el Sarychev Peak situado al noroeste del Japón. Los vuelos de líneas comerciales fueron desviados rápidamente de la región para reducir al mínimo el daño a los motores causado por la ceniza (Cortesía de la NASA).

Control de la actividad volcánica

En la actualidad, se emplea una serie de técnicas de supervisión de los volcanes, la mayoría de ellas orientadas a detectar el movimiento del magma, desde un depósito subterráneo (normalmente a varios kilómetros de profundidad) hacia la superficie. Los cuatro cambios más notables en un paisaje volcánico causados por la migración del magma son: (1) cambios en el modelo de terremotos volcánicos; (2) expansión de una cámara magmática próxima a la superficie, que hace que se hinche el volcán; (3) cambios en la cantidad o composición de los gases liberados desde un volcán; y (4) aumento de la temperatura del terreno provocado por el emplazamiento de nuevo magma.

Casi una tercera parte de todos los volcanes que han hecho erupción en los tiempos históricos se supervisan ahora utilizando sismógrafos, instrumentos que detectan los temblores de los terremotos. En general, se ha demostrado que un brusco incremento de la intranquilidad sísmica seguida de un periodo de relativa calma es un precursor de muchas erupciones volcánicas. Sin embargo, algunas estructuras volcánicas graves han exhibido periodos prolongados de intranquilidad sísmica. Por ejemplo, la caldera Rabaul en Nueva Guinea registró un fuerte aumento de la sismicidad en 1981. Esta actividad duró 13 años y culminó finalmente con una erupción en 1994. En ocasiones un terremoto grande desencadena una erupción volcánica, o al menos altera las tuberías del volcán. Kilauea, por ejemplo, empezó a hacer erupción después del terremoto de Kalapana de 1975.



FIGURA 5.46. Controlando el South Sister Volcano, Cordillera Cascade, Oregón. Este geólogo está midiendo el grado de hinchamiento de la superficie del volcán por una posible actividad eruptiva.

El techo de un volcán puede ascender a medida que se acumula nuevo magma en su interior, un fenómeno que precede a muchas erupciones volcánicas. Debido a que la accesibilidad de muchos volcanes es limitada, a menudo se utilizan dispositivos de detección remotos (láseres, radar Doppler y satélites que orbitan la tierra) para determinar si un volcán se está inflando o no.

Los vulcanólogos también controlan a menudo los gases liberados de los volcanes en un esfuerzo por detectar incluso cambios mínimos en su cantidad o composición, o ambas. Algunos volcanes muestran un aumento de las emisiones de dióxido de azufre (SO_2) meses o años antes de una erupción. Por otro lado, unos pocos días antes de la erupción del monte Pinatubo en 1991, las emisiones de dióxido de carbono (CO_2) disminuyeron de manera drástica.

El desarrollo de dispositivos de detección remotos ha aumentado en gran medida nuestra capacidad para supervisar los volcanes. Estos instrumentos y técnicas son particularmente útiles para controlar las erupciones en marcha. Las imágenes fotográficas y los sensores de infrarrojo (calor) pueden detectar coladas de lava y columnas volcánicas ascendiendo desde un volcán (Figura 5.45). Además, los satélites pueden detectar la deformación del suelo así como controlar las emisiones de SO_2 (véase Figura 5.7).

El objetivo fundamental de cualquier control es descubrir precursores que puedan avisar de una erupción inminente. Esto se lleva a cabo primero diagnosticando el estado actual de un volcán y luego utilizando los datos basales para predecir su comportamiento futuro. Dicho de otro modo, un volcán debe ser observado durante un periodo extenso para reconocer cambios significativos con respecto a su «estado de reposo».

CAPÍTULO 5

Los volcanes y los riesgos volcánicos

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 el volcán.

Los materiales asociados con una erupción volcánica son: (1) *coladas de lava* (coladas de lava pahoehoe o cordada, que recuerdan hebras trenzadas, y 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 consisten en cenizas, pumitas, lapillis, bloques y bombas).

Las erupciones sucesivas de lava desde 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 amplios ligeramente abovedados construidos fundamentalmente por lavas basálticas, fluidas. Los *conos de ceniza* tienen laderas empinadas compuestas por material piroclástico. Los *conos compuestos*, o *estratovolcanes*, son estructuras grandes, casi simétricas, constituidas por lavas 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 nube ardiente de gases calientes infundidos con cenizas incandescentes que corren pendiente abajo por las laderas volcánicas. Los grandes conos compuestos pueden generar 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, que suele ser más resistente, puede permanecer de pie por encima del terreno circundante, formando un *pitón volcánico*. Las cimas de algunos volcanes tienen grandes depresiones casi circulares denominadas *calderas* que se producen por derrumbe. 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 se expulsan por grietas de la corteza denominadas *fisuras*. La expresión *basaltos de inundación* describe las coladas de lava basáltica fluida que cubren una región extensa del noroccidente de Estados Unidos, conocida como la meseta de Columbia. Cuando un magma rico en sílice es expulsado, suele producir *coladas piroclásticas* consistentes fundamentalmente en fragmentos de pumita y cenizas.

Los volcanes más activos están asociados con los límites de placa. Las áreas de vulcanismo activo se encuentran a lo largo de las dorsales medio-oceánicas 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.

TÉRMINOS FUNDAMENTALES

arco de islas, 188
arco de islas volcánicas, 188
arco volcánico continental, 188
basalto de inundación, 184
caldera, 181

chimenea, 169
colada aa, 165
colada almohadillada, 166
colada piroclástica, 178
columna de erupción, 164

conducto, 169
cono compuesto, 175
cono de cenizas, 173
cono de escoria, 173
cono parásito, 170

cráter, 169
 domo de lava, 184
 erupción fisural, 184
 escoria, 168
 estratovolcán, 175
 fisura, 184
 fumarola, 170
 guyots, 173

intraplaca, 180
 lahar, 180
 lava cordada, 165
 material piroclástico, 167
 nube ardiente, 178
 pitón volcánico, 186
 pluma del manto, 192
 pumita, 168

punto caliente, 192
 tubo, 169
 tubo de lava, 166
 viscosidad, 162
 volátiles, 163
 volcán, 169
 volcán en escudo, 170
 vulcanismo intraplaca, 189

PREGUNTAS DE REPASO

1. ¿Qué acontecimiento desencadenó el 18 de mayo de 1980 la erupción del monte Santa Helena? (véase Recuadro 5.1)
2. Enumere tres factores que determinen la naturaleza de una erupción volcánica. ¿Qué papel desempeña cada uno?
3. ¿Por qué un volcán alimentado de magma muy viscoso es probablemente más peligroso para vidas y propiedades 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. ¿Qué papel tienen los gases 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 tres tipos principales 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 grandes conos compuestos?
17. ¿Dónde son más comunes las erupciones fisurales?
18. ¿Con qué estructuras volcánicas están más a menudo asociadas las grandes coladas piroclásticas?
19. ¿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?
20. ¿Qué es el anillo de fuego del Pacífico?
21. ¿Qué tipo de límite de placa se asocia con el anillo de fuego del Pacífico?
22. Los volcanes del anillo de fuego del Pacífico, ¿se definen generalmente como tranquilos o violentos? Nombre un volcán que apoyaría su respuesta.
23. ¿Cómo se generan los magmas a lo largo de los bordes de placa convergentes.
24. ¿Cuál es la fuente del magma para el vulcanismo intraplaca?
25. ¿Qué se entiende por vulcanismo de puntos calientes?
26. ¿A qué tipo de límite de placa se asocia la mayor cantidad de magma generado?
27. ¿Con cuál de las tres zonas de vulcanismo están asociadas las islas Hawái y Yellowstone? ¿La cordillera Cascade? ¿Las provincias de basaltos de inundación?
28. ¿Cuáles son los cuatro cambios que se controlan en una zona volcánica para detectar el movimiento del magma?
29. Describa cuatro riesgos naturales asociados con los volcanes.

MasteringGeology

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

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

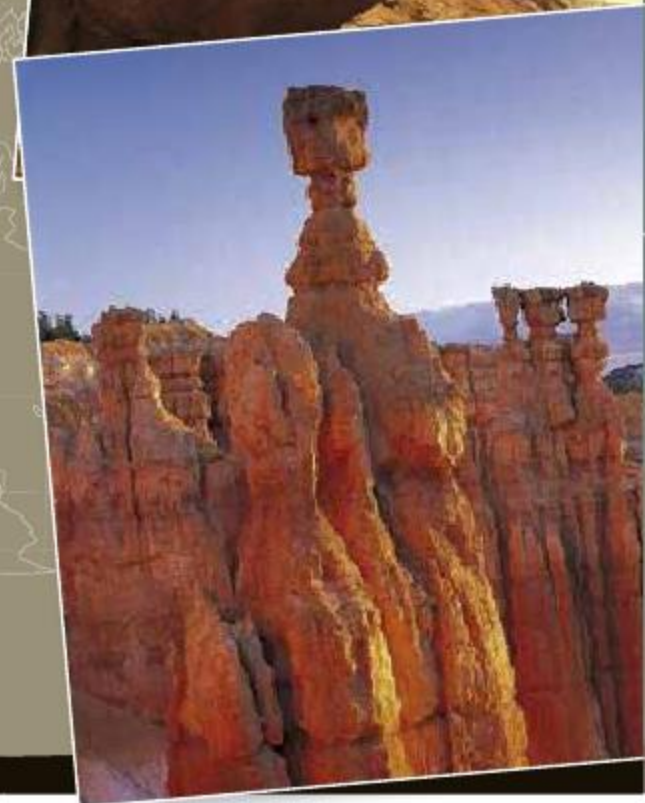
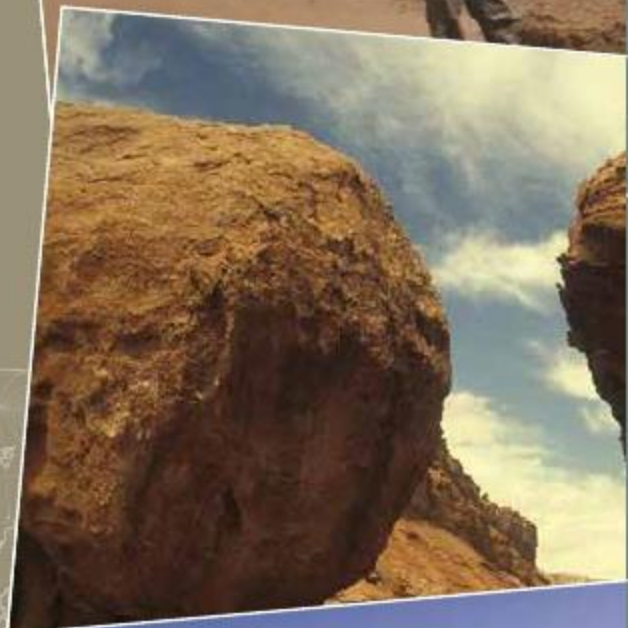
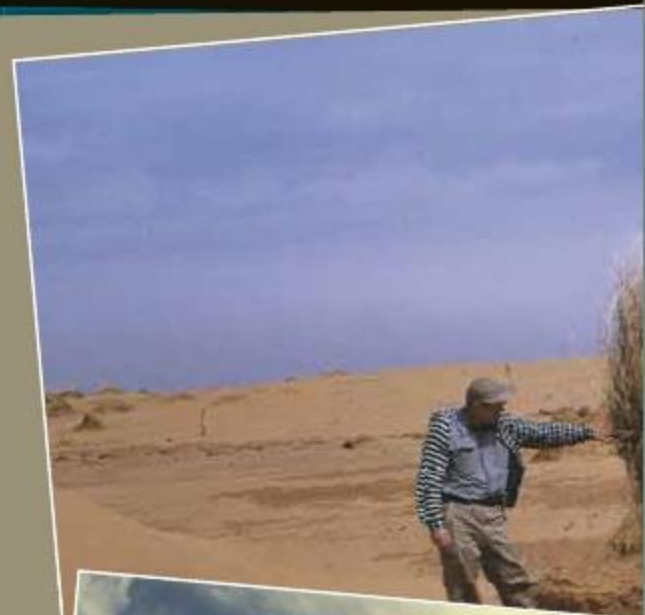
En MasteringGeology, además, podrá encontrar los siguientes contenidos y materiales interactivos extra:

- Encounter Earth
- Geoscience Animations
- GEODe
- Pearson eText

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

CAPÍTULO 6

Meteorización y suelo





La superficie terrestre cambia continuamente. La roca se desintegra y se descompone, es desplazada a zonas de menor elevación por la gravedad y es transportada por el agua, el viento o el hielo. De este modo se esculpe el paisaje físico de la Tierra (Figura 6.1). Este capítulo se concentra en el primer paso de este proceso interminable, la meteorización. ¿Qué hace que la roca sólida se desmorone y por qué el tipo y la velocidad de la meteorización varían de un lugar a otro? También se examina el suelo, un producto importante del proceso de meteorización y un recurso vital.

PROCESOS EXTERNOS DE LA TIERRA



WEATHERING AND SOIL Earth's External Processes

La meteorización, los procesos gravitacionales y la erosión se denominan **procesos externos** porque tienen lugar en la superficie terrestre o en sus proximidades y porque se alimentan de la energía solar. Los procesos externos son una parte básica del ciclo de las rocas porque son los responsables de la transformación de la roca sólida en sedimento.

Al observador casual puede parecerle que la superficie de la Tierra no cambia, que no le afecta el tiempo. De hecho, hace 200 años la mayor parte de la gente creía que las montañas, los lagos y los desiertos eran rasgos permanentes de una Tierra de la que se creía que no tenía más de unos pocos miles de años. En la actualidad sabemos que la Tierra tiene 4.600 millones de años y que las montañas acaban por ceder a la meteorización y la erosión, los lagos se llenan de sedimentos o son drenados por corrientes, y los desiertos vienen y van con los cambios climáticos.

La Tierra es un organismo dinámico. Algunas partes de la superficie terrestre se elevan de una manera gradual por la formación de montañas y la actividad volcánica. Estos **procesos internos** obtienen su energía del interior de la Tierra. Mientras tanto, procesos externos opuestos están continuamente desgastando la roca y desplazando los derrubios a zonas de menor elevación. Estos últimos procesos son:

1. **Meteorización:** descomposición física (desintegración) y alteración química (descomposición) de las rocas de la superficie terrestre, o cerca de ella.
2. **Procesos gravitacionales:** transferencia de roca y suelo pendiente abajo por influencia de la gravedad.
3. **Erosión:** eliminación física de material por agentes dinámicos como el agua, el viento o el hielo.

En este capítulo nos concentraremos en la meteorización de las rocas y en los productos generados por esta actividad. Sin embargo, no es fácil separar la meteorización de los procesos gravitacionales y de la erosión porque, conforme la meteorización separa las rocas, la erosión y los procesos gravitacionales retiran los derrubios. Este transporte del material mediante la erosión y los procesos gravitacionales desintegran y descomponen aún más la roca.



FIGURA 6.1. Monument Valley de Arizona. Cuando la meteorización acentúa las diferencias en las rocas, a veces se crean paisajes espectaculares. A medida que las rocas se desintegran y se descomponen gradualmente, los procesos gravitacionales y la erosión retiran los productos de la meteorización (Foto de Michael Collier).

METEORIZACIÓN



WEATHERING AND SOIL

Types of Weathering

Se produce meteorización continuamente a todo nuestro alrededor, pero parece un proceso tan lento y sutil que es fácil subestimar su importancia. No obstante, hay que recordar que la meteorización es una parte básica del ciclo de las rocas y, por tanto, un proceso clave del sistema Tierra. La meteorización es también importante para los seres humanos, incluso para los que no estudian Geología. Por ejemplo, muchos de los minerales que sustentan la vida y los elementos encontrados en el suelo, y en último extremo el alimento que comemos, se liberaron de la roca sólida por procesos de meteorización. Como ilustran la fotografía que abre este capítulo, Figura 6.1, y muchas otras imágenes de este libro, la meteorización contribuye también a la formación de algunos de los escenarios más espectaculares de la Tierra. Por supuesto, estos mismos procesos son responsables también de provocar el deterioro de muchas de las estructuras que nosotros construimos (Figura 6.2).

Todos los materiales son susceptibles de meteorización. Consideremos, por ejemplo, el producto fabricado hormigón, que se parece mucho a una roca sedimentaria denominada conglomerado. Un muro de hormigón recién construido tiene un aspecto liso, fresco, inalterado por la meteorización. Sin embargo, no muchos años después, la misma superficie aparecerá desconchada, agrietada y rugosa, quedando expuestos, en su superficie, los cantos. Si



FIGURA 6.2. Incluso los monumentos más «sólidos» que levanta el ser humano acaban cediendo al ataque día tras día de los procesos de meteorización. Templo de Zeus, Atenas, Grecia (Foto de CORBIS).

hay un árbol cerca, sus raíces pueden también desplazarse horizontalmente y combar el hormigón. Los mismos procesos naturales que acaban desgajando un muro de hormigón actúan también para desintegrar la roca.

La meteorización se produce cuando la roca es fragmentada mecánicamente (desintegrada) o alterada químicamente (descompuesta), o ambas cosas. La **meteorización mecánica** se lleva a cabo por fuerzas físicas que rompen la roca en trozos cada vez más pequeños sin modificar la composición mineral de la roca. La **meteorización química** implica una transformación química de la roca en uno o más compuestos nuevos. Se pueden ilustrar estos dos conceptos con un trozo de papel. El papel puede desintegrarse rompiéndolo en trozos cada vez más pequeños, mientras que la descomposición se produce cuando se prende fuego al papel y se quema.

¿Por qué se meteoriza la roca? Dicho en términos sencillos, la meteorización es la respuesta de los materiales terrestres a un ambiente cambiante. Por ejemplo, después de millones de años de levantamiento y erosión, las rocas situadas encima de un gran cuerpo ígneo intrusivo pueden ser eliminadas, dejándolo expuesto a la superficie. Esta masa de roca cristalina (formada bajo la superficie en zonas profundas donde las temperaturas y las presiones son elevadas) queda ahora sometida a un ambiente superficial muy diferente y comparativamente hostil. Como respuesta, esta masa rocosa cambiará de manera gradual. Esta transformación de la roca es lo que denominamos meteorización.

En las siguientes secciones comentaremos los diversos modos de meteorización mecánica y química. Aunque vamos a considerar estos dos procesos por separado, debe tenerse en cuenta que en la naturaleza normalmente actúan a la vez y se refuerzan uno a otro.

METEORIZACIÓN MECÁNICA



WEATHERING AND SOIL

Mechanical Weathering

Cuando una roca experimenta *meteorización mecánica*, se rompe en fragmentos cada vez más pequeños, que conservan cada uno las características del material original. El resultado final son muchos fragmentos pequeños procedentes de uno grande. En la Figura 6.3 se muestra que la ruptura de una roca en trozos más pequeños aumenta el área superficial disponible para el ataque químico. Una situación análoga se produce cuando se añade azúcar a un líquido: un cubito de azúcar se disolverá mucho más despacio que un volumen igual de gránulos de azúcar porque el cubito tiene mucha menos área superficial disponible para su disolución. Por consiguiente, al romper las rocas en fragmentos más pequeños, la

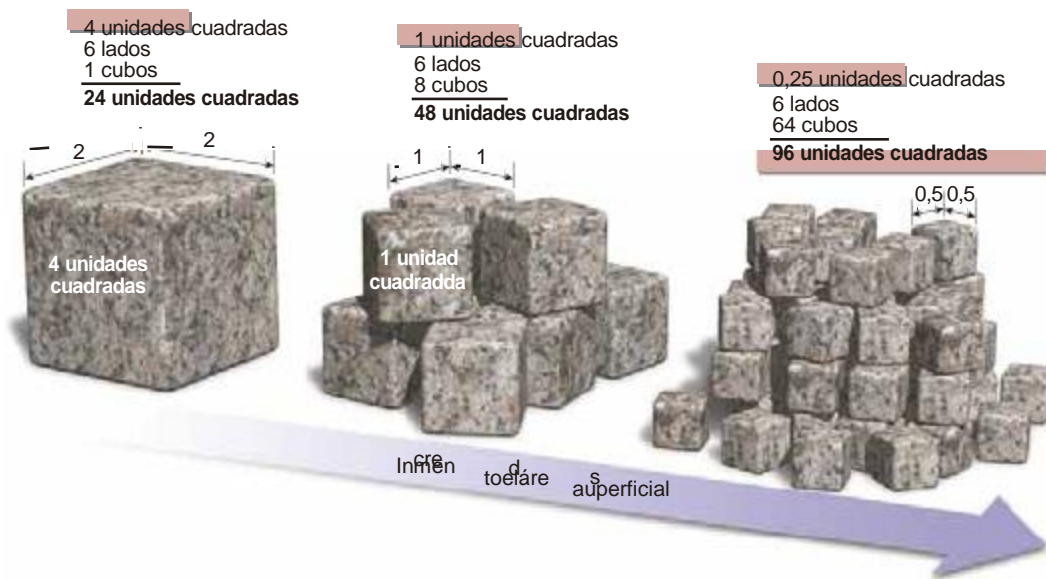


FIGURA 6.3. La meteorización química puede ocurrir solo en aquellas porciones de una roca que quedan expuestas a los elementos. La meteorización mecánica rompe la roca en fragmentos cada vez más pequeños, lo que aumenta el área superficial disponible para el ataque químico.

meteorización mecánica incrementa la cantidad de área superficial disponible para la meteorización química.

En la naturaleza, hay cuatro procesos físicos importantes que inducen la fragmentación de la roca: fragmentación por helada, expansión provocada por la descompresión, expansión térmica y actividad biológica. Además, aunque la acción de los agentes erosivos, como el viento, el hielo y el agua, se considera independiente de la meteorización física, esta es, sin embargo, importante. Conforme estos agentes dinámicos retiran los restos rocosos, desintegran inexorablemente estos materiales.

Fragmentación por el hielo (gelifracción)

Si se deja una botella de vidrio en el congelador más de lo necesario, se encontrará la botella totalmente rota. La botella se rompe porque el agua líquida tiene la propiedad única de expandirse alrededor de un 9 por ciento cuando se congela. Esta es la razón también de que las tuberías de agua mal aisladas o expuestas a la intemperie se rompan durante el tiempo muy frío. También cabe esperar que este mismo proceso fracture las rocas en la naturaleza. Esta es, de hecho, la base para la explicación tradicional de la rotura por **cuñas de hielo** o **gelifracción**. Después de que el agua se abra camino por las grietas de una roca, el agua congelada aumenta el tamaño de aquellas y se producen fragmentos angulares de roca (Figura 6.4).

Durante muchos años la creencia popular era que la mayor parte de la fragmentación por cuñas de hielo se producía de esta forma. Recientemente, sin embargo, la

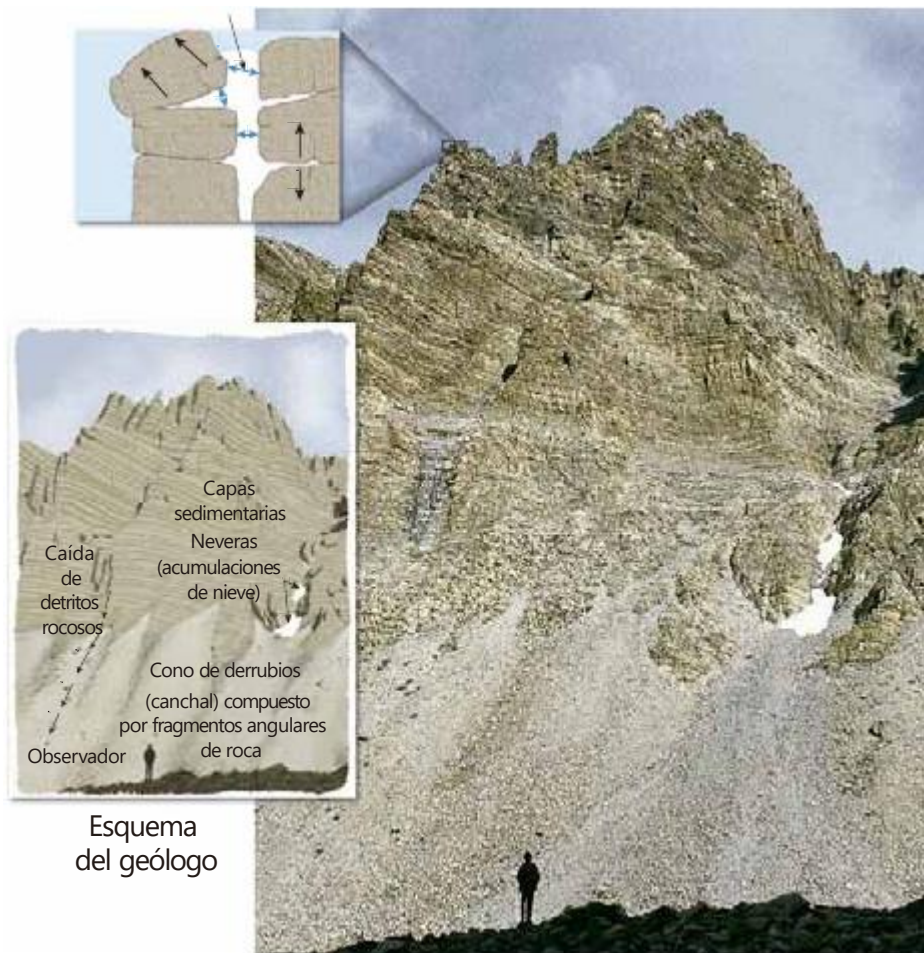
investigación ha demostrado que también puede ocurrir de una forma diferente¹. Hace tiempo que se sabe que cuando los suelos húmedos se congelan, se expanden debido al crecimiento de lentes de hielo. Esas masas de hielo van creciendo porque son alimentadas por el agua que migra de las zonas congeladas en forma de delgadas películas de líquido. A medida que se acumula y se congela más cantidad de agua, el suelo se va levantando. Un proceso similar ocurre dentro de las fracturas y los espacios porosos de las rocas. Las lentes de hielo van aumentando de tamaño a medida que atraen agua líquida de los poros de alrededor. El crecimiento de esas masas de hielo debilita gradualmente la roca, haciendo que se fracture (Recuadro 6.1).

Crecimiento de cristales salinos

Otra fuerza expansiva que puede romper las rocas es la creada por el crecimiento de cristales de sal. Las líneas de costa rocosas y las regiones áridas son ámbitos comunes para este proceso. Empieza cuando las gotitas de mar procedentes de las olas rompientes o del agua subterránea salada penetra en las grietas y los espacios porosos de la roca. A medida que esta agua se evapora, precipitan cristales salinos. Conforme estos cristales van creciendo gradualmente, debilitan la roca separando los granos circundantes o aumentando las grietas diminutas.

Este mismo proceso puede contribuir también a destruir las carreteras en las que se extiende sal para derretir la nieve y el hielo en invierno. La sal se disuelve en

¹ Bernard Hallet, «Why Do Freezing Rocks Break?», *Science*, Vol. 314, 17 de noviembre de 2006, pág. 1092-93.



Esquema del geólogo

FIGURA 6.4. Representación tradicional de las cuñas de hielo. Conforme el agua se congela, se expande, ejerciendo una fuerza lo bastante grande como para romper la roca. Cuando se producen cuñas de hielo en un ambiente como este, los fragmentos de roca rotos caen a la base del acantilado y crean una acumulación en forma de cono de fragmentos angulares de roca conocida como cono de derrubios (canchal) (Foto de Marli Miller).

el agua y se filtra en las grietas que muy probablemente se originaron por la acción del hielo. Cuando el agua se evapora, el crecimiento de los cristales de sal rompe aun más el pavimento.

Lajamiento

Cuando grandes masas de roca ígnea, en particular granito, quedan expuestas a la erosión, empiezan a soltarse losas concéntricas. El proceso que genera estas capas semejantes a las de una cebolla se denomina **lajamiento**. Se piensa que esto ocurre, al menos en parte, debido a la gran reducción de la presión que se produce cuando la roca situada encima es erosionada, un proceso denominado *descompresión*. Acompañando a esta descompresión, las capas externas se expanden más que la roca situada debajo y, de esta manera, se separan del cuerpo rocoso (Figura 6.5). La meteorización continua acaba por separar y desgajar las lajas, creando los **domos de exfoliación** (*ex* = fuera; *folium* = hoja). Son excelentes

ejemplos de domos de exfoliación la montaña Stone, en Georgia; y Half Dome y Liberty Cap en el Yosemite National Park (Figura 6.5).

La minería profunda nos proporciona otro ejemplo de cómo se comportan las rocas una vez que se ha eliminado la presión de confinamiento. Se conocen casos de estallidos de grandes bloques de roca de las paredes de las galerías de minas recién abiertas debido a la abrupta reducción de la presión. Pruebas de este tipo, más el hecho de que la fractura se produce en paralelo a la base de una cantera cuando se eliminan grandes bloques de roca, apoyan con fuerza el proceso de descompresión como causa del lajamiento.

Aunque muchas fracturas se crean por expansión, otras se producen por contracción durante la cristalización del magma (véase Figura 4.30, pág. 152), y otras son debidas a las fuerzas tectónicas que actúan durante la formación de montañas. Las fracturas producidas por estas actividades forman generalmente un modelo definido y se denominan *diaclasas* (Figura 6.6). Las diaclasas son estructuras

ENTENDER LA TIERRA

El Hombre Viejo de la Montaña

RECUADRO 6.1

El Hombre Viejo de la Montaña, también conocido como la Gran Cara de Piedra o, simplemente, el Perfil, era uno de los símbolos más conocidos y más duraderos de New Hampshire (el *estado del granito*). A principios de 1945, aparecía en el centro del emblema oficial del estado. Era una formación rocosa natural esculpida del granito rojo de Conway que, cuando se miraba desde el lugar adecuado, parecía un anciano (Figura 6.A, izquierda). Cada año cientos de miles de personas viajaban hasta allí, para ver al Hombre Viejo, que sobresalía a una altura de la montaña Cannon, 360 m por encima del lago Profile en el Franconia Notch State Park, en el norte de New Hampshire.

La mañana del sábado 3 de mayo de 2003, los habitantes de New Hampshire recibieron la noticia de que el famoso punto de referencia había sucumbido a la naturaleza y se había hundido (Figura 6.A, derecha). El hundimiento acabó con décadas de esfuerzos para proteger el símbolo estatal de los mismos procesos naturales que lo habían creado antes. Al final se impusieron la gelifracción y otros procesos de meteorización.



FIGURA 6.A. (izquierda) El Hombre Viejo de la Montaña, en Franconia Notch, en las montañas Blancas de New Hampshire, con su aspecto anterior al 3 de mayo de 2003 (Jim Cole/AP Photo). El inserto muestra el emblema del estado de New Hampshire. (derecha) El famoso afloramiento de granito después de hundirse el 3 de mayo de 2003. Al final los mismos procesos naturales que esculpieron el Hombre Viejo lo destruyeron (Jim Cole/AP Photo).

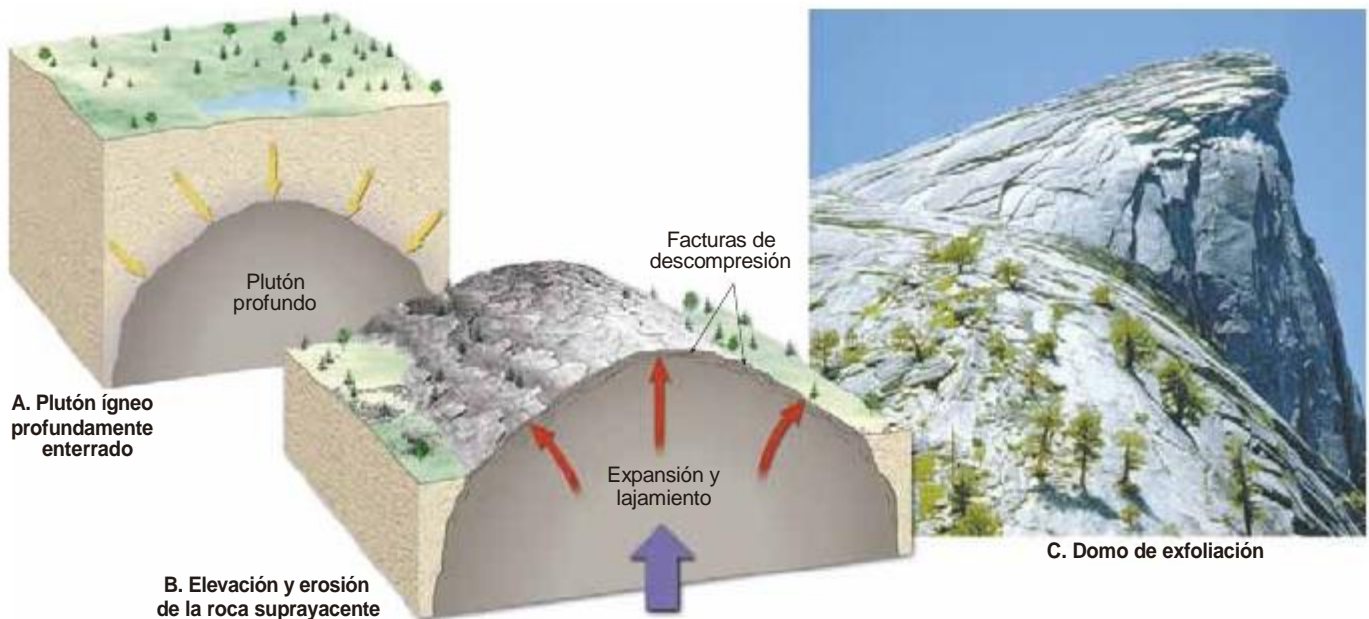


FIGURA 6.5. El lajamiento es provocado por la expansión de la roca cristalina a medida que la erosión se lleva el material suprayacente. Cuando el plutón enterrado en la profundidad de **A** queda expuesto en la superficie después de la elevación y la erosión de **B**, la masa ígnea se fractura en capas delgadas. La foto en **C** es la cima del Half Dome en el Yosemite National Park, California. Es un domo de exfoliación e ilustra las capas parecidas a las de las cebollas creadas por el lajamiento (Foto de Breck P. Kenty).

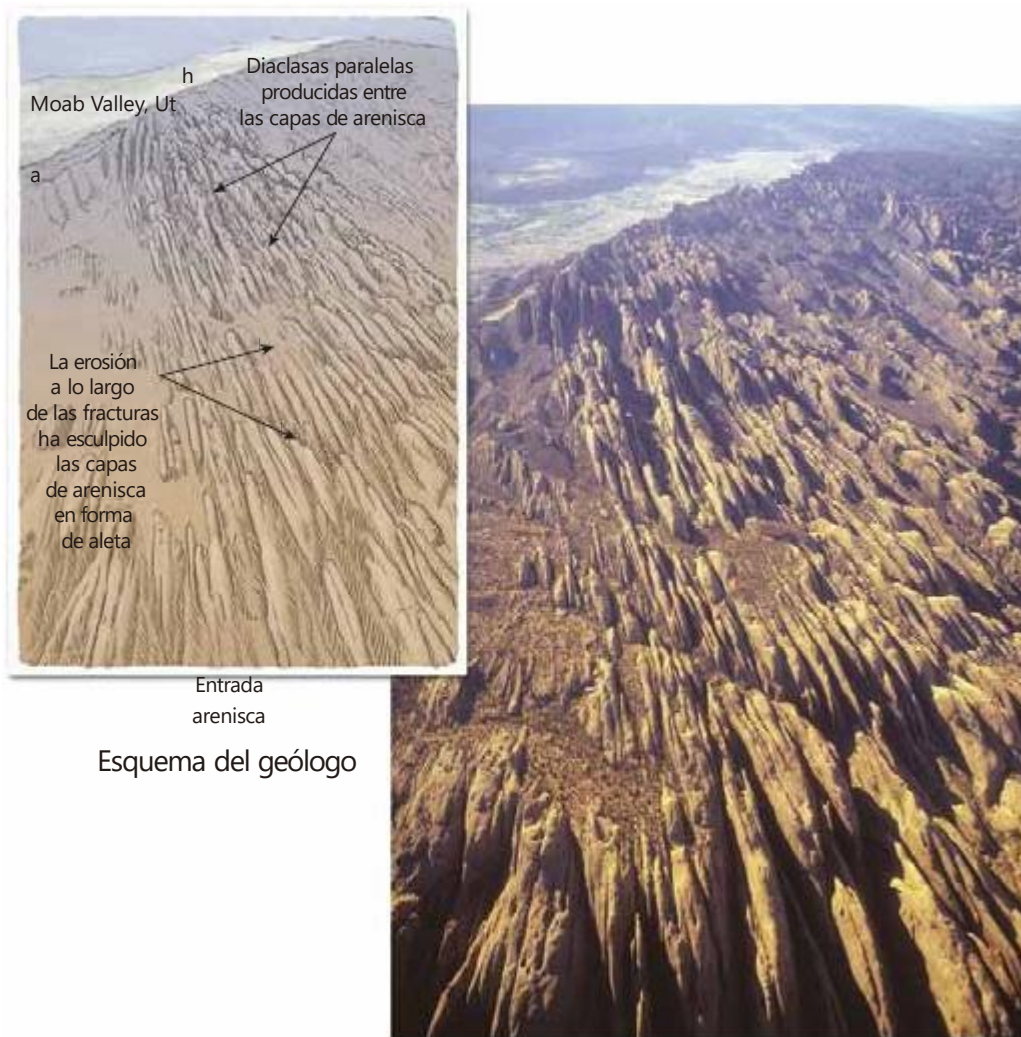


FIGURA 6.6. Perspectiva aérea de diaclasas casi paralelas cerca de Moab, Utah (Foto de Michael Collier.)

rocas importantes que permiten la penetración del agua hasta zonas profundas y el comienzo del proceso de meteorización mucho antes de que la roca quede expuesta.

Expansión térmica

El ciclo diario de temperatura puede meteorizar las rocas, en particular en los desiertos cálidos donde las variaciones diurnas pueden superar los 30 °C. El calentamiento de una roca produce expansión y el enfriamiento causa contracción. La dilatación y contracción repetida de minerales con índices de expansión diferentes deben ejercer lógicamente cierta tensión sobre la capa externa de la roca.

Aunque en alguna ocasión se pensó que este proceso era de gran importancia para la desintegración de las rocas, los experimentos de laboratorio no han respaldado esta opinión. En una prueba, se calentaron rocas no meteorizadas a temperaturas mucho más elevadas que las normalmente experimentadas en la superficie y luego

se enfriaron. Este proceso se repitió muchas veces para

simular centenares de años de meteorización, pero las rocas mostraron poco cambio aparente.

No obstante, los cantos rodados de las áreas desérticas sí muestran signos de fragmentación que puede haber sido causada por cambios de temperatura (Figura 6.7). Una solución propuesta para este dilema sugiere que las rocas deben ser debilitadas por la meteorización química primero, antes de que puedan romperse como consecuencia de la actividad térmica. Además, este proceso puede ser reforzado por el rápido enfriamiento producido por una tempestad de lluvia en el desierto. Se necesitan más datos antes de llegar a una conclusión definitiva con respecto al efecto de la variación de temperaturas sobre la desintegración de las rocas.

Actividad biológica

Las actividades de los organismos, entre ellos las plantas, los animales excavadores y los seres humanos, también llevan a cabo meteorización. Las raíces vegetales



FIGURA 6.7. Estas piedras fueron antes cantos rodados; sin embargo, la larga exposición al clima desértico cálido las desintegró (Foto de C. B. Hunt, U. S. Geological Survey).

crecen entre las fracturas en busca de nutrientes y agua, y, conforme crecen, resquebrajan la roca (Figura 6.8). Los animales excavadores descomponen aún más la roca desplazando material fresco hacia la superficie, donde los procesos físicos y químicos pueden actuar con más efectividad. Los organismos de la descomposición también producen ácidos que contribuyen a la meteorización química. Allí donde se ha volado la roca en busca de minerales o para la construcción de carreteras, el impacto humano es particularmente notable.

METEORIZACIÓN QUÍMICA



WEATHERING AND SOIL Chemical Weathering

En los párrafos anteriores, en los que se comenta la meteorización mecánica, aprendimos que la ruptura de las rocas en fragmentos más pequeños ayuda a la meteorización química al aumentar la superficie disponible para el ataque químico. Debe puntualizarse también que la meteorización química contribuye a la meteorización mecánica. Lo hace así debilitando las partes externas de algunas rocas, lo que, a su vez, las hace más susceptibles de ser rotas por procesos de meteorización mecánica.

Por *meteorización química* se entienden los complejos procesos que descomponen los componentes de las rocas y las estructuras internas de los minerales. Dichos procesos convierten los constituyentes en minerales nuevos o los liberan al ambiente circundante. Durante esta transformación, la roca original se descompone en sustancias que

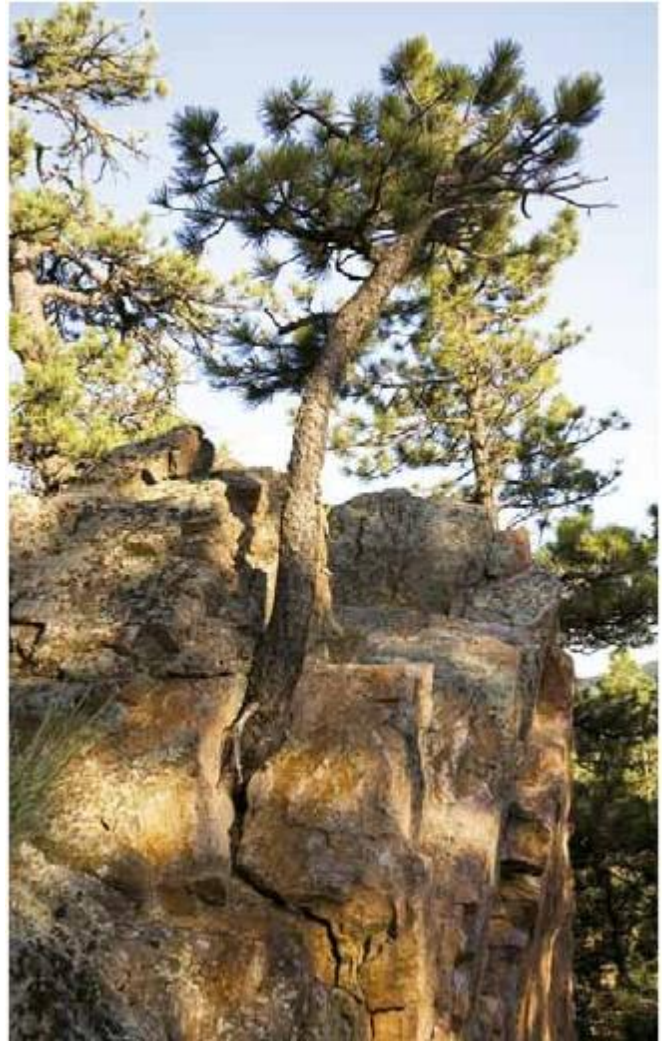


FIGURA 6.8. La penetración de las raíces amplía las fracturas de la roca y ayuda al proceso de meteorización mecánica. Mt. Sanitas, Boulder, Colorado (Foto de Kirstin Piljay).

son estables en el ambiente superficial. Por consiguiente, los productos de la meteorización química se mantendrán esencialmente inalterados en tanto en cuanto permanezcan en un ambiente similar a aquel en el cual se formaron.

El agua es con mucho el agente de meteorización química más importante. El agua pura sola es un buen disolvente y cantidades pequeñas de materiales disueltos dan como resultado un aumento de la actividad química para las disoluciones de meteorización. Los principales procesos de meteorización química son la disolución, la oxidación y la hidrólisis. El agua desempeña un papel principal en cada uno de ellos.

Disolución

Quizás el tipo de descomposición más fácil que se pueda imaginar es el proceso de **disolución**. Exactamente igual a como se disuelve el azúcar en el agua lo hacen

ciertos minerales. Uno de los minerales más hidrosolubles es la halita (sal común) que, como quizá recuerde, está compuesta de iones sodio y cloro. La halita se disuelve fácilmente en agua porque, aunque este compuesto mantiene una neutralidad eléctrica general, sus iones individuales conservan sus cargas respectivas.

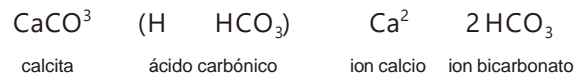
Además, las moléculas de agua circundantes son polares, es decir, el extremo del oxígeno de la molécula tiene una pequeña carga negativa residual; el extremo del hidrógeno tiene una pequeña carga positiva. Cuando las moléculas de agua entran en contacto con la halita, sus extremos negativos se aproximan a los iones sodio y sus extremos positivos se agrupan alrededor de los iones cloro. Esto altera las fuerzas de atracción existentes en el cristal de halita y libera los iones a la disolución acuosa (Figura 6.9).

Aunque la mayoría de los minerales son, para todos los efectos prácticos, insolubles en agua pura, la presencia de una cantidad incluso pequeña de ácido aumenta de una manera notable la fuerza corrosiva del agua. (Una disolución ácida contiene el ion hidrógeno reactivo, H^+ .) En la naturaleza, los ácidos se producen por una serie de

procesos. Por ejemplo, el ácido carbónico se crea cuando el dióxido de carbono de la atmósfera se disuelve en las gotas de lluvia. Conforme el agua de lluvia acidificada va calando en el terreno, el dióxido de carbono de este último puede aumentar la acidez de la disolución de meteorización. También se liberan varios ácidos orgánicos cuando los organismos se descomponen, y la meteorización de la piritita y de otros sulfuros produce ácido sulfúrico.

Con independencia de la fuente de donde proceda el ácido, esta sustancia enormemente reactiva descompone con facilidad la mayoría de las rocas y produce ciertos productos que son hidrosolubles. Por ejemplo, el mineral calcita, $CaCO_3$, que es el componente de rocas ornamentales comunes, el mármol y la caliza, resulta fácilmente atacado incluso por una disolución débilmente ácida.

La reacción global por medio de la cual la calcita se disuelve en agua que contiene dióxido de carbono es:



Durante este proceso, el carbonato cálcico insoluble se transforma en productos solubles. En la naturaleza, durante periodos de miles de años, grandes cantidades de caliza se disuelven y son transportadas por el agua subterránea. Esta actividad se pone claramente de manifiesto por el gran número de cuevas situadas debajo de la superficie encontradas en muchos lugares (Figura 6.10). Los monumentos y los edificios construidos con caliza y mármol están también sujetos a la acción corrosiva de los ácidos, en particular en las áreas industriales donde el aire está contaminado y lleno de humo (Recuadro 6.2).

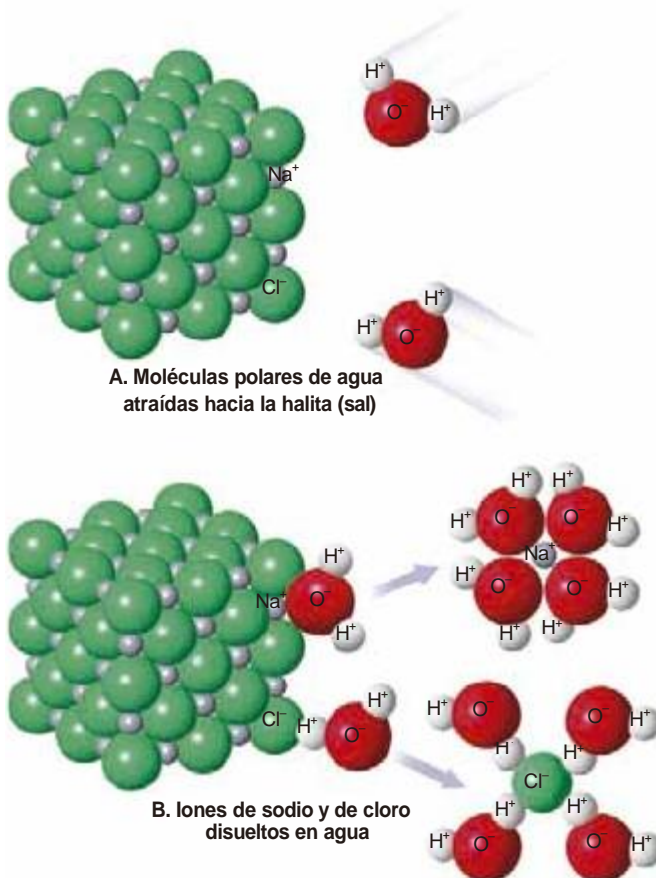


FIGURA 6.9. Ilustración de halita disolviéndose en agua. **A.** Los iones de sodio y de cloro son atacados por las moléculas polares de agua. **B.** Una vez separados, esos iones son rodeados por una serie de moléculas de agua, como se muestra en la figura.



FIGURA 6.10. El poder disolvente del ácido carbónico desempeña un papel importante en la formación de las cuevas de caliza. Cuevas Carlsbad, Parque Nacional, Nuevo México (Foto de INTERFOTO/Alamy).

La Tierra como sistema

Lluvia ácida: un impacto humano sobre el sistema Tierra

RECUADRO 6.2

Los seres humanos forman parte del complejo interactivo completo que denominamos sistema Tierra. Como tales, nuestras acciones inducen cambios en todas las demás partes del sistema. Por ejemplo, al realizar nuestras rutinas normales, los seres humanos modificamos la composición de la atmósfera. Estas modificaciones atmosféricas, a su vez, causan cambios imprevistos y no queridos en la hidrosfera, la biosfera y la Tierra sólida. La lluvia ácida es un ejemplo pequeño, pero significativo.

Los monumentos y las estructuras de piedra descompuestos son imágenes comunes en muchas ciudades (Figura 6.B). Aunque contamos con que la roca se descomponga de manera gradual, muchos de esos monumentos han sucumbido antes de lo previsto. Una causa importante de esta aceleración de la meteorización química es la lluvia ácida.

La lluvia es algo ácida en estado natural (Figura 6.C). Cuando el dióxido de carbono de la atmósfera se disuelve en el agua, el producto es el ácido carbónico débil. Sin embargo, por *lluvia ácida* entendemos una precipitación mucho más ácida que la lluvia y la nieve naturales no contaminadas.

Como consecuencia de la combustión de grandes cantidades de combustibles fósiles, como el carbón y los productos derivados del petróleo, se liberan a la atmósfera millones de toneladas de azufre y óxidos de nitrógeno al año en Estados Unidos. En 2007, el total fue de 37 millones

de toneladas¹. Las principales fuentes de esas emisiones son las centrales de producción de energía, los procesos industriales, como el refinado del petróleo y las fundiciones, y los vehículos de todo tipo. A través de una serie de reacciones químicas complejas, algunos de esos contaminantes se convierten en ácidos que luego caen a la superficie de la Tierra en forma de lluvia o nieve. Otra parte se deposita en forma seca y luego se convierte en ácido después de entrar en contacto con las precipitaciones, el rocío o la niebla.

En el norte de Europa y el este de Norteamérica se ha experimentado lluvia ácida generalizada durante algún tiempo. Los estudios han demostrado también que se produce lluvia ácida en muchas otras regiones, entre ellas el oeste norteamericano, Japón, China, Rusia y Sudamérica. Además de las fuentes de contaminación local, una parte de la acidez encontrada en el noreste de Estados Unidos y el este de Canadá se origina a centenares de kilómetros en las regiones industrializadas del sur y el suroeste. Esta situación se produce porque muchos contaminantes permanecen en la atmósfera hasta cinco días, durante los cuales pueden ser transportados a grandes distancias.

¹ La cifra ha ido cayendo poco a poco. Los datos de la EPA muestran que en 1990 el total combinado de dióxido de azufre y de óxidos de nitrógeno emitidos en Estados Unidos era de 48 millones de toneladas. En 2000, era de 38 millones.



FIGURA 6.B. La lluvia ácida acelera la meteorización química de los monumentos y las estructuras de piedra (Foto de Adam Hart-Davis/Science Photo Library/Photo Researchers, Inc.).

Se piensa que los efectos ambientales dañinos de la lluvia ácida son considerables en algunas áreas e inminentes en otras (Figura 6.D). El efecto mejor conocido es el aumento de la acidez en centenares de lagos de Escandinavia y del este norteamericano. Acompañando a esto ha habido un aumento sustancial del aluminio disuelto, que es lixiviado del suelo por el agua ácida, lo que es tóxico para los peces. Como consecuencia han desaparecido prácticamente todos los peces de algunos lagos y en otros está a punto de ocurrir lo mismo. Los ecosistemas se caracterizan por muchas interacciones a muchos niveles de organización, lo que significa que es difícil y caro evaluar los efectos de la lluvia ácida en esos sistemas complejos, y que esta evaluación dista mucho de ser completa.

Incluso dentro de zonas pequeñas, los efectos de la lluvia ácida pueden variar significativamente de un lago a otro. Gran parte de esta variación está relacionada con la composición del suelo y los materiales rocosos en la zona que rodea al lago. Dado que minerales como la calcita pueden neutralizar las disoluciones ácidas, es menos probable que se vuelvan ácidos los lagos que están rodeados por materiales ricos en calcita. Por el contrario, los lagos que carecen de este material de tamponamiento pueden verse muy gravemente afectados. Aun así, el pH de los lagos que no se han acidificado todavía

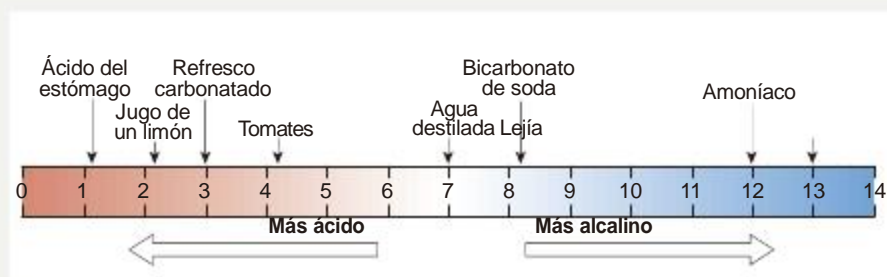


FIGURA 6.C. La escala de pH es una medida común del grado de acidez y alcalinidad de una disolución. La escala oscila entre 0 y 14; un valor de 7 indica que una disolución es neutra. Los valores inferiores a 7 indican una mayor acidez, mientras que las cifras superiores a 7 indican una mayor alcalinidad. En el diagrama se muestran los valores de pH de algunas sustancias familiares. El agua destilada es neutra (pH 7), pero el agua de la lluvia es ácida de forma natural. Es importante observar que la escala de pH es logarítmica; es decir, cada aumento de un número completo indica una diferencia de diez. Por tanto, un pH 4 es 10 veces más ácido que un pH de 5 y 100 veces (10 x 10) más ácido que un pH de 6.

puede caer en un lapso de tiempo a medida que se va agotando el material de tamponamiento del suelo circundante.

Además de los muchos lagos que ya no pueden albergar la vida de los peces, la investigación indica que la lluvia ácida pueden reducir también los rendimientos de las cosechas agrícolas y deteriorar la productividad de los bosques. La lluvia ácida no solo perjudica a las hojas, sino que también daña a las raíces y lixivia los nutrientes minerales del suelo. Por último, la lluvia

ácida promueven la corrosión de los metales y contribuyen a la destrucción de las estructuras de piedra.

FIGURA 6.D. El daño a los bosques causado por la lluvia ácida está bien documentado en Europa y en el este de Norteamérica. Estos árboles de las montañas Great Smoky han sido dañados por nubes cargadas de lluvia ácida (Foto de Doug Locke/Dembinsky Photo Associates).



Los iones solubles procedentes de reacciones de este tipo se conservan en el agua subterránea de la que nos abastecemos. Son estos iones disueltos los responsables de la denominada agua dura encontrada en muchas localidades. Sencillamente, el agua dura es indeseable porque los iones activos reaccionan con el jabón para producir un material insoluble que hace del jabón algo casi inútil para eliminar la suciedad. Para resolver este problema puede utilizarse un ablandador del agua con objeto de eliminar esos iones, generalmente sustituyéndolos por otros que no reaccionan químicamente con el jabón.

Oxidación

Todos hemos visto objetos de hierro y de acero que se oxidaron cuando quedaron expuestos al agua (Figura 6.11). Lo mismo puede ocurrir con los minerales ricos en hierro. El proceso de oxidación se produce cuando el oxígeno se combina con el hierro para formar el óxido férrico, como sigue:



Este tipo de reacción química, denominado **oxidación**², se produce cuando se pierden electrones de un elemento durante la reacción. En este caso, decimos que el hierro se oxidó porque perdió electrones en favor del oxígeno. Aunque la oxidación del hierro progresa muy lentamente en un ambiente seco, la adición de agua aumenta enormemente la velocidad de la reacción.

La oxidación es importante en la descomposición de minerales ferromagnesianos como el olivino, el piroxeno y la hornblenda. El oxígeno se combina fácilmente con el hierro en esos minerales para formar el óxido férrico de color marrón rojizo denominado *hematites* (Fe_2O_3), o, en otros casos, una herrumbre de color



FIGURA 6.11. El hierro reacciona con el oxígeno y forma óxido de hierro, como se ve en estos barriles oxidados. (Foto de Steven Robertson/iStockphoto).

amarillento denominada *limonita* [$\text{FeO}(\text{OH})$]. Estos productos son responsables del color herrumbroso que aparece en las superficies de las rocas ígneas oscuras, como el basalto, cuando empiezan a experimentar meteorización. Sin embargo, la oxidación solo puede ocurrir después de que el hierro es liberado de la estructura del silicato por otro proceso denominado hidrólisis.

Otra reacción de oxidación importante se produce cuando se descomponen los sulfuros, como la pirita. Los sulfuros son constituyentes importantes de muchas menas metálicas, y la pirita se encuentra también asociada a menudo con los depósitos de carbón. En un ambiente húmedo, la meteorización química de la pirita (FeS_2) produce ácido sulfúrico (H_2SO_4) y oxi-hidróxido de hierro [$\text{FeO}(\text{OH})$]. En muchas localidades mineras, este proceso de meteorización produce un grave riesgo ambiental, en particular en las áreas húmedas donde el agua de la lluvia se infiltra en las escombreras marginales (material de desecho que queda después de extraer el carbón u otros minerales). Este denominado *drenaje ácido de mina* acaba por abrirse camino hacia los ríos, matando los organismos acuáticos y degradando el hábitat acuático (Figura 6.12).

² El lector debe observar que el término oxidación se refiere a cualquier reacción química en la cual un compuesto o radical pierde electrones. El elemento oxígeno no está necesariamente presente.