



**FIGURA 6.12.** Esta agua que va penetrando desde una mina abandonada en Colorado es un ejemplo de *drenaje ácido de mina*. El drenaje ácido de mina es agua con una gran concentración de ácido sulfúrico ( $\text{H}_2\text{SO}_4$ ) producida por la oxidación de los minerales sulfuros como la pirita. Cuando esta agua rica en ácido migra desde su origen puede contaminar las aguas superficiales y las subterráneas y provocar daños ecológicos importantes (Foto de Tim Haske/Profiles West/Photography).

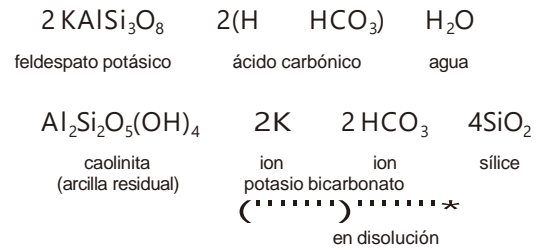
## Hidrólisis

El grupo mineral más común, el de los silicatos, se descompone sobre todo mediante el proceso de **hidrólisis** (*hydro* = agua; *lysis* = aflojamiento), que consiste básicamente en la reacción de cualquier sustancia con el agua. Idealmente la hidrólisis de un mineral podría tener lugar en agua pura conforme algunas de las moléculas de agua se disocian para formar los iones muy reactivos hidrógeno ( $\text{H}^+$ ) e hidroxilo ( $\text{OH}^-$ ). Son los iones de hidrógeno los que atacan y sustituyen a otros iones positivos encontrados en el retículo cristalino. Con la introducción de los iones hidrógeno en la estructura cristalina, se destruye la disposición ordenada original de los átomos y se descompone el mineral.

En la naturaleza, el agua contiene normalmente otras sustancias que contribuyen con más iones hidrógeno, acelerando de esta manera en gran medida la hidrólisis. La más común de esas sustancias es el dióxido de carbono,  $\text{CO}_2$ , que se disuelve en agua para formar ácido carbónico,  $\text{H}_2\text{CO}_3$ . La lluvia disuelve algo del dióxido de carbono en la atmósfera y otras cantidades, liberadas por la materia orgánica en descomposición, se adquieren a medida que el agua se infiltra a través del terreno.

En el agua, el ácido carbónico se ioniza para formar iones hidrógeno ( $\text{H}^+$ ) e iones bicarbonato ( $\text{HCO}_3^-$ ). Para ilustrar cómo experimenta hidrólisis una roca en presencia de ácido carbónico, examinemos la meteorización química del granito, una roca continental común. Recordemos que el granito se compone fundamentalmente de cuarzo y feldespato potásico. La

meteorización del feldespato potásico componente del granito es la siguiente:



En esta reacción, los iones hidrógeno ( $\text{H}^+$ ) atacan y sustituyen a los iones potasio ( $\text{K}^+$ ) en la estructura del feldespato, alterando así la red cristalina. Una vez retirado, el potasio está disponible como nutriente para las plantas o se convierte en la sal soluble bicarbonato potásico ( $\text{KHCO}_3$ ), que puede incorporarse en otros minerales o ser transportado al océano.

El producto más abundante de la descomposición química del feldespato potásico es el mineral de la arcilla caolinita. Los minerales de la arcilla son los productos finales de la meteorización y son muy estables a las condiciones que predominan en la superficie. Por consiguiente, los minerales de la arcilla constituyen un porcentaje elevado del material inorgánico de los suelos. Además, la roca sedimentaria más abundante, la lutita, contiene una elevada proporción de minerales de la arcilla.

Además de la formación de minerales de la arcilla durante la meteorización del feldespato potásico, las aguas subterráneas extraen algo de sílice de la estructura del feldespato y la transportan. Esta sílice disuelta acabará precipitando, produciendo nódulos de sílex, o llenará los espacios porosos que quedan entre los granos de sedimento, o será transportada al océano, donde los animales microscópicos lo extraerán del agua para formar sus duras conchas de sílice.

En resumen, la meteorización del feldespato potásico genera un mineral residual de la arcilla, una sal soluble (bicarbonato potásico) y algo de sílice, que se disuelve.

El cuarzo, el otro componente principal del granito, es muy resistente a la meteorización química; se mantiene sustancialmente inalterado cuando es atacado por disoluciones ácidas débiles. Como consecuencia, cuando el granito experimenta meteorización, los cristales de feldespato pierden brillo y se convierten lentamente en arcilla, liberando los granos de cuarzo, antes entrelazados, que todavía conservan su aspecto fresco, vítreo. Aunque algo del cuarzo permanece en el terreno, gran parte es finalmente transportado al mar o a otros lugares de depósito, donde se convierte en el constituyente principal de algunos accidentes geográficos como las playas arenosas y las dunas de arena. Con el tiempo, estos granos de cuarzo pueden litificarse para formar la roca sedimentaria arenisca.

En la Tabla 6.1 se numeran los productos de meteorización de algunos de los silicatos más comunes.

Recordemos que los silicatos constituyen la mayor parte de la corteza terrestre y que esos minerales están compuestos esencialmente por solo ocho elementos. Cuando son meteorizados químicamente, los silicatos suministran iones sodio, calcio, potasio y magnesio que forman productos solubles, que pueden ser extraídos del agua subterránea. El hierro se combina con el oxígeno, originando óxidos de hierro relativamente insolubles, fundamentalmente hematites y limonita, que proporcionan al suelo un color marrón rojizo o amarillento. Bajo la mayoría de las condiciones, los tres elementos restantes, aluminio, sílice y oxígeno, se unen con el agua para producir minerales residuales de la arcilla. Sin embargo, incluso los minerales de arcilla más insolubles van siendo eliminados muy lentamente por el agua subsuperficial.

Tabla 6.1. Productos de la meteorización.

Mineral	Productos residuales	Material en disolución
Cuarzo	Granos de cuarzo	Sílice
Feldespato	Minerales de la arcilla	Sílice $K^+$ , $Na^+$ , $Ca^{2+}$
Anfíbol (hornblenda)	Minerales de la arcilla Limonita Hematites	Sílice $Ca^{2+}$ , $Mg^{2+}$
Olivino	Limonita Hematites	Sílice $Mg^{2+}$

A veces los alumnos preguntan...

¿La arcilla creada por la meteorización química es la misma arcilla que se utiliza para hacer cerámica?

Sí. La caolinita, la arcilla que se describe en la sección sobre la hidrólisis, se llama *caolín* y se utiliza para la porcelana de alta calidad. Sin embargo, cantidades mucho mayores de esta arcilla se utilizan como revestimiento en la fabricación del papel de alta calidad, como el que se utiliza en este libro. De hecho la meteorización crea muchos minerales de la arcilla diferentes y con distintos usos. Los minerales de la arcilla se utilizan en la fabricación de ladrillos, baldosas, tuberías y cemento. Las arcillas se utilizan como lubricantes en los pozos de perforación de las perforadoras y son un ingrediente común de la pintura. Productos tan variados como el convertidor catalítico de un coche y los filtros utilizados en la elaboración de la cerveza y el vino dependen de los minerales de la arcilla.

### Meteorización esferoidal

Además de alterar la estructura interna de los minerales, la meteorización química produce también cambios físicos. Por ejemplo, cuando el agua corriente ataca a los fragmentos rocosos angulosos a través de las diaclasas, los pedazos adoptan una forma esférica. El redondeado gradual de las esquinas y los bordes de los bloques angulares se ilustra en la Figura 6.13. Las esquinas son atacadas con más facilidad debido a su mayor área superficial

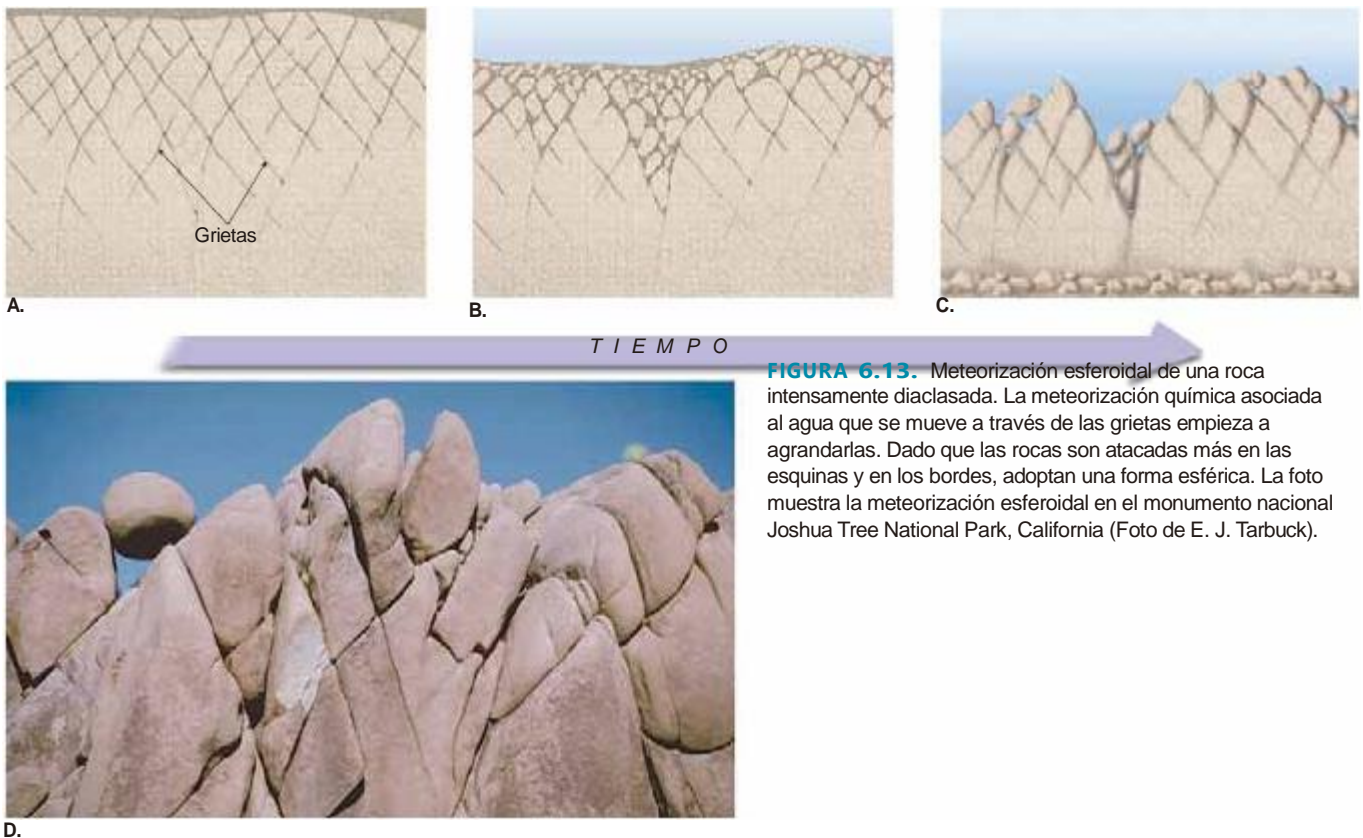


FIGURA 6.13. Meteorización esferoidal de una roca intensamente diaclasada. La meteorización química asociada al agua que se mueve a través de las grietas empieza a agrandarlas. Dado que las rocas son atacadas más en las esquinas y en los bordes, adoptan una forma esférica. La foto muestra la meteorización esferoidal en el monumento nacional Joshua Tree National Park, California (Foto de E. J. Tarbuck).



**FIGURA 6.14.** Se van soltando escamas sucesivas conforme sigue penetrando el proceso de meteorización incluso a mayor profundidad en la roca. (Foto de Martin Schmidt, Jr.).

con respecto a su volumen, en comparación con los bordes y las caras. Este proceso, denominado **meteorización esférica**, proporciona a la roca meteorizada una forma redondeada o esférica de bolos (Figura 6.13D).

A veces, durante la formación de los bloques esféricos, se separan envueltas sucesivas del cuerpo principal de la roca (Figura 6.14). Por fin las capas externas se desprenden, permitiendo que la actividad de la meteorización química penetre más en profundidad en la piedra. Esta descamación esférica se produce porque, a medida que los minerales de la roca se meteorizan a arcilla, su tamaño aumenta mediante la adición de agua a su estructura. Este mayor tamaño ejerce una fuerza hacia el exterior que induce el debilitamiento y desprendimiento de las capas concéntricas de la roca.

Por consiguiente, la meteorización química produce fuerzas lo bastante grandes como para causar meteorización mecánica. Este tipo de meteorización esférica, en el cual las capas se desgajan no debe confundirse con el fenómeno de lajamiento comentado antes. En el lajamiento, la fractura se produce como consecuencia de la descompresión, y las capas de roca que se separan del cuerpo principal están en gran medida inalteradas en el momento de la separación.

## VELOCIDADES DE METEORIZACIÓN



**WEATHERING AND SOIL**  
Rates of Weathering

Varios factores influyen en el tipo y la velocidad de meteorización de la roca. Ya hemos visto cómo la meteorización mecánica afecta a la velocidad de la meteorización. Al

fracturar la roca en fragmentos más pequeños, aumenta la cantidad de área superficial expuesta a la meteorización química. Otros factores importantes que se van a examinar son el papel de las características de la roca y del clima.

## Características de la roca

Las características de la roca abarcan todos los rasgos químicos de las rocas, entre ellos la composición mineral y la solubilidad. Además, pueden ser importantes todas las características físicas, como las diaclasas, porque influyen en la capacidad del agua para penetrar en la roca.

Las variaciones en las velocidades de meteorización debido a los constituyentes minerales pueden demostrarse comparando antiguas lápidas hechas de diferentes tipos de rocas. Las lápidas de granito, que está compuesto por silicatos, son relativamente resistentes a la meteorización química. Comprobemos esto examinando las inscripciones en piedra mostradas en la Figura 6.15. Por el contrario, el mármol muestra signos de importantes alteraciones químicas a lo largo de un periodo relativamente corto. El mármol está compuesto por calcita (carbonato cálcico), que se disuelve fácilmente incluso en una disolución débilmente ácida.

Los silicatos, el grupo mineral más abundante, se meteorizan esencialmente en el mismo orden que el de su cristalización. Examinando la serie de reacción de Bowen (véase Figura 4.21, pág. 143), se puede ver que el olivino cristaliza primero y, por tanto, es menos resistente a la meteorización química, mientras que el cuarzo, que cristaliza el último, es el más resistente.

## Clima

Los factores climáticos, en particular la temperatura y la humedad, son cruciales para la velocidad de meteorización de la roca. Un ejemplo importante de



**FIGURA 6.15.** Un examen de las lápidas del mismo cementerio revela la velocidad de meteorización química en diversos tipos de roca. La lápida de granito (izquierda) se colocó cuatro años antes que la de mármol (derecha). La fecha de inscripción de 1872 del monumento de mármol es casi ilegible (Fotos de E. J. Tarbuck).

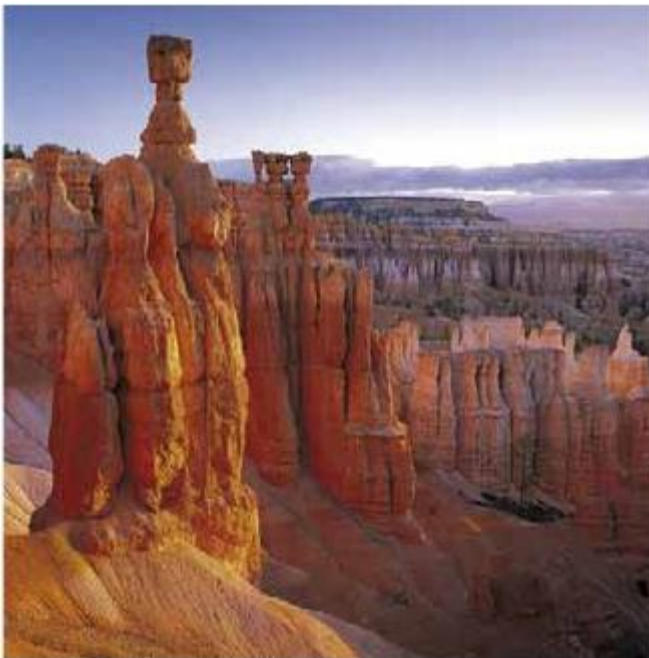
meteorización mecánica es que la frecuencia de los ciclos de congelación-deshielo afecta en gran medida a los procesos de cuña de hielo. La temperatura y la humedad ejercen también una fuerte influencia sobre las velocidades de meteorización química y sobre la clase y cantidad de vegetación presente. Las regiones con vegetación abundante suelen tener un manto grueso de suelo rico en materia orgánica descompuesta de la cual se derivan fluidos químicamente activos, como el ácido carbónico y los ácidos húmicos.

El ambiente óptimo para la meteorización química es una combinación de temperaturas cálidas y humedad abundante. En las regiones polares, la meteorización química es ineficaz porque las temperaturas muy bajas mantienen la humedad disponible encerrada en forma de hielo, mientras que en las regiones áridas la humedad es insuficiente para favorecer una meteorización química rápida.

La actividad humana puede influir en la composición de la atmósfera, la cual, a su vez, puede afectar a la velocidad de la meteorización química. En el Recuadro 6.2 se examina un ejemplo bien conocido, la lluvia ácida.

## Meteorización diferencial

Las masas rocosas no se meteorizan de una manera uniforme. Dedique un momento a observar la foto del dique de la Figura 4.29 (pág. 151) y de Shiprock, Nuevo México, en la Figura 5.36 (pág. 186). Las masas ígneas duraderas permanecen encima del terreno circundante



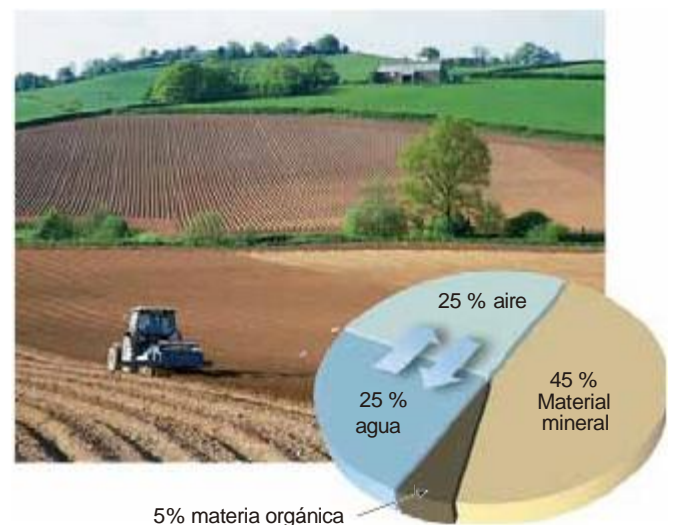
**FIGURA 6.16.** Estos pináculos de roca esculpida en el Bryce Canyon National Park de Utah ilustran la meteorización diferencial. (Foto de Joe Cornish/Photolibrary)

como una pared de piedra. Un vistazo a la Figura 6.1 muestra otro ejemplo de este fenómeno, denominado **meteorización diferencial**. Los resultados varían en escala desde la superficie rugosa e irregular de la lápida de mármol de la Figura 6.14 hasta las puntas energicamente esculpidas de la Figura 6.16.

Muchos factores influyen en la velocidad de meteorización de la roca. Entre los más importantes se encuentran las variaciones de la composición de la roca. La roca más resistente sobresale en forma de montes (véase Figura 14.18, pág. 455) o puntas o como acantilados más empinados en una ladera irregular (véase Figura 7.4, pág. 236). El número y el espaciado de las diaclasas también puede ser un factor significativo (véanse Figuras 6.6 y 6.13). La meteorización diferencial y la erosión ulterior son responsables de la creación de muchas formaciones rocosas y morfologías inusuales y a veces espectaculares.

## SUELO

El suelo cubre la mayor parte de la superficie terrestre. Junto con el aire y el agua, es uno de nuestros recursos más indispensables (Figura 6.17). También como el aire y al agua, muchos de nosotros consideramos que el suelo es algo que tenemos garantizado. La siguiente cita nos ayuda a situar en la perspectiva adecuada esta capa vital.



**FIGURA 6.17.** El suelo es un recurso esencial que a menudo damos por descontado. El suelo no es un organismo vivo, pero contiene una gran cantidad de vida. Además, este medio complejo sostiene casi toda la vida vegetal, que, a su vez, sostiene la vida animal. El diagrama circular muestra la composición (por volumen) de un suelo en buenas condiciones para el crecimiento de las plantas. Aunque los porcentajes varían, cada suelo está compuesto por materia mineral y orgánica, agua y aire (Foto de Colin Molyneux/Getty Images).

En los últimos años, la ciencia se ha concentrado cada vez más en la Tierra como planeta, que, en la medida que nosotros sabemos, es único: donde una fina cubierta de aire, una película aún más fina de agua y la capa aún más fina de suelo se combinan para dar apoyo a una red de vida de una maravillosa diversidad en cambio continuo<sup>3</sup>.

El suelo se ha denominado con gran precisión «el puente entre la vida y el mundo inanimado». Toda la vida (la biosfera completa) debe su existencia a una docena más o menos de elementos que en última instancia deben proceder de la corteza terrestre. Una vez que la meteorización y otros procesos crean el suelo, las plantas llevan a cabo el papel intermediario de asimilar los elementos necesarios y hacerlos asequibles a los animales, entre ellos los seres humanos.

## Una interfase en el sistema Tierra

Cuando se considera la Tierra como un sistema, se suele hacer referencia al suelo como una *interfase*: un límite común donde interactúan partes diferentes de un sistema. Esta es una designación apropiada porque el suelo se forma allí donde se unen la geosfera, la atmósfera, la hidrosfera y la biosfera. El suelo es un material que se desarrolla en respuesta a interacciones ambientales complejas entre diferentes partes del sistema Tierra. Con el tiempo, el suelo evoluciona de manera gradual hasta un estado de equilibrio con el entorno. El suelo es dinámico y sensible a prácticamente todos los aspectos de su entorno. Por tanto, cuando se producen cambios ambientales, como el clima, la cubierta vegetal y la actividad animal (incluida la humana) el suelo responde. Cualquiera de esos cambios produce una alteración gradual de las características del suelo hasta alcanzar un nuevo equilibrio. Aunque finamente distribuido sobre la superficie terrestre, el suelo funciona como una interfase fundamental, proporcionando un ejemplo excelente de integración entre muchas partes del sistema Tierra.

## ¿Qué es el suelo?

Con pocas excepciones, la superficie de la Tierra está cubierta por el **regolito** (*rhegos* = manta; *lithos* = piedra), la capa de roca y fragmentos minerales producidos por meteorización. Algunos llamarían suelo a este material, pero el suelo es más que una acumulación de restos meteorizados. El **suelo** es una combinación de materia mineral y orgánica, agua y aire: la porción del regolito que sustenta el crecimiento de las plantas.

Aunque las proporciones de los principales componentes que hay en el suelo varían, siempre están presentes en alguna medida los mismos cuatro componentes (véase Figura 6.17). Alrededor de la mitad del volumen total de un suelo de buena calidad está compuesto por una mezcla de roca desintegrada y descompuesta (materia mineral) y de **humus**, los restos descompuestos de la vida animal y vegetal (materia orgánica). La otra mitad consiste en espacios porosos entre las partículas sólidas donde circula el aire y el agua.

Aunque la porción mineral del suelo suele ser mucho mayor que la porción orgánica, el humus es un componente esencial. Además de ser una fuente importante de nutrientes vegetales, el humus potencia la capacidad del suelo para retener agua. Dado que las plantas precisan aire y agua para vivir y crecer, la porción del suelo consistente en espacios porosos que permiten la circulación de esos fluidos es tan vital como los constituyentes del suelo sólido.

El agua del suelo está muy lejos de ser agua «pura»; en cambio es una disolución compleja que contiene muchos nutrientes solubles. El agua del suelo no solo proporciona la humedad necesaria para las reacciones químicas que sustentan la vida; también suministra a las plantas nutrientes en la forma que ellas pueden utilizar. Los espacios porosos no rellenos de agua contienen aire. Este aire es la fuente de oxígeno y dióxido de carbono necesarios para que vivan en el suelo la mayoría de las plantas y los microorganismos.

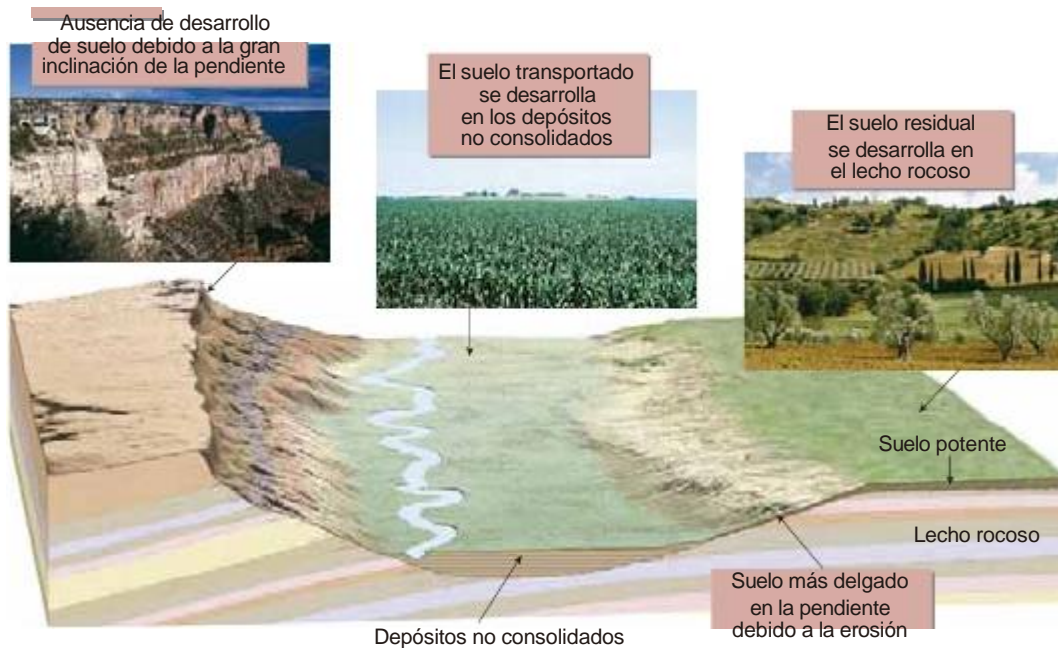
## CONTROLES DE LA FORMACIÓN DEL SUELO

El suelo es el producto de la interacción compleja de varios factores, entre ellos la roca madre, el tiempo, el clima, las plantas y los animales, y la topografía. Aunque todos estos factores son interdependientes, examinaremos sus papeles por separado.

### Roca madre

La fuente de la materia mineral meteorizada a partir de la cual se desarrolla el suelo se denomina **roca madre** y es el factor fundamental que influye en la formación del nuevo suelo. Conforme progresa la formación del suelo, experimenta de manera gradual cambios físicos y químicos. La roca madre puede ser o bien la roca subyacente o bien una capa de depósitos no consolidados. Cuando la roca madre es el substrato rocoso, los suelos se denominan *suelos residuales*. Por el contrario, los que se desarrollan sobre sedimento no consolidado se denominan *suelos transportados* (Figura 6.18). Debe observarse que los suelos transportados se forman *en el lugar* en

<sup>3</sup> Jack Eddy, «A fragile seam of dark blue light», en *Proceedings of the global change research forum*. U. S. Geological Survey Circular 1086, 1993, pág. 15.



**FIGURA 6.18.** La roca madre de los suelos residuales es el lecho rocoso subyacente, mientras que los suelos transportados se forman en los depósitos no consolidados. Observe que, conforme las pendientes aumentan de inclinación, el suelo adelgaza (Fotos de la izquierda y del centro de E. J. Tarbuck; foto de la derecha de Grilly Bernard/Getty Images, Inc./Stone Allstock).

el cual la gravedad, el agua, el viento o el hielo depositan los materiales progenitores que han sido transportados desde cualquier otro lugar.

### A veces los alumnos preguntan...

**He visto fotografías de huellas que los astronautas dejaron en la superficie lunar. ¿Eso significa que la Luna tiene suelo?**

No exactamente. La Luna no tiene atmósfera, ni agua y carece de actividad biológica. Por tanto, la meteorización química, la gelificación y otros procesos de meteorización que conocemos en la Tierra no se producen en la Luna. Sin embargo, todos los terrenos lunares están cubiertos por una capa parecida al suelo de derrubios grises, llamada *regolito lunar*, que deriva de un bombardeo de meteoritos ocurrido hace unos pocos miles de millones de años. La velocidad del cambio de la superficie es tan lenta que las huellas que dejaron los astronautas del *Apollo* (véase Figura 24.12, pág. 000) permanecerán con un aspecto intacto durante millones de años.

La naturaleza de la roca madre influye en el suelo de dos maneras. En primer lugar, el tipo de roca madre afectará a la velocidad de meteorización y, por tanto, a la de formación del suelo. También, dado que los depósitos no consolidados están en parte ya meteorizados, el desarrollo del suelo sobre dicho material progresará probablemente más deprisa que cuando la roca madre es el lecho de roca. En segundo lugar, la composición química de la roca madre afectará a la fertilidad del suelo. Esto influye en el carácter de la vegetación natural que el suelo puede sustentar.

Antes se creía que la roca madre era el factor fundamental que producía las diferencias entre los suelos. Sin embargo, los especialistas en suelos se han dado cuenta de que otros factores, en especial el clima, son más importantes. De hecho, se ha descubierto que suelen producirse suelos similares a partir de rocas madre diferentes y que suelos diferentes se han desarrollado a partir del mismo tipo de roca madre. Estos descubrimientos refuerzan la importancia de los otros factores formadores del suelo.

### Tiempo

El tiempo es un componente importante de *todos* los procesos geológicos, y la formación del suelo no es una excepción. La naturaleza del suelo se ve muy influida por la duración de los procesos que han estado actuando. Si se ha producido meteorización durante un tiempo comparativamente corto, el carácter de la roca madre determina en gran medida las características del suelo. Conforme continúa la meteorización, la influencia de la roca madre sobre el suelo se ve eclipsada por los otros factores formadores del suelo, en especial el clima. No puede enumerarse la magnitud de tiempo necesaria para que evolucionen los diversos suelos, porque los procesos de formación del suelo actúan a velocidades variables bajo circunstancias diferentes. Sin embargo, a modo de regla, cuanto más tiempo ha estado formándose un suelo, mayor es su espesor (potencia) y menos se parece a la roca madre.

## Clima

El clima se considera el factor más influyente en la formación del suelo. La temperatura y las precipitaciones son los elementos que ejercen el efecto más fuerte sobre la formación del suelo. Las variaciones de temperatura y de precipitaciones determinan si predominará la meteorización química o la mecánica y también influyen en gran medida en la velocidad y profundidad de la meteorización. Por ejemplo, un clima cálido y húmedo puede producir una potente capa de suelo meteorizado químicamente en el mismo tiempo que un clima frío y seco produce una fina manta de derrubios físicamente meteorizados. Además, la cantidad de precipitaciones influye sobre el grado al que los diversos materiales son retirados del suelo por las aguas de infiltración (proceso denominado *lixiviación*), afectando con ello a su fertilidad. Por último, las condiciones climáticas constituyen un control importante sobre el tipo de vida animal y vegetal presente.

## Plantas y animales

Las plantas y los animales desempeñan un papel vital en la formación del suelo. Los tipos y la abundancia de organismos presentes tienen una fuerte influencia sobre las propiedades físicas y químicas de un suelo (Figura 6.19). De hecho, en el caso de los suelos bien desarrollados de muchas regiones, la importancia de la vegetación para el tipo de suelo suele verse implícita en la descripción utilizada por los científicos. Frases del tipo de *suelo de pradera*, *suelo de bosque* y *suelo de tundra* son comunes.

Las plantas y los animales proporcionan materia orgánica al suelo. Ciertos suelos cenagosos están compuestos

casi por completo de materia orgánica, mientras que los suelos de desierto pueden contener cantidades de tan solo un uno por ciento. Aunque la cantidad de la materia orgánica varía sustancialmente de unos suelos a otros, es raro el suelo que carece completamente de ella.

La fuente principal de materia orgánica del suelo es la vegetal, aunque también contribuyen los animales y un número infinito de microorganismos. Cuando se descompone la materia orgánica, se suministran nutrientes importantes a las plantas, así como a los animales y microorganismos que viven en el suelo. Por consiguiente, la fertilidad del suelo está relacionada en parte con la cantidad de materia orgánica presente. Además, la descomposición de los restos animales y vegetales induce la formación de varios ácidos orgánicos. Estos ácidos complejos aceleran el proceso de meteorización. La materia orgánica tiene también una gran capacidad de retención de agua y, por tanto, ayuda a mantener el agua en un suelo.

Los microorganismos, entre ellos los hongos, las bacterias y los protozoos unicelulares, desempeñan un papel activo en la descomposición de los restos vegetales y animales. El producto final es el humus, un material que ya no se parece a las plantas ni a los animales a partir de los cuales se formó. Además, ciertos microorganismos contribuyen a la fertilidad del suelo porque tienen capacidad para convertir el nitrógeno atmosférico en nitrógeno del suelo.

Las lombrices de tierra y otros animales excavadores actúan mezclando las fracciones mineral y orgánica de un suelo. Las lombrices, por ejemplo, se alimentan de materia orgánica y mezclan completamente los suelos en los cuales viven, a menudo moviendo y enriqueciendo muchas toneladas por hectárea al año. Las madrigueras y agujeros contribuyen también al paso de agua y aire a través del suelo.

**FIGURA 6.19.** La naturaleza de la vegetación en una zona puede tener una influencia significativa en la formación del suelo. **A.** Bosque de coníferas septentrional. Los residuos orgánicos que el suelo recibe de las coníferas tienen un alto contenido de resinas ácidas, lo que contribuye a la acumulación de ácido en el suelo. Como consecuencia, aquí el lixiviado ácido intenso es un proceso importante formador de suelo (Foto de Bill Brooks/Alamy). **B.** La vegetación relativamente escasa del desierto de Sonora, Arizona, tiene un carácter muy diferente al del bosque de coníferas septentrional. Los suelos de desierto suelen carecer de mucha materia orgánica (Foto de Russ Bishop/age fotostock).



A.



B.

## Topografía

La disposición de un terreno puede variar en gran medida en distancias cortas. Esas variaciones de la topografía, a su vez, pueden inducir el desarrollo de una variedad localizada de tipos de suelo. Muchas de las diferencias existen porque la longitud y la inclinación de la pendiente tienen un efecto significativo sobre la magnitud de la erosión y el contenido acuoso del suelo.

En pendientes empinadas, los suelos suelen estar poco desarrollados. En dichas situaciones, la cantidad de agua que empapa el suelo es poca; como consecuencia, el contenido de humedad del suelo puede no ser suficiente para el crecimiento vigoroso de las plantas. Además, debido a la erosión acelerada en las pendientes empinadas, los suelos son delgados o, en algunos casos, inexistentes (Figura 6.18).

En contraste, los suelos mal drenados y anegados encontrados en las tierras bajas tienen un carácter muy diferente. Esos suelos suelen ser potentes y oscuros. El color oscuro se debe a la gran cantidad de materia orgánica que acumula, ya que las condiciones saturadas retrasan la descomposición vegetal. El terreno óptimo para el desarrollo de un suelo es una superficie plana o ligeramente ondulada en tierras altas. Aquí, encontramos buen drenaje, erosión mínima e infiltración suficiente del agua en el suelo.

La *orientación de la pendiente* o la dirección a la que mira la pendiente, es otro factor que debemos observar. En las latitudes medias del hemisferio septentrional, una pendiente que mire hacia el sur recibirá una cantidad de luz solar mayor que una pendiente que mire hacia el norte. De hecho, esta última quizá no reciba luz solar directa nunca. La diferencia en la cantidad de radiación

solar recibida producirá diferencias de temperatura y humedad del suelo, que, a su vez, pueden influir en la naturaleza de la vegetación y el carácter del suelo.

Aunque en esta sección se abordan por separado cada uno de los factores formadores del suelo, debemos recordar que todos ellos actúan a la vez para formarlo. Ningún factor individual es responsable del carácter de un suelo; antes bien, es la influencia combinada de la roca madre, el tiempo, el clima, las plantas y los animales y la topografía lo que determina este carácter.

## EL PERFIL DEL SUELO

Dado que los procesos de formación del suelo actúan desde la superficie hacia abajo, las variaciones de composición, textura, estructura y color evolucionan de manera gradual a las diversas profundidades. Estas diferencias verticales, que normalmente van siendo más pronunciadas conforme pasa el tiempo, dividen el suelo en zonas o capas conocidas como **horizontes**. Si cavara una trinchera en el suelo, vería que sus paredes tienen capas. Una sección vertical de este tipo a través de todos los horizontes del suelo constituye el **perfil del suelo** (Figura 6.20).

En la Figura 6.21 se representa una visión idealizada de un perfil de suelo bien desarrollado en el cual se identifican cinco horizontes. Desde la superficie hacia abajo, se designan como *O*, *A*, *E*, *B* y *C*. Estos cinco horizontes son comunes en los suelos de las regiones templadas. Las características y la extensión del desarrollo de los horizontes varían de unos ambientes a otros. Por tanto, localidades diferentes exhiben perfiles de suelo que pueden contrastar en gran medida unos con otros.



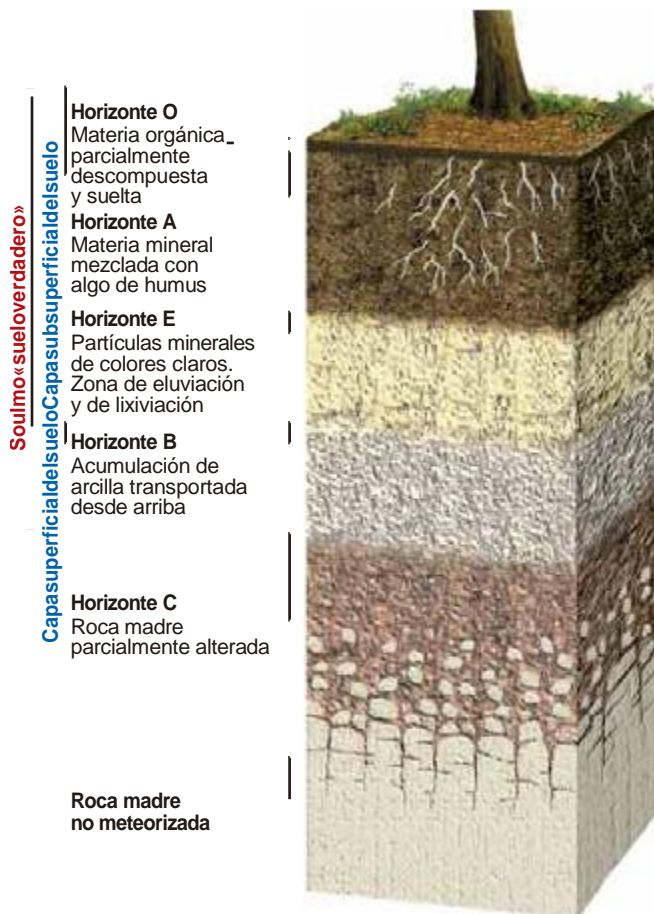
A.



B.

**FIGURA 6.20.** Un perfil de suelo es un corte transversal vertical desde la superficie a través de todos los horizontes del suelo y hasta la roca madre. **A.** Este perfil muestra un suelo bien desarrollado de la región suroriental de Dakota del Sur (Foto de E. J. Tarbuck). **B.** En este suelo de Puerto Rico no se distinguen los límites entre los horizontes, lo que le da un aspecto relativamente uniforme (Foto cortesía de Soil Science Society of America).





**FIGURA 6.21.** Perfil idealizado de un suelo en latitudes medias de clima húmedo. La *capa superficial del suelo* y el *subsuelo* forman el *solum* o «suelo verdadero».

El horizonte de suelo O consiste en gran medida en material orgánico. Contrasta con las capas que están debajo de él, que son fundamentalmente materia mineral. La porción superior del horizonte O consiste fundamentalmente en mantillo vegetal, como hojas sueltas y otros restos orgánicos que son todavía reconocibles. Por el contrario, la porción inferior del horizonte O está compuesta por materia orgánica parcialmente descompuesta (humus) en la cual ya no pueden identificarse las estructuras vegetales. Además de plantas, el horizonte O está repleto de vida microscópica, bacterias, hongos, algas e insectos. Todos estos organismos contribuyen con oxígeno, dióxido de carbono y ácidos orgánicos al desarrollo del suelo.

Por debajo del horizonte O, rico en restos orgánicos, se encuentra el horizonte A. Esta zona está compuesta en gran medida por materia mineral; sin embargo la actividad biológica es alta y generalmente hay humus: hasta el 30 por ciento en algunos casos. Juntos, los horizontes O y A constituyen lo que se denomina normalmente *capa superficial del suelo*. Por debajo del horizonte A, el horizonte E, es una capa de color claro que contiene poca materia orgánica. Conforme el agua percola hacia abajo

a través de esta zona, transporta las partículas más finas. Este lavado de los componentes finos del suelo se denomina **eluviación** (*elu* = salir; *via* = camino). El agua que percola hacia abajo disuelve también componentes inorgánicos solubles del suelo y los transporta a zonas más profundas. Este empobrecimiento de materiales solubles de la zona alta del suelo se denomina **lixiviación**.

### A veces los alumnos preguntan...

El otro día estaba haciendo un agujero en mi jardín y me encontré una capa dura profunda realmente difícil de penetrar. ¿Cómo se forma una capa dura?

Las capas duras se crean por el proceso de la eluviación. Conforme el agua percola a través del suelo, las pequeñas partículas del tamaño de la arcilla procedentes de las capas superiores del suelo son desplazadas por la eluviación y se concentran en el subsuelo (horizonte B). Con el tiempo la acumulación de estas partículas del tamaño de la arcilla crea una capa casi impenetrable, que es lo que encontró. Algunas veces, las capas duras son tan impermeables que sirven como barreras eficaces contra el movimiento del agua, impidiendo más infiltración de agua. Las capas duras también se llaman *capas de adobe*, porque su elevado contenido de arcilla las hace apropiadas para utilizarlas como ladrillos de construcción.

Inmediatamente debajo del horizonte E se encuentra el horizonte B, o *capa subsuperficial del suelo*. Gran parte del material extraído del horizonte E mediante eluviación se deposita en el horizonte B, al que se suele hacer referencia como la *zona de acumulación*. La acumulación de las partículas arcillosas finas potencia la retención de agua en el subsuelo. Los horizontes O, A, E y B juntos constituyen el **solum**, o «suelo verdadero». Es en este suelo verdadero donde son activos los procesos formadores del suelo y donde están en gran medida confinadas las raíces vivas y otros tipos de vida animal y vegetal.

Debajo del solum y encima de la roca madre inalterada se encuentra el horizonte C, una capa caracterizada por roca madre parcialmente alterada. Mientras que los horizontes O, A, E y B tienen poco parecido con la roca madre, esta es fácilmente identificable en el horizonte C. Aunque este material está experimentando cambios que lo transformarán por fin en suelo, todavía no ha cruzado el umbral que separa el regolito del suelo.

Las características y la magnitud del desarrollo pueden variar en gran medida entre suelos de ambientes diferentes. Los límites entre los horizontes del suelo pueden ser bruscos o los horizontes pueden pasar gradualmente de uno a otro. Por consiguiente, un perfil de suelo bien desarrollado indica que las condiciones ambientales han sido relativamente estables a lo largo de un periodo prolongado y que el suelo es *maduro*. Por el contrario, algunos suelos carecen por completo de horizontes.

Dichos suelos se denominan *inmaduros* porque la formación del suelo ha estado operando solo durante un periodo

corto. Los suelos inmaduros son también característicos de pendientes empinadas donde la erosión desgasta continuamente el suelo, impidiendo su desarrollo completo.

## CLASIFICACIÓN DE LOS SUELOS

Existen muchas variaciones de un lugar a otro y de un periodo a otro entre los factores que controlan la formación del suelo. Estas diferencias conducen a una variedad desconcertante de tipos de suelos. Para abordar esta variedad, es esencial elaborar algún método de clasificación del gran conjunto de datos que hay que estudiar. Estableciendo grupos formados por elementos con algunas características importantes en común, se introducen el orden y la simplicidad. Poner orden a grandes cantidades de información no solo ayuda a la comprensión, además facilita el análisis y la explicación.

En Estados Unidos, los científicos del suelo han elaborado un sistema para clasificar los suelos conocido

como la **Taxonomía del suelo**. Hace énfasis en las propiedades físicas y químicas del perfil del suelo y se organiza según las características observables del mismo. Existen seis categorías jerárquicas de clasificación, que van desde *orden*, la categoría más amplia, hasta *serie*, la más específica. El sistema reconoce 12 órdenes de suelo y más de 19.000 series de suelo.

Los nombres de las unidades de clasificación son combinaciones de sílabas, la mayoría de las cuales derivan del latín y el griego. Los nombres son descriptivos. Por ejemplo, los suelos del orden Aridosol (del latín *aridus*, seco, y *solum*, suelo) son los suelos característicamente secos de las regiones áridas. Los suelos del orden Inceptisol (del latín *inceptum*, comienzo, y *solum*, suelo) son suelos con solo el comienzo o principio del desarrollo del perfil.

En la Tabla 6.2 se describen brevemente los 12 órdenes básicos de suelo. En la Figura 6.22 se muestra el complejo patrón de distribución mundial de los 12 órdenes de suelo de la Taxonomía del suelo (véase Recuadro 6.3). Como muchos sistemas de clasificación, la Taxonomía

**Tabla 6.2.** Ordenes mundiales del suelo.

<b>Alfisolos</b>	Suelos moderadamente meteorizados que se forman debajo de los bosques boreales o los bosques tropicales caducifolios de hoja ancha, ricos en hierro y aluminio. Las partículas de arcilla se acumulan en una capa subsuperficial en respuesta a la lixiviación de los ambientes húmedos. Suelos fértiles, productivos, porque no son ni demasiado húmedos ni demasiado secos.
<b>Andisoles</b>	Suelos jóvenes en los que la roca madre es la ceniza volcánica depositada por la actividad volcánica reciente.
<b>Aridosoles</b>	Suelos que se desarrollan en lugares secos; con agua insuficiente para extraer minerales solubles, pueden tener una acumulación de carbonato cálcico, yeso o sal en el subsuelo; bajo contenido orgánico (véase Figura 6.19B).
<b>Entisoles</b>	Suelos jóvenes con un desarrollo limitado que exhiben propiedades de la roca madre. La productividad oscila entre niveles muy altos para algunos suelos formados en depósitos fluviales recientes a niveles muy bajos para los que se forman en la arena eólica o en laderas rocosas.
<b>Gelisoles</b>	Suelos jóvenes con poco desarrollo del perfil que se encuentran en regiones con pergelisol, o permafrost. Las bajas temperaturas y las condiciones de congelación durante gran parte del año retrasan los procesos de formación del suelo.
<b>Histosoles</b>	Suelos orgánicos con pocas implicaciones climáticas o ninguna. Se pueden dar en cualquier clima en el que los derrubios orgánicos se puedan acumular y formar un suelo de turbera. Material orgánico oscuro y parcialmente descompuesto que suele llamarse turba.
<b>Inceptisoles</b>	Suelos jóvenes poco desarrollados en los que el comienzo o principio del desarrollo del perfil es evidente. Más habituales en los climas húmedos, existen desde el Ártico hasta los trópicos. La vegetación nativa suele ser bosque.
<b>Mollisoles</b>	Suelos oscuros y blandos que se han desarrollado bajo una vegetación herbosa y en general se encuentran en áreas de pradera. Horizonte superficial rico en humus que es también rico en calcio y magnesio. La fertilidad del suelo es excelente. También se encuentran en bosques de madera dura con una actividad significativa de las lombrices. El intervalo climático oscila entre boreal o alpino y tropical. Las estaciones secas son normales (véase Figura 6.20A).
<b>Oxisoles</b>	Suelos que se hallan en terrenos antiguos, a menos que las rocas madre estuvieran muy meteorizadas antes de ser depositadas. En general se encuentran en las regiones tropicales y subtropicales. Ricos en óxido de hierro y de magnesio, los oxisoles están muy lixiviados; por consiguiente, son suelos pobres para la actividad agrícola (véase Figura 6.20B).
<b>Esodosoles</b>	Suelos que solo se encuentran en las regiones húmedas sobre material arenoso. Son comunes en los bosques de coníferas septentrionales (véase Figura 6.19A) y en los bosques húmedos fríos. Bajo el horizonte oscuro superior de material orgánico meteorizado se extiende un horizonte de color claro de material lixiviado, lo cual constituye la propiedad distintiva de este suelo.
<b>Ultisoles</b>	Suelos que representan los productos de largos periodos de meteorización. El agua que percola a través del suelo se concentra en partículas de arcilla en los horizontes inferiores (horizontes argílicos). Limitados a los climas húmedos de las regiones templadas y los trópicos, donde la época de cultivo es larga. El agua abundante y un periodo largo sin congelación contribuyen a la lixiviación extensiva y, por tanto, a una peor calidad del suelo.
<b>Vertisoles</b>	Suelos que contienen grandes cantidades de arcilla, que se encogen al secarse y se hinchan con la adición de agua. Se encuentran en los climas de subhúmedos a áridos, siempre que se disponga de suministros adecuados de agua para saturar el suelo después de periodos de sequía. La expansión y la contracción del suelo ejercen presión sobre las infraestructuras humanas.

## EL HOMBRE Y EL MEDIO AMBIENTE

Despejar el bosque tropical: impacto en sus suelos

RECUADRO 6.3



**FIGURA 6.E.** Desbroce de la selva tropical en el oeste de Kalimantan (Borneo), Indonesia. El grueso suelo laterítico está muy lixiviado (Foto de Wayne Lawler/Photo Researchers, Inc.).

Los suelos rojos potentes son habituales en los trópicos y los subtropicos húmedos. Son el producto final de una meteorización química extrema. Puesto que las exuberantes selvas tropicales se asocian con estos suelos, podemos suponer que son fértiles y tienen un gran potencial para la agricultura. Sin embargo, es justo lo contrario: se cuentan entre los suelos más pobres para el cultivo. ¿Cómo es posible?

Dado que los suelos de la selva tropical se desarrollan en unas condiciones de temperaturas elevadas y fuertes lluvias, están muy lixiviados. No solo la lixiviación extrae los materiales solubles como el carbonato cálcico, sino que además las grandes cantidades de agua que filtran también extraen gran parte de la sílice, con el resultado de que se concentran en el suelo los óxidos insolubles de hierro y aluminio. Los óxidos de hierro aportan al suelo su color rojo característico. Como la actividad bacteriana es muy alta en los trópicos, los suelos del bosque tropical prácticamente no contienen humus. Además, la lixiviación destruye la fertilidad porque la mayoría de los nutrientes de las plantas son arrastrados por el gran volumen de agua que filtra hacia abajo. Por consiguiente, aunque la vegetación es densa y exuberante, el suelo por sí mismo contiene pocos nutrientes disponibles.

La mayor parte de los nutrientes que sustentan el bosque tropical están encerrados en los propios árboles. Conforme la vegetación muere y se descompone, las raíces de los árboles del bosque absorben los nutrientes con

rapidez antes de que sean lixiviados del suelo. Los nutrientes se reciclan continuamente según van muriendo y descomponiéndose los árboles.

Por tanto, cuando se desbrozan bosques para obtener tierra para el cultivo o para conseguir madera, también se elimina la mayor parte de los nutrientes (Figura 6.E). Lo que queda es un suelo que contiene poco para alimentar los cultivos plantados.

El desbroce de las selvas no solo elimina los nutrientes de las plantas sino que además acelera la erosión. Cuando hay vegetación, sus raíces se agarran al suelo, y sus hojas y sus ramas proporcionan una cubierta

que protege el suelo desviando la fuerza total de las fuertes lluvias tan frecuentes.

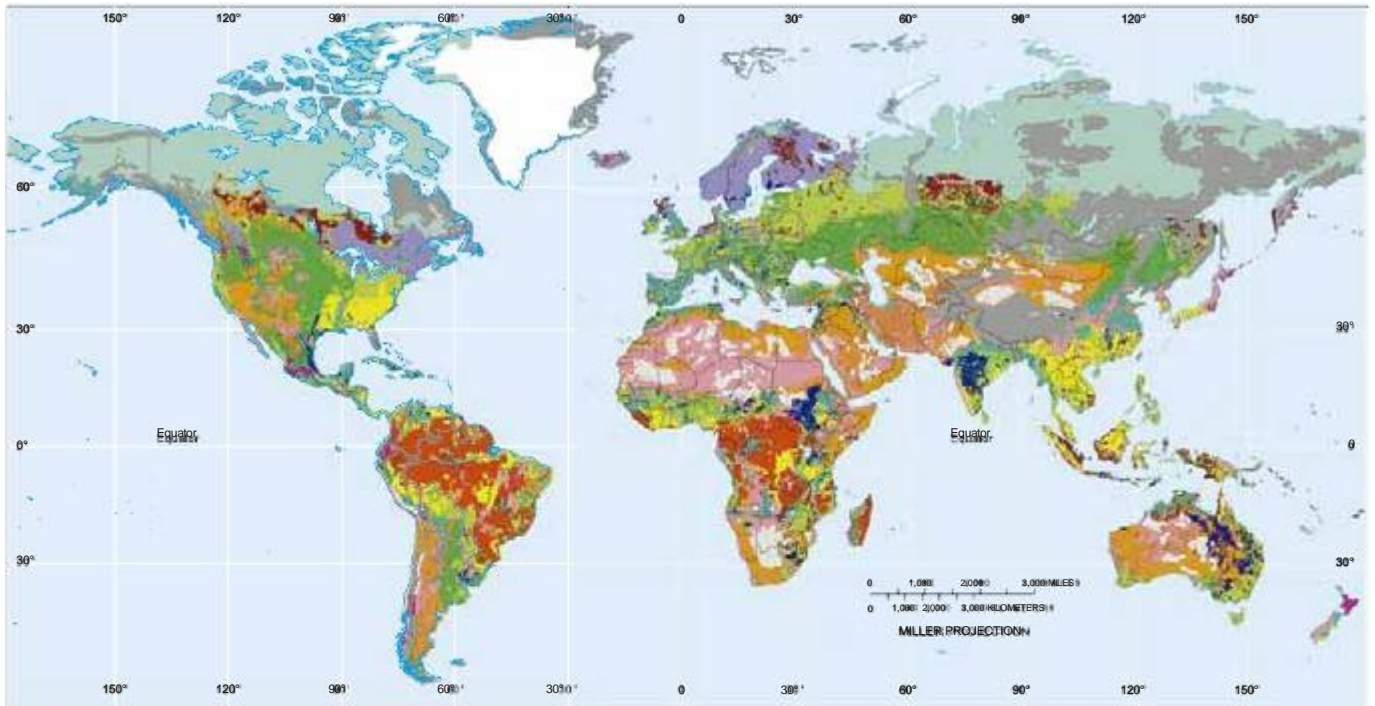
La eliminación de la vegetación también expone el suelo a la fuerte radiación solar directa. Cuando el sol los calienta, estos suelos tropicales pueden endurecerse hasta tener una consistencia parecida a la de un ladrillo y se convierten en suelos prácticamente impenetrables para el agua y las raíces de los cultivos. En solo unos pocos años, los suelos de una zona recién desbrozada pueden no ser cultivables.

El término *laterita*, que suele aplicarse a estos suelos, deriva de la palabra latina *later*, que significa «ladrillo», y se aplicó primero al uso de este material para la fabricación de ladrillos en la India y en Camboya. Los trabajadores simplemente excavaban el suelo, le daban forma y lo dejaban endurecer al sol. Todavía quedan en pie estructuras antiguas, pero bien conservadas, realizadas en laterita, en los trópicos húmedos (Figura 6.F). Estas estructuras han soportado siglos de meteorización porque la meteorización química ya extrajo del suelo todos los materiales solubles originales. Las lateritas son, por tanto, prácticamente insolubles y muy estables.

En resumen, hemos visto que algunos suelos de los bosques tropicales son productos muy lixiviados de meteorización química extrema en los trópicos cálidos y húmedos. Aunque pueden asociarse con exuberantes bosques tropicales, estos suelos son improductivos cuando se elimina la vegetación. Además, cuando se desbrozan las plantas, estos suelos están sujetos a una erosión acelerada y el Sol puede calentarlos hasta que adquieren una dureza parecida a la de un ladrillo.



**FIGURA 6.F.** Este antiguo templo de Angkor Wat, Camboya, se construyó con ladrillos hechos de laterita (Foto de R. Ian Lloyd/The Stock Market).



	Alfisoles (Suelos con muchos nutrientes)
	Andisoles (Suelos volcánicos)
	Aridisoles (Suelos desérticos)
	Entisoles (Suelos nuevos)
	Gelisoles (Pergelisoles)
	Histosoles (Suelos orgánicos)
	Inceptisoles (Suelos jóvenes)
	Mollisoles (Suelos de pradera)
	Oxisoles (Suelos de selva tropical)
	Espodosoles (Suelos de bosque de coníferas)
	Ultisoles (Suelos con pocos nutrientes)
	Vertisoles (Suelos de arcillas hinchables)
	Roca
	Arenas eólicas
	Hielo/Glaciár

**FIGURA 6.22.** Regiones del suelo mundial. Distribución mundial de los 12 órdenes de la Taxonomía del suelo (Tomado de U. S. Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service, World Soil Resources Staff).

del suelo no es apropiada para cualquier propósito. En especial, es útil para los objetivos agrícolas y relacionados con la explotación del terreno, pero no es un sistema útil para los ingenieros que preparan evaluaciones de posibles lugares de construcción.

## EROSIÓN DEL SUELO

Los suelos no son sino una fina fracción de todos los materiales de la Tierra; sin embargo, son vitales. Dado que los suelos son necesarios para el crecimiento de las plantas con raíces, son el verdadero fundamento del sistema de

apoyo de la vida humana. Dada la lentitud con la que se forman los suelos, debe pensarse en ellos como un recurso finito. Al igual que el ingenio humano puede aumentar la productividad agrícola por medio de la fertilización y la irrigación, los suelos también pueden ser dañados o destruidos como consecuencia de actividades negligentes. Pese a su papel básico en cuanto al abastecimiento de alimento, fibra y otros materiales básicos, los suelos se cuentan entre los recursos más maltratados.

Quizás estos descuidos e indiferencia se deban a que una cantidad sustancial de suelo parece mantenerse incluso allí donde la erosión es intensa. No obstante, aunque la pérdida de la capa vegetal superior fértil quizá no sea obvia a los ojos no preparados, es un problema creciente, conforme las actividades humanas se extienden y alteran cada vez más la superficie de la Tierra.

## Cómo se erosiona el suelo

La erosión del suelo es un proceso natural; forma parte del reciclaje constante de los materiales de la Tierra que denominamos el *ciclo de las rocas*. Una vez formado el suelo, las fuerzas erosivas, en especial el agua y el viento, mueven los componentes del suelo de un lugar a otro. Cada vez que llueve, las gotas de lluvia golpean el terreno con fuerza sorprendente (Figura 6.23). Cada gota actúa como una pequeña bomba, haciendo estallar



**FIGURA 6.23** Cuando llueve, millones de gotas de agua caen a velocidades cercanas a los 10 m por segundo (35 km por hora). Cuando las gotas de agua golpean una superficie expuesta, las partículas del suelo pueden salpicar hasta una altura de 1 metro en el aire y aterrizar a más de un metro de distancia del punto del impacto de la gota de lluvia. El suelo desplazado por la erosión de la salpicadura es más fácilmente desplazado por la erosión laminar (Foto cortesía de U.S.D.A./Natural Resources Conservation Service).

partículas del suelo móviles fuera de sus posiciones de la masa de suelo. A continuación, el agua que fluye a través de la superficie arrastra las partículas de suelo desalojadas. Dado que el suelo es movido por finas láminas de agua, este proceso se denomina *erosión laminar*.



A.



B.

**FIGURA 6.24.** A. La erosión del suelo de este campo al noreste de Wisconsin es evidente. Solo un milímetro de suelo perdido de un solo acre de tierra asciende a unas cinco toneladas (Foto de D. P. Burnside/Photo Researchers, Inc.) B. La erosión de abarrancamiento es fuerte en este suelo poco protegido del sur de Colombia (Foto de Carl Purcell/Photo Researchers, Inc.). (Acre 4.046,8 m<sup>2</sup>).

Después de fluir en forma de una fina lámina no confinada durante una distancia relativamente corta, normalmente se desarrollan hilos de agua y empiezan a formarse finos canales denominados *acanaladuras*. Conforme las acanaladuras aumentan de tamaño se crean incisiones más profundas en el suelo, conocidas como *abarrancamientos* (Figura 6.24). Cuando el cultivo agrícola normal no puede eliminar los canales, sabemos que las acanaladuras crecen lo bastante como para convertirse en abarrancamientos. Aunque la mayoría de las partículas de suelo desalojadas se mueve solo sobre una corta distancia cada vez que llueve, cantidades sustanciales acaban abandonando los campos y abriéndose camino pendiente abajo hacia un río. Una vez en el canal del río, esas partículas de suelo, que ahora pueden denominarse *sedimento*, son transportadas corriente abajo y finalmente se depositan.

## Velocidad de erosión

Sabemos que la erosión del suelo es el destino último de prácticamente todos los suelos. En el pasado, la erosión ocurría a velocidades mucho más lentas que las actuales porque mucha de la superficie terrestre estaba cubierta y protegida por árboles, arbustos, hierbas y otras plantas. Sin embargo, las actividades humanas, como la agricultura, la explotación forestal y la construcción, que eliminan o alteran la vegetación natural, han acelerado en gran medida la velocidad de erosión del suelo. Sin el efecto estabilizador de las plantas, el suelo se

ve más fácilmente barrido por el viento o transportado pendiente abajo por el lavado superficial.

Las velocidades naturales de erosión del suelo varían en gran medida de un lugar a otro y depende de las características del suelo, así como de factores como el clima, la pendiente y el tipo de vegetación. A lo largo de un área amplia, la erosión causada por las aguas de escorrentía puede calcularse determinando las cargas de sedimento de las corrientes que drenan la región. Cuando se llevaron a cabo estudios de este tipo a escala mundial, indicaron que, antes de la aparición de los seres humanos, el transporte de sedimento realizado por los ríos al océano ascendía a unos 9.000 millones de toneladas por año. Por el contrario, la cantidad de material transportado en la actualidad es de unos 24.000 millones de toneladas por año, es decir, más de dos veces y media la velocidad anterior.

Se calcula que las corrientes de agua son responsables de alrededor de dos terceras partes de la erosión del suelo en Estados Unidos. Mucho del resto está causado por el viento. Cuando prevalecen las condiciones secas, los vientos fuertes pueden retirar grandes cantidades de suelo de los campos no protegidos (Figura 6.25). Esto es lo que ocurrió en la década de 1930 en partes de las Grandes Llanuras. Durante un intervalo de años de sequía en la década de 1930, grandes tormentas de polvo invadieron las Grandes Llanuras. A causa del tamaño y la gravedad de estas tormentas, la región pasó a llamarse el Dust Bowl, y el periodo, los Sucios Años Treinta. El corazón del Dust Bowl eran casi 100 millones de acres en el límite de Texas y Oklahoma y las partes adyacentes de Colorado, Nuevo México y Kansas (Figura 6.26). Algunas veces las tormentas de polvo eran tan fuertes que se les dio el nombre de «ventiscas negras» y «rodillos negros» porque la visibilidad se reducía a tan solo unos metros.



**FIGURA 6.25** Cuando la tierra está seca y desprotegida por la ausencia de vegetación que la ancle, la erosión del suelo por el viento puede ser significativa. El hombre está indicando dónde se encontraba la superficie del suelo cuando las hierbas empezaron a crecer. Más tarde la erosión eólica redujo la superficie del suelo al nivel de sus pies (Foto cortesía de U.S.D.A./Natural Resources Conservation Service).



**FIGURA 6.26.** Una tormenta de polvo ennegrece el cielo de Colorado en esta imagen histórica del Dust Bowl de los años treinta (Foto cortesía de U.S.D.A./Natural Resources Conservation Service).

¿Qué provocó el Dust Bowl? Claramente el hecho de que algunas porciones de las Grandes Llanuras experimentaran algunos de los vientos más fuertes de Norteamérica es importante. Sin embargo, fue la expansión de la agricultura lo que preparó el escenario para el periodo desastroso de erosión del suelo. La mecanización permitió la rápida transformación de las praderas cubiertas de hierba de esta región semiárida en tierras de cultivo. Mientras la precipitación fue adecuada, el suelo se mantuvo en su lugar. Sin embargo, cuando sobrevino una sequía prolongada en la década de 1930, los campos desprotegidos fueron vulnerables al viento. El resultado fue una gran pérdida de suelo, el malogro de las cosechas y un periodo de privaciones económicas<sup>4</sup>.

En muchas regiones la velocidad de erosión del suelo es significativamente mayor que la de su formación. Esto significa que en esos lugares un recurso renovable se ha convertido en uno no renovable. En la actualidad, se calcula que la capa vegetal del suelo se está erosionando más rápidamente de lo que se forma en más de una tercera parte de las zonas de cultivo del mundo. El resultado es una menor productividad, una peor calidad de las cosechas, un menor ingreso agrícola y un futuro siniestro.

## Sedimentación y contaminación química

Otro problema relacionado con la erosión excesiva del suelo es el relativo al depósito de sedimentos. Cada año en Estados Unidos se sedimentan cientos de millones de toneladas de suelo erosionado en lagos, pantanos y

<sup>4</sup> Si desea una historia fácil de leer y atractiva de esta época puede elegir *The Worst Hard Times, The Untold Story of those Who Survived the Great American Dust Bowl*, de Timothy Egan, Houghton Mifflin Co., 2006.

ríos. El efecto perjudicial de este proceso puede ser significativo. Por ejemplo, a medida que se deposita cada vez más sedimento en un pantano, su capacidad disminuye, limitando su utilidad para el control de las inundaciones, el abastecimiento de agua y la generación de energía hidroeléctrica. Además, la sedimentación en ríos y otras vías fluviales puede restringir la navegación e inducir costosas operaciones de dragado.

### A veces los alumnos preguntan...

#### ¿Se está reduciendo la cantidad de suelo de cultivo de Estados Unidos y de todo el mundo?

En realidad sí. Se ha calculado que entre 3 y 5 millones de acres de las principales tierras de cultivo de Estados Unidos se pierden cada año a través de la mala utilización (incluida la erosión del suelo) y la conversión a usos no agrícolas. Según las Naciones Unidas, desde 1950 más de un tercio de la tierra cultivable del mundo se ha perdido a causa de la erosión del suelo (acre = 4.046,8 m<sup>2</sup>).

En algunos casos, las partículas del suelo están contaminadas con los pesticidas utilizados en la agricultura. Cuando estos productos químicos llegan a un lago o un pantano, la calidad del suministro de agua se ve

amenazada y los organismos acuáticos pueden verse en peligro. Además de los pesticidas, los nutrientes normalmente encontrados en los suelos, junto con los añadidos por los fertilizantes agrícolas, se abren camino hacia los ríos y los lagos, donde estimulan el crecimiento de plantas. Durante un cierto tiempo, el exceso de nutrientes acelera el proceso por medio del cual el crecimiento vegetal induce el agotamiento de oxígeno y una muerte precoz del lago.

La disponibilidad de buenos suelos es crucial si se pretende alimentar a la población mundial en rápido crecimiento. En todos los continentes se está produciendo una pérdida innecesaria de suelo, porque no se están utilizando medidas de conservación adecuadas. Aunque es un hecho reconocido que la erosión del suelo nunca puede ser eliminada del todo, los programas de conservación del suelo pueden reducir de manera sustancial la pérdida de este recurso básico (Figura 6.27). Las estructuras para cortar el viento (hileras de árboles), la construcción de bancales y el trabajar las tierras a lo largo de los contornos de las colinas son algunas de las medidas eficaces, igual que las prácticas de cultivo especial y de rotación de las cosechas.



A.



B.

**FIGURA 6.27.** Estas imágenes ilustran algunas de las formas mediante las cuales puede reducirse la erosión del suelo. **A.** En esta escena de una granja del noroeste de Iowa, el maíz (marrón) y el heno (verde) se han plantado en tiras que siguen el contorno de las laderas. Este patrón de cultivo de las cosechas puede reducir la pérdida de suelo debido a la erosión del agua mediante reducción significativa de la velocidad de escorrentía del agua. **B.** Cortavientos protegiendo los campos de trigo en Dakota del Norte. Estas extensas llanuras son susceptibles de erosión eólica, en especial cuando los campos están desnudos. Las hileras de árboles reducen la velocidad del viento y lo desvían hacia arriba, lo que reduce la pérdida de partículas de suelo finas (Fotos cortesía de U.S.D.A./Natural Resources Conservation Service).

# CAPÍTULO 6

## Meteorización y suelo

### RESUMEN

Entre los procesos externos se cuentan: (1) *meteorización*, es decir, la desintegración y descomposición de las rocas de la superficie terrestre, o cerca de ella; (2) *procesos gravitacionales*, transferencia de materia rocosa pendiente abajo bajo la influencia de la gravedad, y (3) *erosión*, eliminación del material por un agente dinámico, normalmente agua, viento o hielo. Se denominan *procesos externos* porque tienen lugar en la superficie terrestre o cerca de ella y se alimentan de la energía solar. Por el contrario, los *procesos internos*, como el vulcanismo y la formación de montañas, derivan su energía del interior de la Tierra.

La *meteorización mecánica* es la fractura física de una roca en fragmentos más pequeños. Las rocas pueden romperse en fragmentos más pequeños mediante *cuñas de hielo* (donde el agua se abre camino en las grietas o agujeros de las rocas y, después de su congelación, se expande y aumenta de tamaño las aberturas); *crecimiento de cristales salinos*, *lajamiento* (expansión y rotura debidas a una gran reducción de la presión cuando la roca suprayacente es erosionada); *expansión térmica* (debilitamiento de la roca como consecuencia de la expansión y contracción conforme se calienta y se enfría) y *actividad biológica* (por los humanos, por los animales excavadores, las raíces de las plantas, etc.).

La *meteorización química* altera el quimismo de una roca, transformándola en sustancias diferentes. El agua es con mucho el agente de meteorización química más importante. Se produce *disolución* cuando los minerales hidrosolubles, como la halita, se disuelven en el agua. El oxígeno disuelto en agua *oxidará* los minerales ricos en hierro. Cuando el dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) se disuelve en agua forma *ácido carbónico*, que acelera la descomposición de los silicatos mediante *hidrólisis*. La meteorización química de los silicatos produce a menudo: (1) productos solubles que contienen iones sodio, calcio, potasio y magnesio, y sílice en disolución; (2) óxidos de hierro insolubles, y (3) minerales de arcilla.

La velocidad a la cual la roca se meteoriza depende de factores como: (1) el *tamaño de partícula*, los fragmentos pequeños generalmente se meteorizan más rápidamente que los grandes; (2) la *composición mineral*, la calcita se disuelve fácilmente en disoluciones ligeramente ácidas, y los silicatos que se forman por primera vez a partir del magma son menos resistentes a la meteorización química, y (3) los *factores climáticos*, en particular la temperatura y la humedad. Con

frecuencia, las rocas expuestas en la superficie terrestre no se meteorizan a la misma velocidad. Esta *meteorización diferencial* de las rocas se ve influida por factores como la composición mineral y el grado de fracturación.

El *suelo* es una combinación de materia mineral y orgánica, agua y aire: la porción del *regolito* (la capa de roca y fragmentos minerales producidos por la meteorización) que sustenta el crecimiento de las plantas. Aproximadamente la mitad del volumen total de un suelo de buena calidad está compuesto por una mezcla de roca desintegrada y descompuesta (materia mineral) y *humus* (los restos descompuestos de la vida animal y vegetal); la mitad restante consiste en espacios porosos, donde circulan el aire y el agua. Los factores más importantes que controlan la formación del suelo son la *roca madre*, el *tiempo*, el *clima*, las *plantas* y los *animales*, y la *pendiente*.

Los procesos de formación del suelo operan desde la superficie hacia abajo y producen en el suelo zonas o capas que se denominan *horizontes*. Desde la superficie hacia abajo, los horizontes del suelo se denominan respectivamente O (fundamentalmente materia orgánica), A (fundamentalmente materia mineral), E (donde la *eluviación* y la *lixiviación* extraen los componentes finos y los constituyentes solubles del suelo), B (o *capa subsuperficial del suelo*, al que se hace referencia a menudo como la *zona de acumulación*), y C (la roca madre parcialmente alterada). Juntos, los horizontes O y A constituyen lo que se denomina la *capa superficial del suelo*.

En Estados Unidos, los suelos se clasifican mediante un sistema conocido como la *Taxonomía del suelo*. Se basa en las propiedades físicas y químicas del perfil del suelo e incluye seis categorías jerárquicas. El sistema es especialmente útil para los objetivos agrícolas y relacionados con la explotación de la tierra.

La erosión del suelo es un proceso natural; forma parte del reciclado constante de los materiales de la Tierra que denominamos ciclo de las rocas. Una vez en el canal de un río, las partículas de suelo son transportadas corriente abajo y finalmente acaban por depositarse. Las *velocidades de erosión del suelo* varían de un lugar a otro y dependen de las características del suelo, así como de factores como el clima, la pendiente y el tipo de vegetación. Las actividades humanas que eliminan o alteran la vegetación natural, aceleran en gran medida la velocidad de erosión del suelo.



## TÉRMINOS FUNDAMENTALES

canchal, 205	lajamiento, 205	proceso externo, 202
cuña de hielo (gelifracción), 204	lixiviación, 220	proceso gravitacional, 202
disolución, 208	meteorización diferencial, 215	proceso interno, 202
domo de exfoliación, 205	meteorización esferoidal, 214	regolito, 216
eluviación, 220	meteorización mecánica, 203	roca madre, 216
erosión, 202	meteorización química, 203	solum, 220
hidrólisis, 212	meteorización, 202	suelo, 216
horizonte, 219	oxidación, 211	taxonomía del suelo, 221
humus, 216	perfil del suelo, 219	

## PREGUNTAS DE REPASO

1. Describa el papel de los procesos externos en el ciclo de las rocas.
2. Si se meteorizaran dos rocas idénticas, una mediante procesos mecánicos y otra mediante procesos químicos, ¿en qué se diferenciarían los productos de la meteorización de las dos rocas?
3. Describa la formación de un domo de exfoliación. Dé un ejemplo de una estructura de este tipo.
4. ¿Cómo se añade la meteorización mecánica a la eficacia de la meteorización química?
5. Un granito y un basalto están expuestos superficialmente a una región cálida y húmeda:
  - a) ¿Qué tipo de meteorización predominará?
  - b) ¿Cuál de estas rocas se meteorizará más deprisa? ¿Por qué?
6. El calor acelera una reacción química. ¿Por qué entonces la meteorización química transcurre despacio en un desierto cálido?
7. ¿Cómo se forma el ácido carbónico ( $H_2CO_3$ ) en la naturaleza? ¿Qué se obtiene cuando este ácido reacciona con el feldespato potásico?
8. Enumere algunos posibles efectos ambientales de la precipitación ácida (véase Recuadro 6.1).
9. ¿Cuál es la diferencia entre el suelo y el regolito?
10. ¿Qué factores podrían hacer que se desarrollaran diferentes suelos a partir de la misma roca madre, o que se formaran suelos similares a partir de rocas madres diferentes?
11. ¿Cuál de los controles de formación del suelo es más importante? Explíquelo.
12. ¿Cómo puede afectar la topografía al desarrollo del suelo? ¿Qué se entiende por la expresión *orientación de la pendiente*?
13. Enumere las características asociadas con cada uno de los horizontes en un perfil de suelo bien desarrollado. ¿Qué horizontes constituyen el solum? ¿Bajo qué circunstancias carecen de horizontes los suelos?
14. Los suelos tropicales que se describen en el Recuadro 6.3 sostienen las exuberantes selvas tropicales aunque se les considera poco fértiles. Explíquelo.
15. Enumere tres efectos nocivos de la erosión del suelo que no sean la pérdida de la capa superficial del suelo vegetal de las zonas cultivables.
16. Describa brevemente las condiciones que indujeron la formación del Dust Bowl en los años 30.

## MasteringGeology

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

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

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

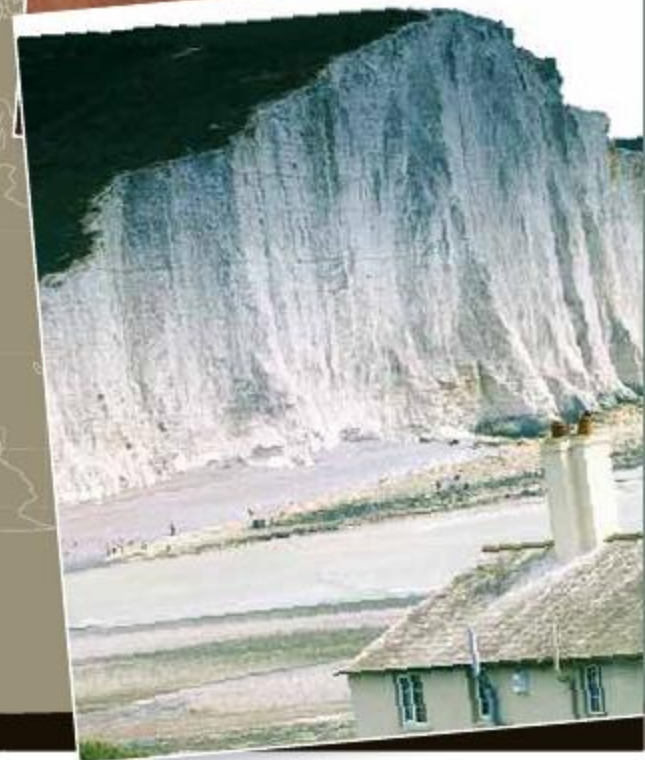
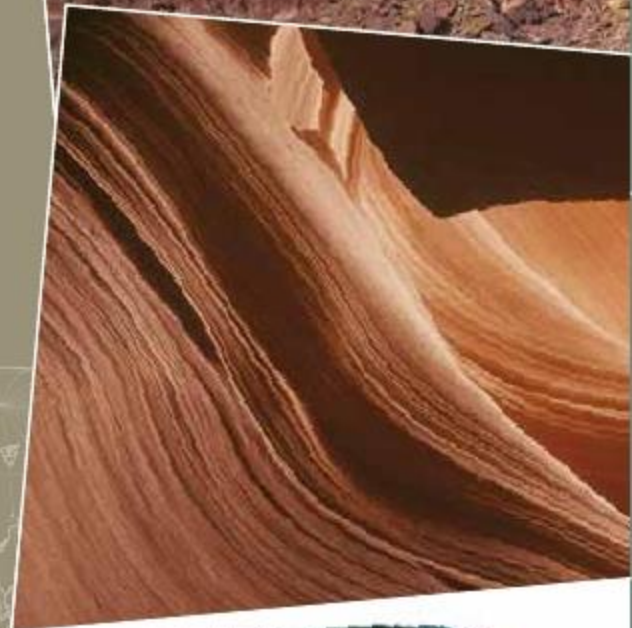
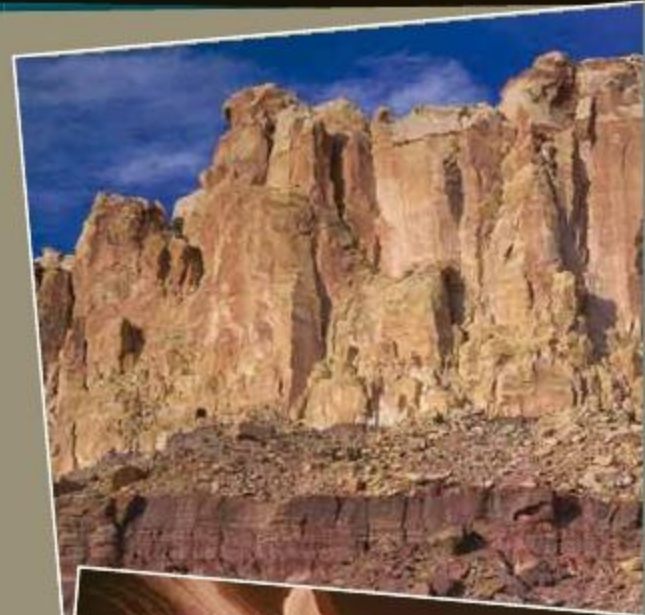
Encounter Earth  
Geoscience Animations  
GEODE  
Pearson eText

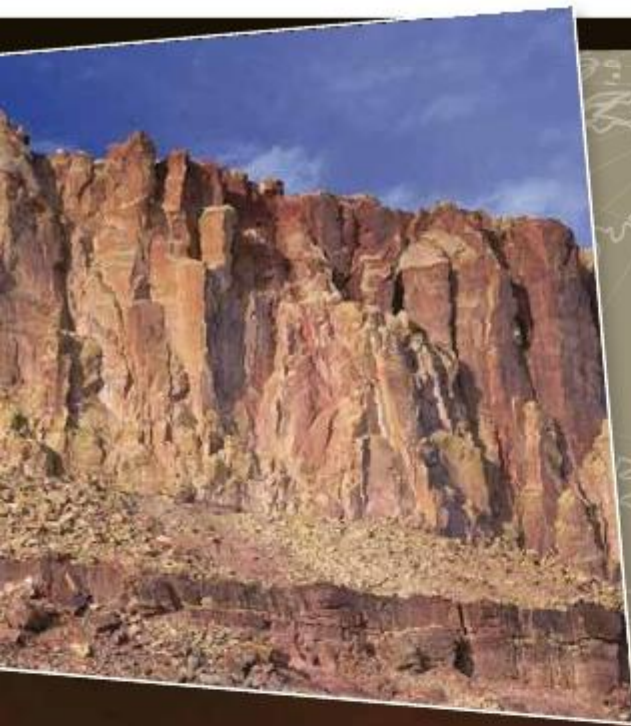
Para acceder a todos estos contenidos adicionales solo se necesita el código de acceso de las tarjetas que podrás adquirir con la compra del libro o por separado.



# CAPÍTULO 7

## Rocas sedimentarias





El capítulo anterior nos proporcionó la información necesaria para entender el origen de las rocas sedimentarias. Recordemos que la meteorización de las rocas existentes inicia el proceso. A continuación, la gravedad y los agentes erosivos como las aguas de escorrentía, el viento y el hielo extraen los productos de meteorización y los transportan a una nueva localización, donde son depositados. Normalmente las partículas se descomponen aún más durante la fase de transporte. Después de la sedimentación, este material, que se denomina ahora sedimento, se litifica (se convierte en roca).

## LA IMPORTANCIA DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS

La mayor parte de la Tierra sólida está constituida por rocas ígneas y metamórficas. Los geólogos estiman que estas dos categorías representan del 90 al 95 por ciento de los 16 km más externos de la corteza. Sin embargo, la mayor parte de la superficie sólida de la Tierra está constituida por sedimento o roca sedimentaria. Alrededor del 75 por ciento de todas las áreas continentales están cubiertas por sedimentos y rocas sedimentarias. El fondo oceánico, que representa alrededor del 70 por ciento de la superficie sólida de la Tierra, está prácticamente todo cubierto por sedimento. Las rocas ígneas están expuestas solo en la cresta de las dorsales centro oceánicas

y en algunas áreas volcánicas. Por tanto, si bien el sedimento y las rocas sedimentarias constituyen solo un pequeño porcentaje de la corteza terrestre, están concentradas en, o cerca de, la superficie, en la interfaz entre la hidrosfera, la geosfera, la atmósfera y la biosfera.

Debido a esta posición única, los sedimentos y las capas de roca que finalmente se forman contienen evidencias de las condiciones y los acontecimientos del pasado en la superficie. Además, las rocas sedimentarias son las que contienen los fósiles, herramientas vitales para el estudio del pasado geológico. Este grupo de rocas proporciona a los geólogos mucha de la información básica que necesitan para reconstruir los detalles de la historia de la Tierra (Figura 7.1).

Dicho estudio no solo tiene interés en sí mismo, sino que tiene valor práctico también. El carbón, que



**FIGURA 7.1.** Las rocas sedimentarias están expuestas en la superficie con mayor frecuencia que las rocas ígneas y metamórficas. Dado que contienen fósiles y otras pistas sobre nuestro pasado geológico, las rocas sedimentarias son importantes en el estudio de la historia de la Tierra. Los cambios verticales en los tipos de roca representan cambios ambientales con el tiempo. Parque Nacional Capital Redd, Utah (Foto de Scott T. Smith/CORBIS).

proporciona una porción significativa de nuestra energía eléctrica, es una roca sedimentaria. Además, otras fuentes principales de energía, el petróleo, el gas natural y el uranio, proceden de rocas sedimentarias. Son también fuentes importantes de hierro, aluminio, manganeso y fertilizantes fosfato, además de numerosos materiales esenciales para la industria de la construcción, como el cemento y los áridos. Las rocas sedimentarias son también el depósito principal del agua subterránea. Por tanto, la comprensión de este tipo de rocas y los procesos que las forman y las modifican es básica para localizar más suministros de muchos recursos importantes.

## EL ORIGEN DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS



### SEDIMENTAR ROCKS

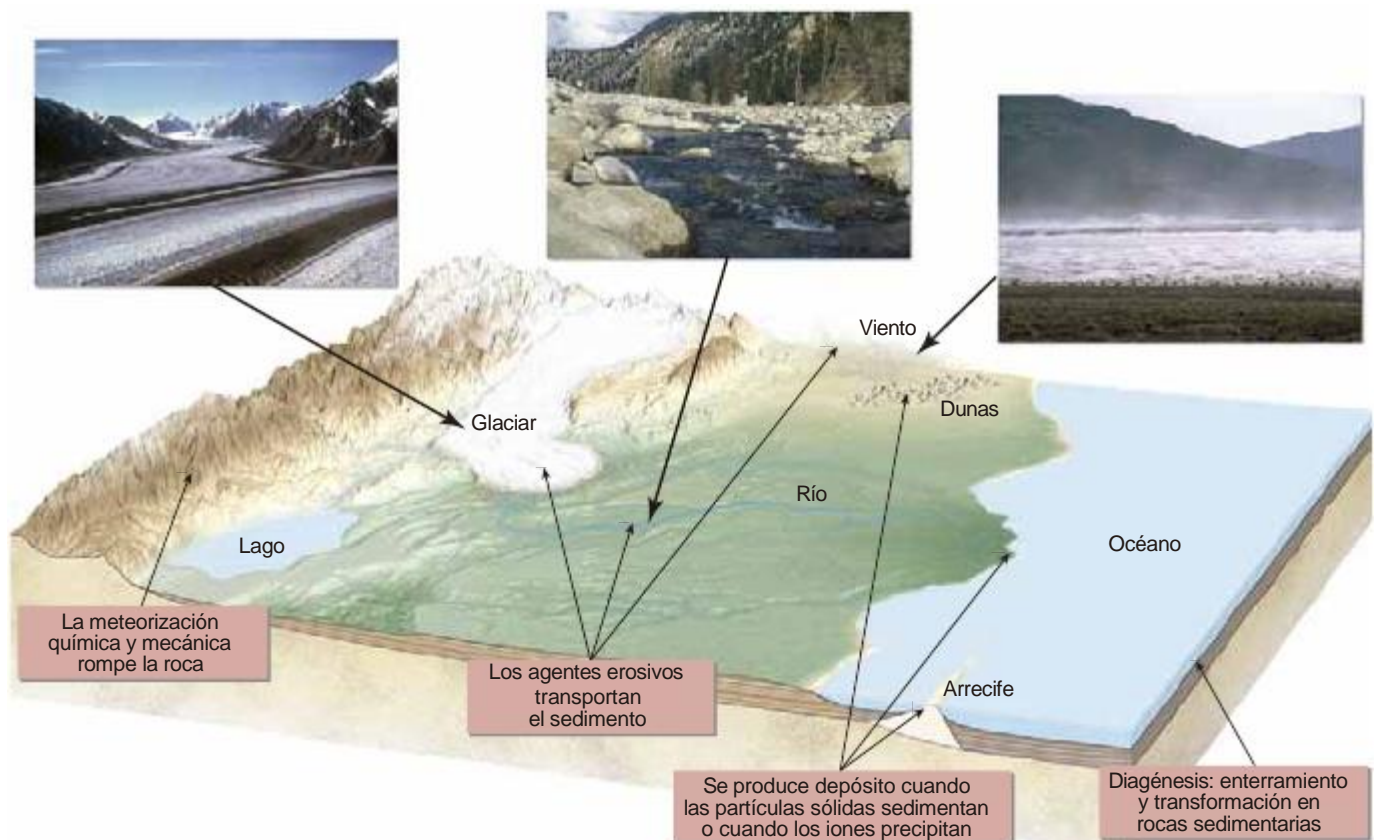
Introduction

En la Figura 7.2 se ilustra la porción del ciclo de las rocas que se produce cerca de la superficie de la Tierra, la parte que pertenece a los sedimentos y a las rocas

sedimentarias. Una breve revisión de estos procesos proporciona una perspectiva útil:

integración física y la descomposición química de las rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias preexistentes. La meteorización genera una variedad de productos, entre ellos diversas partículas sólidas e iones en disolución, que constituyen la materia prima para las rocas sedimentarias.

el agua de escorrentía y el agua subterránea. Las partículas sólidas son movidas a menudo pendiente abajo por la gravedad (procesos gravitacionales), antes que el agua de superficie, el agua subterránea, el viento y el hielo glacial las retiren. El transporte mueve estos materiales desde las zonas donde se originaron a ubicaciones donde se acumulan. El transporte de sedimento suele ser intermitente. Por ejemplo, durante una inundación, el movimiento rápido de un río desplaza grandes cantidades de arena y grava. A medida que las aguas se retiran, las partículas se depositan temporalmente, solo para ser movidas otra vez por una nueva inundación.



**FIGURA 7.2.** Este diagrama esboza la porción del ciclo de las rocas respecto a la formación de las rocas sedimentarias. La meteorización, el transporte, la sedimentación y la diagénesis representan los procesos básicos implicados (Fotos de E. J. Tarbuck).

el viento y las corrientes de agua disminuyen de velocidad y a medida que los glaciares se derriten. La palabra *sedimentaria* se refiere en realidad a este proceso. Procede del latín *sedimentum*, que hace referencia al material sólido que se deposita a partir de un fluido (agua o aire). El lodo del fondo de un lago, un delta en la desembocadura de un río, una barra de grava en el lecho de una corriente, las partículas del desierto y una duna, e incluso el polvo doméstico son ejemplos.

relacionado con la fuerza del viento o las corrientes de agua. Antes bien, los iones en disolución son retirados cuando cambios químicos o de temperatura provocan la cristalización o la precipitación del material o cuando los organismos extraen los materiales disueltos para construir sus caparazones.

mentos más antiguos son enterrados debajo de las capas más jóvenes y se convierten gradualmente en roca sedimentaria (se litifican) por compactación y cementación. Estos y otros cambios se conocen con el término de *diagénesis* (*dia* = cambio; *génesis* = origen), un término colectivo para todos los cambios (abreviatura de metamorfismo) que tienen lugar en la textura, composición y otras propiedades físicas después de que los sedimentos sean depositados.

Dado que hay una variedad de formas por medio de las cuales los productos de la meteorización son transportados, depositados y transformados en roca sólida, se reconocen tres categorías de rocas sedimentarias. Como nos ha recordado la visión de conjunto anterior, el sedimento tiene dos orígenes principales.

En primer lugar, puede ser una acumulación de material que se origina y es transportado en forma de partículas sólidas derivadas de la meteorización mecánica y química. Los depósitos de este tipo se denominan *detríticos* y las rocas sedimentarias que forman, **rocas sedimentarias detríticas**.

La segunda fuente principal de sedimento es el material soluble producido en gran medida mediante meteorización química. Cuando estos iones en disolución son precipitados mediante procesos inorgánicos o biológicos, el material se conoce como sedimento químico y las rocas formadas a partir de él se denominan **rocas sedimentarias químicas**.

La tercera categoría es la de las **rocas sedimentarias orgánicas**. El principal ejemplo es el carbón. Esta roca combustible negra está formada por carbono orgánico procedente de los restos de plantas que murieron y se acumularon en el fondo de un pantano. Los fragmentos y trozos de material vegetal no descompuesto que constituyen los «sedimentos» en el carbón son los productos

de meteorización que componen las rocas sedimentarias detríticas y químicas.

## ROCAS SEDIMENTARIAS DETRÍTICAS



### SEDIMENTAR ROCKS

Types of Sedimentary Rocks

Si bien puede encontrarse una gran variedad de minerales y fragmentos de roca (*clastos*) en las rocas detríticas, los constituyentes fundamentales de la mayoría de las rocas sedimentarias de esta categoría son los minerales de arcilla y el cuarzo. Recordemos del Capítulo 6 que los minerales de arcilla son el producto más abundante de la meteorización química de los silicatos, en especial de los feldespatos. Las arcillas son minerales de grano fino con estructuras cristalinas laminares, similares a las micas. El otro mineral común, el cuarzo, es abundante porque es extremadamente duradero y muy resistente a la meteorización química. Por tanto, cuando las rocas ígneas, como el granito, son atacadas por los procesos de meteorización, se liberan los granos de cuarzo.

Otros minerales comunes de las rocas detríticas son los feldespatos y las micas. Dado que la meteorización química transforma rápidamente estos minerales en nuevas sustancias, su presencia en las rocas sedimentarias indica que la erosión y el depósito fueron lo bastante rápidos como para conservar algunos de los minerales principales de la roca original antes de que pudieran descomponerse.

El tamaño del clasto es la base fundamental para distinguir entre las diversas rocas sedimentarias detríticas. En la Tabla 7.1 se representan las categorías de tamaño para los clastos que constituyen las rocas detríticas. El tamaño del clasto no es solo un método cómodo de división de las rocas detríticas; también proporciona información útil relativa a los ambientes de depósito. Las corrientes de agua o de aire seleccionan los clastos por tamaños; cuanto más fuerte es la corriente, mayor será el tamaño del clasto transportado. La grava, por ejemplo, es desplazada por ríos de corriente rápida, así como por las avalanchas y los glaciares. Se necesita menos energía para transportar la arena; por tanto, esta última es común en accidentes geográficos como las dunas movidas por el viento o algunos depósitos fluviales y playas. Se necesita muy poca energía para transportar la arcilla, ya que se deposita muy lentamente. La acumulación de esas diminutas partículas suele estar asociada con el agua tranquila de un lago, una laguna, un pantano o ciertos ambientes marinos.

**Tabla 7.1.** Clasificación de las rocas detríticas según el tamaño del clasto.

Intervalos de tamaño (milímetros)	Nombre del clasto	Nombre del sedimento	Roca detrítica
> 256 64-256 4-64 2-4	Bloque Canto Partícula Gránulo	Grava	Conglomerado o brecha
1/16-2	Arena	Arena	Arenisca
1/256-1/16 1/256	Limo Arcilla	Fango	Lutita, lutita no fisil y limonita

(Escala en mm)

Rocas sedimentarias detríticas comunes, ordenadas por tamaño de clasto creciente, son la lutita, la arenisca y el conglomerado o la brecha. Consideraremos ahora cada uno de estos tipos y cómo se forma.

## Lutita

La *lutita* es una roca sedimentaria compuesta por partículas del tamaño de la arcilla y el limo (Figura 7.3). Estas rocas detríticas de grano fino constituyen más de la mitad de todas las rocas sedimentarias. Las partículas de estas rocas son tan pequeñas que no pueden identificarse con facilidad sin grandes aumentos y, por esta razón, resulta más difícil estudiar y analizar las lutitas que la mayoría de las otras rocas sedimentarias.

Mucho de lo que sabemos se basa en el tamaño de sus clastos. Las diminutas partículas de la lutita indican que se produjo un depósito como consecuencia de la sedimentación gradual de corrientes no turbulentas relativamente tranquilas. Entre esos ambientes se cuentan los lagos, las llanuras de inundación de ríos, las lagunas y zonas de

tes «tranquilos» suele haber suficiente turbulencia como

para mantener suspendidas casi indefinidamente las partículas de tamaño arcilloso. Por consiguiente, mucha de la arcilla se deposita solo después de que las partículas se reúnan para formar agregados mayores.

A veces, la composición química de la roca proporciona información adicional. Un ejemplo es la lutita negra, que es negra porque contiene abundante materia orgánica (carbono). Cuando se encuentra una roca de este tipo, indica claramente que la sedimentación se produjo en un ambiente pobre en oxígeno, como un pantano, donde los materiales orgánicos no se oxidan con facilidad ni se descomponen.



**FIGURA 7.3.** La lutita es una roca detrítica de grano fino que es la más abundante de todas las rocas sedimentarias. Las lutitas oscuras que contienen restos vegetales son relativamente comunes (Foto cortesía de E. J. Tarbuck).

### A veces los alumnos preguntan...

Según la Tabla 7.1, arcilla es un término utilizado para referirse al tamaño microscópico de un clasto. Creía que las arcillas eran un grupo de minerales silicatados laminares. ¿Qué afirmación es correcta?

Ambas lo son. En el contexto del tamaño del clasto detrítico, el término arcilla se refiere solo a aquellos granos con un tamaño inferior a 1/256 milímetros, es decir, un tamaño microscópico. No significa que estos clastos tengan una composición particular. Sin embargo, el término arcilla también se utiliza para designar una composición específica: concretamente, un grupo de minerales silicatados relacionados con las micas. Aunque la mayor parte de estos minerales arcillosos tiene el tamaño de la arcilla, no todos los sedimentos del tamaño de la arcilla están formados por minerales arcillosos.



Conforme se acumulan el limo y la arcilla, tienden a formar capas delgadas, a las que se suele hacer referencia como *láminas* (*lamin* =

las partículas de las láminas se orientan al azar. Esta disposición desordenada deja un elevado porcentaje de espacio vacío (denominado *espacio de poros*), que se llena con agua. Sin embargo, esta situación suele cambiar con el tiempo conforme nuevas capas de sedimento se apiñan y compactan el sedimento situado debajo.

Durante esta fase las partículas de arcilla y limo adoptan una alineación más paralela y se amontonan. Esta reordenación de los granos reduce el tamaño de los espacios de los poros, expulsando gran parte del agua. Una vez que los granos han sido compactados mediante presión, los diminutos espacios que quedan entre las partículas no permiten la circulación fácil de las disoluciones que contienen el material cementante. Por consiguiente, las lutitas suelen describirse como débiles, porque están poco cementadas y, por consiguiente, no bien litificadas.

La incapacidad del agua para penetrar en sus espacios porosos microscópicos, explica por qué la lutita forma a menudo barreras al movimiento subsuperficial del agua y el petróleo. De hecho, las capas de roca que contienen agua subterránea suelen estar situadas por encima de los lechos de lutita que bloquean su descenso. En el caso de los depósitos de petróleo ocurre lo contrario. Suelen estar coronados por capas de lutita que evitan con eficacia el escape del petróleo y el gas a la superficie<sup>1</sup>.

Es común aplicar el término *lutita* a todas las rocas sedimentarias de grano fino, en especial en un contexto no técnico. Sin embargo, hay que tener en cuenta que hay un uso más restringido del término. En este último, la lutita fisil (*shale*) debe mostrar capacidad para escindirse en capas finas a lo largo de planos estrechamente espaciados y bien desarrollados. Esta propiedad se denomina **fisilidad** (*fissilis* = lo que se puede agrietar o separar). Si la roca se rompe en fragmentos o bloques, se aplica el nombre de *lutita no fisil* (*mudstone*). Otra roca sedimentaria de grano fino que, como esta última, suele agruparse con la lutita pero carece de fisilidad es la *limolita*, compuesta fundamentalmente por clastos de tamaño limo, que contiene menos clastos de tamaño arcilla que las lutitas.

Aunque la lutita es, con mucho, más común que las otras rocas sedimentarias, normalmente no atrae tanto la atención como otros miembros menos abundantes de este grupo. La razón es que la lutita no forma afloramientos tan espectaculares como suelen hacer la

arenisca y la caliza. En cambio, la lutita se disgrega con facilidad y suele formar una cubierta de suelo que oculta debajo la roca no meteorizada. Esto se ilustra muy bien en el Gran Cañón, donde las suaves pendientes de lutitas meteorizadas pasan casi desapercibidas y están cubiertas por vegetación, en claro contraste con los empinados acantilados producidos por las rocas más resistentes (Figura 7.4).

Aunque las capas de lutita no pueden formar acantilados escarpados ni afloramientos destacables, algunos depósitos tienen valor económico. Algunas lutitas se extraen para obtener materia prima para cerámica, fabricación de ladrillos, azulejos y porcelana. Además, mezcladas con la caliza, se utilizan para producir el cemento portland. En el futuro, un tipo de lutita, denominada lutita bituminosa, puede convertirse en un recurso energético valioso. Esta posibilidad se explorará en el Capítulo 23.

## Arenisca

La *arenisca* es el nombre que se da a las rocas en las que predominan los clastos de tamaño arena (Figura 7.5). Después de la lutita, la arenisca es la roca sedimentaria más abundante; constituye aproximadamente el 20 por ciento de todo el grupo. Las areniscas se forman en diversos ambientes y a menudo contienen pistas significativas sobre su origen, entre ellas la selección, la forma del grano y la composición.

### Selección y forma de grano

La **selección** es el grado de semejanza del tamaño del clasto en una roca sedimentaria. Por ejemplo, si todos los granos de una muestra de arenisca tienen



**FIGURA 7.4.** Estratos de roca sedimentaria expuestos en las paredes del Gran Cañón, Arizona. Las capas de arenisca y caliza resistentes producen acantilados escarpados. Por el contrario, la lutita, más débil y poco cementada, se desmenuza y produce una pendiente más suave de derrubios meteorizados donde crece algo de vegetación (Foto de Pixtal/age fotostock).

<sup>1</sup> La relación entre capas impermeables y la existencia y movimiento de agua subterránea se examina en el Capítulo 17. Las capas de lutita como roca tapadera en las trampas petrolíferas se tratan en el Capítulo 23.



Vista de cerca

**FIGURA 7.5.** Cuarzoarenita. Después de la lutita, la arenisca es la roca sedimentaria más abundante (Fotos de E. J. Tarbuck).

aproximadamente el mismo tamaño, se considera que la arena está *bien seleccionada*. A la inversa, si la roca contiene clastos grandes y pequeños mezclados, se dice que la arena está *mal seleccionada* (Figura 7.6A). Estudiando el grado de selección, podemos aprender mucho sobre la corriente que deposita el sedimento. Los depósitos de arena transportada por el viento suelen estar mejor

seleccionados que los depósitos creados por el oleaje (Figura 7.7). Los clastos lavados por las olas están normalmente mejor seleccionados que los materiales depositados por las corrientes de agua. Cuando los clastos son transportados solo durante un tiempo relativamente breve y luego se depositan rápidamente, suelen producirse acumulaciones de sedimentos que muestran

**A veces los alumnos preguntan...**

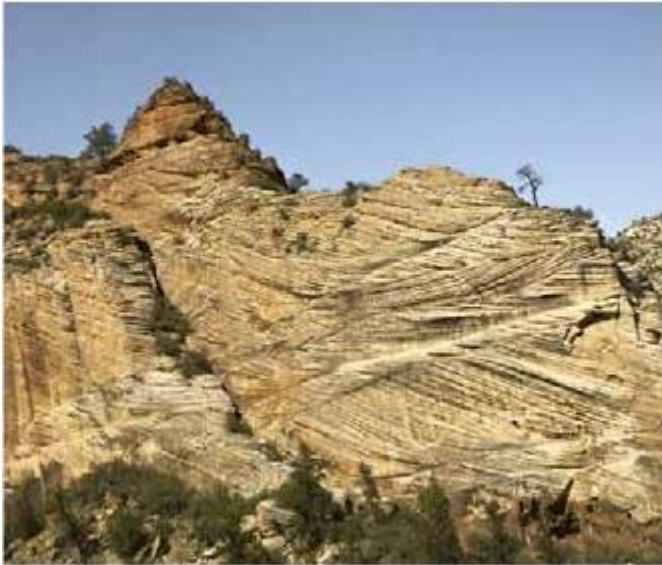
**¿Por qué muchas de las rocas sedimentarias fotografiadas en este capítulo tienen tanto colorido?**

En el oeste y el suroeste de los Estados Unidos, los acantilados empinados y las paredes de los cañones constituidos por rocas sedimentarias exhiben a menudo una gama brillante de colores diferentes. (Por ejemplo, véase la foto de apertura del capítulo y las Figuras 7.1, 7.4, 7.7A y 7.13B y 7.16). En las paredes del Gran Cañón de Arizona, pueden observarse capas rojas, naranjas, moradas, grises, marrones y de color de ante. Algunas de las rocas sedimentarias del Cañón Bryce de Utah son de un color rosa claro (véase Figura 6.16). Las rocas sedimentarias de lugares más húmedos también presentan mucho colorido, pero normalmente están cubiertas por suelo y vegetación.

Los «pigmentos» más importantes son los óxidos de hierro, y se necesitan solo cantidades muy pequeñas para dar color a una roca. La hematites tiñe las rocas de color rojo o rosa, mientras que la limonita produce sombras amarillas y marrones. Cuando las rocas sedimentarias contienen materia orgánica, a menudo esta les da un color negro o gris (véase Figura 7.3).



**FIGURA 7.6.** A. Las rocas detríticas normalmente tienen una variedad de clastos de diferentes tamaños. La *selección* se refiere al intervalo de tamaños presente. Las rocas con clastos que son casi todos del mismo tamaño se consideran «bien seleccionadas.» Cuando los sedimentos están «muy pocos seleccionados», hay una amplia gama de tamaños diferentes. Cuando una roca contiene clastos más grandes rodeados por otros más pequeños, la masa de clastos más pequeños suele denominarse *matriz*. B. Los geólogos describen la forma de una partícula en cuanto a su *angulosidad* (el grado en el que los bordes y las esquinas de los clastos están redondeados) y su *esfericidad* (hasta qué punto la forma del clasto se aproxima a una esfera). El transporte reduce el tamaño y la angulosidad de los clastos, pero no cambia su forma general.



A.



B.

**FIGURA 7.7.** A. Los cerros naranjas y amarillos del parque nacional Zion de Utah dejan expuestos miles de kilómetros de la arenisca Navajo. El enorme manto de arena a partir del cual se endureció la arenisca se estima que una vez cubrió hasta 400.000 km cuadrados, una zona del tamaño de California (Foto de Dennis Tasa). B. Los granos de cuarzo que componen la arenisca navajo fueron depositados por el viento como dunas similares a las observadas en el Great Sand Dunes National Park de Colorado. Los granos de esta arenisca se consideran bien seleccionados porque son prácticamente todos del mismo tamaño (Foto de David Muench/ David Muench Photography, Inc.).

mala selección. Por ejemplo, cuando una corriente turbulenta alcanza las pendientes más suaves en la base de una montaña empinada, su velocidad se reduce rápidamente y se depositan de manera poco seleccionada arenas y grava.

La forma de los granos arenosos puede también contribuir a descifrar la historia de una arenisca (Figura 7.6B). Cuando las corrientes de agua, el viento o las olas mueven la arena y otros clastos sedimentarios más grandes, los granos pierden sus bordes y esquinas angulosos y se van redondeando más a medida que colisionan con otras partículas durante el transporte. Por tanto, es probable que los granos redondeados hayan sido transportados por el aire o por el agua. Además, el grado de redondez indica la distancia o el tiempo transcurrido en el transporte del sedimento por corrientes de aire o agua. Granos muy redondeados indican que se ha producido una gran abrasión y, por consiguiente, un transporte prolongado.

Los granos muy angulosos, por otro lado, significan dos cosas: que los materiales sufrieron transporte durante una distancia corta antes de su depósito, y que quizá los haya transportado algún otro medio. Por ejemplo, cuando los glaciares mueven los sedimentos, los clastos suelen volverse más irregulares por la acción de trituración y molienda del hielo.

Además de afectar al grado de redondez y al grado de selección que los clastos experimentan, la duración del transporte a través de corrientes de agua y aire turbulentas influye también en la composición mineral de

un depósito sedimentario. Una meteorización sustancial y un transporte prolongado llevan a la destrucción gradual de los minerales más débiles y menos estables, entre ellos los feldespatos y los ferromagnesianos. Dado que el cuarzo es muy duradero, suele ser el mineral que sobrevive a las largas rutas en un ambiente turbulento.

Los párrafos anteriores han demostrado que el origen y la historia de la arenisca pueden deducirse a menudo examinando la selección, la redondez y la composición mineral de los granos que la constituyen. Conocer esta información nos permite deducir que una arenisca bien seleccionada y rica en cuarzo compuesta por granos muy redondeados debe ser el resultado de un largo transporte. Dicha roca, de hecho, puede representar varios ciclos de meteorización, transporte y sedimentación. También podemos concluir que una arenisca que contenga cantidades significativas de feldespato y de granos angulosos de minerales ferromagnesianos experimentó poca meteorización química y transporte, y probablemente fue depositada cerca del área fuente de los clastos.

### Composición

Debido a su durabilidad, el cuarzo es el mineral predominante en la mayoría de las areniscas. Cuando este es el caso, la roca puede denominarse simplemente *cuarzoarenita*. Cuando una arenisca contiene cantidades apreciables de feldespato (25 por ciento), la roca se denomina *arcosa*. Además de feldespato, la arcosa normalmente

contiene cuarzo y laminillas resplandecientes de mica. La composición mineral de la arcosa indica que los granos proceden de rocas de origen granítico. Los clastos suelen estar generalmente mal seleccionados y suelen ser angulosos, lo que sugiere una distancia de transporte corta, una mínima meteorización química en un clima relativamente seco, y una sedimentación y un enterramiento rápidos.

Una tercera variedad de arenisca se conoce como *grauvaca*. Además de cuarzo y feldespato, esta roca de colores oscuros contiene abundantes fragmentos rocosos y una matriz. Más del 15 por ciento del volumen de la *grauvaca* es matriz. La mala selección y los granos angulosos característicos de la *grauvaca* sugieren que los clastos fueron transportados solo a una distancia relativamente corta desde su área de origen y luego se depositaron rápidamente. Antes de que el sedimento pudiera ser más seleccionado y reelaborado, fue enterrado por capas adicionales de material. La *grauvaca* suele estar asociada con depósitos submarinos compuestos por torrentes con sedimentos saturados denominados corrientes de turbidez.

## Conglomerado y brecha

El *conglomerado* está constituido fundamentalmente de grava (Figura 7.8). Como se indica en la Tabla 7.1, estos clastos pueden oscilar en tamaño desde grandes cantos rodados hasta clastos tan pequeños como un guisante (Figura 7.9). Los clastos suelen ser lo bastante grandes como para permitir su identificación como tipos de roca distintivos; por tanto, pueden ser valiosos para identificar las áreas fuente de los sedimentos. Lo más frecuente es que los conglomerados estén mal seleccionados porque los huecos entre los grandes clastos de grava contienen arena o lodo.



**FIGURA 7.8.** El conglomerado está compuesto fundamentalmente de cantos redondeados del tamaño de la grava (Foto de E. J. Tarbuck).



**FIGURA 7.9.** Depósitos de grava a lo largo de Cargon Greek en el Parque Nacional del Gran Cañón, Arizona. Si estos sedimentos mal seleccionados estuvieran litificados, la roca sería un conglomerado (Foto de Michael Collier).

La grava se acumula en diversos ambientes y normalmente indica la existencia de pendientes acusadas o corrientes muy turbulentas. En un conglomerado, los clastos gruesos quizá reflejan la acción de corrientes montañosas enérgicas o son consecuencia de una fuerte actividad de las olas a lo largo de una costa en rápida erosión. Algunos depósitos glaciares y de avalanchas también contienen gran cantidad de grava.

Si los grandes clastos son angulosos, en vez de redondeados, la roca se denomina *brecha* (Figura 7.10). Debido a que los clastos grandes experimentan abrasión y se redondean muy deprisa durante el transporte, los clastos de una brecha indican que no viajaron muy lejos desde su área de origen antes de ser depositados. Por tanto, como ocurre con muchas rocas sedimentarias, los conglomerados y las brechas contienen pistas de su propia historia. Los tamaños de



**FIGURA 7.10.** Cuando los clastos del tamaño de la grava de una roca detrítica son angulosos, la roca se llama brecha (Foto de E. J. Tarbuck).

sus clastos revelan la fuerza de las corrientes que los transportaron, mientras que el grado de redondez indica cuánto viajaron. Los fragmentos que hay dentro de una muestra permiten identificar las rocas de las que proceden.

## ROCAS SEDIMENTARIAS QUÍMICAS



### SEDIMENTAR ROCKS

Types of Sedimentary Rocks

Al contrario que las rocas detríticas, que se forman a partir de los productos sólidos de la meteorización, los sedimentos químicos derivan del material que es transportado *en disolución* a los lagos y los mares. Sin embargo, este material no permanece disuelto indefinidamente en el agua. Una parte precipita para formar los sedimentos químicos, que se convierten en rocas como la caliza, el sílex y la roca de sal.

Esta precipitación del material se produce de dos maneras. Los procesos *inorgánicos* (*in* = no; *organicus* = vida), como la evaporación y la actividad química, pueden producir sedimentos químicos. Los procesos *orgánicos* (vida) de los organismos acuáticos también forman

sedimentos químicos, cuyo origen se dice que es **bioquímico**.

Un ejemplo de un depósito producido mediante procesos químicos inorgánicos es el que da origen a las estalactitas y las estalagmitas que decoran muchas cavernas (Figura 7.11). Otro es la sal que queda después de la evaporación de un determinado volumen de agua marina. Por el contrario, muchos animales y plantas que viven en el agua extraen la materia mineral disuelta para formar caparazones y otras partes duras. Una vez muertos los organismos, sus esqueletos se acumulan por millones en el fondo de un lago o un océano como sedimento bioquímico (Figura 7.12).

### Caliza

Representando alrededor del 10 por ciento del volumen total de todas las rocas sedimentarias, la *caliza* es la roca sedimentaria química más abundante. Está compuesta fundamentalmente del mineral calcita ( $\text{CaCO}_3$ ) y se forma o bien por medios inorgánicos o bien como resultado de procesos bioquímicos (véase Recuadro 7.1). Con independencia de su origen, la composición mineral de toda la caliza es similar, aunque existen muchos tipos diferentes. Esto es así porque las calizas se producen bajo



**FIGURA 7.11.** Dado que muchos depósitos de las cuevas se han creado por el goteo aparentemente infinito de agua durante largos periodos de tiempo, formándose estalactitas (desde el techo) y estalagmitas (desde el suelo) y columnas (cuando se unen las anteriores). El material que se deposita es carbonato cálcico ( $\text{CaCO}_3$ ) y la roca es una forma de caliza llamada *travertino*. El carbonato cálcico precipita cuando una parte del dióxido de carbono disuelto se escapa de una gota de agua (Foto de Guillen Photography; foto insertada de Clifford Stroud/Parque Nacional Wind Cave).



Vista de cerca

**FIGURA 7.12.** Esta roca, una variedad de la caliza denominada coquina, está formada por fragmentos de conchas; por consiguiente, tiene un origen bioquímico (Foto de E. J. Tarbuck).

diversas condiciones. Las formas que tienen un origen bioquímico marino son con mucho las más comunes.

### Arrecifes de carbonato

Los corales son un ejemplo importante de organismos capaces de crear grandes cantidades de caliza marina (véase Figura 1.13, pag. 20). Estos invertebrados relativamente sencillos segregan un esqueleto externo calcáreo (carbonato cálcico). Aunque son pequeños, los corales son capaces de crear estructuras masivas denominadas *arrecifes* (Figura 7.13A). Los arrecifes son colonias de coral compuestas por grandes números de individuos que viven codo a codo sobre una estructura de calcita segregada por ellos mismos. Además, con los corales viven algas secretoras de carbonato cálcico, que contribuyen a cementar la estructura entera en una masa sólida. También vive en los arrecifes, o cerca, una gran variedad de otros organismos (Recuadro 7.2).

Desde luego, el arrecife moderno mejor conocido es la Gran Barrera de Arrecifes de Australia de 2.000 km de largo, pero existen también otros muchos más pequeños. Se desarrollan en aguas cálidas y someras de los Trópicos y las zonas subtropicales en dirección al Ecuador en una latitud de alrededor de 30°. En las Bahamas, Hawái y los Cayos de Florida existen ejemplos notables.

Los corales modernos no han sido los primeros en construir arrecifes. Los primeros organismos que construyeron arrecifes en la Tierra fueron las bacterias fotosintetizadoras que vivieron durante el Precámbrico hace más de 2.000 millones de años. A partir de sus restos fósiles, se sabe que una variedad de organismos han construido arrecifes, entre ellos los bivalvos (almejas y



A.



B.

**FIGURA 7.13.** A. La Gran Barrera de Arrecifes de Australia es el sistema de arrecifes más grande del mundo. Localizado en la costa de Queensland, se extiende 2.600 km y consta de más de 2.900 arrecifes individuales (Foto de Ingo Schulz/Photolibrary). B. Esta imagen del Parque Nacional Montañas de Guadalupe, Texas, muestra tan solo una pequeña porción de un inmenso complejo de arrecifes del Pérmico de 600 km alrededor del margen de la cuenca Delaware. El arrecife consistía en una rica comunidad de esponjas, briozoos, crinoides, gasterópodos, algas calcáreas y corales poco frecuentes (Foto de Michael Collier).

ostras), los briozoos (animales parecidos al coral) y las esponjas. Se han encontrado corales en arrecifes fósiles de hasta 500 millones de años de antigüedad, pero los corales similares a las variedades coloniales modernas llevan construyendo arrecifes solo durante los últimos 60 millones de años.

En Estados Unidos, los arrecifes del Silúrico (hace 416 a 44 millones de años) son notables en Wisconsin,

oriental adyacente de Nuevo México, un complejo arrecife masivo formado durante el Pérmico (hace 251 a 299 millones de años) ha quedado extraordinariamente expuesto en el Parque Nacional de las Montañas de Guadalupe (véase Figura 7.13B).

### Coquina y creta

Aunque la mayor parte de la caliza es producto de los procesos biológicos, este origen no siempre es evidente, porque los caparazones y los esqueletos pueden experimentar un cambio considerable antes de litificarse para formar una roca. Sin embargo, una caliza bioquímica de fácil identificación es la *coquina*, una roca de grano grueso compuesta por caparazones y fragmentos de caparazón poco cementados (véase Figura 7.12). Otro ejemplo menos obvio, aunque familiar, es la *creta*, una roca blanda y porosa compuesta casi por completo de las partes duras de microorganismos marinos. Entre los depósitos de creta más famosos se cuentan los ex-

(Figura 7.14).



**FIGURA 7.14.** Los Acantilados Blancos, Sussex, Inglaterra. Este prominente depósito de creta se extiende por debajo de grandes extensiones del sur de Inglaterra, así como en partes del norte de Francia (Foto de Art Wolfe).

### A veces los alumnos preguntan...

**¿Son las diatomeas un componente de la diatomita, que se utiliza en los filtros de las piscinas?**

Las diatomeas no solo se utilizan en los filtros de las piscinas, sino que también se emplean en varios productos cotidianos, como la pasta de dientes (¡sí, nos cepillamos los dientes con los restos de organismos microscópicos muertos!). Las diatomeas segregan paredes de sílice en una gran variedad de formas que se acumulan como sedimentos en cantidades enormes. Dado que es ligera y químicamente estable, tiene una superficie específica elevada y es muy absorbente. La diatomita tiene muchos usos prácticos. Los principales usos de las diatomeas son: filtros (para refinar el azúcar, colar la levadura de la cerveza y filtrar el agua de las piscinas); abrasivos suaves (en los compuestos de limpieza y pulido del hogar y las esponjas faciales); y absorbentes (para vertidos químicos).

### Calizas inorgánicas

Las calizas que tienen un origen inorgánico se forman cuando los cambios químicos o las temperaturas elevadas del agua aumentan la concentración del carbonato

cálcico hasta el punto de que este precipita. El *travertino*, el tipo de caliza normalmente observado en las cavernas, es un ejemplo (véase Figura 7.11). Cuando el travertino se deposita en cavernas, el agua subterránea es la fuente del carbonato cálcico. Conforme las gotitas de agua son expuestas al aire de la caverna, parte del dióxido de carbono disuelto en el agua se escapa, causando la precipitación del carbonato cálcico.

Otra variedad de caliza inorgánica es la *caliza oolítica*. Se trata de una roca compuesta por pequeños granos esféricos denominados *ooides*. Los ooides se forman en aguas marinas someras a medida que diminutas partículas «semilla» (normalmente pequeños fragmentos de caparazón) son movidos hacia adelante y hacia atrás por las corrientes. Conforme los granos ruedan en el agua caliente, que está supersaturada de carbonato cálcico, se recubren con una capa tras otra del precipitado químico (Figura 7.15).

## Dolomía

Muy relacionada con la caliza está la *dolomía*, una roca compuesta del mineral dolomita, un carbonato cálcico-magnésico [ $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ]. Aunque la dolomía y la caliza se parecen mucho, pueden distinguirse fácilmente observando su reacción al ácido clorhídrico diluido. Cuando se coloca un gota en la caliza, la reacción (*efervescencia*) es obvia. Sin embargo, salvo que la dolomía esté en polvo, no reaccionará visiblemente al ácido.



**FIGURA 7.15.** La caliza oolítica está formada por ooides, que son pequeños granos esféricos formados por la precipitación química del carbonato cálcico en torno a núcleos diminutos. El carbonato se añade en capas concéntricas a medida que las esferas ruedan hacia atrás y hacia adelante arrastradas por las corrientes en un ambiente marino cálido somero (Fotos de Marli Miller).

El origen de la dolomía no está en absoluto claro y sigue siendo un tema de debate entre los geólogos. Ningún organismo marino produce partes duras de dolomita y la precipitación química de esta última desde el agua del mar se produce solo bajo condiciones inusuales de reacciones químicas en el agua en las zonas cerca de la costa. Sin embargo, la dolomía es abundante en muchas secuencias antiguas de roca sedimentaria.

Parece que cantidades significativas de dolomía se producen cuando aguas ricas en magnesio circulan a través de la caliza y convierten la calcita en dolomita sustituyendo algunos iones calcio por iones magnesio (proceso denominado *dolomitización*). Sin embargo, otras dolomías carecen de evidencias de que se formaran mediante este proceso y su origen sigue siendo incierto.

## Rocas silíceas (sílex)

El sílex es el nombre utilizado para una serie de rocas muy compactas y duras compuestas de cuarzo ( $\text{SiO}_2$ ) microcristalino. Una forma bien conocida es el *pedernal*, cuyo color oscuro es consecuencia de la materia orgánica que contiene. El *jaspe*, una variedad roja, debe su color brillante al óxido de hierro que contiene. A la forma bandedada se la suele denominar *ágata* (Figura 7.16). Como el vidrio, la mayoría de las rocas silíceas tienen una fractura concoide. Su dureza, fácil astillamiento, y la posibilidad de conservar un borde afilado hicieron que estos minerales fueran los favoritos de los indígenas para la fabricación de «puntas» para arpones y flechas. Debido a su durabilidad y a su uso extenso, se encuentran «puntas de flecha» en muchas partes del mundo.

Los depósitos de rocas silíceas se encuentran fundamentalmente en una de las siguientes situaciones: como depósitos en capas (*depósitos de rocas silíceas*) y como nódulos, masas algo esféricas cuyo diámetro varía desde unos pocos milímetros (tamaño de un guisante) hasta unos pocos centímetros. La mayoría de los organismos acuáticos que producen partes duras lo hacen de carbonato cálcico. Pero algunos, como las diatomeas y los radiolarios, producen esqueletos de sílice de aspecto vítreo. Estos diminutos organismos son capaces de extraer la sílice aun cuando el agua de mar contenga solo cantidades diminutas. Es a partir de sus restos que se cree que se originaron la mayoría de las capas de rocas silíceas. Algunos estratos de estos materiales aparecen asociados con coladas de lava y capas de ceniza volcánica. Debido a ello es probable que la sílice derivase de la descomposición de la ceniza volcánica y no de fuentes bioquímicas. Los nódulos de rocas silíceas se denominan a veces *rocas silíceas secundarias o de sustitución* y aparecen con más frecuencia dentro de los lechos de caliza. Se forman cuando la sílice, originalmente depositada en un lugar, se disuelve, migra y luego precipita químicamente en otro sitio, sustituyendo al material más antiguo.





A. Ágata



B. Pedernal



C. Jaspe



D. Punta de flecha de sílex

**FIGURA 7.16.** Rocas silíceas (*sílex*) es el nombre utilizado para algunas rocas densas y duras formadas por cuarzo microcristalino. **A.** *gata* es la variedad bardeada (Foto de Jeffrey A. Soville). **B.** El color oscuro del *pedernal* es resultado de la materia orgánica (Foto de E. J. Tarbuck). **C.** La variedad roja, denominada *jaspe*, recibe su color del óxido de hierro (Foto de E. J. Tarbuck). **D.** Los nativos hacían a menudo sus puntas de flecha y afilados útiles a partir del sílex (Foto de La Venta/Corbis Sygma).

## Evaporitas

Muy a menudo, la evaporación es el mecanismo que desencadena la sedimentación de precipitados químicos. Entre los minerales precipitados normalmente de esta manera se cuentan la halita (cloruro sódico, NaCl), el componente principal de la *sal gema*, y el yeso (sulfato cálcico hidratado,  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), el principal ingrediente de la *roca yeso*. Los dos tienen una importancia significativa. La halita nos resulta familiar a todos como la sal común utilizada para cocinar y sazonar los alimentos. Por supuesto, tiene muchos otros usos, desde la fusión del hielo en las carreteras hasta la fabricación de ácido clorhídrico, y ha sido considerada lo bastante importante a lo largo de la historia de la humanidad como para que la gente la haya buscado, comercializado y luchado por ella. El yeso es el ingrediente básico de la argamasa. Este material se utiliza mucho en la industria de la construcción para revestimiento de las paredes interiores y exteriores.

En el pasado geológico, muchas áreas que ahora son tierras secas eran cuencas, sumergidas bajo brazos someros de un mar que tenía solo conexiones estrechas con el océano abierto. Bajo estas condiciones, el agua del mar entraba continuamente en la bahía para sustituir el agua perdida por evaporación. Finalmente el agua de la bahía se saturaba y se iniciaba el depósito de sal. Estos depósitos se denominan **evaporitas**.

Cuando se evapora un volumen de agua salada, los minerales que precipitan lo hacen en una secuencia que viene determinada por su solubilidad. Precipitan primero los minerales menos solubles y al final, conforme aumenta la salinidad, precipitan los más solubles (Figura 7.17). Por ejemplo, el yeso precipita cuando se



**FIGURA 7.17.** Cada año, alrededor del 30 por ciento del suministro mundial de sal se extrae del agua marina. En este proceso, el agua salada se mantiene en balsas poco profundas, mientras la energía solar evapora el agua. Los depósitos de sal casi pura que acaban formándose son, en esencia, evaporitas artificiales. En el extremo meridional de la bahía de San Francisco, hacen falta casi 38.000 litros de agua para producir 900 kilogramos de sal (Foto de William E. Townsend Jr./Photo Researchers, Inc.).

ha evaporado alrededor del 80 por ciento del agua del mar, y la halita se deposita cuando ha desaparecido el 90 por ciento del agua. Durante las etapas tardías de este proceso, precipitan las sales de potasio y de magnesio. Una de esas sales de formación tardía, el mineral *silvina*, se obtiene como una fuente significativa de potasio («potasa») para fertilizante.

A menor escala, pueden verse depósitos de evaporita en lugares como el Valle de la Muerte, en California. Aquí, después de periodos de lluvia o de fusión de la nieve en las montañas, las corrientes fluyen desde las montañas circundantes a una cuenca cerrada (véase Figura 19.9, pág. 611). Conforme se evapora el agua, se forman **llanuras salinas** cuando los materiales disueltos precipitan en forma de una costra blanca sobre el terreno (Figura 7.18).

## CARBÓN, UNA ROCA SEDIMENTARIA ORGÁNICA

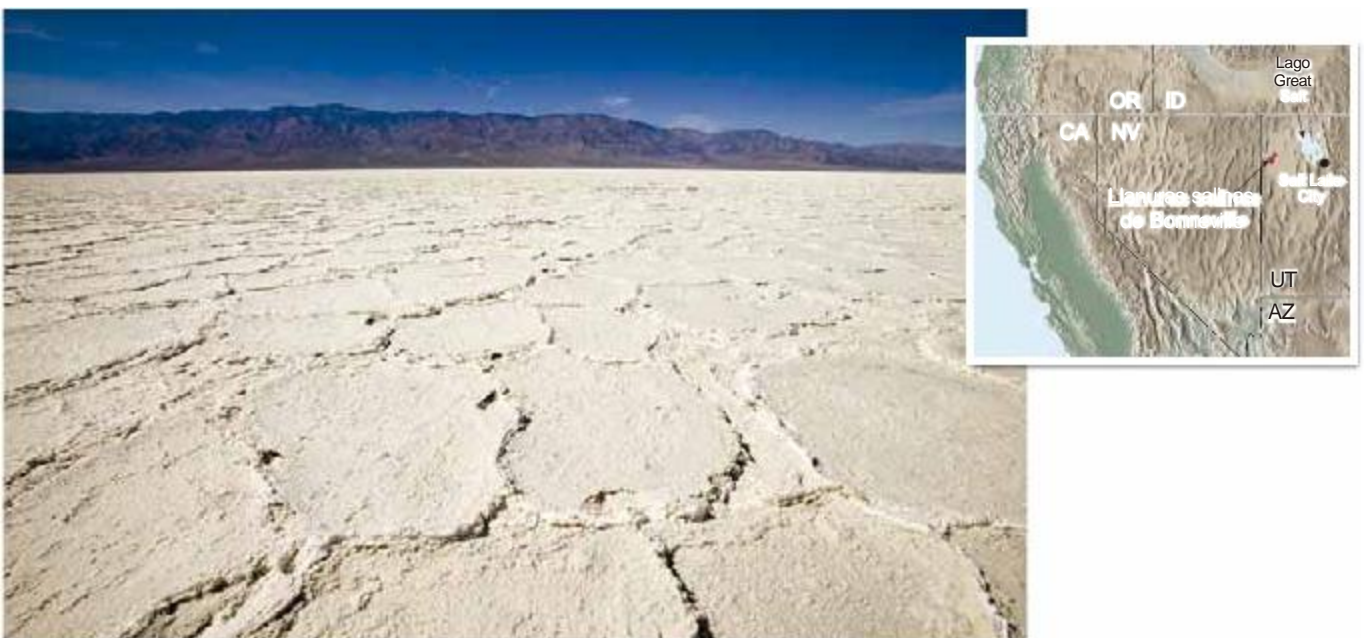
El *carbón* es muy diferente de las otras rocas. A diferencia de la caliza y de las rocas silíceas, que son ricas en sílice y en calcita, el carbón está compuesto de materia orgánica. Un examen de cerca del carbón con lentes de aumento revela a menudo estructuras vegetales, como hojas, cortezas y madera, que han experimentado alteración química, pero siguen siendo identificables. Esto apoya la conclusión de que el carbón es el producto final derivado del enterramiento de grandes cantidades de materia vegetal durante millones de años (Figura 7.19).

La etapa inicial en la formación del carbón consiste en la acumulación de grandes cantidades de restos vegetales. Se precisan condiciones especiales para esas acumulaciones, porque las plantas muertas se descomponen fácilmente cuando quedan expuestas a la atmósfera o a otros ambientes ricos en oxígeno. Un ambiente importante que permite la acumulación de materia vegetal es un pantano.

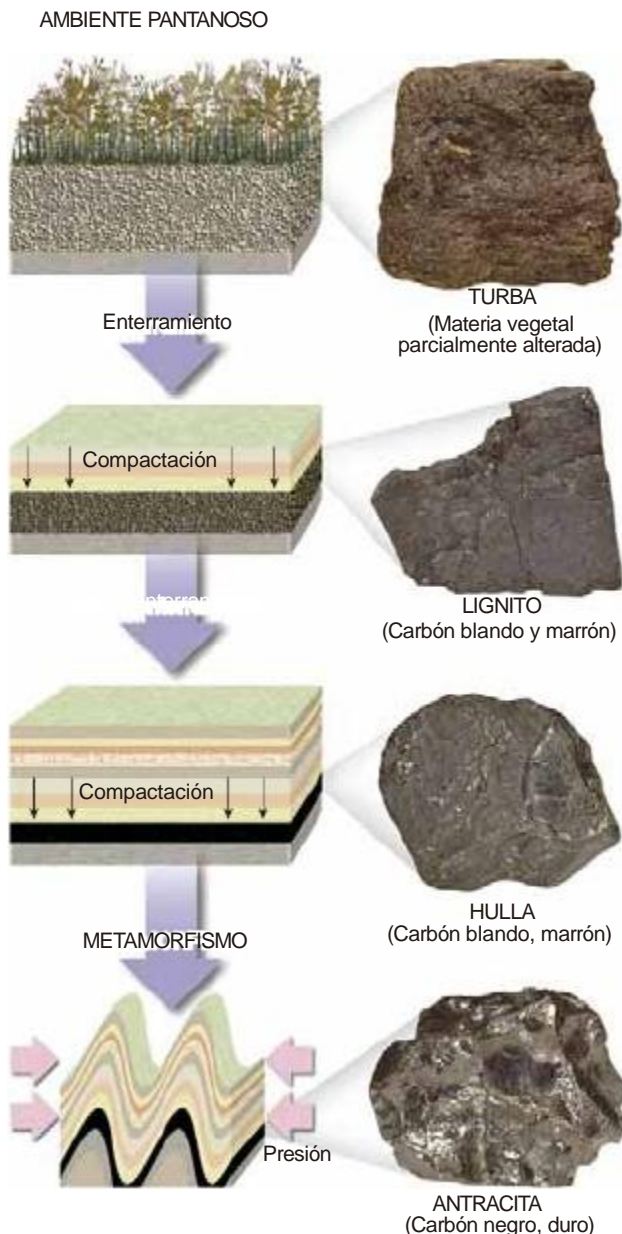
El agua estancada de los pantanos es pobre en oxígeno, de manera que no es posible la descomposición completa (oxidación) de la materia vegetal. En cambio, las plantas son atacadas por ciertas bacterias que descomponen en parte el material orgánico y liberan oxígeno e hidrógeno. Conforme esos elementos escapan, aumenta de manera gradual el porcentaje de carbono. Las bacterias no son capaces de acabar el trabajo de descomposición porque son destruidas por los ácidos liberados por las plantas.

La descomposición parcial de los restos vegetales en un pantano pobre en oxígeno crea una capa de *turba*: material marrón y blando en el cual todavía son fáciles de reconocer las estructuras vegetales. Con el enterramiento somero, la turba se transforma lentamente en *lignito*, un carbón blando y marrón. El enterramiento aumenta la temperatura de los sedimentos así como la presión sobre ellos.

Las temperaturas más elevadas producen reacciones químicas dentro de la materia vegetal produciendo agua y gases orgánicos (volátiles). A medida que aumenta la carga por el depósito de una cantidad cada vez mayor de sedimentos sobre el carbón en desarrollo, el agua y los volátiles escapan y aumenta la proporción



**FIGURA 7.18.** Las llanuras salinas de Bonneville, en Utah, son un ejemplo conocido de depósitos de evaporitas (Foto de Creatas/Photolibary).



**FIGURA 7.19.** Etapas sucesivas en la formación del carbón (Fotos de E. J. Tarbuck).

de *carbono fijado* (el material combustible sólido restante). Cuanto mayor es el contenido de carbono, mayor es la energía que el carbón produce como combustible. Durante el enterramiento, el carbón se compacta también cada vez más. Por ejemplo, el enterramiento más profundo transforma el lignito en una roca negra más dura y compactada denominada carbón *hulla*. En comparación con la turba a partir de la que se formó, el grosor de un estrato de carbón bituminoso puede ser tan solo de una décima parte.

Los carbones lignito y hulla son rocas sedimentarias. Sin embargo, cuando las capas sedimentarias son sometidas a plegamientos y deformaciones asociadas con la

formación de montañas, el calor y la presión inducen a una pérdida ulterior de volátiles y agua, incrementando con ello la concentración de carbono fijado. Este proceso transforma por metamorfismo la hulla en *antracita*, una roca *metamórfica* negra, brillante y muy dura. La antracita es un combustible limpio, pero se está explotando solo una cantidad relativamente pequeña, porque no es un carbón abundante y es más difícil y caro de extraer que las capas relativamente planas de hulla.

El carbón es un recurso energético importante. Su papel como combustible y algunos de los problemas asociados con su combustión se tratan en el Capítulo 23.

## TRANSFORMACIÓN DEL SEDIMENTO EN ROCA SEDIMENTARIA: DIAGÉNESIS Y LITIFICACIÓN

El sedimento puede experimentar grandes cambios desde el momento en que fue depositado hasta que se convierte en una roca sedimentaria y posteriormente es sometido a las temperaturas y las presiones que lo transforman en una roca metamórfica. El término **diagénesis** (*dia* = cambio; *genesis* = origen) es un término colectivo para todos los cambios químicos, físicos y biológicos que tienen lugar después de que se depositan los sedimentos, así como durante y después de la litificación.

El enterramiento promueve la diagénesis, ya que conforme los sedimentos van siendo enterrados, son sometidos a temperaturas y presiones cada vez más elevadas. La diagénesis se produce en los kilómetros superiores de la corteza terrestre a temperaturas que en general son inferiores a los 150 °C a 200 °C. Más allá de este umbral algo arbitrario, se dice que tiene lugar el metamorfismo.

Un ejemplo de cambio diagénético es la *recristalización*, el desarrollo de minerales más estables a partir de algunos menos estables. El mineral aragonito, la forma menos estable del carbonato cálcico ( $\text{CaCO}_3$ ), lo ilustra. Muchos organismos marinos segregan aragonito para formar conchas y otras partes duras, como las estructuras esqueléticas producidas por los corales. En algunos ambientes se acumulan como sedimento grandes cantidades de estos materiales sólidos. A medida que tiene lugar el enterramiento, el aragonito recristaliza a la forma más estable del carbonato cálcico, la calcita, que es el principal constituyente de la roca sedimentaria caliza.

Otro ejemplo de diagénesis se proporcionó en el

química de la materia orgánica en un ambiente pobre en oxígeno. En vez de descomponerse por completo, como

# La Tierra como sistema

## El ciclo del carbono y las rocas sedimentarias

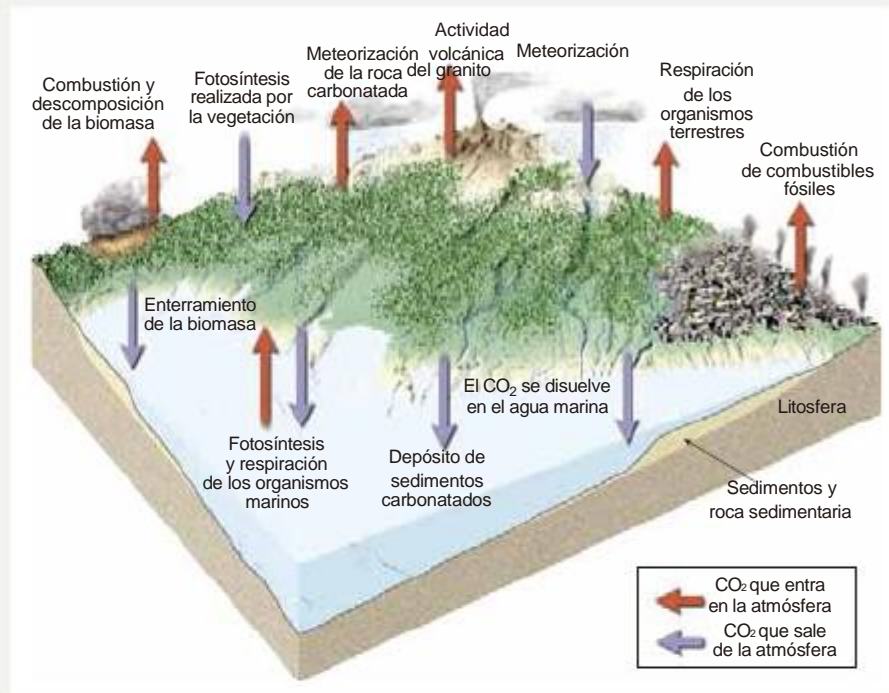
### RECUADRO 7.1

Para ilustrar el movimiento de materia y energía en el sistema Tierra, echemos un breve vistazo al *ciclo del carbono* (Figura 7.A). El carbono puro es relativamente poco común en la naturaleza. Se encuentra, sobre todo, en dos minerales, el diamante y el grafito. La mayor parte del carbono está enlazado químicamente a otros elementos para formar compuestos como el dióxido de carbono, el carbonato cálcico, y los hidrocarburos que se encuentran en el carbón y el petróleo. El carbono es también el componente básico de la vida, ya que se combina fácilmente con el hidrógeno y el oxígeno para formar los compuestos orgánicos fundamentales que constituyen los seres vivos.

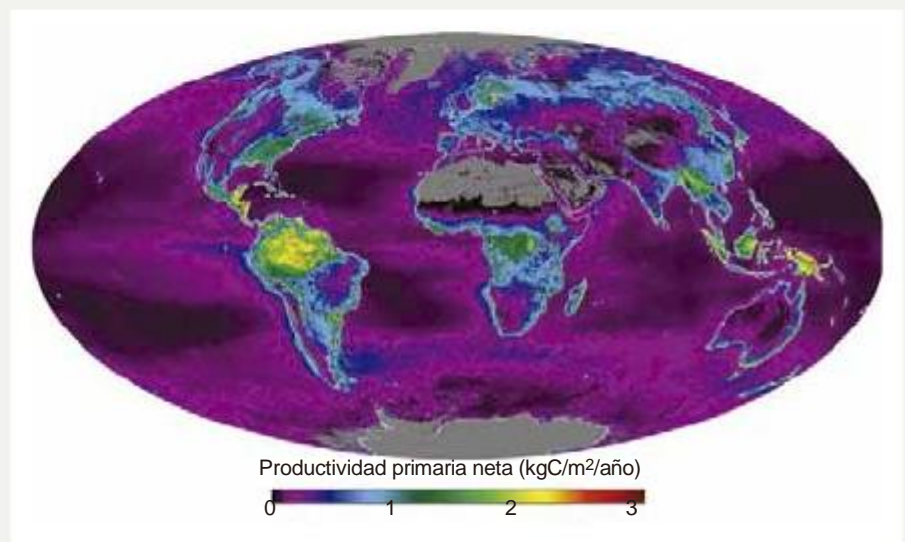
En la atmósfera, el carbono se halla principalmente en forma de dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ). El dióxido de carbono atmosférico es importante porque es un gas invernadero, lo cual significa que es un absorbente eficaz de la energía emitida por la Tierra y, por tanto, influye en el calentamiento de la atmósfera. Dado que el dióxido de carbono interviene en muchos de los procesos que operan en la Tierra, este gas entra y sale constantemente de la atmósfera (Figura 7.B). Por ejemplo, mediante el proceso de la fotosíntesis, las plantas absorben el dióxido de carbono procedente de la atmósfera y producen los compuestos orgánicos esenciales necesarios para el crecimiento. Los animales que consumen esas plantas (o consumen otros animales herbívoros) utilizan estos compuestos orgánicos como fuente de energía y, a través del proceso de la respiración, devuelven el dióxido de carbono a la atmósfera. (Las plantas también devuelven una parte del  $\text{CO}_2$  a la atmósfera por medio de la respiración.) Además, cuando las plantas mueren y se descomponen o se queman, esta biomasa se oxida y el dióxido de carbono vuelve a la atmósfera.

No todo el material vegetal muerto se descompone inmediatamente en dióxido de carbono. Un pequeño porcentaje es depositado como sedimento. Durante largos espacios de tiempo geológico, se entierra una cantidad considerable de biomasa con sedimentos. Bajo las condiciones apropiadas, algunos de estos depósitos ricos en carbono se convierten en combustibles fósiles, como carbón, petróleo o gas natural. Al final algunos de los combustibles se recuperan (mediante excavaciones o bombeos de un pozo)

En la sección «El calentamiento de la atmósfera: el efecto invernadero» del Capítulo 21 encontrará más sobre esta idea.



**FIGURA 7.A.** Diagrama simplificado del ciclo del carbono, con énfasis en el flujo de carbono entre la atmósfera y la hidrosfera, la litosfera y la biosfera. Las flechas coloreadas muestran si el flujo de carbono entra o sale de la atmósfera.



**FIGURA 7.B.** Este mapa se creó utilizando medidas basadas en el espacio de una variedad de propiedades vegetales y muestra la productividad neta de la vegetación continental y oceánica en 2002. Se calcula determinando cuánto  $\text{CO}_2$  es capturado por la vegetación durante la fotosíntesis menos la cantidad liberada durante la respiración. Los científicos esperan que esta medida global de la actividad biológica proporcione nuevas perspectivas en el complejo ciclo del carbono en la Tierra (Imagen de la NASA).

y se queman para hacer funcionar las fábricas y alimentar nuestro sistema de transporte con combustible. Un resultado de la combustión de combustibles fósiles es la liberación de grandes cantidades de  $\text{CO}_2$  a la atmósfera. Desde luego una de las partes más activas del ciclo de carbono es el movimiento de  $\text{CO}_2$  desde la atmósfera a la biosfera y de vuelta otra vez.

El carbono también se mueve de la geosfera y la hidrosfera a la atmósfera y viceversa. Por ejemplo, se cree que la actividad volcánica en las primeras etapas de la historia de la Tierra es la fuente de gran parte del dióxido de carbono que se halla en la atmósfera. Una manera en la que el dióxido de carbono regresa a la hidrosfera y luego a la Tierra sólida es

combinándose primero con agua para formar ácido carbónico ( $\text{H}_2\text{CO}_3$ ), que después ataca las rocas que componen la corteza terrestre. Un producto de esta meteorización química de la roca sólida es el ion bicarbonato soluble ( $2\text{HCO}_3^-$ ), que es transportado por las aguas subterráneas y los ríos hacia el océano. Aquí, los organismos acuáticos extraen este material disuelto para producir partes duras de carbonato cálcico ( $\text{CaCO}_3$ ). Cuando los organismos mueren, estos restos esqueléticos se depositan en el fondo oceánico como sedimentos bioquímicos y se convierten en roca sedimentaria. De hecho, la corteza es con mucho el mayor depósito terrestre de carbono, donde es el constituyente de una variedad de rocas, la más abundante de las cuales

es la caliza. La caliza acaba quedando expuesta en la superficie de la Tierra, donde la meteorización química provocará que el carbono almacenado en la roca se libere a la atmósfera en forma de  $\text{CO}_2$ .

En resumen, el carbono se mueve entre las cuatro esferas principales de la Tierra. Es esencial para cualquier ser vivo de la biosfera. En la atmósfera el dióxido de carbono es un gas invernadero importante. En la hidrosfera, el dióxido de carbono se disuelve en los lagos, los ríos y el océano. En la geosfera los sedimentos carbonatados y las rocas sedimentarias contienen carbono y este se almacena como materia orgánica dispersada por las rocas sedimentarias y como depósitos de carbón y petróleo.

ocurriría en presencia de oxígeno, la materia orgánica se transforma lentamente en carbón sólido.

La diagénesis incluye la **litificación**, proceso mediante el cual los sedimentos no consolidados se transforman en rocas sedimentarias sólidas (*lithos* = piedra; *fic* = hacer). Los procesos básicos de litificación son la compactación y la cementación.

El cambio diagenético físico más habitual es la **compactación**. Conforme el sedimento se acumula, el peso del material suprayacente comprime los sedimentos más profundos. Cuanto mayor es la profundidad a la que está enterrado el sedimento, más se compacta y más firme se vuelve. Al inducirse cada vez más la aproximación de los granos, hay una reducción considerable del espacio poroso (el espacio abierto entre las partículas). Por ejemplo, cuando las arcillas son enterradas debajo de varios miles de metros de material, el volumen de la arcilla puede reducirse hasta en un 40 por ciento. Conforme se reduce el espacio del poro, se expulsa gran parte del agua que estaba atrapada en los sedimentos. Dado que las arenas y otros sedimentos gruesos son menos compresibles, la compactación, como proceso de litificación, es más significativa en las rocas sedimentarias de grano fino.

La **cementación** es el proceso más importante mediante el cual los sedimentos se convierten en rocas sedimentarias. Es un cambio diagenético que implica la precipitación de los minerales entre los granos sedimentarios individuales. El agua subterránea transporta los iones en disolución. Gradualmente tiene lugar la cristalización de los nuevos minerales a partir de esos iones en los espacios porosos, cementando los clastos. De la misma manera que el espacio del poro se reduce durante la compactación, la adición de cemento al depósito sedimentario reduce también su porosidad.

La calcita, la sílice y el óxido de hierro son los cementos más comunes. Hay una manera relativamente sencilla de identificar el material cementante. Cuando se trata de calcita, se producirá efervescencia con el ácido clorhídrico diluido. La sílice es el cemento más duro y produce, por tanto, las rocas sedimentarias más duras. Un color de naranja a rojo oscuro en una roca sedimentaria significa que hay óxido de hierro.

La mayoría de las rocas sedimentarias se litifica por medio de la compactación y la cementación. Sin embargo, algunas se forman inicialmente como masas sólidas de cristales intercrecidos, antes que empezar como acumulaciones de partículas independientes. Otras rocas sedimentarias cristalinas no empiezan de esta manera, sino que se transforman en masas de cristales entrecrecidos algún tiempo después de que se haya depositado el sedimento.

Por ejemplo, con el tiempo y el enterramiento, los sedimentos sueltos que consisten en delicados restos esqueléticos calcáreos pueden recrystalizar en una caliza cristalina relativamente densa. Dado que los cristales crecen hasta que rellenan todos los espacios disponibles, normalmente las rocas sedimentarias cristalinas carecen de espacios porosos. A menos que las rocas desarrollen más tarde diaclasas y fracturas, serán relativamente impermeables a fluidos como el agua y el petróleo.

## CLASIFICACIÓN DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS

El esquema de clasificación de la Figura 7.20 divide las rocas sedimentarias en dos grupos principales: detríticas y químicas/orgánicas. Además, podemos ver que

## EL HOMBRE Y EL MEDIO AMBIENTE

### Nuestros arrecifes de coral amenazados

### RECUADRO 7.2

Los modernos arrecifes de coral son ecosistemas únicos de plantas, animales y su entorno geológico asociado. Son el hogar de alrededor del 25 por ciento de todas las especies marinas. Debido a esta gran diversidad, a veces se hace referencia a ellos como el equivalente oceánico de los bosques tropicales. Los diminutos animales coloniales que construyen estas intrincadas masas de caliza están muriendo a un ritmo alarmante. Si la tendencia continúa, muchos de los arrecifes del mundo resultarán significativamente dañados en los próximos 20 años.

Para entender mejor algunas de las razones por las que están amenazados los arrecifes de coral, es útil tener un poco de información sobre estos diminutos invertebrados que están relacionados con las anémonas y las medusas. Los corales se alimentan capturando plancton (plantas y animales microscópicos) y otras partículas mediante unos tentáculos que rodean una boca localizada en su parte central (Figura 7.C). La mayoría de los corales formadores de arrecifes tienen también algas simbióticas. Estas algas fotosintéticas viven dentro de los tejidos del coral y proporcionan a su huésped nutrientes importantes. Dado que la luz solar es esencial para la fotosíntesis, los corales constructores de arrecifes necesitan agua transparente iluminada en la que crecer.

¿Por qué están en peligro los arrecifes de coral? Los arrecifes de coral pueden ser dañados por procesos naturales, como las tormentas, pero están en un riesgo creciente por las actividades humanas. La salud del arrecife de coral puede verse gravemente afectada y el crecimiento de nuevas colonias obstaculizada cuando las aguas de



**FIGURA 7.C.** Los pólipos coralinos son animales diminutos que viven normalmente en colonias. Segregan carbonato cálcico para formar esqueletos duros. Los corales formadores de arrecifes obtienen algo de alimento captando organismos diminutos mediante la utilización de las células punzantes de sus tentáculos, pero estos animales obtienen una gran parte de su nutrición de las algas fotosintéticas que viven en sus tejidos. (Foto de Jez Tryner/Imagen Quest Marine)

escorrentía transportan sedimentos de fino grano desde las áreas continentales a las aguas costeras. La cantidad de sedimentos

puede verse enormemente incrementada por el desarrollo cercano de agricultura, industria y construcciones, que a menudo eliminan la vegetación de anclaje dejando la superficie más vulnerable a la erosión. La luz solar necesaria para la fotosíntesis de las algas que viven en los corales disminuye en el agua enturbada por el sedimento suspendido, reduciendo la productividad del coral.

Cuando los corales se estresan, a menudo expulsan las algas simbióticas que son cruciales para su bienestar en un proceso denominado *decoloración del coral*. Una causa conocida de la decoloración del coral es un aumento de las temperaturas del agua oceánica. Puede producirse de manera natural aumentos regionales de las temperaturas superficiales del mar. Además, es posible que las temperaturas oceánicas estén cambiando en todo el mundo como consecuencia del calentamiento global, del cual los humanos somos en gran medida responsables.

Se sabe que otras actividades humanas dañan directa e indirectamente a los arrecifes de coral. Los vertidos de combustibles y los contaminantes pueden amenazar a arrecifes enteros. Una cantidad excesiva de nutrientes tiradas al océano, como las aguas cloacales y los fertilizantes agrícolas, promueven el crecimiento de formas de algas que asfixian a los corales. Estas algas también proliferan cuando se produce una pesca excesiva del pez donde normalmente ramonea. Otros organismos peligrosos para los corales también se multiplican cuando las especies que los cazan son sometidas a pesca excesiva.





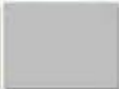
Una *relación simbiótica* es aquella establecida entre dos organismos que es mutuamente beneficiosa para ambos participantes. Para más información sobre el calentamiento mundial, véase el Capítulo 21 «Cambio climático mundial».

el criterio principal para subdividir las rocas detríticas es el tamaño de los clastos, mientras que la base fundamental para distinguir entre rocas diferentes en el grupo químico es su composición mineral.

Como ocurre con muchas clasificaciones (quizá la mayoría) de los fenómenos naturales, las categorías presentadas en la Figura 7.20 son más rígidas de lo que ocurre realmente en la naturaleza. En realidad, muchas de las rocas sedimentarias clasificadas en el grupo químico contienen también al menos pequeñas cantidades de sedimentos detríticos. Muchas calizas, por ejemplo,

contienen cantidades variables de limo o arena, lo que les proporciona una calidad «arenosa» o «arcillosa». A la inversa, debido a que prácticamente todas las rocas detríticas están cementadas con material que estuvo originalmente disuelto en agua, estas también están muy lejos de ser «puras».

Como ocurrió al examinar las rocas ígneas en el Capítulo 4, la *textura* es una parte de la clasificación de las rocas sedimentarias. Se utilizan dos texturas principales para clasificar las rocas sedimentarias: clástica y no clástica. El término **clástica** procede de una palabra

Rocas sedimentarias detríticas			Rocas sedimentarias químicas y orgánicas					
Textura clásica (tamaño del clasto)		Nombre del sedimento	Nombre de la roca	Composición	Textura	Nombre de la roca		
Gruoso (más de 2mm)		Grava (clastos redondeados)	<b>Conglomerado</b>	Calcita, CaCO <sub>3</sub>	cristalino de fino a grueso	<b>Caliza cristalina</b>		
		Grava (clastos angulosos)	<b>Brecha</b>			<b>Travertino</b>		
Medio (de 1/16 a 2 mm)		Arena	<b>Arenisca</b>			y fragmentos de caparazón visibles, cementados débilmente	<b>Coquina</b>	C a l i z a  m i c a
		(Si el feldespato es abundante la roca se denomina <b>arcosa</b> )				y fragmentos de caparazón de diversos tamaños cementados	<b>Caliza fosilífera</b>	
Fino (de 1/16 a 1/256 mm)		Limo	<b>Limolita</b>			caparazones y arcilla microscópicos	<b>Creta</b>	
Muy fino (menos de 1/256 mm)		Arcilla	<b>Lutita</b>	Cuarzo, SiO <sub>2</sub>	cristalino muy fino	<b>Rocas silíceas (sílex) (color claro)/Pedernal (color oscuro)</b>		
				Yeso CaSO <sub>4</sub> · 2O	cristalino de fino a grueso	<b>Roca yeso</b>		
					cristalino de fino a grueso	<b>Sal gema</b>		
				Fragmentos vegetales alterados	orgánica de grano fino	<b>Hulla</b>		

**FIGURA 7.20.** Identificación de las rocas sedimentarias. Las rocas sedimentarias se dividen en tres grupos: detríticas, químicas y orgánicas. El principal criterio para denominar las rocas sedimentarias detríticas es el tamaño de los clastos, mientras que la distinción entre las rocas sedimentarias químicas se basa, principalmente, en su composición mineral.

griega que significa «roto». Las rocas que exhiben una textura clástica están formadas por fragmentos discretos y clastos que están cementados y compactados juntos. Aunque hay cemento en los espacios comprendidos entre los clastos, esas aperturas rara vez están completamente llenas. Todas las rocas detríticas tienen una textura clástica. Además, algunas rocas sedimentarias químicas exhiben esta textura. Por ejemplo, la coquina, la caliza compuesta por caparazones y fragmentos de caparazón, es obviamente tan clástica como un conglomerado o una arenisca. Lo mismo se aplica a algunas variedades de caliza oolítica.

Algunas rocas sedimentarias químicas tienen una textura **no clástica** o **cristalina** en la cual los minerales forman un mosaico de cristales intercrecidos. Los cristales pueden ser microscópicamente pequeños o lo suficientemente grandes como para verse a simple vista sin aumento. Ejemplos comunes de rocas con texturas no clásticas son las depositadas cuando se evapora el agua

de mar (Figura 7.21). Los materiales que constituyen muchas otras rocas no clásticas pueden haberse originado en realidad como depósitos detríticos. En esos casos, las partículas probablemente consistían en fragmentos de caparazón u otras partes duras ricas en carbonato cálcico o sílice. La naturaleza clástica de los granos desapareció después o se difuminó debido a que las partículas recrystalizaron cuando se consolidaron en caliza o sílex.

Las rocas no clásticas están compuestas por cristales intercrecidos, y algunas se parecen a las rocas ígneas, que son también cristalinas. Los dos tipos de roca suelen ser fáciles de distinguir porque los minerales contenidos en las rocas sedimentarias no clásticas son bastante diferentes de los encontrados en la mayoría de las rocas ígneas. Por ejemplo, la sal gema, el yeso y algunas formas de caliza están constituidas de cristales intercrecidos, pero los minerales encontrados dentro de esas rocas (halita, yeso y calcita) rara vez están asociados con las rocas ígneas.



Vista de cerca

**FIGURA 7.21.** Como otras evaporitas, esta muestra de sal gema se dice que tiene una textura no clásica porque está compuesta de un intercrecimiento de cristales (Fotos de E. J. Tarbuck).

## AMBIENTES SEDIMENTARIOS



### SEDIMENTAR ROCKS

Sedimentary Environments

Las rocas sedimentarias son importantes para la interpretación de la historia de la Tierra. Mediante la comprensión de las condiciones bajo las cuales se forman las rocas sedimentarias, los geólogos pueden deducir a menudo la historia de una roca, obteniendo información sobre el origen de los clastos que las componen, el modo de transporte, y la naturaleza del lugar donde los granos acabaron por reposar; es decir, el ambiente deposicional (Figura 7.19).

Un **ambiente deposicional** o **ambiente sedimentario** es simplemente un ámbito geográfico donde se acumulan los sedimentos. Cada lugar se caracteriza por una combinación particular de procesos geológicos y condiciones ambientales. Algunos sedimentos, como los sedimentos químicos que precipitan en medios acuáticos, son únicamente el producto de su ambiente sedimentario. Es decir, los minerales que los componen se originaron y se depositaron en el mismo lugar. Otros sedimentos se forman lejos del lugar donde se acumulan. Estos materiales son transportados a grandes distancias de su origen por una combinación de gravedad, agua, viento y hielo.

En cualquier momento, la situación geográfica y las condiciones ambientales de un ambiente sedimentario determinan la naturaleza de los sedimentos que

se acumulan. Por consiguiente, los geólogos estudian con detenimiento los sedimentos en los ambientes deposicionales actuales porque los rasgos que encuentran también pueden observarse en rocas sedimentarias antiguas.

Aplicando el conocimiento minucioso de las condiciones presentes en la actualidad, los geólogos intentan reconstruir los ambientes antiguos y las relaciones geográficas de un área en el momento en que un conjunto concreto de capas sedimentarias se depositó. Esos análisis llevan a menudo a la creación de mapas, en los que se refleja la distribución geográfica de la tierra y el mar, las montañas y los valles fluviales, los desiertos y los glaciares, y otros ambientes deposicionales. La descripción precedente es un ejemplo excelente de la aplicación de un principio fundamental de la geología moderna, a saber: «el presente es la clave del pasado»<sup>2</sup>.

## Tipos de ambientes sedimentarios

Los ambientes sedimentarios suelen estar localizados en una de las tres categorías: continental, marina o de transición (línea de costa). Cada categoría incluye muchos subambientes específicos. La Figura 7.22 es un diagrama idealizado que ilustra algunos ambientes sedimentarios importantes asociados con cada categoría. Nótese que es tan solo una muestra de la gran diversidad de ambientes deposicionales. El resto de esta sección proporciona una breve descripción de cada categoría. Más adelante, en los Capítulos 16 a 20 se examinarán muchos de estos ambientes en detalle. Cada uno consiste en un área donde el sedimento se acumula y donde los organismos viven y mueren. Cada uno produce una roca o una agrupación sedimentaria característica que refleja las condiciones predominantes.

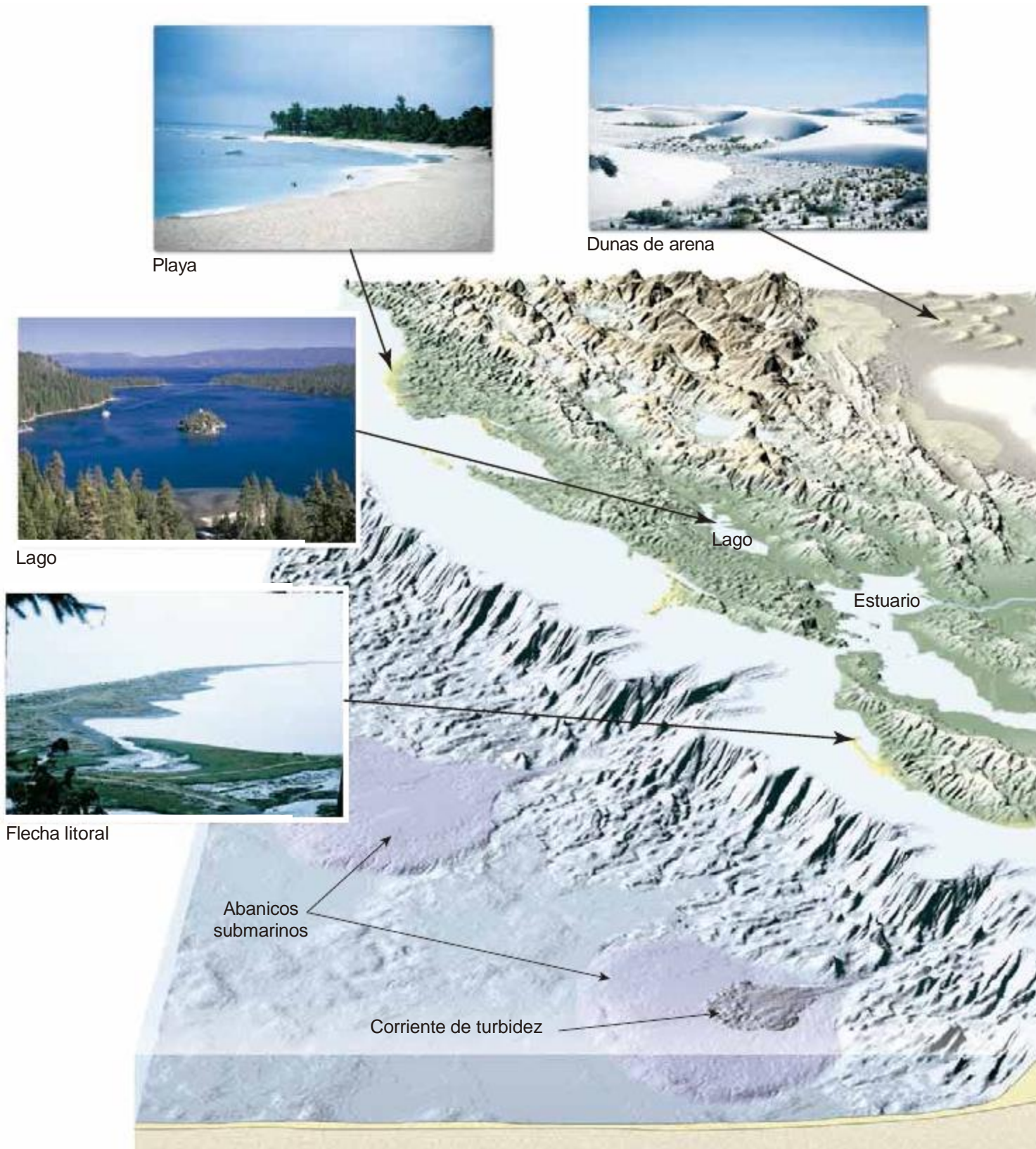
### Ambientes continentales

Los ambientes continentales están dominados por la erosión y los depósitos asociados a corrientes. En algunas regiones frías, las masas de hielo glacial en movimiento sustituyen al agua corriente como proceso dominante. En las regiones áridas (así como en algunos puntos litorales) el viento asume mayor importancia. Es evidente que la naturaleza de los sedimentos depositados en los ambientes continentales recibe una fuerte influencia del clima.

Las corrientes son el agente dominante de la alteración del paisaje, erosionando más tierra y transportando y depositando más sedimentos que cualquier otro proceso. Además de los depósitos fluviales, se depositan grandes cantidades de sedimentos cuando las crecidas

<sup>2</sup> Véase el apartado «El nacimiento de la geología moderna» en el Capítulo 1 para ampliar esta idea.





**FIGURA 7.22.** Los ambientes sedimentarios son aquellos lugares donde se acumulan los sedimentos. Cada uno se caracteriza por ciertas condiciones físicas, químicas y biológicas. Dado que cada sedimento contiene pistas sobre el ambiente en el cual se depositó, las rocas sedimentarias son importantes para la interpretación de la historia de la Tierra. En estos diagramas idealizados se muestra una serie de ambientes sedimentarios importantes: continental, de transición y marino (Foto del lago de Jon Arnold Images/www.DanitaDelimont; foto del abanico fluvial de Marli Miller; foto del pantano de Raymond Gehman/National Geographic; todas las demás de E. J. Tarbuck).



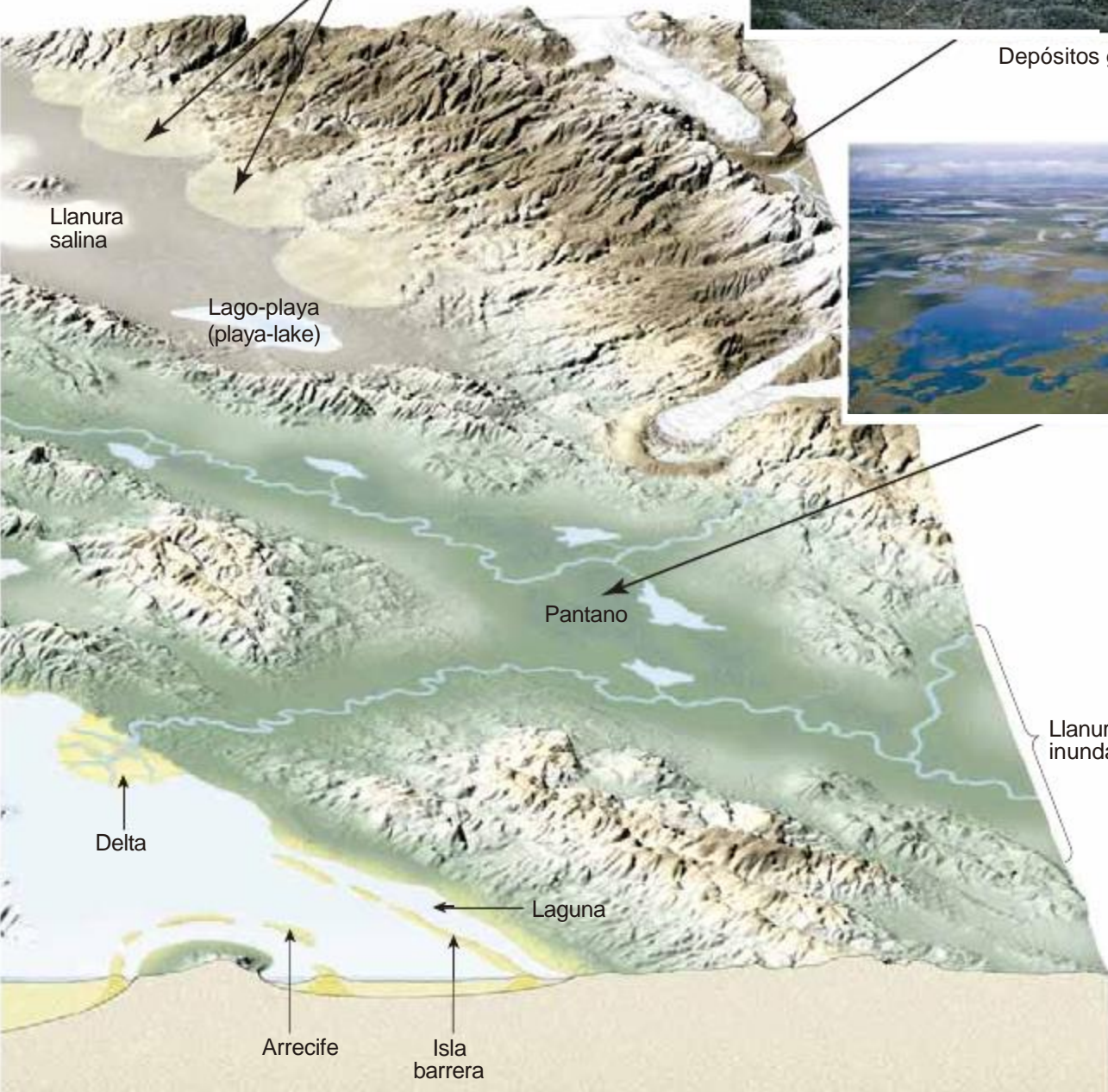
Abanicos aluviales



Depósitos glaciares



Pantano



Llanura salina

Lago-playa (playa-lake)

Pantano

Llanura de inundación

Delta

Arrecife

Isla barrera

Laguna

periódicas inundan valles amplios y llanos (denominados *llanuras de inundación*). Donde emergen corrientes rápidas de un área montañosa hacia una superficie más llana, se forma una acumulación sedimentaria en forma de cono inconfundible conocida como *abanico aluvial*.

En localizaciones frías de alta latitud o elevada altitud, los glaciares recogen y transportan grandes volúmenes de sedimentos. Los materiales depositados directamente del hielo suelen ser mezclas desordenadas de partículas con tamaños que oscilan entre las arcillas y los bloques. El agua procedente de la fusión de los glaciares transporta y redeposita algunos de los sedimentos glaciares, creando acumulaciones estratificadas, ordenadas.

La obra del viento y los depósitos resultantes se llaman *eólicos*, por Eolo, el dios griego del viento. A diferencia de los depósitos glaciares, los sedimentos eólicos están bien clasificados. El viento puede levantar el polvo fino hacia la atmósfera y transportarlo a grandes distancias. Donde los vientos son fuertes y la superficie no está fijada por la vegetación, la arena es transportada más cerca del suelo, donde se acumula en *dunas*. Los desiertos y las costas son lugares habituales de este tipo de depósito.

Además de ser áreas donde a veces se desarrollan las dunas, las cuencas desérticas son lugares donde a veces se forman *lagos playa* poco profundos tras fuertes lluvias o periodos de fusión de la nieve en las montañas adyacentes. Se secan con rapidez, y algunas veces dejan atrás evaporitas y otros depósitos característicos. En la Figura 19.9 de la página 618 se ilustra un ambiente de este tipo. En las regiones húmedas, los lagos son estructuras más duraderas y sus aguas tranquilas son excelentes trampas para los sedimentos. Los pequeños deltas, las playas y las barras se forman a lo largo de la orilla del lago, y los sedimentos más finos acaban reposando en el fondo del lago.

### Ambientes marinos

Los ambientes deposicionales marinos se dividen en función de su profundidad. El ambiente *marino somero* alcanza profundidades de unos 200 m y se extiende desde la orilla hasta la superficie externa de la plataforma continental. El ambiente *marino profundo* se encuentra mar adentro, a profundidades superiores a los 200 m más allá de la plataforma continental.

El ambiente marino somero rodea todos los continentes del mundo. Su anchura varía mucho, desde ser prácticamente inexistente en algunos lugares hasta extenderse a 1.500 km en otros puntos. En general, esta zona tiene una anchura aproximada de 80 km. El tipo de sedimentos depositados aquí depende de varios factores, como la distancia de la orilla, la elevación de la zona de tierra adyacente, la profundidad del agua, la temperatura del agua y el clima.

Debido a la erosión continua del continente adyacente, el ambiente marino somero recibe grandes cantidades de sedimentos derivados de la tierra emergida. Cuando el influjo de este sedimento es pequeño y los mares son relativamente cálidos, los barros ricos en carbonato pueden ser el sedimento predominante. La mayor parte de este material está formado por los derrubios esqueléticos de los organismos secretores de carbonato mezclados con precipitados inorgánicos. Los arrecifes de coral también se asocian con ambientes marinos cálidos y poco profundos. En las regiones cálidas donde el mar ocupa una cuenca con circulación restringida, la evaporación provoca la precipitación de los materiales solubles y la formación de depósitos de evaporitas marinas.

Los ambientes marinos profundos son todos los fondos oceánicos profundos. Alejadas de las masas continentales, las partículas minúsculas procedentes de muchas fuentes permanecen a la deriva durante mucho tiempo. De manera gradual, estos pequeños granos «caen» sobre el fondo oceánico, donde se acumulan muy lentamente. Son excepciones importantes los potentes depósitos de sedimentos relativamente gruesos que aparecen en la base del talud continental. Estos materiales descienden de la plataforma continental como corrientes de turbidez —masas densas compuestas de sedimentos y agua e impulsadas por la gravedad (véase Figura 7.26, pag. 257).

### Ambientes de transición

La línea de costa es la zona de transición entre los ambientes marino y continental. Aquí se encuentran los depósitos conocidos de arena y grava denominados *playas*. Las *llanuras mareales* cubiertas de barro son cubiertas alternativamente por capas poco profundas de agua y luego son expuestas al aire según suben y bajan las mareas. A lo largo, y cerca, de la costa, el trabajo de las olas y las corrientes distribuye la arena, creando *flechas litorales*, *cordones litorales* e *islas de barrera*. Los cordones litorales y los arrecifes crean *albuferas*. Las aguas más tranquilas de estas áreas protegidas son otro lugar de depósito en la zona de transición.

Los *deltas* se cuentan entre los depósitos más importantes asociados a los ambientes de transición. Las acumulaciones complejas de sedimentos se forman hacia el mar cuando los ríos experimentan una pérdida abrupta de velocidad y depositan su carga de derrubios detríticos.

### Facies sedimentarias

Cuando se estudia una serie de capas sedimentarias, se pueden ver los cambios sucesivos de las condiciones ambientales que ocurrieron en un lugar concreto con el

paso del tiempo. También pueden verse los cambios de los ambientes pasados si se sigue la pista de una unidad individual de roca sedimentaria en lateral. Esto es así porque, en cualquier momento, pueden existir muchos ambientes sedimentarios diferentes a lo largo de un área amplia. Por ejemplo, cuando la arena se acumula en un ambiente de playa, los limos más finos suelen depositarse en aguas costeras más tranquilas. Aún más lejos, quizá en una zona donde la actividad biológica es grande y los sedimentos derivados del continente, escasos, los depósitos consisten fundamentalmente en restos calcáreos de pequeños organismos. En este ejemplo, se acumulan al mismo tiempo diferentes sedimentos adyacentes unos a otros. Cada unidad posee un conjunto distintivo de características que reflejan las condiciones de un ambiente particular. Para describir ese conjunto de sedimentos, se utiliza el término **facies**. Cuando se examina una unidad sedimentaria en sección transversal desde un extremo a otro, cada facies pasa gradualmente en sentido lateral a otra que se formó al mismo tiempo, pero que exhibe características diferentes (Figura 7.23). Normalmente, la fusión de las facies adyacentes tiende a ser una transición gradual, antes que un límite claro, pero a veces ocurren cambios bruscos.

## Estructuras sedimentarias

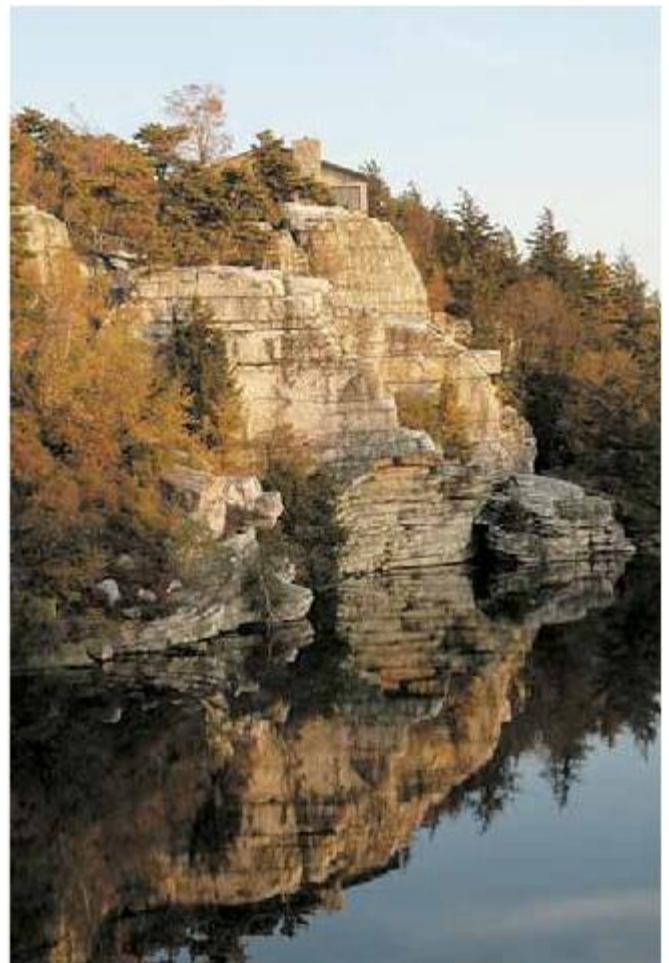
Además de las variaciones en el tamaño del grano, la composición mineral y la textura, los sedimentos exhiben una variedad de estructuras. Algunos, como la estratificación gradada, se crean cuando los sedimentos se están acumulando y son un reflejo del medio de transporte. Otros, como las *grietas de desecación*, se forman después de que los materiales se hayan depositado y son consecuencia de procesos que ocurren en el ambiente. Cuando están presentes, las estructuras sedimentarias proporcionan información añadida que puede ser útil para la interpretación de la historia de la Tierra.



**FIGURA 7.23.** Cuando se sigue la pista en lateral a una capa sedimentaria, podemos encontrar que está compuesta por varios tipos diferentes de roca. Esto puede ocurrir porque pueden existir muchos ambientes sedimentarios al mismo tiempo a lo largo de una amplia área. El término *facies* se utiliza para describir dicho conjunto de rocas sedimentarias. Cada facies se transforma gradualmente en sentido lateral en otra que se formó al mismo tiempo, pero en un ambiente diferente.

Las rocas sedimentarias se forman conforme se acumula capa sobre capa de sedimento en varios ambientes deposicionales. Esas capas, denominadas **estratos**, son probablemente el *rasgo más común y característico de las rocas sedimentarias*. Cada estrato es único. Puede tratarse de una arenisca gruesa, de una caliza rica en fósiles o de una lutita negra, y así sucesivamente. Al observar la Figura 7.24 o, en este mismo capítulo, las Figuras 7.1 (pág. 232), y 7.4 (pág. 236), pueden verse muchas capas de este tipo, cada una distinta de las demás. Las variaciones en la textura, la composición y la potencia reflejan las diferentes condiciones bajo las cuales se depositó cada capa.

La potencia de los estratos oscila entre un valor microscópico y decenas de metros. Separando los estratos se encuentran los **planos de estratificación**, superficies relativamente planas a lo largo de las cuales las rocas tienden a separarse o romperse. Cambios en el tamaño del grano o en la composición del sedimento que se está depositando pueden crear planos de



**FIGURA 7.24.** El afloramiento de estratos sedimentarios ilustra la estratificación característica de este grupo de rocas. Parque Estatal Minnewaska, Nueva York (Foto de Garret Drapala/Alamy).

estratificación. Pausas en la sedimentación pueden conducir también a la estratificación porque los cambios son tan ligeros que el material recién depositado será exactamente el mismo que el sedimento previamente depositado. En general, cada plano de estratificación marca el final de un episodio de sedimentación y el comienzo de otro.

Dado que los sedimentos suelen acumularse como clastos que se depositan a partir de un fluido, la mayoría de los estratos se deposita originalmente en forma de capas horizontales. Hay circunstancias, sin embargo, en las cuales los sedimentos no se acumulan en estratos horizontales. A veces, cuando se examina un estrato de roca sedimentaria, se ven capas dentro de él que están inclinadas con respecto a la horizontal. Cuando esto ocurre, se habla de **estratificación cruzada** y es característico de las dunas de arena, los deltas de los ríos y ciertos depósitos de canal en los ríos (Figura 7.25).

Los **estratos gradados** representan otro tipo especial de estratificación. En este caso, las partículas situadas en el interior de una sola capa sedimentaria cambian gradualmente de gruesas, en el fondo, a finas, en la parte superior. Los estratos gradados son, en su mayoría, característicos del depósito rápido a partir de agua que contiene sedimentos de tamaños variables. Cuando una corriente experimenta una pérdida de energía, los clastos mayores sedimentan primero, seguidos por los granos sucesivamente más finos. La sedimentación de un estrato gradado se asocia casi siempre con una corriente de turbidez, una masa de agua cargada de sedimento, que es más densa que el agua limpia y que se desliza pendiente abajo a lo largo del fondo de un lago o un océano (Figura 7.26).

Cuando los geólogos examinan las rocas sedimentarias, pueden deducir mucho. Un conglomerado, por ejemplo, puede indicar un ambiente de gran energía, como una zona de rompientes o una gran corriente, donde solo los materiales gruesos se depositan y las partículas más finas se mantienen en suspensión (Figura 7.27). Si la roca es la arcosa, quizá signifique un clima seco, donde es posible poca alteración química del feldespato. La lutita carbonácea indica un ambiente rico en componentes orgánicos y de baja energía, como un pantano o una laguna.

Otros rasgos encontrados en algunas rocas sedimentarias proporcionan también pistas sobre los ambientes en el pasado. Las rizaduras (*ripple-marks*) son uno de ellos. Las **rizaduras** son pequeñas ondas de arena que se desarrollan en la superficie de una capa de sedimento por la acción del agua o el aire en movimiento (Figura 7.28). Las crestas forman ángulos rectos con respecto a la dirección del movimiento. Si las rizaduras se formaron por el movimiento del aire o el agua en una dirección esencialmente, su forma será



A.

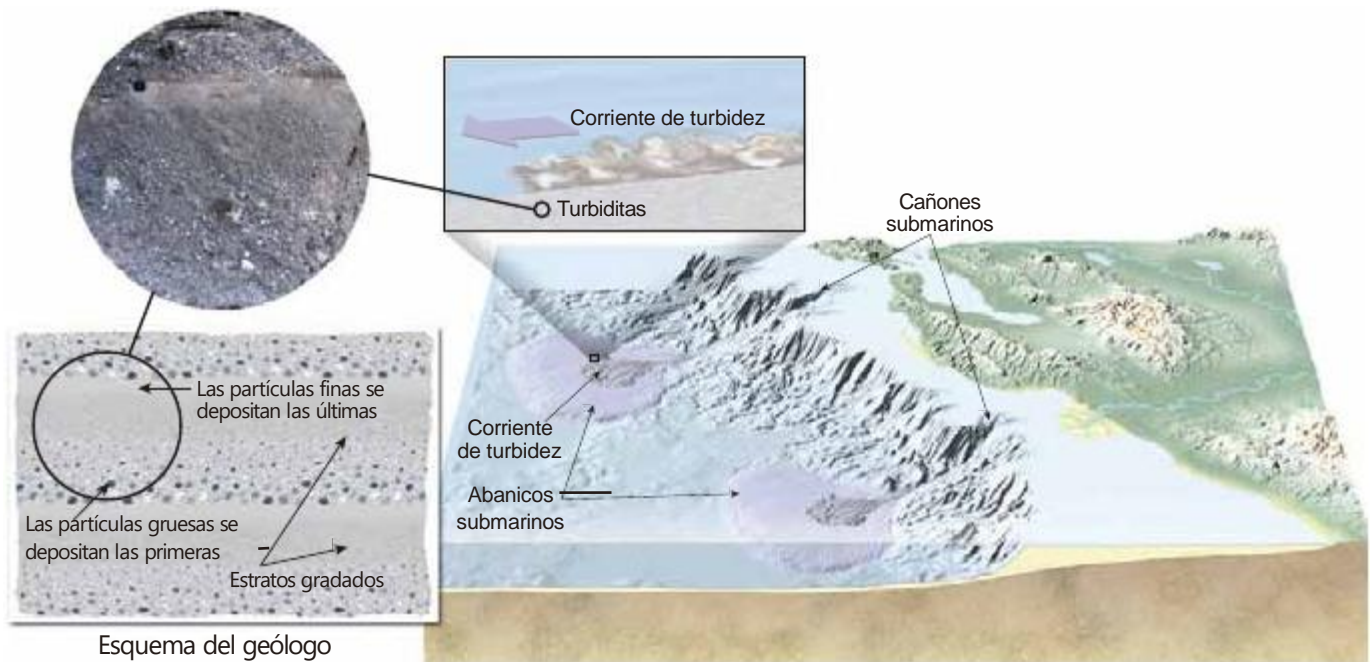


B.

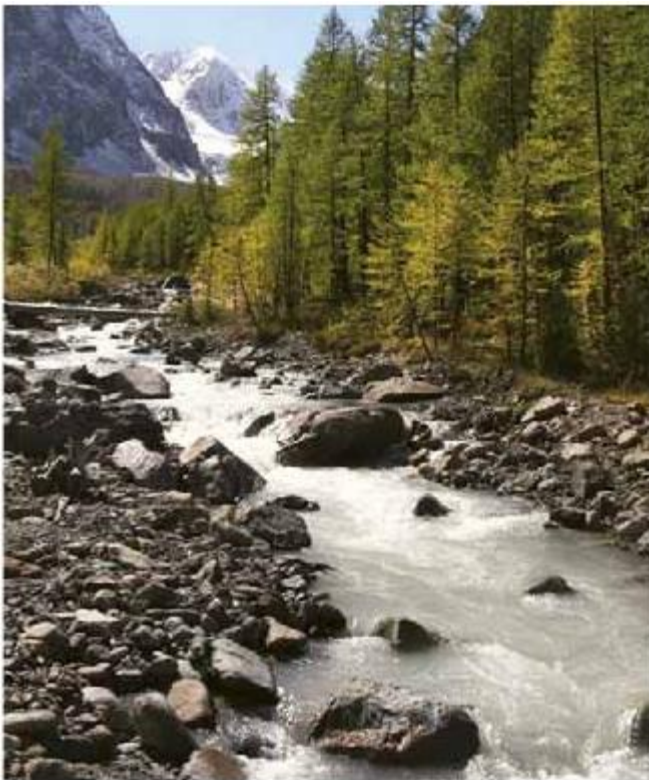


**FIGURA 7.25.** A. La sección vertical de esta duna de arena muestra la estratificación cruzada (Foto de John S. Shelton). B. La estratificación cruzada de esta arenisca indica que había sido una duna de arena (Foto de Dennis Tasa).

asimétrica. Estas *rizaduras de corriente* tendrán lados más empinados en la dirección de descenso de la corriente y pendientes más graduales en el lado de corriente ascendente. Las rizaduras producidas por una corriente que fluye a través de un canal arenoso o por el viento que sopla sobre una duna de arena son dos ejemplos comunes de rizaduras de corriente. Cuando se presentan en la roca, pueden utilizarse para



**FIGURA 7.26.** Las corrientes de turbidez son movimientos descendentes de agua densa, cargada de sedimentos. Se crean cuando la arena y el barro de la plataforma y el talud continentales se desprenden y se quedan en suspensión. Dado que esta agua que contiene barro es más densa que el agua marina normal, fluye en dirección descendente, erosionando y acumulando más sedimentos. Las capas depositadas por estas corrientes se denominan *turbiditas*. Cada evento produce una sola capa caracterizada por una disminución del tamaño de los sedimentos de arriba a abajo, estructura conocida con el nombre de *estrato gradado* (Foto de Marli Miller).



**FIGURA 7.27.** En un canal de corriente turbulenta, solo se depositan los clastos grandes. Los sedimentos más finos permanecen suspendidos y continúan su viaje pendiente abajo (Foto de Viktorovich/Shutterstock).

determinar la dirección del movimiento de antiguas corrientes de agua o de viento. Otras rizaduras tienen forma simétrica y se denominan *rizaduras de oscilación*. Son consecuencia del movimiento hacia delante y hacia atrás de las olas superficiales en un ambiente somero próximo a la costa.

Las **grietas de desecación** (Figura 7.29) indican que el sedimento en el cual se formaron fue alternativamente húmedo y seco. Cuando queda expuesto al aire, el barro húmedo se seca y se encoge, produciendo grietas. Las grietas de desecación se asocian con ambientes como los lagos someros y las cuencas desérticas.

Los **fósiles**, restos de vida antigua, son inclusiones importantes en los sedimentos y las rocas sedimentarias (Figura 7.30). Son herramientas importantes para interpretar el pasado geológico. Conocer la naturaleza de las formas vivas que existieron en un momento concreto ayuda a los investigadores a comprender las condiciones ambientales del pasado. Además, los fósiles son indicadores cronológicos importantes y desempeñan un papel clave en la correlación de las rocas de edades similares que proceden de diferentes lugares<sup>3</sup>.

<sup>3</sup> La sección titulada «Fósiles: evidencias de vida en el pasado», del Capítulo 9, contiene una discusión más detallada del papel de los fósiles en la interpretación de la historia de la Tierra.



A.

**FIGURA 7.28.** A. Rizaduras conservadas en una roca sedimentaria (Foto de Stephen Trimble). B. Rizaduras de corriente en el lecho de un río (Foto de Suzzane Long/Alamy).



B.



**FIGURA 7.29.** Las grietas de desecación se forman cuando el barro o la arcilla húmedos se secan y se contraen (Foto de Gary Yeowell/Stone).



A.



B.

**FIGURA 7.30.** Solo una pequeña parte de los organismos que vivieron en el pasado geológico se han conservado como fósiles. El registro fósil se decanta hacia organismos con partes duras que vivieron en ambientes en los que el enterramiento rápido era posible. A. Los trilobites eran animales marinos que fueron muy abundantes durante el Paleozoico (Foto de Kevin Schafer/www. DanitaDelimo). B. Estas huellas de dinosaurio cerca de Cameron, Arizona, se hicieron en barro que finalmente se convirtió en una roca sedimentaria. Huellas como estas se consideran Fósiles Guía (véase Capítulo 9). Los dinosaurios florecieron durante la era Mesozoica (Foto de Tom Bean/Corbis).

# CAPÍTULO 7

## Rocas sedimentarias

### RESUMEN

Las rocas sedimentarias representan alrededor del cinco al diez por ciento de los 16 km externos de la Tierra. Dado que están concentradas en la superficie terrestre, la importancia de este grupo es mucho mayor de lo que implica su porcentaje. Las rocas sedimentarias contienen mucha de la información básica necesaria para la reconstrucción de la historia de la Tierra. Además, este grupo está asociado con muchos recursos minerales y energéticos importantes.

Las *rocas sedimentarias* están formadas por *sedimentos* que, en la mayoría de los casos, se han *litificado* para constituir rocas sólidas mediante los procesos de *compactación* y *cementación*. El sedimento tiene dos orígenes principales: (1) como *material detrítico*, que se origina y es transportado en forma de clastos a partir de la meteorización mecánica y química, que, cuando se litifican, forman las rocas sedimentarias detríticas, y (2) a partir de material soluble producido fundamentalmente por meteorización química, que, cuando precipita, forma las *rocas sedimentarias químicas*. El carbón es el principal ejemplo de un tercer grupo denominado *rocas sedimentarias orgánicas*, que consisten en carbón orgánico procedente de los restos de materia vegetal parcialmente alterada.

El *tamaño de clasto* es la base fundamental para distinguir entre sí las diversas rocas sedimentarias detríticas. El tamaño de los clastos de una roca detrítica indica la energía del medio que las transportó. Por ejemplo, la grava es movida por ríos de caudales rápidos, mientras que se necesita menos energía para transportar la arena. Entre las rocas sedimentarias detríticas se incluye la *lutita* (partículas del tamaño del limo y la arcilla), la *arenisca* y el *conglomerado* (cantos redondeados del tamaño de la grava) o la *brecha* (cantos angulosos del tamaño de la grava).

La precipitación de los sedimentos químicos se produce de dos maneras: (1) por *procesos inorgánicos* como la evaporación y la actividad química, o (2) por *procesos orgánicos* de organismos acuáticos que producen sedimentos de *origen bioquímico*. La *caliza*, la roca sedimentaria química más abundante, se compone del mineral calcita ( $\text{CaCO}_3$ ) y se forma, o bien, por medios inorgánicos o como consecuencia de procesos bioquímicos. Entre las calizas inorgánicas se cuentan el *travertino*, que normalmente se observa en las cuevas, y la *caliza oolítica*, que consiste en pequeños granos esféricos de carbonato cálcico. Otras rocas sedimentarias químicas comunes son la *dolomía* (compuesta por

el carbonato cálcico-magnésico dolomita), *las rocas silíceas (sílex)* (compuestas por cuarzo microcristalino), las *evaporitas* (como la sal gema y el yeso) y el *carbón* (lignito y hulla).

Por *diagénesis* se entiende todos los cambios físicos, químicos y biológicos que tienen lugar después del depósito de los sedimentos, así como durante y después del momento en el que se convierten en roca sedimentaria. El enterramiento fomenta la diagénesis. La diagénesis incluye la litificación.

Por *litificación* se entienden los procesos mediante los cuales los sedimentos no consolidados se transforman en roca sedimentaria compacta. La mayoría de las rocas sedimentarias se litifican por medio de *compactación* o *cementación*, o ambas. Se produce compactación cuando el peso de los materiales suprayacentes comprime los sedimentos más profundos. La cementación, el proceso más importante por el cual los sedimentos se convierten en rocas sedimentarias, se produce cuando los materiales cementantes solubles, como la *calcita*, la *sílice* y el *óxido de hierro*, precipitan entre los granos del sedimento, rellenando los espacios vacíos y aglutinando las partículas. Aunque la mayoría de las rocas sedimentarias se litifican mediante compactación o cementación, ciertas rocas químicas, como las evaporitas, se forman inicialmente como masas sólidas de cristales intercrecidos.

Las rocas sedimentarias se dividen en tres grupos: *detríticas*, *químicas* y *orgánicas*. Todas las rocas detríticas tienen una *textura clástica*, que consiste en fragmentos discretos y clastos que se cementan y compactan. El principal criterio de subdivisión de las rocas detríticas es el tamaño del clasto. Las rocas detríticas comunes son el *conglomerado*, la *arenisca* y la *lutita*. La base fundamental para distinguir entre las diferentes rocas del grupo químico es su composición mineral. Algunas rocas químicas, como las depositadas cuando se evapora el agua del mar, tienen una *textura no clástica (cristalina)*, en la cual los minerales forman un mosaico de cristales entrelazados. Sin embargo, en realidad, muchas de las rocas sedimentarias clasificadas en el grupo químico contienen también, al menos, pequeñas cantidades de sedimento detrítico. Entre las rocas químicas comunes se cuentan la *caliza*, las rocas silíceas y el *yeso*.

Los ambientes sedimentarios son aquellos lugares donde se acumulan los sedimentos. Se agrupan en continentales, marinos y de transición (líneas de



costa). Cada uno se caracteriza por ciertas condiciones físicas, químicas y biológicas. Dado que el sedimento contiene pistas sobre el ambiente en el cual se depositó, las rocas sedimentarias son importantes para la interpretación de la historia de la Tierra. Las rocas sedimentarias son particularmente importantes para interpretar la historia de la Tierra porque, conforme se acumula una capa sobre otra de

sedimento, cada una de ellas registra la naturaleza del ambiente en el cual se depositó el sedimento. Estas capas, denominadas *estratos*, son probablemente el rasgo más característico de las rocas sedimentarias. Otras características de algunas rocas sedimentarias, como las *rizaduras*, las *grietas de desecación*, la *estratificación cruzada* y los *fósiles*, dan también pistas sobre los ambientes del pasado.

## TÉRMINOS FUNDAMENTALES

ambiente deposicional, 251  
ambiente sedimentario, 251  
bioquímico, 240  
cementación, 248  
compactación, 248  
diagénesis, 246  
estratificación cruzada, 256  
estrato, 255  
estrato gradado, 256

evaporita, 244  
facies, 255  
fisilidad, 236  
fósil, 257  
grieta de desecación, 257  
litificación, 248  
llanura salina, 245  
plano de estratificación, 255  
rizadura, 256

roca sedimentaria detrítica, 234  
roca sedimentaria orgánica, 234  
roca sedimentaria química, 234  
selección, 236  
textura clástica, 249  
textura cristalina, 250  
textura no clástica, 250

## PREGUNTAS DE REPASO

- ¿Cómo se compara el volumen de las rocas sedimentarias en la corteza terrestre con el volumen de las rocas ígneas? ¿Están uniformemente distribuidas las rocas sedimentarias por toda la corteza?
- Enumere y distinga brevemente entre las tres categorías básicas de rocas sedimentarias.
- ¿Qué minerales son más comunes en las rocas sedimentarias detríticas? ¿Por qué son tan abundantes estos minerales?
- ¿Cuál es la base fundamental para distinguir entre las diversas rocas sedimentarias detríticas?
- ¿Por qué la lutita suele desmenuzarse con facilidad?
- ¿Cómo están relacionados el grado de selección y la redondez con el transporte de los granos de arena?
- Distinga entre conglomerados y brechas.
- Distinga entre las dos categorías de rocas sedimentarias químicas.
- ¿Qué son los depósitos de evaporitas? Nombre una roca que sea una evaporita.
- Cuando un volumen de agua de mar se evapora, los minerales precipitan en un cierto orden. ¿Qué determina ese orden?
- Cada una de las siguientes afirmaciones describe una o más características de una roca sedimentaria concreta. Para cada afirmación, indique la roca sedimentaria que se está describiendo.
  - Una evaporita utilizada para hacer argamasa.
  - Una roca detrítica de grano fino que exhibe *fisilidad*.
  - El principal ejemplo de una roca sedimentaria orgánica.
  - La roca sedimentaria química más abundante.
  - Una roca dura de color oscuro constituida por cuarzo microcristalino.
  - Una variedad de caliza compuesta por pequeños granos esféricos.
- ¿Cuál es la base fundamental para distinguir entre las diversas rocas sedimentarias químicas?
- ¿Qué es la diagénesis? Ponga un ejemplo.
- La compactación es un proceso de litificación muy importante, ¿con qué tamaño de sedimento?
- Enumere tres cementos comunes para las rocas sedimentarias. ¿Cómo puede identificarse cada uno?
- Distinga entre textura clástica y no clástica. ¿Qué tipo de textura es común a todas las rocas sedimentarias detríticas?
- Algunas rocas sedimentarias no clásticas se parecen mucho a las rocas ígneas. ¿Cómo pueden distinguirse fácilmente?
- Enumere tres categorías de ambientes sedimentarios. Ponga uno o más ejemplos de cada categoría.
- ¿Cuál es probablemente el rasgo más característico de las rocas sedimentarias?
- Distinga entre estratificación cruzada y estratificación gradada.
- ¿Cómo se diferencian las rizaduras de corriente de las rizaduras de oscilación?

## 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

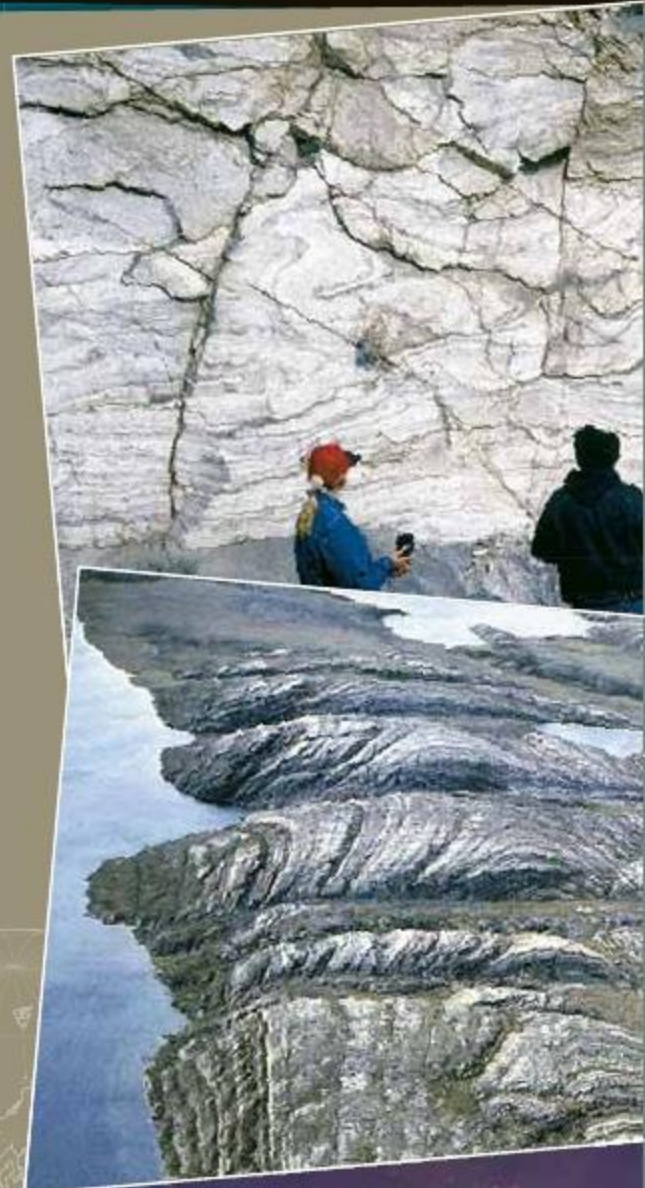
GEODe

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 8

## Metamorfismo y rocas metamórficas





Las rocas plegadas y metamorfoseadas mostradas en la Figura 8.1 fueron en una ocasión estratos sedimentarios planos. Fuerzas compresivas de una magnitud inimaginable y temperaturas de centenares de grados por encima de las condiciones de la superficie predominaron quizá durante millares o millones de años y provocaron la deformación que estas rocas exhiben. Bajo esas condiciones extremas, las rocas sólidas responden plegándose, fracturándose y a menudo fluyendo. En este capítulo se consideran las fuerzas tectónicas que forjan las rocas metamórficas y cómo esas rocas cambian de aspecto, composición mineral y a veces incluso de composición química general.

Áreas extensas de rocas metamórficas afloran en todos los continentes en las regiones relativamente planas conocidas como escudos (véase la fotografía de apertura del capítulo). Esas regiones metamórficas se encuentran en Canadá, Brasil, África, India, Australia y Groenlandia. Además, las rocas metamórficas son un componente importante de muchos cinturones montañosos, entre ellos los Alpes y los Apalaches, donde constituyen una gran parte del núcleo cristalino de una montaña. Incluso las partes interiores estables de los continentes que están cubiertas por rocas sedimentarias están sustentadas por rocas basales metamórficas. En esos ambientes, las rocas metamórficas están muy deformadas y presentan intrusiones de grandes masas ígneas. De hecho, partes significativas de la corteza continental terrestre están compuestas por rocas metamórficas y rocas ígneas asociadas.

A diferencia de algunos procesos ígneos y sedimentarios que tienen lugar en ambientes superficiales o próximos a la superficie, el metamorfismo casi siempre ocurre en zonas profundas dentro de la Tierra, fuera de nuestra observación directa. Pese a este obstáculo significativo, los geólogos han desarrollado técnicas que les han permitido aprender mucho sobre las condiciones bajo las cuales se forman las rocas metamórficas. A su vez, el estudio de las rocas metamórficas proporciona percepciones importantes sobre los procesos tectónicos que actúan dentro de la corteza terrestre y el manto superior.

## METAMORFISMO



### METAMORPHIC ROCKS

#### Introduction

Recordemos, de lo tratado en el apartado sobre el ciclo de las rocas, que el metamorfismo es la transformación de un tipo de roca en otro. Las rocas metamórficas se forman a partir de rocas ígneas, sedimentarias o incluso de otras rocas metamórficas. Por tanto, todas las rocas metamórficas tienen un **protolito**: la roca a partir de la cual se formaron.

El **metamorfismo**, que significa «cambio de forma», es un proceso que provoca cambios en la mineralogía, la textura y, a veces, la composición química de las rocas. El metamorfismo tiene lugar cuando las rocas se someten a nuevas condiciones, normalmente temperaturas y presiones elevadas, que son significativamente diferentes a las existentes durante su formación inicial. Se trata de cambios de temperatura y presión (esfuerzo) y la introducción de fluidos químicamente activos. En respuesta a esas nuevas condiciones, las rocas cambian gradualmente hasta alcanzar un estado de equilibrio con el nuevo ambiente.

La intensidad del metamorfismo puede variar de manera sustancial de un ambiente a otro. Por ejemplo, en ambientes metamórficos de bajo grado, la roca sedimentaria común *lutita* se convierte en la roca metamórfica más compacta *pizarra*. Las muestras de mano de estas rocas son a veces difíciles de distinguir, lo cual



**FIGURA 8.1.** Rocas metamórficas deformadas expuestas en un corte de carretera en el Eastern Highland de Connecticut (Foto de Phil Dombrowski).

ilustra que la transición de sedimentaria a metamórfica suele ser gradual y los cambios pueden ser sutiles.

En ambientes más extremos, el metamorfismo produce una transformación tan completa que no puede determinarse la identidad del protolito. En el metamorfismo de grado alto, desaparecen rasgos como los planos de estratificación, los fósiles y las vesículas que puedan haber existido en la roca original. Además, cuando las rocas en zonas profundas de la corteza (donde las temperaturas son elevadas) son sometidas a presiones dirigidas, puede deformarse la masa entera y producir estructuras a gran escala, sobre todo pliegues (Figura 8.2).



**FIGURA 8.2.** Gneises deformados y plegados, Anza Borrego Desert State Park, California (Foto de A.P. Trujillo/APT Photos).

En los ambientes metamórficos más extremos, las temperaturas se aproximan a las de fusión de las rocas. Sin embargo, *durante el metamorfismo la roca permanece esencialmente sólida*: cuando se produce la fusión completa, entramos en el reino de la actividad ígnea.

## ¿QUÉ IMPULSA EL METAMORFISMO?



### METAMORPHIC ROCKS

Agents of Metamorphism

Los agentes del metamorfismo son el *calor*, la *presión* (*esfuerzo*) y los *fluidos químicamente activos*. Durante el metamorfismo, las rocas suelen estar sometidas simultáneamente a los tres agentes metamórficos. Sin embargo, el grado de metamorfismo y la contribución de cada agente varían mucho de un ambiente a otro.

## El calor como agente metamórfico

El factor más importante que estimula el metamorfismo es el *calor*, porque proporciona la energía necesaria para impulsar las reacciones químicas que provocan la recristalización de los minerales existentes o la formación de minerales nuevos. Recordemos del apartado de las rocas ígneas que un aumento de la temperatura hace que los iones del interior de un mineral vibren con ma-

iones están unidos mediante enlaces fuertes, este alto nivel de actividad permite que los átomos individuales migren con mayor libertad dentro de la estructura cristalina.

### Cambios provocados por el calor

Cuando se calientan los materiales terrestres, en especial los que se forman en ambientes de bajas temperaturas, se ven afectados de dos maneras. En primer lugar, el calentamiento promueve la recristalización de granos minerales individuales. Esto sucede en particular en las rocas sedimentarias y volcánicas que están compuestas de arcillas de grano fino y de limo de tamaño pequeño. Las temperaturas más elevadas promueven el crecimiento de los cristales, donde las partículas finas se unen para formar granos de mayor tamaño de la misma mineralogía.

En segundo lugar, cuando las rocas se calientan, acaban alcanzando una temperatura a la cual uno o

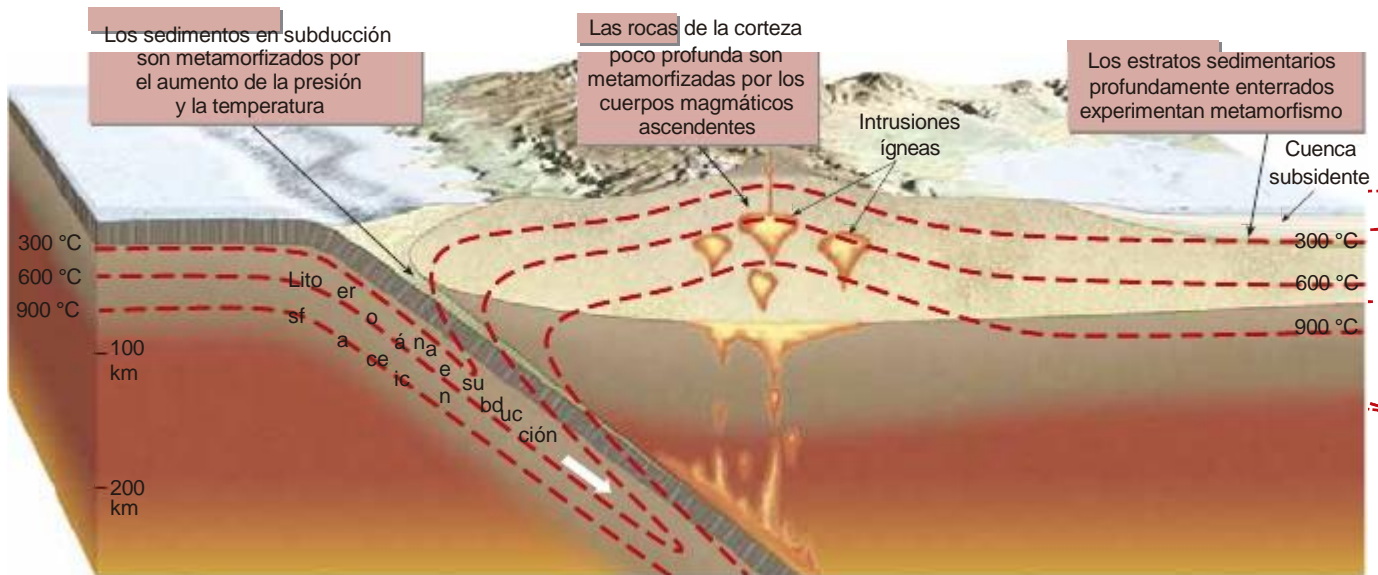
más de los minerales se vuelven químicamente inestables. Cuando esto ocurre, los átomos constituyentes empiezan a distribuirse en estructuras cristalinas que son más estables en el nuevo ambiente de alta energía. Estas reacciones químicas crean nuevos minerales con configuraciones estables que tienen una composición global más o menos equivalente a la de los minerales originales. (En algunos ambientes, los iones quizá migren hacia el interior o el exterior de una roca, modificando así su composición química general.)

En resumen, imagine que fuera un recolector de rocas que está atravesando una región donde las rocas metamórficas han sido elevadas y han aflorado en superficie por los procesos erosivos. Si estuviera desplazándose de un lugar donde el metamorfismo fuera menos intenso a uno donde fuera más intenso, cabría esperar observar dos cambios que fueran atribuibles en gran medida a la temperatura. El tamaño promedio de los cristales de las rocas se incrementaría y su análisis de las rocas mostraría un cambio en la mineralogía.

### Fuentes de calor

El calor interno de la Tierra procede sobre todo de la energía liberada continuamente por la desintegración radiactiva y la energía térmica que queda almacenada en el interior de nuestro planeta desde su formación. Recordemos que las temperaturas aumentan con la profundidad a un ritmo conocido el *gradiente geotérmico*. En la corteza superior, este incremento de la temperatura es de un promedio de 25 °C por kilómetro (Figura 8.3). Por tanto, las rocas que se formaron en la superficie terrestre, experimentarán un aumento gradual de la temperatura si son transportadas a mayores profundidades. Cuando se entierran a una profundidad de unos 8 km, donde las temperaturas son de unos 200 °C, los minerales arcillosos tienden a inestabilizarse y empiezan a recristalizar en minerales como la clorita y la moscovita, que son estables en este ambiente. La clorita es un mineral parecido a la mica formado por el metamorfismo de los silicatos oscuros (ricos en hierro y magnesio). Sin embargo, muchos silicatos, en especial los que se encuentran en las rocas ígneas cristalinas, como el cuarzo y el feldespato, permanecen estables a esas temperaturas. Por tanto, las transformaciones metamórficas de estos minerales ocurren, en general, a profundidades mucho mayores.

Los ambientes donde las rocas pueden ser transportadas a grandes profundidades y calentarse son los bordes de placa convergentes, donde están siendo subducidas capas de corteza oceánica cargadas de sedimentos. Las rocas también pueden ser enterradas en profundidad en grandes cuencas donde la subsidencia



**FIGURA 8.3.** El gradiente geotérmico y su papel en el metamorfismo. Obsérvese cómo el gradiente geotérmico disminuye por la subducción de la litosfera oceánica comparativamente fría. Por el contrario, el calentamiento térmico es evidente cuando el magma intruye en la corteza superior.

gradual da origen a acumulaciones muy potentes de sedimentos (Figura 8.3). Se sabe que estas cuencas, como por ejemplo la del Golfo de México, desarrollan condiciones metamórficas de grado bajo cerca de la base de la cuenca. Además, las colisiones continentales, que causan el engrosamiento de la corteza mediante plegamientos y fracturas, hacen que algunas rocas sean levantadas mientras que otras son arrastradas hacia abajo donde las temperaturas elevadas pueden provocar metamorfismo.

El calor también puede ser transportado desde el manto hasta incluso las capas más someras de la

corteza por las intrusiones ígneas (Figura 8.4). Las plumas ascendentes del manto, que afloran en las dorsales centro oceánicas, y el magma generado por la fusión parcial de la roca del manto en las zonas de subducción son tres ejemplos. En cualquier momento que se forma magma y asciende hacia la superficie, se produce metamorfismo. Cuando el magma intruye en rocas relativamente frías en zonas poco profundas, se «cuece» la roca caja. Este proceso, denominado *metamorfismo de contacto*, se considerará más adelante en este capítulo.



**FIGURA 8.4.** El interior de la Tierra es la fuente del calor que impulsa el metamorfismo. Lago de lava en Pu'Ō'o Cráter, Hawái (Foto de Fans Lanting/CORBIS).

### A veces los alumnos preguntan...

#### ¿Qué temperatura se alcanza en las profundidades de la corteza?

El aumento de la temperatura con la profundidad, basado en el gradiente geotérmico, puede expresarse de la siguiente manera: *a más profundidad, más calor*. Los mineros han observado esta relación en las minas profundas y en los pozos profundamente perforados. En la mina más profunda del mundo (la mina Western Deep Levels, en Suráfrica, con 4 km de profundidad), la temperatura de la roca circundante es tan elevada que puede quemar la piel humana. De hecho, los mineros suelen trabajar en parejas: uno extrae la roca y el otro hace funcionar un gran ventilador que mantiene frío al otro.

La temperatura es incluso más elevada al fondo del pozo más profundo del mundo, que se completó en la península Kola de Rusia en 1992 y que se adentra hasta la distancia récord de 12,3 km. A esta profundidad la temperatura es de 245 °C, mucho más elevada que el punto de ebullición del agua. Lo que impide que el agua hierva es la elevada presión de confinamiento de la profundidad.

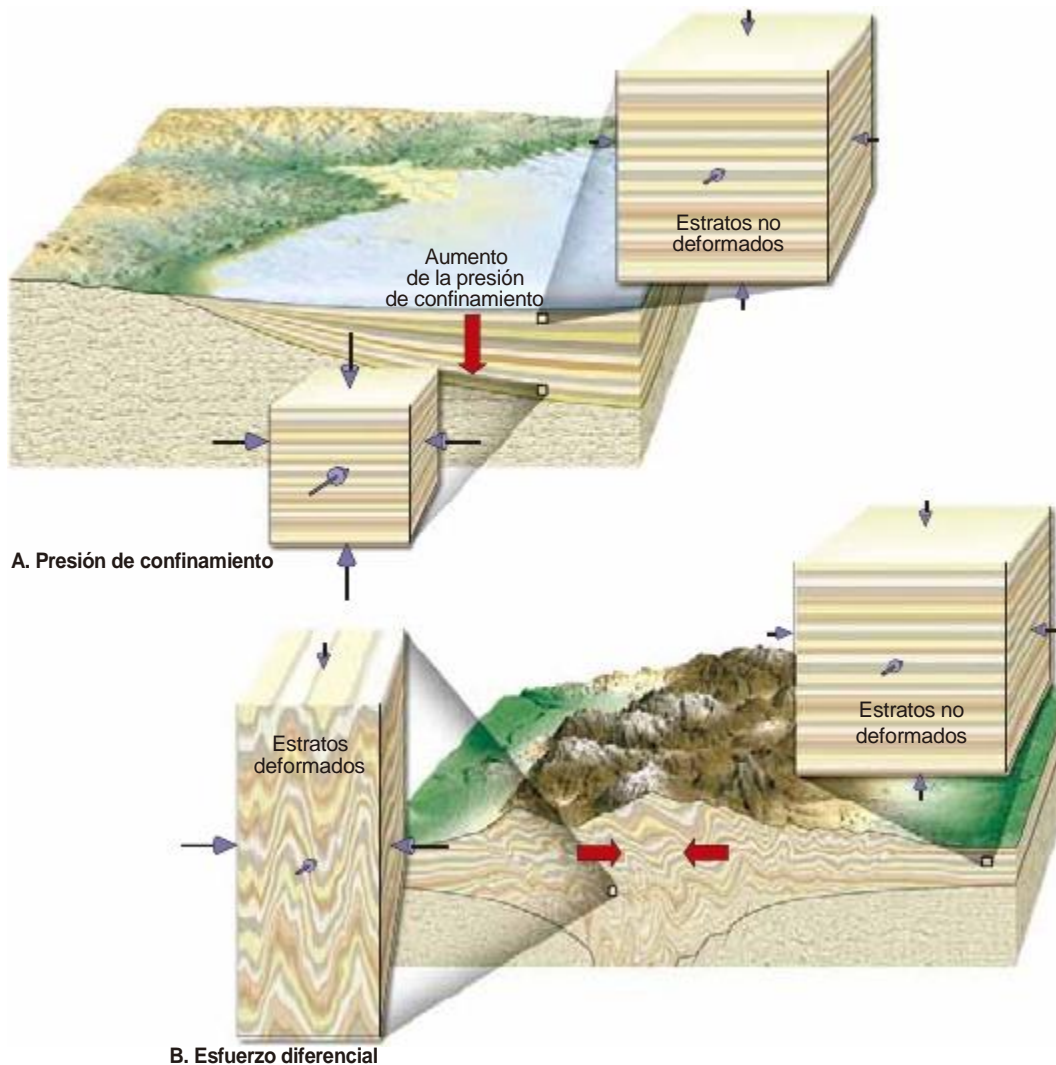
## Presión de confinamiento y esfuerzo diferencial

La presión, como la temperatura, también aumenta con la profundidad conforme aumenta el espesor de las rocas suprayacentes. Las rocas enterradas están sometidas a la **presión de confinamiento**, que es análoga a la presión hidrostática, en la cual las fuerzas se aplican por igual en todas las direcciones (Figura 8.5A). Cuanto más se profundiza en el océano, mayor es la presión de confinamiento. Lo mismo ocurre en el caso de las rocas enterradas. La presión de confinamiento hace que se cierren los espacios entre los granos minerales, dando lugar a una roca más compacta con una mayor densidad (Figura 8.5A). Además, a medida que aumenta la presión de confinamiento algunos minerales recrystalizan en nuevos minerales que tienen la misma composición

química, pero una forma cristalina más compacta. No obstante, la presión de confinamiento *no* pliega ni deforma las rocas, como las mostradas en la Figura 8.1.

Además de la presión de confinamiento, las rocas pueden estar sometidas a presiones dirigidas. Eso sucede, por ejemplo, en los bordes de placa convergentes, donde las placas litosféricas colisionan. Aquí, las fuerzas que deforman la roca son desiguales en distintas direcciones y se las denomina **esfuerzo diferencial**. (En el Capítulo 10 se trata con mayor profundidad el *esfuerzo diferencial*.)

A diferencia de la presión de confinamiento, que «exprime» la roca por igual en todas las direcciones, los esfuerzos diferenciales son mayores en una dirección que en las demás. Como se muestra en la Figura 8.5B, las rocas sometidas a esfuerzo diferencial se acortan en la dirección de la mayor presión y se alargan en la dirección



**FIGURA 8.5.** La presión de confinamiento y el esfuerzo diferencial como agentes metamórficos. **A.** En un ambiente deposicional, conforme aumenta la presión de confinamiento, las rocas se deforman al reducir su volumen. **B.** Durante la formación de montañas, las rocas sometidas a esfuerzo diferencial se acortan en la dirección de aplicación de la presión y se alargan en la dirección perpendicular a esa fuerza.



perpendicular a dicha presión. Como consecuencia, las rocas implicadas suelen *plegarse* o *aplastarse* (como cuando se pisa una pelota de goma). A lo largo de los bordes de placa convergentes, el mayor esfuerzo diferencial se ejerce más o menos horizontalmente en la dirección del movimiento de la placa, y se aplica la menor presión en la dirección vertical. Por consiguiente, en estos lugares la corteza se acorta (horizontalmente) y se engrosa mucho (verticalmente). Aunque los esfuerzos diferenciales son en general pequeños en comparación con la presión de confinamiento, son importantes para crear las diversas estructuras a gran escala y las texturas exhibidas por las rocas.

En los ambientes superficiales, donde las temperaturas son comparativamente bajas, las rocas son *frágiles* y tienden a fracturarse cuando son sometidas a esfuerzos diferenciales. La deformación continuada tritura y pulveriza los granos minerales en fragmentos pequeños. Por el contrario, en ambientes de temperaturas elevadas las rocas son *dúctiles*. Cuando las rocas exhiben un comportamiento dúctil, sus granos minerales tienden a aplanarse y a alargarse cuando son sometidos a un esfuerzo diferencial (Figura 8.6). Eso explica su capacidad para deformarse fluyendo (más que fracturándose) para generar pliegues complicados.

## Fluidos químicamente activos

Muchos minerales, como las arcillas, las micas y los anfíboles están hidratados, es decir, contienen agua en sus estructuras cristalinas. Las temperaturas y las presiones elevadas causan la deshidratación de estos minerales. Una vez expulsados, estos fluidos calientes promueven la recristalización potenciando la migración de la materia mineral.

### A veces los alumnos preguntan...

#### ¿Se considera una roca metamórfica el hielo del glaciar?

¡Sí! Aunque la roca metamórfica suele formarse en ambientes de temperatura elevada, el hielo del glaciar es una excepción. Pese a su formación en climas fríos, el hielo satisface claramente los criterios para ser clasificado como una roca metamórfica. La formación de un glaciar empieza cuando los cristales de nieve se transforman en una masa mucho más densa de pequeñas partículas de hielo denominada *congesta*. A medida que se va añadiendo más nieve a la pila, la presión sobre las capas inferiores promueve la recristalización (metamorfismo) de la masa, produciendo cristales de hielo entrelazados más grandes. Además, el movimiento del glaciar es un ejemplo de flujo dúctil en estado sólido, otra característica de las rocas metamórficas. La deformación interna y la recristalización de los cristales de hielo individuales facilitan el flujo dúctil. El flujo dúctil resultante suele hacerse visible porque podemos ver las capas sucias deformadas en el interior del hielo. Estas estructuras son parecidas a los pliegues que exhiben las rocas metamórficas más «típicas».



**FIGURA 8.6.** Metaconglomerado, también llamado conglomerado de cantos estirados. Estos cantos, que antes eran casi esféricos, se han calentado y se han aplanado hasta convertirse en estructuras alargadas (Foto de E. J. Tarbuck).

Como se ha comentado antes, el metamorfismo de la lutita en pizarra implica la recristalización de los minerales de la arcilla para formar los minerales mica y clorita. Los fluidos calientes intensifican este proceso disolviendo y transportando los iones de una zona de la estructura cristalina a otra. En ambientes cada vez más calientes, estos fluidos se vuelven más reactivos.

En algunos ambientes metamórficos, los fluidos calientes transportan materia mineral a lo largo de distancias considerables. Esto ocurre, por ejemplo, cuando se expulsan fluidos ricos en minerales de un cuerpo magmático a medida que se va enfriando y solidificando. Si la composición de las rocas que rodean el plutón es claramente distinta de la composición de los fluidos invasores, puede producirse un intercambio considerable de iones entre los fluidos y las rocas de caja. Cuando un cambio químico sustancial acompaña al metamorfismo, el proceso se denomina **metasomatismo**.

## La importancia del protolito

La mayoría de rocas metamórficas tienen la misma composición química general que la roca a partir de la que se formaron, excepto por la posible pérdida o adquisición de volátiles como el agua ( $H_2O$ ) y el dióxido de carbono ( $CO_2$ ). Por consiguiente, cuando se intenta establecer el material original del que derivan las rocas metamórficas, la pista más importante procede de su composición química.

Consideremos los grandes afloramientos del mármol metamórfico encontrados en los Alpes del sur de Europa. Dado que el mármol y la roca sedimentaria común caliza tienen la misma mineralogía (calcita,  $CaCO_3$ ), parece probable concluir que la caliza es

## A veces los alumnos preguntan...

### ¿Pueden contener fósiles las rocas metamórficas?

En algunas ocasiones, sí. Si una roca sedimentaria que contiene fósiles experimenta metamorfismo de bajo grado, los fósiles originales pueden ser todavía reconocibles. Conforme aumenta el grado de metamorfismo, los fósiles (así como los planos de estratificación, las vesículas y otros rasgos de la roca madre) suelen destruirse. Cuando hay fósiles en las rocas metamórficas, proporcionan pistas útiles para determinar el tipo de roca original y su ambiente de deposición. Además, los fósiles cuyas formas se han deformado durante el metamorfismo dan una idea de hasta qué punto se ha deformado la roca.

el protolito del mármol. Además, dado que la caliza se forma normalmente en ambientes marinos cálidos y someros, podemos conjeturar que tiene que haberse producido una considerable deformación para convertir depósitos calizos de un mar poco profundo en montañas de mármol en los elevados Alpes.

La composición mineral del protolito determina también en gran medida el grado al que cada agente metamórfico provocará cambios. Por ejemplo, cuando el magma se abre camino hacia el interior de las rocas circundantes, las temperaturas elevadas y los fluidos calientes pueden alterar la roca caja. Cuando esta última está compuesta de minerales que son comparativamente no reactivos, como los granos de cuarzo que se encuentran en la arenisca, cualquier alteración que pueda producirse estará confinada a una zona estrecha próxima al plutón. Sin embargo, si la roca de caja es una caliza, que es muy reactiva, la zona de metamorfismo puede extenderse muy lejos de la intrusión.

## TEXTURAS METAMÓRFICAS



### METAMORPHIC ROCKS

Textural and Mineralogical Changes

Recordemos que el término **textura** se utiliza para describir el tamaño, la forma y la distribución de los granos dentro de una roca. La mayoría de las rocas ígneas y muchas rocas sedimentarias están compuestas de granos minerales que tienen una orientación aleatoria y, por tanto, parecen iguales cuando se observan desde cualquier dirección. Por el contrario, las rocas metamórficas deformadas que contienen minerales con hábito planar (micas) o minerales alargados (anfíboles) en general exhiben alguna clase de *orientación preferente* en la que los granos minerales presentan un alineamiento paralelo a subparalelo. Como un puñado de lápices, las rocas que contienen minerales alargados orientados en paralelo unos con respecto a los otros tendrán un

aspecto distinto al observarse desde el lateral que desde una perspectiva frontal. Una roca que muestra una orientación preferente de sus minerales se dice que posee *foliación*.

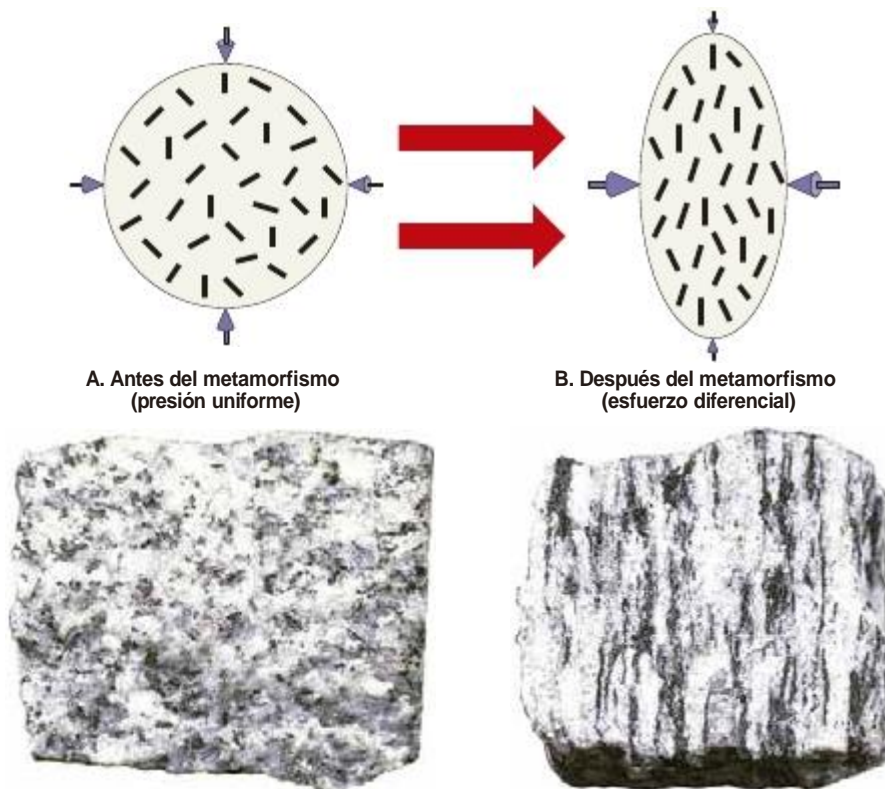
## Foliación

El término **foliación** se refiere a cualquier disposición planar (casi plana) de los granos minerales o los rasgos estructurales del interior de una roca. Aunque hay foliación en algunas rocas sedimentarias e incluso en unos pocos tipos de rocas ígneas, es una característica fundamental de las rocas que han experimentado metamorfosis regional, es decir, unidades rocosas que se han deformado enormemente, principalmente por plegamiento. En los ambientes metamórficos, la foliación es provocada, en última instancia, por los esfuerzos compresivos que acortan las unidades rocosas, haciendo que los granos minerales de las rocas preexistentes desarrollen alineamientos paralelos o casi paralelos. Son ejemplos de foliación el alineamiento paralelo de los minerales con hábito planar; el alineamiento paralelo de los granos aplanados; el bandeo composicional donde la separación de los minerales oscuros y claros genera un aspecto laminar, y la pizarrosidad cuando las rocas pueden separarse con facilidad en capas tabulares. Estos distintos tipos de foliación pueden formarse de muchas maneras distintas, como:

1. Rotación de los granos minerales alargados o de hábito planar hacia una orientación paralela o casi.
2. Recristalización que produce nuevos minerales con granos que exhiben una orientación preferente.
3. Mecanismos que transforman los granos de forma esférica en formas alargadas que se alinean en una orientación preferente.

De estos sistemas, el más fácil de imaginar es la rotación de los granos minerales existentes. En la Figura 8.7 se ilustran los mecanismos por medio de los cuales rotan los minerales alargados o con hábito planar. Nótese que el nuevo alineamiento es más o menos perpendicular a la dirección del acortamiento máximo. Aunque la rotación física de los minerales planares contribuye al desarrollo de la foliación en el metamorfismo de grado bajo, en ambientes más extremos dominan otros mecanismos.

Recordemos que la recristalización es la creación de nuevos granos minerales a partir de los antiguos. Cuando se produce recristalización a medida que la roca va siendo sometida a esfuerzos diferenciales, los minerales alargados y planos que la forman tienden a recristalizar en dirección perpendicular a la del esfuerzo máximo. Por tanto, los granos minerales recién formados poseerán un alineamiento paralelo y la roca metamórfica que los contiene exhibirá foliación.



**FIGURA 8.7.** Rotación mecánica de granos minerales planares o alargados. **A.** Los granos minerales existentes mantienen su orientación aleatoria si la fuerza se aplica uniformemente. **B.** Conforme el esfuerzo diferencial hace que las rocas se aplanen, los granos minerales rotan hacia el plano de aplanamiento (Fotos de E. J. Tarbuck).

Los mecanismos que modifican las formas de los granos existentes son especialmente importantes para el desarrollo de las orientaciones preferentes de las rocas que contienen minerales como el cuarzo, la calcita y el olivino, minerales que normalmente desarrollan cristales más o menos esféricos.

Estos procesos actúan en ambientes metamórficos donde existen esfuerzos diferenciales. Puede producirse una modificación en la forma de un grano conforme las unidades de la estructura cristalina de un mineral se deslizan las unas con respecto a las otras a lo largo de planos discretos, deformando así el grano como se muestra en la Figura 8.8. Este tipo de flujo de estado sólido gradual implica un deslizamiento que altera la red cristalina a medida que los átomos cambian de posición. Este proceso requiere la rotura de los enlaces químicos existentes y la formación de otros nuevos.

La forma de un mineral puede cambiar también conforme los iones se mueven desde un punto a lo largo del margen del grano que está sometido a una gran presión hacia una posición en el mismo grano con menor presión (Figura 8.9). La materia mineral se disuelve donde los granos están en contacto unos con otros (áreas de presión elevada) y precipita en los espacios porosos (áreas de baja presión). Como consecuencia, los granos de mineral tienden a alargarse en la dirección del

esfuerzo máximo. Los fluidos calientes, activos desde el punto de vista químico, contribuyen a este mecanismo.

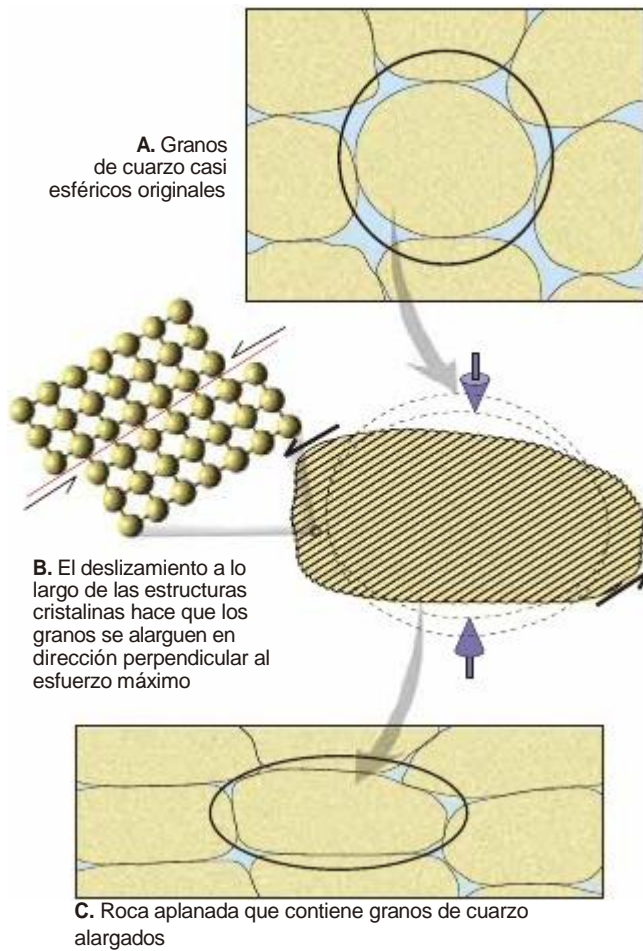
## Texturas foliadas

Existen varios tipos de foliación, dependiendo en gran medida del grado de metamorfismo y de la mineralogía de la roca original. Consideraremos tres de ellos: *pizarrosidad*, *esquistosidad* y *bandeado gnéisico*.

### Pizarrosidad (*slaty cleavage*)

El término **pizarrosidad** se refiere a las superficies planares muy juntas a lo largo de las cuales las rocas se separan en capas delgadas y tabulares cuando se las golpea con un martillo. La pizarrosidad aparece en varias rocas metamórficas pero se observa mejor en las pizarras que exhiben una propiedad de separación excelente, denominada **clivaje**.

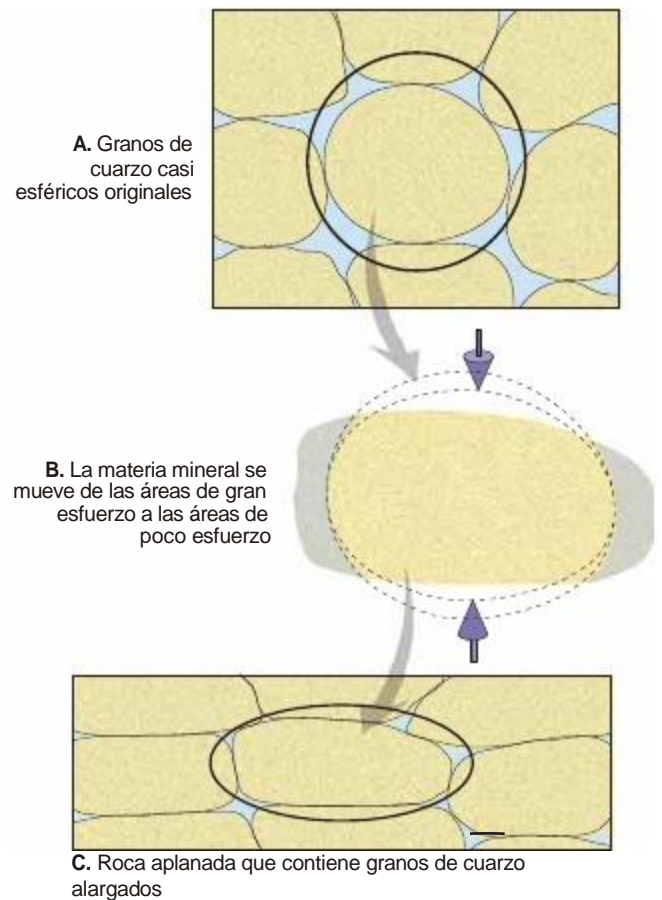
Según el ambiente metamórfico y la composición del protolito, la pizarrosidad se desarrolla de diferentes maneras. En un ambiente metamórfico de bajo grado, se sabe que la pizarrosidad se desarrolla cuando los estratos de lutita (y las rocas sedimentarias relacionadas) son metamorizadas y plegadas para formar la pizarra. El proceso empieza cuando los granos planares



**FIGURA 8.8.** El desarrollo de las orientaciones preferentes de los minerales que tienen formas aproximadamente esféricas, como el cuarzo, la calcita y el olivino, puede producirse de dos formas. El primer mecanismo, mostrado en esta ilustración, consiste en el deslizamiento de la estructura cristalina del mineral una respecto a otra. El otro mecanismo se muestra en la Figura 8.9.

se pliegan y se doblan, generando pliegues microscópicos que tienen flancos (lados) más o menos alineados (Figura 8.10). Una ulterior deformación intensifica este nuevo alineamiento a medida que los granos antiguos se rompen y recrystalizan preferentemente en la dirección de la orientación recién desarrollada. De esta manera, se desarrollan en la roca estrechas zonas paralelas donde se concentran las laminillas de mica. Estas estructuras alternan con zonas que contienen cuarzo y otros granos minerales que no exhiben una orientación lineal pronunciada. Es a lo largo de estas zonas muy delgadas de minerales planares donde la pizarra se separa (Figura 8.11).

Dado que en general la pizarra se forma durante el metamorfismo de grado bajo de la lutita, suelen conservarse restos de los planos de estratificación sedimentarios originales. No obstante, como se muestra en la Figura 8.10D, la orientación de la pizarrosidad suele

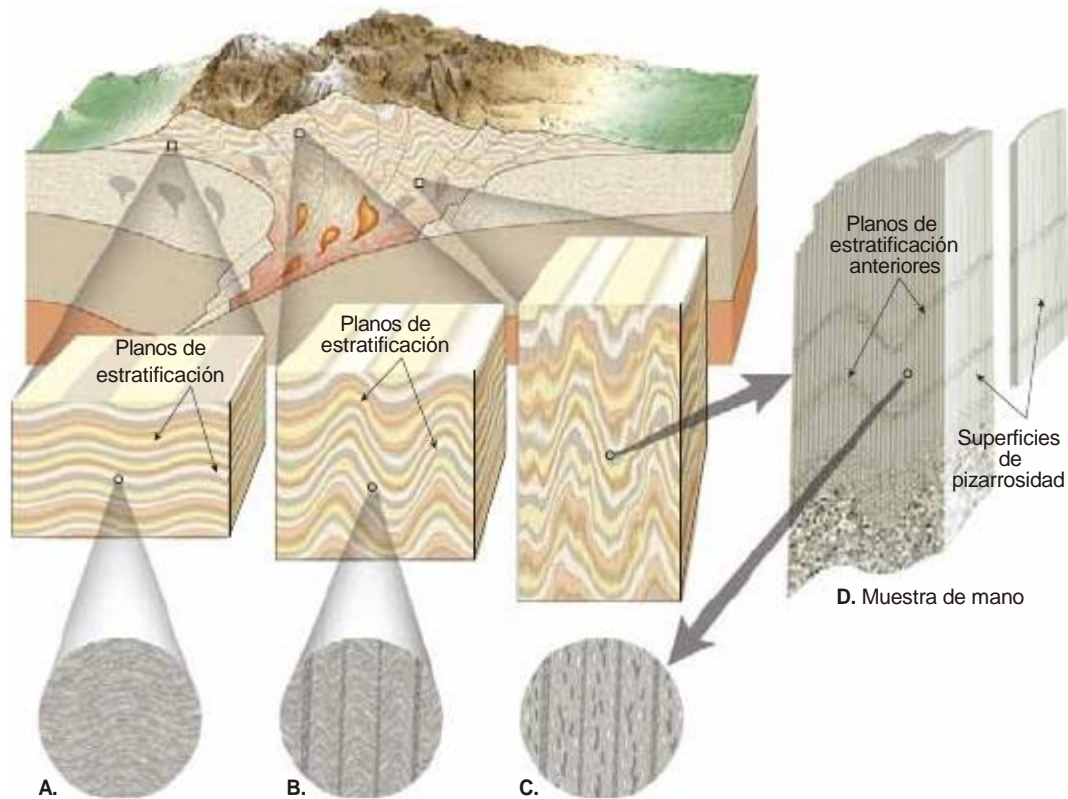


**FIGURA 8.9.** Este mecanismo de cambio de forma de los granos minerales implica disolución de material de las áreas de gran esfuerzo y su depósito en lugares de bajo esfuerzo. Este mecanismo, igual que el mostrado en la Figura 8.8, cambia la forma de los granos minerales, pero no su volumen ni su composición.

desarrollarse en un ángulo oblicuo al de la estratificación sedimentaria original. Por tanto, a diferencia de la lutita, que se separa a lo largo de planos de estratificación, la pizarra suele separarse a través de la pizarrosidad. Otras rocas metamórficas, como los esquistos y los gneises, también se separan a lo largo de las superficies planares y, por tanto, exhiben clivaje.

### Esquistosidad

Bajo regímenes de presión y temperatura más elevados, los diminutos cristales de mica y de clorita de las pizarras empiezan a crecer. Cuando estos minerales planares son lo bastante grandes como para ser discernibles a simple vista y exhiben una estructura planar o laminar, se dice que la roca muestra un tipo de foliación llamada **esquistosidad**. Las rocas con esta textura se denominan *esquistos*. Además de los minerales planares, el esquisto suele contener cristales deformados de cuarzo y feldspato que aparecen como granos planos o en forma de lente escondidos entre los granos de mica.



**FIGURA 8.10.** Desarrollo de un tipo de pizarrosidad. A medida que la lutita va experimentando un intenso plegamiento (A, B) y metamorfismo para formar pizarra, las escamas de mica en desarrollo se doblan en micropliegues. C. Un ulterior metamorfismo provoca la recrystalización de los granos de mica a lo largo de los flancos de estos pliegues para intensificar la foliación. D. La muestra de mano de pizarra ilustra la pizarrosidad y su orientación en relación con las superficies de estratificación anteriores.



**FIGURA 8.11.** Excelente pizarrosidad exhibida por la roca en esta cantera de pizarra de Tanzania. Dado que la pizarra se rompe en láminas planas, tiene muchos usos (Foto de Randy Olson/NGS Image Collection). La foto insertada muestra el uso de pizarra en el tejado de esta casa en Suiza (Foto de E. J. Tarbuck).

### Bandeado gnéísico

Durante el metamorfismo de alto grado, las migraciones iónicas pueden provocar la segregación de los minerales, como se muestra en la Figura 8.12. Obsérvese que los cristales oscuros de biotita y los silicatos claros (cuarzo y feldespato) están separados, dando a la roca un aspecto bandeado, conocido como **bandeado gnéísico**. Las rocas metamórficas con este tipo de texturas se denominan *gneises*. Aunque son foliados, los gneises no se separarán con tanta facilidad como las pizarras y algunos esquistos.

### Otras texturas metamórficas

No todas las rocas metamórficas muestran texturas foliadas. Las que *no* lo hacen se denominan **no foliadas**. Las rocas metamórficas no foliadas se desarrollan en general en ambientes donde la deformación es mínima y los protolitos están compuestos por minerales que presentan cristales equidimensionales, como el cuarzo o la calcita. Por ejemplo, cuando una caliza de grano fino (formada por calcita) sufre metamorfismo por la intrusión de una masa magmática caliente, los pequeños



**FIGURA 8.12.** Esta roca exhibe una textura gnéisica. Obsérvese que los granos oscuros de biotita y los silicatos claros están segregados, dando a la roca un aspecto bandeado o estratificado (Foto de E. J. Tarbuck).

granos de calcita recrystalizan y forman cristales entrelazados más grandes. La roca resultante, el *mármol*, presenta unos granos grandes y equidimensionales, orientados aleatoriamente, parecidos a los de las rocas ígneas de grano grueso.

Otra textura común en las rocas metamórficas son unos granos especialmente grandes, llamados *porfidoblastos*, rodeados por una matriz de grano fino de otros minerales. Las **texturas porfidoblásticas** se desarrollan en una gran variedad de tipos de rocas y de ambientes metamórficos cuando los minerales del protolito recrystalizan y forman nuevos minerales. Durante la recrystalización algunos minerales metamórficos, como el granate, la estaurolita y la andalucita, desarrollan a menudo *una pequeña cantidad de cristales muy grandes*. Por el contrario, minerales como la moscovita, la biotita y el cuarzo suelen formar *una gran cantidad de granos muy pequeños*. Por consiguiente, cuando el metamorfismo genera los minerales granate, biotita y moscovita en el mismo ambiente, la roca contendrá cristales grandes (porfidoblastos) de granate incrustados en una matriz de grano fino compuesta de biotita y moscovita (Figura 8.13).

## ROCAS METAMÓRFICAS COMUNES



### METAMORPHIC ROCKS

Common Metamorphic Rocks

Recordemos que el metamorfismo produce muchos cambios en las rocas, entre ellos un aumento de su densidad, un cambio del tamaño de las partículas, la reorientación de los granos minerales en una distribución planar conocida como foliación y la transformación de



**FIGURA 8.13.** Micaesquisto granatífero. Los cristales rojo oscuro del granate (porfidoblastos) están incrustados en una matriz clara de micas de grano fino (Foto de E. J. Tarbuck).

minerales de baja temperatura en minerales de alta temperatura. Además, la introducción de iones genera nuevos minerales, algunos de los cuales son importantes desde el punto de vista económico.

Las principales características de algunas rocas metamórficas comunes se resumen en la Figura 8.14. Obsérvese que las rocas metamórficas pueden clasificarse, en líneas generales, según el tipo de foliación que exhiben y, en menor medida, según la composición química del protolito.

## Rocas foliadas

### Pizarra

La *pizarra* es una roca foliada de grano muy fino (menos de 0,5 milímetros) compuesta por pequeñas laminitas de mica demasiado pequeñas para ser visibles. Por tanto, en general, el aspecto de la pizarra no es brillante y es muy parecido al de la lutita. Una característica destacada de la pizarra es su tendencia a romperse en láminas planas (véase Figura 8.11).

La pizarra se origina casi siempre por metamorfismo de bajo grado de lutitas. Con menor frecuencia, también se produce por el metamorfismo de las cenizas volcánicas. El color de la pizarra depende de sus constituyentes minerales. Las pizarras negras (carbonáceas) contienen materia orgánica, las pizarras rojas deben su color al óxido de hierro y las verdes normalmente contienen clorita.

Nombre de la roca		Textura	Tamaño de grano	Observaciones	Protolito
Pizarra	Aumento del metamorfismo ↓	Foliada	Muy fino	Pizarrosidad excelente, superficies lisas sin brillo	Lutitas
Filita			Fino	Se rompe a lo largo de superficies onduladas, brillo satinado	Lutitas
Esquisto			Medio a grueso	Predominan los minerales micáceos, foliación escamosa	Lutitas
Gneis			Medio a grueso	Bandeado composicional debido a la segregación de los minerales	Lutita, granito o rocas volcánicas
Migmatita			Medio a grueso	Roca bandeada con zonas de minerales cristalinos claros	Lutita, granito o rocas volcánicas
Milonita	Poco foliada		Fino	Cuando el grano es muy fino parece sílex, suele romperse en láminas	Cualquier tipo de roca
Metaconglomerato			De grano grueso	Cantos alargados con orientación preferente	Conglomerado rico en cuarzo
Mármol	No foliada		Medio a grueso	Granos de calcita o dolomita entrelazados	Caliza, dolomía
Cuarcita			Medio a grueso	Granos de cuarzo fundidos, masiva, muy dura	Cuarzoarenita (arenisca rica en cuarzo)
Corneana			Fino	Normalmente, roca masiva oscura con brillo mate	Cualquier tipo de roca
Antracita			Fino	Roca negra brillante que puede mostrar fractura concoide	Carbón bituminoso
Brecha de falla				Medio a muy grueso	Fragmentos rotos con una disposición aleatoria

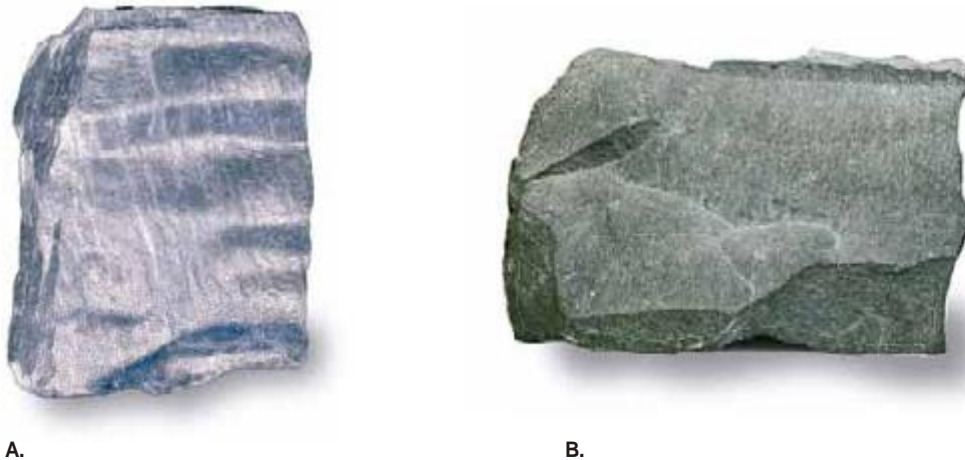
FIGURA 8.14. Clasificación de las rocas metamórficas comunes.

### Filita

La *filita* representa una gradación en el grado de metamorfismo entre la pizarra y el esquisto. Sus minerales planares constituyentes son más grandes que los de la pizarra, pero no lo bastante como para ser fácilmente identificables a simple vista. Aunque la filita parece similar a la pizarra, puede distinguirse con facilidad por su brillo satinado y su superficie ondulada (Figura 8.15). La filita suele mostrar clivaje y está compuesta fundamentalmente por cristales muy finos de moscovita, clorita o ambas.

### Esquisto

Los esquistos son rocas metamórficas de grano medio a grueso en las que predominan los minerales planares. Estos componentes planos son, habitualmente, las micas (moscovita y biotita), que exhiben una orientación planar que da a la roca su textura foliada. Además, los esquistos contienen cantidades menores de otros minerales, a menudo cuarzo y feldespato. Son conocidos los esquistos compuestos principalmente de minerales oscuros (anfíboles). Como las pizarras, el protolito de muchos esquistos es la lutita, que ha experimentado un



**FIGURA 8.15.** La filita (A) puede distinguirse de la pizarra (B) por su brillo satinado y su superficie ondulada (Foto de E. J. Tarbuck).

metamorfismo de medio a alto grado durante los principales episodios de formación de montañas.

El término *esquisto* describe la textura de una roca y, como tal, se utiliza para describir rocas que tienen una gran variedad de composiciones químicas. Para indicar la composición, se utilizan los nombres de sus minerales. Por ejemplo, los esquistos compuestos fundamentalmente por las micas moscovita y biotita se denominan *micaesquistos* (Figura 8.16). Dependiendo del grado de metamorfismo y de la composición de la roca original, los micaesquistos contienen a menudo *minerales índice*, algunos de los cuales son exclusivos de las rocas metamórficas. Algunos minerales índice comunes que aparecen como porfidoblastos son el *granate*, la *estauroilita* y la *sillimanita*, en cuyo caso la roca se denomina *micaesquisto granatífero*, *micaesquisto estaurolítico* y así sucesivamente (véase Figura 8.13).



**FIGURA 8.16.** Micaesquisto. Esta muestra de esquisto está compuesta principalmente de moscovita y biotita (Foto de E. J. Tarbuck).

Además, los esquistos pueden estar compuestos en gran medida por los minerales clorita o talco, en cuyo caso se denominan, respectivamente, *esquistos cloríticos* y *talcoesquistos*. Los esquistos cloríticos y talcoesquistos pueden formarse cuando rocas con una composición basáltica experimentan metamorfismo. Otros contienen el mineral *grafito*, que se utiliza para las «minas» de los lapiceros, para elaborar las fibras de grafito (utilizadas en las cañas de pescar) y como lubricante (normalmente para cerraduras).

### Gneis

*Gneis* es el término aplicado a las rocas metamórficas bandeadas de grano medio a grueso en las que predominan los minerales alargados y granulares (en oposición a los planares). Los minerales más comunes en el gneis son el cuarzo, el feldespato potásico y la plagioclasa rica en sodio. La mayoría de los gneises contienen también cantidades menores de biotita, moscovita y anfíbol que desarrollan una orientación preferente. Algunos gneises se rompen a lo largo de las capas de los minerales planares, pero la mayoría se rompe de una manera irregular.

Recordemos que, durante el metamorfismo de alto grado, los componentes claros y oscuros se separan, dando a los gneises su aspecto bandeado o laminar característico. Así, la mayoría de gneises consisten en bandas alternantes de zonas blancas o rojizas ricas en feldespato y capas de minerales ferromagnesianos oscuros (véase Figura 8.12). Estos gneises bandeados suelen mostrar signos de deformación, como pliegues y a veces fallas (véase Figura 8.1).

La mayoría de los gneises tiene una composición félsica y a menudo derivan de granitos o su equivalente de grano fino, la riolita. Sin embargo, muchos se forman a partir del metamorfismo de alto grado de la



lutita. En este caso, los gneises representan la última roca de la secuencia de lutitas, pizarras, filitas, esquistos y gneises. Como los esquistos, los gneises pueden incluir también grandes cristales de minerales índice como el granate y la estauroлита. También aparecen gneises compuestos mayoritariamente por minerales oscuros como los que forman el basalto. Por ejemplo, una roca rica en anfíbol que tenga una textura gnéisica se denomina *anfíbolita*.

## Rocas no foliadas

### Mármol

El mármol es una roca metamórfica cristalina de grano grueso cuyo protolito son las calizas o dolomías (Figura 8.17). El mármol puro es blanco y está compuesto esencialmente por calcita. Dada su dureza relativamente baja (dureza de 3), el mármol es fácil de cortar y moldear. El mármol blanco es particularmente apreciado como piedra para crear monumentos y estatuas, como el Lincoln Memorial en Washington, D.C. (Figura 8.18). Por desgracia, dado que el mármol es básicamente carbonato cálcico, es meteorizado por la lluvia ácida.

El protolito a partir de la cual se forma la mayor parte del mármol contiene impurezas que colorean la piedra. Por tanto, el mármol puede ser rosa, gris, verde o incluso negro y puede contener gran diversidad de minerales índice (clorita, mica, granate y wollastonita). Cuando el mármol se forma a partir de caliza interestratificada con lutitas, aparece bandeado y muestra una foliación visible. Cuando se deforman, estos mármoles



**FIGURA 8.17.** Mármol, roca cristalina formada por el metamorfismo de calizas. La microfotografía muestra mediante la luz polarizada cristales de calcita entrelazados (Fotos de E. J. Tarbuck).

bandeados desarrollan unos pliegues muy deformados y ricos en micas que dan a la roca un diseño bastante artístico. Por tanto, estos mármoles decorativos se han utilizado como piedra de construcción desde los tiempos prehistóricos (Figura 8.18).



A.



B.

**FIGURA 8.18.** El mármol, debido a la posibilidad de trabajarlo, es piedra monumental muy utilizada. **A.** El exterior blanco del Lincoln Memorial, Washington, D.C., está construido principalmente con mármol extraído de la cantera de Marble, Colorado. En el interior, se utilizó mármol rosa de Tennessee para los suelos, mármol de Alabama para los techos y mármol de Georgia para la estatua de Lincoln (Foto de Ryan McGinnis/Alamy). **B.** El exterior del Taj Mahal está construido principalmente con la roca metamórfica mármol (Foto de Steve Vider/Superstock).

## Cuarcita

La *cuarcita* es una roca metamórfica muy dura formada a partir de arenisca rica en cuarzo (Figura 8.19). Bajo las condiciones de metamorfismo de moderado a elevado grado, los granos de cuarzo de la arenisca se unen entre sí (microfotografía de la Figura 8.19). La recristalización suele ser tan completa que, cuando se rompe, la cuarcita se escinde a través de los granos de cuarzo en lugar de hacerlo a lo largo de sus límites. En algunos casos, estructuras sedimentarias del tipo de la estratificación cruzada se conservan y dan a la roca un aspecto bandeado. La cuarcita pura es blanca, pero los óxidos de hierro pueden producir tintes rojizos o rosados, mientras que los granos de minerales oscuros pueden colorearla de gris.

## AMBIENTES METAMÓRFICOS

Hay muchos ambientes en los que se produce metamorfismo. La mayoría se encuentra en las proximidades de los márgenes de placa y varios se asocian con la actividad ígnea. Consideraremos los siguientes tipos de metamorfismo: 1) *metamorfismo térmico o de contacto*; 2) *metamorfismo hidrotermal*; 3) *metamorfismo de enterramiento y de zona de subducción*; 4) *metamorfismo regional*; 5) *metamorfismo de impacto*; y 6) *metamorfismo dinámico*. Con la excepción del metamorfismo de impacto, hay considerable solapamiento entre los otros tipos.



Microfotografía (26,6x)

**FIGURA 8.19.** La cuarcita es una roca metamórfica no foliada formada a partir de la arenisca rica en cuarzo. La microfotografía muestra los granos de cuarzo entrelazados típicos de la cuarcita (Foto de E. J. Tarbuck).

## Metamorfismo térmico o de contacto

El **metamorfismo de contacto o térmico** se produce cuando rocas que rodean de cerca una masa ígnea fundida son «cocidas» y, por consiguiente, alteradas con respecto a su estado original. Las rocas alteradas aparecen en una zona denominada **aureola** metamórfica (Figura 8.20). El emplazamiento de intrusiones pequeñas, como diques y sills, normalmente forma aureolas de tan solo unos pocos centímetros de espesor. Por el contrario, los grandes plutones ígneos que forman batolitos pueden producir aureolas que se extienden a lo largo de varios kilómetros.

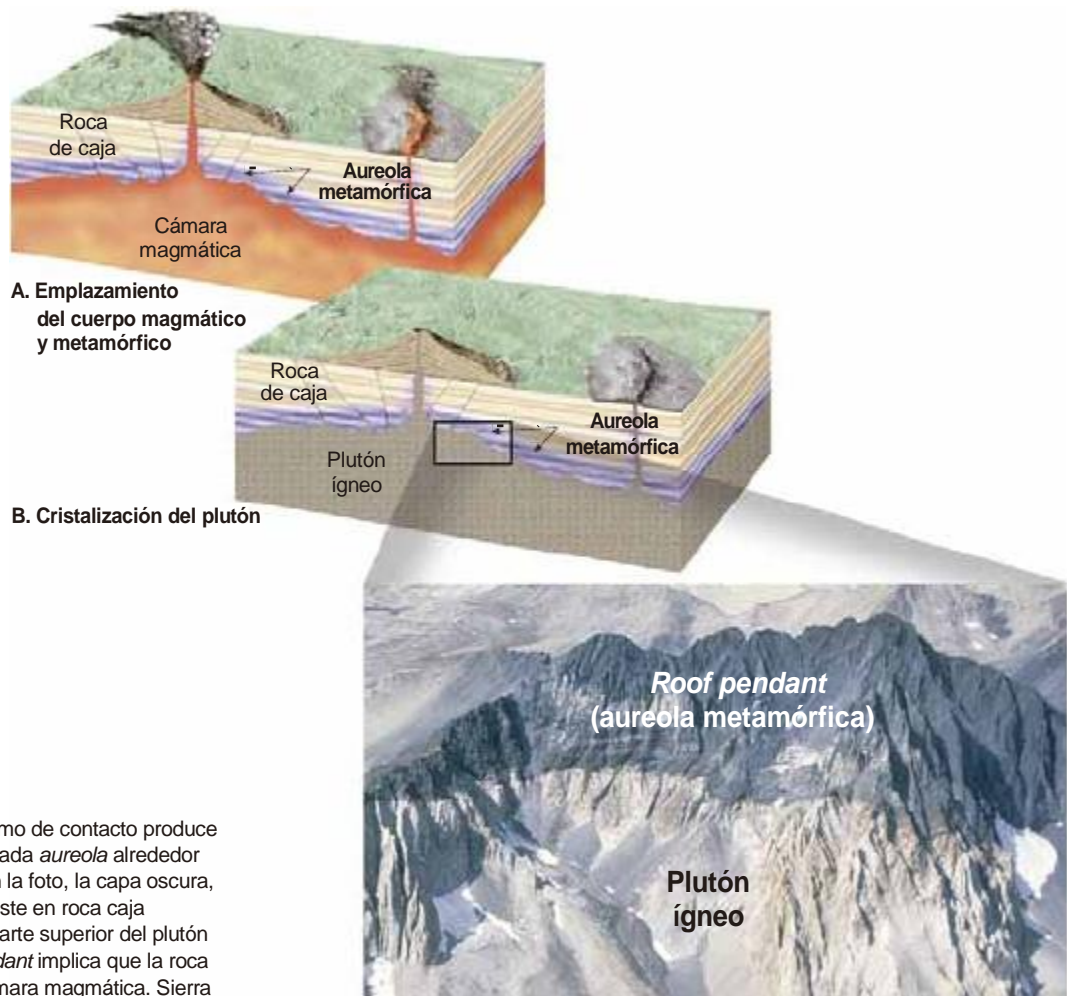
Además del tamaño del cuerpo magmático, la composición mineral de la roca caja y la disponibilidad de agua afectan en gran medida al tamaño de la aureola producida. En rocas químicamente activas, como las calizas, la zona de alteración puede tener 10 km de espesor. Estas aureolas grandes suelen tener distintas *zonas de metamorfismo*. Cerca del cuerpo magmático, pueden formarse minerales de temperatura elevada, como el granate, mientras que los minerales de bajo grado, como la clorita, se producen en lugares más alejados.

El metamorfismo de contacto no está por completo restringido a profundidades someras de la corteza, pero se reconoce más fácilmente cuando se produce en este ambiente, donde el contraste de temperaturas entre el cuerpo fundido y la roca caja que lo rodea es grande. Dado que el metamorfismo de contacto no implica presiones dirigidas, las rocas encontradas dentro de una aureola metamórfica no suelen ser foliadas. Durante el metamorfismo de contacto los minerales de arcilla se calientan como si estuvieran colocados en un horno. El resultado es una roca metamórfica muy dura y de grano fino denominada *corneanas* (*hornfels*) (Figura 8.21). Las corneanas pueden formarse a partir de una variedad de materiales, entre ellos, las cenizas volcánicas y el basalto. En algunos casos, pueden formarse granos grandes de minerales metamórficos, como el granate y la estauroлита, que aportan a las corneanas una textura porfidoblástica (véase Figura 8.13).

### A veces los alumnos preguntan...

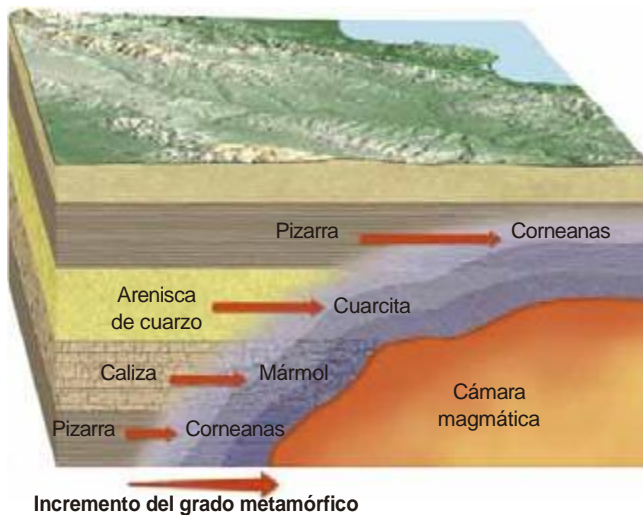
Hace poco ayudé a un amigo a mudarse. Tenía una mesa de billar que pesaba mucho. Dijo que la superficie estaba hecha de pizarra. ¿Es cierto?

Sí, y a tu amigo le debió de costar bastante dinero. Solo las mesas de billar de la mejor calidad tienen superficies de pizarra. La pizarra, una roca foliada de grano fino compuesta de partículas microscópicas de mica, tiene la capacidad de romperse fácilmente a lo largo de sus planos de pizarrosidad, produciendo capas planas de roca lisa. Es muy preciada para su uso como superficie de mesa de billar, así como de material de construcción para azulejos o tejas.



**FIGURA 8.20.** El metamorfismo de contacto produce una zona de alteración denominada *aureola* alrededor de un cuerpo ígneo intrusivo. En la foto, la capa oscura, denominada *roof pendant*, consiste en roca caja metamorfozada adyacente a la parte superior del plutón ígneo claro. El término *roof pendant* implica que la roca fue una vez el tejado de una cámara magmática. Sierra Nevada, cerca de Bishop, California (Foto de John S. Shelton).

**C. Levantamiento y erosión para exponer el plutón y la roca metamórfica que cubre**



**FIGURA 8.21.** El metamorfismo de contacto de la pizarra produce comeanas, mientras que el metamorfismo de contacto de la arenisca de cuarzo y la caliza produce cuarcita y mármol, respectivamente.

## Metamorfismo hidrotermal

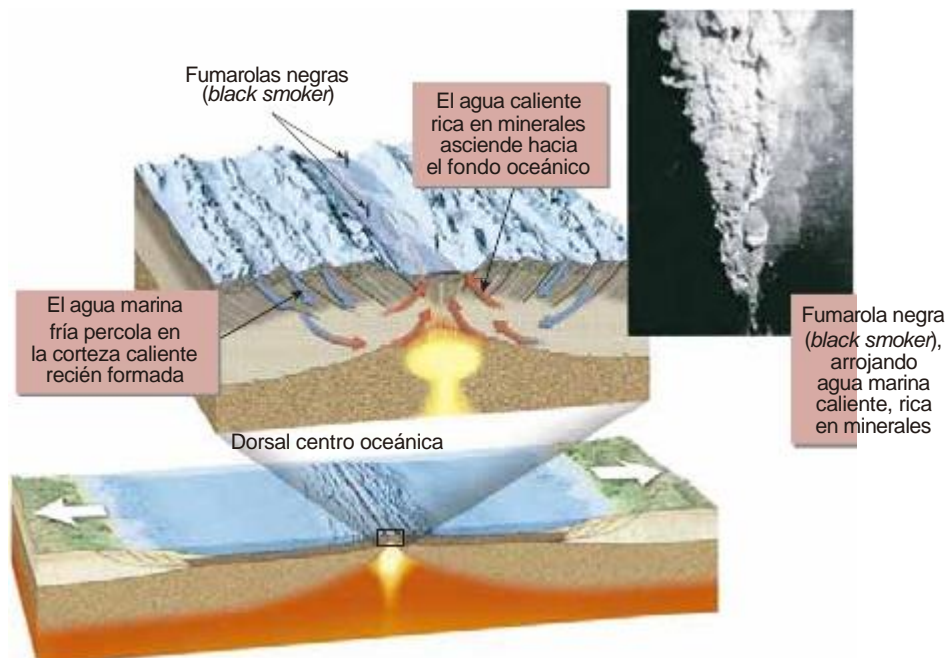
Cuando fluidos calientes ricos en iones circulan a través de las fisuras y las fracturas de las rocas, se produce una alteración química llamada **metamorfismo hidrotermal** (Figura 8.22). Este tipo de metamorfismo suele estar estrechamente relacionado con el emplazamiento del magma. Conforme los cuerpos magmáticos grandes se enfrían y se solidifican, se expulsan a las rocas caja fluidos (principalmente agua) ricos en silicatos. Cuando la roca de caja está muy fracturada, la materia mineral contenida en esas **disoluciones hidrotermales** puede precipitar y formar una variedad de depósitos minerales, algunos de ellos económicamente importantes. Si las rocas de caja son permeables y muy reactivas, como sucede con las rocas carbonatadas como la caliza, las disoluciones hidrotermales ricas en silicatos pueden reaccionar con los carbonatos y producir una variedad de minerales silicatados ricos en calcio. Recordemos que un proceso metamórfico que altera la composición química general de una unidad rocosa se denomina *metasomatismo*.



**FIGURA 8.22.** El metamorfismo hidrotermal puede producirse en profundidades someras de la corteza en regiones donde hay aguas termales y geiseres activos (Foto de Philippe Clement/Nature Picture Library).

Conforme aumentaba nuestro conocimiento de la tectónica de placas, era cada vez más claro que la mayor incidencia del metamorfismo hidrotermal tiene lugar a lo largo del eje del sistema de la dorsal centro oceánica. A medida que las placas se separan, el magma que aflora procedente del manto genera nuevo fondo oceánico. Cuando el agua percola a través de la

corteza oceánica joven y caliente, se calienta y reacciona químicamente con las rocas basálticas recién formadas (Figura 8.23). El resultado es la conversión de los minerales ferromagnesianos, como el olivino y el piroxeno, en silicatos hidratados, como la serpentina, la clorita y el talco. Además, las plagioclasas ricas en calcio del basalto se van enriqueciendo cada vez más en



**FIGURA 8.23.** Metamorfismo hidrotermal a lo largo de la dorsal centro oceánica.

sodio a medida que la sal (NaCl) del agua marina intercambia iones Na por iones Ca.

Las disoluciones hidrotermales que circulan por el fondo oceánico también retiran grandes cantidades de metales, como hierro, cobalto, níquel, plata, oro y cobre, de la corteza recién formada. Estos fluidos calientes y ricos en metales acaban ascendiendo a lo largo de las fracturas y brotan del suelo oceánico a temperaturas de alrededor de 350 °C, generando nubes llenas de partículas denominadas *fumarolas negras* (*black smoker*). Al mezclarse con el agua marina fría, los sulfuros y los carbonatos que contienen estos metales pesados precipitan y forman depósitos metálicos, algunos de los cuales tienen valor económico. Se cree que este es el origen de los yacimientos de cobre que hoy se explotan en la isla mediterránea de Chipre.

## Metamorfismo de enterramiento y de zona de subducción

El **metamorfismo de enterramiento** tiende a producirse cuando se acumulan cantidades masivas de material sedimentario o volcánico en una cuenca de subducción (véase Figura 8.3). Aquí, pueden alcanzarse las condiciones metamórficas de bajo grado en las capas inferiores. La presión de confinamiento y el calor geotérmico provocan la recristalización de los minerales constituyentes, y modifican la textura o la mineralogía de la roca sin deformación apreciable.

La profundidad necesaria para el metamorfismo de enterramiento varía de un lugar a otro, dependiendo principalmente del gradiente geotérmico predominante. El metamorfismo suele empezar a profundidades de alrededor de 8 km, donde las temperaturas son de unos 200 °C. No obstante, en las zonas que muestran gradientes geotérmicos grandes y donde la roca fundida se ha emplazado cerca de la superficie, como en las proximidades del Salton Sea en California y en la parte septentrional de Nueva Zelanda, las perforaciones han permitido recoger minerales metamórficos de una profundidad de solo unos pocos km.

Las rocas y los sedimentos pueden transportarse también a grandes profundidades a lo largo de límites convergentes donde la litosfera oceánica está siendo subducida. Este fenómeno, denominado **metamorfismo de zona de subducción**, difiere del metamorfismo de enterramiento en que los esfuerzos diferenciales desempeñan un papel importante en la deformación de la roca a medida que se va metamorfizando. Además, las rocas metamórficas que se forman a lo largo de las zonas de subducción suelen experimentar ulterior metamorfismo por la colisión de dos bloques continentales. En la sec-

ficos» de este capítulo se comenta este proceso.

## Metamorfismo regional

La mayoría de las rocas metamórficas se produce por **metamorfismo regional** durante la formación de las montañas cuando grandes segmentos de la corteza terrestre se deforman intensamente a lo largo de los bordes de placa convergentes (Figura 8.24). Esta actividad suele tener lugar durante las colisiones continentales. Los sedimentos y las rocas de la corteza que forman los márgenes de los bloques continentales en colisión se pliegan y se fracturan, haciendo que se acorten y engrosen como una alfombra arrugada (Figura 8.24). Las colisiones continentales también afectan a las rocas cristalinas del basamento continental, así como a fragmentos de la corteza oceánica que antes constituían el fondo de la cuenca oceánica que interviene.

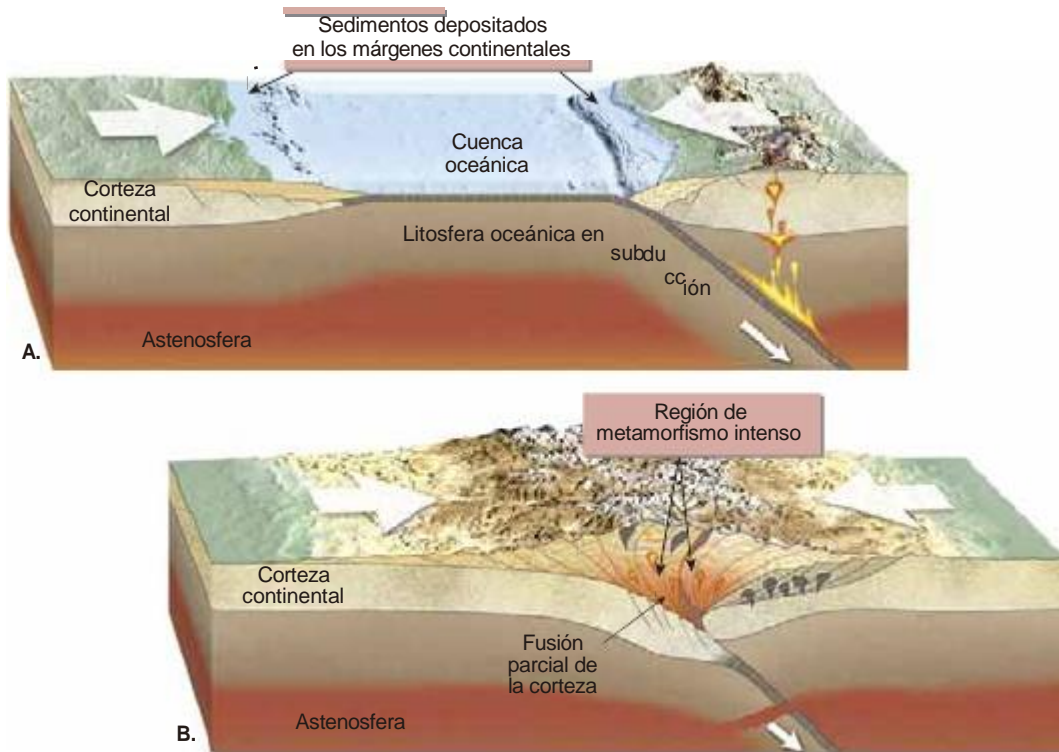
El engrosamiento general de la corteza que se produce durante la formación de las montañas se traduce en un ascenso ligero en el que las rocas deformadas se elevan por encima del nivel del mar. El engrosamiento de la corteza tiene como consecuencia también el enterramiento profundo de grandes cantidades de roca, ya que los bloques de corteza se colocan unos debajo de otros. En profundidad, en las raíces de las montañas, las temperaturas elevadas provocadas por el enterramiento profundo son las responsables de la actividad metamórfica más productiva e intensa en el interior de un cinturón montañoso. A menudo, estas rocas enterradas en las profundidades se calientan hasta el punto de fusión. Como consecuencia, el magma se reúne hasta formar cuerpos suficientemente grandes como para ascender e intruir en las rocas metamórficas y sedimentarias suprayacentes (Figura 8.24). Por consiguiente, los núcleos de muchas cordilleras montañosas están formados por rocas metamórficas plegadas y fracturadas, a menudo, entrelazadas con los cuerpos ígneos. Con el tiempo, esas masas rocosas deformadas son elevadas, la erosión elimina el material suprayacente para dejar expuestas las rocas ígneas y metamórficas que comprenden el núcleo central de la cordillera montañosa.

## Otros ambientes metamórficos

Los otros tipos de metamorfismo, que generan cantidades relativamente pequeñas de rocas metamórficas, tienden a estar localizados.

### Metamorfismo en zonas de falla

Cerca de la superficie, las rocas se comportan como un sólido frágil. Por consiguiente, el movimiento a lo largo de una zona de falla fractura y pulveriza las rocas (Figura 8.25A). El resultado es una roca poco consistente denominada *brecha de falla* que está compuesta por fragmentos de roca rotos y aplastados (Figura 8.25A). Los desplazamientos a lo largo de la falla de San Andrés, California, han creado una zona de brecha de falla y de

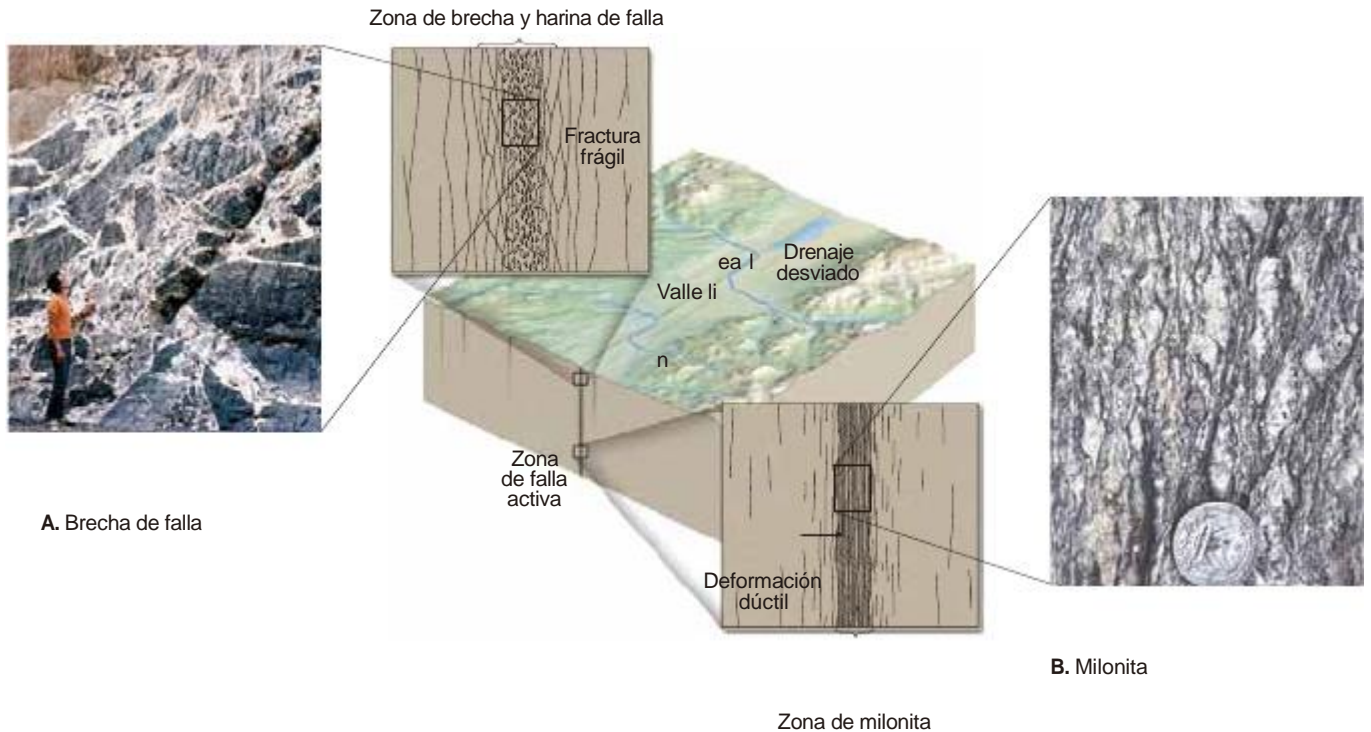


**FIGURA 8.24.** El metamorfismo regional se produce cuando las rocas son comprimidas entre dos placas convergentes durante la formación de montañas.

otros tipos de roca relacionados de más de 1.000 km de longitud y con una anchura de hasta 3 km.

En algunas zonas de falla poco profundas, también se produce un material suave, no cementado, parecido a la arcilla denominado *harina de falla*. La harina de falla

se forma por el triturado y la pulverización del material rocoso durante el movimiento de la falla. El material triturado resultante experimenta una alteración ulterior por el agua subterránea que se infiltra a través de la zona porosa de la falla.



**FIGURA 8.25.** Metamorfismo en una zona de falla (Foto **A** de A.P. Trujillo, Foto **B** de Ann Bykerk-Kauffman).

Gran parte de esa intensa deformación asociada con las zonas de falla se produce a grandes profundidades y, por tanto, a temperaturas elevadas. En ese ambiente, los minerales preexistentes se deforman dúctilmente (Figura 8.25B). Conforme las grandes capas de roca se mueven en direcciones opuestas, los minerales de la zona de falla tienden a formar granos alargados que dan a la roca un aspecto foliado o alineado. Las rocas que se forman en estas zonas de deformación dúctil intensa se denominan *milonitas* (*mylo* = molino; *ite* = piedra).

### Metamorfismo de impacto

El **metamorfismo de impacto** (o **de choque**) se produce cuando unos proyectiles de gran velocidad llamados *meteoritos* (fragmentos de cometas o asteroides) golpean la superficie terrestre. Tras el impacto, la energía del meteorito de movimiento rápido se transforma en energía térmica y ondas de choque que atraviesan las rocas de alrededor. El resultado es una roca pulverizada, fracturada y a veces fundida.

Los productos de estos impactos son mezclas de roca fragmentada y fundida más expulsiones ricas en vidrio parecidas a las bombas volcánicas (véase Recuadro 8.1). En algunos casos, se encuentran una forma muy densa de cuarzo (*coesita*) y *diamantes* minúsculos. Estos minerales de alta presión proporcionan pruebas convincentes de que han debido alcanzarse, al menos brevemente, en la

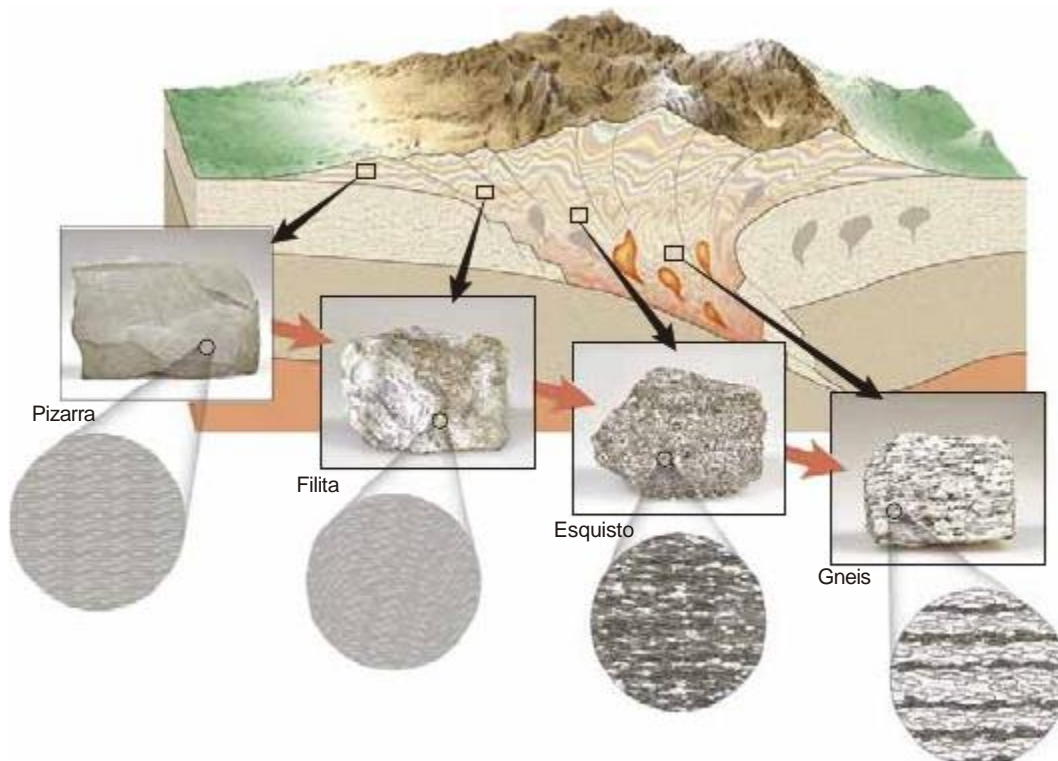
superficie de la Tierra, presiones y temperaturas al menos tan elevadas como las existentes en el manto superior.

## ZONAS DE METAMORFISMO

En las zonas afectadas por metamorfismo, suelen existir variaciones sistemáticas en la mineralogía y la textura de las rocas que pueden observarse al atravesar la región. Estas diferencias tienen una clara relación con las variaciones en el grado de metamorfismo experimentado en cada zona metamórfica.

### Variaciones de textura

Cuando empezamos con una roca sedimentaria rica en arcillas como la lutita, un aumento gradual de la intensidad metamórfica va acompañado de un crecimiento general del tamaño de la partícula. Por tanto, observamos la lutita que se transforma en pizarra de grano fino, que a su vez forma filita y, a través de la recristalización continua, genera un esquisto de grano grueso (Figura 8.26). Bajo condiciones más intensas, puede desarrollarse una textura gnéisica que exhibe capas de minerales oscuros y claros. Esta transición sistemática de las texturas metamórficas puede observarse al aproximarnos a los Apalaches desde occidente. Las capas de lutita que antes se extendían por encima de zonas extensas del este de Estados



**FIGURA 8.26.** Ilustración idealizada del metamorfismo regional progresivo. De izquierda a derecha, pasamos de un metamorfismo de grado bajo (pizarra) a un metamorfismo de grado alto (gneis) (Fotos de E. J. Tarbuck).



## ENTENDER LA TIERRA

### El metamorfismo de impacto y las tectitas

#### RECUADRO 8.1

Sabemos ahora que los cometas y los asteroides han colisionado con la Tierra con mucha más frecuencia de lo que se había supuesto. Las pruebas: hasta la actualidad se han identificado más de 100 estructuras de impactos gigantes. Anteriormente se creía que muchas de estas estructuras eran el resultado de algún proceso volcánico mal comprendido. La mayoría de estructuras de impactos, como Manicouagan en Québec, son tan antiguas y están tan meteorizadas que ya no parecen un cráter de impacto. Una excepción notable es el cráter Meteor, en Arizona, que parece reciente (Figura 8.A).

Una señal de los cráteres de impacto es el *metamorfismo de impacto*. Cuando los proyectiles de gran velocidad (cometas, asteroides) impactan contra la superficie de la Tierra, las presiones alcanzan millones de atmósferas y las temperaturas superan transitoriamente los 2.000 °C. El resultado es la roca pulverizada, triturada y fundida. Cuando los cráteres de impacto son relativamente recientes, el material expulsado fundido por el impacto y los fragmentos rocosos rodean el punto de impacto. Aunque la mayor parte del material se deposita cerca de su origen, algunos materiales expulsados pueden recorrer grandes distancias. Un ejemplo son las *tectitas*, esferas de vidrio rico en sílice, algunas de las cuales han sido moldeadas aerodinámicamente como lágrimas durante el vuelo (Figura 8.B). La mayoría de tectitas no miden más de unos pocos centímetros de diámetro y son de color negro azabache a verde oscuro o amarillentos. En Australia, millones de tectitas cubren una zona siete veces mayor que Texas. Se han identificado varios agrupamientos de tectitas de este tipo en todo el mundo, uno de los cuales abarca casi la mitad del perímetro del globo.

No se han observado caídas de tectitas, de modo que no se conoce con certeza su origen. Dado que el contenido en sílice de las tectitas es mucho más elevado que el del vidrio volcánico (obsidiana), es improbable que tengan un origen volcánico. La mayoría de investigadores coincide en que las tectitas son el resultado de los impactos de grandes proyectiles.

Según una hipótesis, las tectitas tienen un origen extraterrestre. Los asteroides pueden haber golpeado la Luna con tal fuerza que los materiales expulsados «salpicaron» con la fuerza suficiente como para escapar de la gravedad de la Luna. Otros argumentan



**FIGURA 8.A.** Cráter creado por un meteorito, localizado en el oeste de Winslow, Arizona (Foto de Michael Collier).

que las tectitas son terrestres, pero puede objetarse que algunos agrupamientos, como el de Australia, no tienen un cráter de impacto identificable. Sin embargo, el objeto que produjo las tectitas australianas pudo haber golpeado la plataforma continental, dejando

el cráter resultante fuera de la vista, por debajo del nivel del mar. Las pruebas que respaldan el origen terrestre son la caída de tectitas en el oeste de África que parecen ser de la misma edad que un cráter existente en la misma región.



**FIGURA 8.B.** Tectitas recuperadas del altiplano Nullarbor, Australia (Foto de Brian Mason/Institución Smithsonian).

Unidos, todavía se presentan como estratos casi planos en Ohio. Sin embargo, en los Apalaches ampliamente plegados del centro de Pensilvania, las rocas que antes habían formado estratos planos están plegadas y exhiben una orientación preferente de granos minerales planos como muestra una pizarrosidad bien desarrollada. Cuando nos vamos desplazando más hacia el este en los Apalaches cristalinos intensamente deformados, encontramos grandes afloramientos de esquistos. Las zonas de metamorfismo más intenso se encuentran en Vermont y New Hampshire, donde afloran las rocas gnéicas.

## Minerales índice y grado metamórfico

Además de los cambios de textura, encontramos cambios correspondientes de mineralogía conforme nos desplazamos de las zonas de metamorfismo de bajo grado a las de metamorfismo de alto grado. Una transición idealizada en la mineralogía que se produce como consecuencia del metamorfismo regional de lutitas se muestra en la Figura 8.27. El primer mineral nuevo que se forma a medida que la lutita se transforma en pizarra es la clorita. A temperaturas más elevadas empiezan a dominar las partículas de moscovita y biotita. Bajo condiciones más extremas, las rocas metamórficas pueden contener granate y cristales de estaurólita. A temperaturas próximas a las del punto de fusión de la roca, se forma sillimanita. Esta última es un mineral metamórfico de temperatura elevada utilizado para fabricar porcelanas refractarias como las utilizadas en las bujías.

A través del estudio de las rocas metamórficas en sus ambientes naturales (llamado *estudio de campo*) y a través de estudios experimentales, los investigadores han descubierto que ciertos minerales, como los mostrados en la Figura 8.27, son buenos indicadores del ambiente metamórfico en el cual se formaron. Utilizando esos **minerales índice**, los geólogos distinguen entre diferentes zonas de metamorfismo regional. Por ejemplo, la clorita empieza a formarse cuando las temperaturas son relativamente bajas, menos de 200 °C (Figura 8.28). Por tanto, las rocas que contienen clorita (normalmente las pizarras) son conocidas como rocas de *bajo grado*. Por el contrario, la sillimanita se forma solo en ambientes muy extremos donde la temperatura supera los 600 °C y las rocas que la contienen son consideradas de *alto grado*. Cartografiando las zonas donde están los minerales índice, los geólogos cartografiaban de hecho zonas de grado variable de metamorfismo. *Grado* es un término utilizado en un sentido relativo para referirse a las condiciones de temperatura (o a veces de presión) a las que ha estado sometida la roca.

### Migmatitas

En los ambientes más extremos, incluso las rocas metamórficas de más alto grado experimentan cambios. Por ejemplo, las rocas gnéicas pueden calentarse lo suficiente como para provocar el inicio de la fusión. Sin embargo, recordemos lo hablado sobre las rocas ígneas, los diferentes minerales se funden a temperaturas diferentes. Los silicatos de color claro, normalmente el cuarzo y el feldespato potásico, tienen las temperaturas de fusión más bajas y empiezan a fundirse primero, mientras

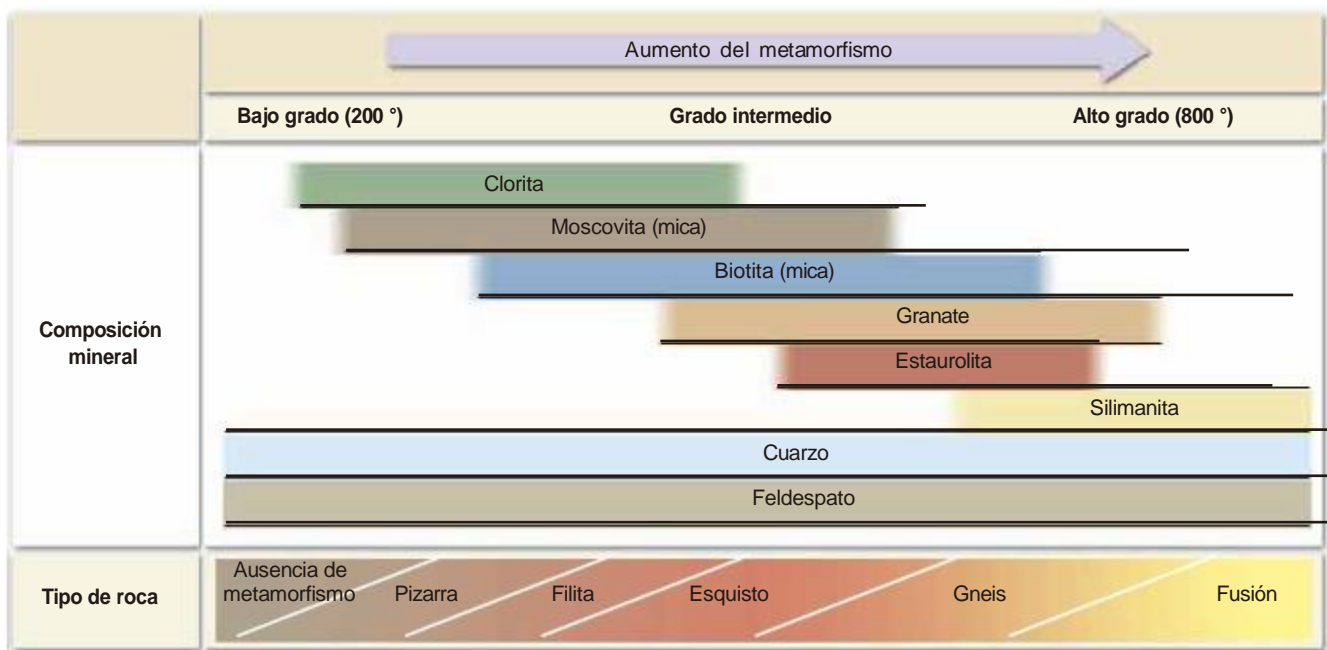
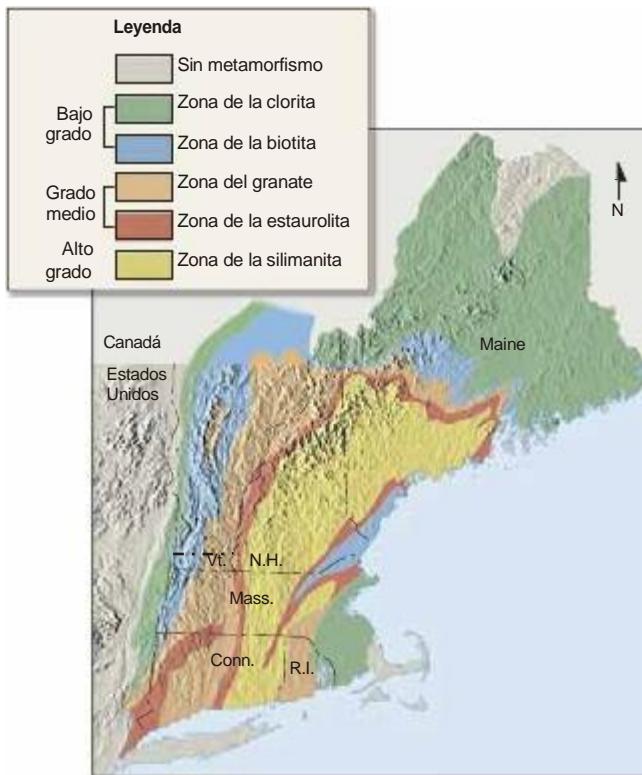


FIGURA 8.27. La transición típica en la mineralogía que se produce por metamorfismo progresivo de la lutita.



**FIGURA 8.28.** Zonas de intensidades metamórficas en Nueva Inglaterra



**FIGURA 8.29.** Migmatita. Las capas más claras son roca ígnea compuesta de cuarzo y feldespato, mientras que las más oscuras tienen origen metamórfico (Foto de Stephen Trimble).

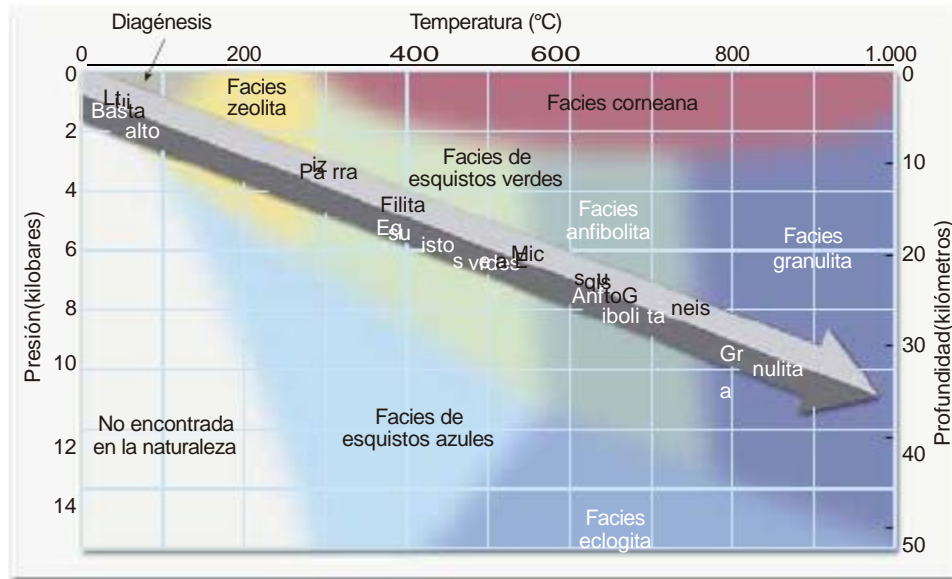
que los silicatos máficos, como el anfíbol y la biotita, se mantienen sólidos. Cuando esta roca parcialmente fundida se enfría, las bandas claras constarán de componentes ígneos o de aspecto ígneo, mientras que las bandas oscuras consistirán en material metamórfico no fundido. Las rocas de este tipo se denominan **migmatitas** (*migma* = mezcla; *ite* = piedra). Las bandas claras de las migmatitas suelen formar pliegues tortuosos y pueden contener inclusiones tabulares de los componentes oscuros. Las migmatitas sirven para ilustrar el hecho de que algunas rocas son transicionales y no pertenecen claramente a ninguno de los tres grupos básicos de rocas.

## INTERPRETACIÓN DE LOS AMBIENTES METAMÓRFICOS

Hace aproximadamente un siglo, los geólogos se dieron cuenta de que podían utilizarse grupos de minerales asociados para determinar las presiones y las temperaturas a las cuales las rocas experimentan metamorfismo (véase Recuadro 8.2). El descubrimiento llevó al geólogo finlandés Pennti Eskola a proponer el concepto de facies metamórfica. En términos sencillos, las rocas metamórficas que contienen la misma asociación de minerales pertenecen a la misma **facies metamórfica**, lo que significa que se formaron en ambientes metamórficos muy similares. El concepto de facies metamórfica es análogo a utilizar un grupo de plantas para definir las zonas climáticas: las regiones que experimentan condiciones similares de precipitación de temperatura exhiben plantas similares. Por ejemplo, los bosques de abetos, alerces y abedules identifican las zonas climáticas subártica o de la taiga.

Hay varias facies metamórficas comunes, que se muestran en la Figura 8.30 y son: las *facies corneanas*, *zeolíticas*, *de esquistos verdes*, *anfibiólítica*, *granulitas*, *de esquistos azules* y *eclogitas*. El nombre de cada facies se basa en los minerales que la definen. Por ejemplo, las rocas de la facies anfibiólítica se caracterizan por el mineral hornblenda (un anfíbol común); y las facies de esquistos verdes consisten en esquistos en los cuales predominan los minerales verdes clorita, epidota y serpentina. Similares grupos de minerales se encuentran en rocas de todas las edades y en todas las partes del mundo. Por tanto, el concepto de facies metamórfica es útil para la interpretación de la historia de la Tierra. Las rocas que pertenecen a la misma facies metamórfica se formaron todas bajo las mismas condiciones de temperatura y de presión, y por consiguiente, en ambientes tectónicos similares, con independencia de su ubicación o edad.

Debe observarse que el nombre de cada facies metamórfica se refiere a una roca metamórfica derivada de manera específica de un progenitor basáltico. Esto es así porque Pennti Eskola se concentró en el

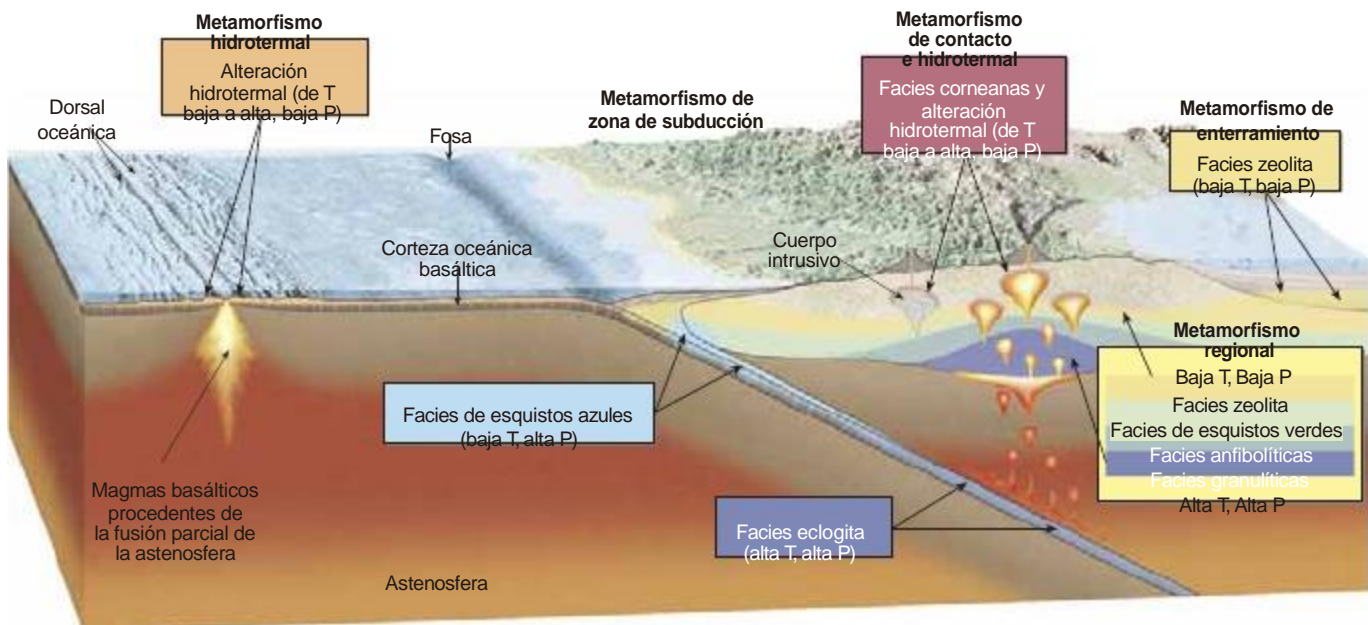


**FIGURA 8.30.** Facies metamórfica y condiciones de temperatura y presión correspondientes. Nótese las rocas metamórficas equivalentes producidas mediante metamorfismo regional de los protolitos basalto y litita.

metamorfismo de los basaltos, y se mantiene su terminología básica, aunque ahora ligeramente modificada. Los nombres de las facies de Eskola sirven a modo de cómodas etiquetas para una combinación concreta de temperaturas y presiones al margen de la composición mineral. En otras palabras, aun cuando una roca madre no basáltica produzca minerales índices diferentes bajo un conjunto determinado de condiciones metamórficas, se utilizan los nombres de las facies mostrados en la Figura 8.30 para indicar los intervalos de

temperatura y de presión soportados por la roca metamórfica.

En la Figura 8.31 se muestra cómo el concepto de facies encaja en el contexto de la tectónica de placas. Cerca de las fosas oceánicas profundas, placas de litosfera oceánica relativamente fría subducen. A medida que la litosfera desciende, los sedimentos y las rocas de la corteza van siendo sometidas a temperaturas y presiones constantemente crecientes (Figura 8.31). Sin embargo, la temperatura de la placa descendente permanece más fría



**FIGURA 8.31.** Asociación de las facies metamórficas con los entornos de la tectónica de placas.

# ENTENDER LA TIERRA

## Estabilidad mineral

### RECUADRO 8.2

En la mayoría de los ambientes tectónicos, como a lo largo de las zonas de subducción, las rocas experimentan un aumento simultáneo de presión y temperatura. Un aumento de la presión hace que los minerales se contraigan, lo que favorece la formación de minerales de alta densidad. Sin embargo, un aumento de la temperatura provoca su expansión, de modo que las fases minerales que ocupan el mayor volumen (las menos densas) tienden a ser más estables a temperaturas elevadas. Por tanto, la determinación de las condiciones de temperatura y presión a las cuales un mineral es estable (no cambia) no es tarea fácil. Para ayudar en esta empresa, los investigadores han vuelto al laboratorio. Aquí, materiales de diversa composición se calientan y se colocan bajo presiones que se aproximan a las condiciones reinantes a diversas profundidades del interior de la Tierra. A partir de esos experimentos, podemos determinar qué minerales es probable que se formen en diversos ambientes metamórficos.

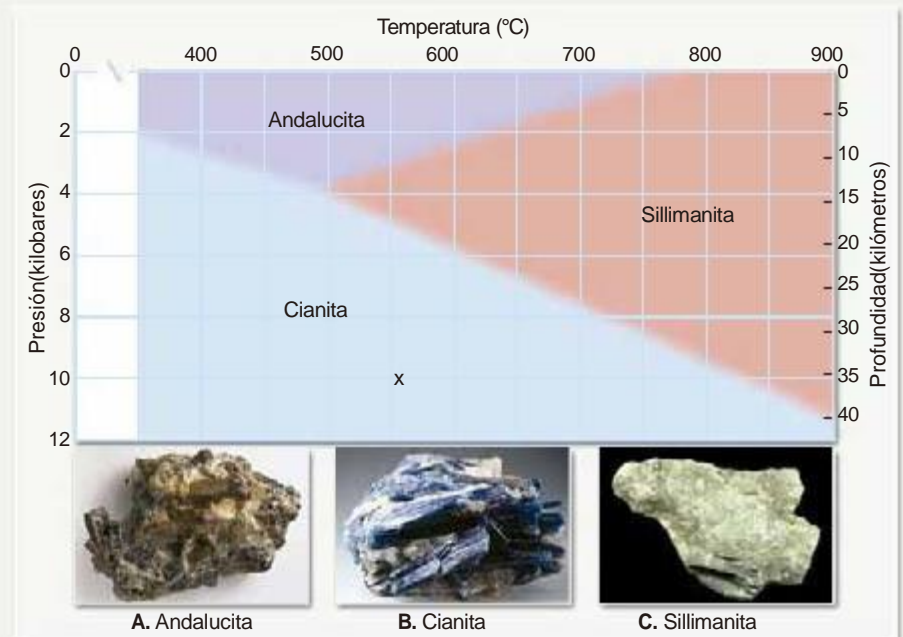
Resulta que algunos minerales, por ejemplo el cuarzo, son estables a lo largo de una amplia variedad de ambientes metamórficos. Por fortuna, otros grupos de minerales proporcionan estimaciones útiles de las condiciones existentes durante el metamorfismo. Uno de los más importantes de estos grupos abarcan los minerales *cianita*, *andalucita* y *sillimanita*. Los tres minerales tienen idénticas composiciones químicas ( $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ ), pero diferentes estructuras cristalinas, lo que los hace *polimorfos* (véase el Capítulo 3). En la Figura 8.C se muestra un *diagrama de fase* en el que se indica el intervalo específico de presiones y temperaturas al cual es estable cada uno de estos silicatos ricos en aluminio.

Dado que las lutitas y los esquistos de barro, que son muy comunes, contienen los

elementos encontrados en esos minerales, los productos metamórficos de la lutita (pizarra, esquistos y gneis) suelen contener cantidades variables de cianita, andalucita o sillimanita. Por ejemplo, si la lutita se enterró a una profundidad de unos 35 kilómetros, donde la temperatura era de 550 °C, se formaría el mineral cianita (véase la «X» en la Figura 8.C).

En general, la andalucita se produce por metamorfismo de contacto en ambientes próximos a la superficie donde las temperaturas son elevadas pero las presiones son relativamente bajas. La cianita se

considera el polimorfo de alta presión que se forma durante la subducción y enterramiento profundo asociados con la formación de las montañas. La sillimanita, por otro lado, se forma solo a temperaturas elevadas, como consecuencia del contacto con un cuerpo magmático muy caliente o de enterramiento muy profundo. Conocer intervalos de temperaturas y presiones que experimentó una roca durante el metamorfismo proporciona a los geólogos datos valiosos necesarios para interpretar los ambientes tectónicos del pasado.



**FIGURA 8.C.** Diagrama de fase de las condiciones de presión y temperatura a las cuales son estables los tres minerales de  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  (Fotos de A. Harry Taylor/Dorling Kindersley Media Library; B. Dennisa Tasa y C. Biophoto Associates/Photo Researchers, Inc.).

que la del manto circundante porque las rocas son malas conductoras del calor y, por consiguiente, se enfría lentamente. Las facies metamórficas asociadas con este tipo de ambiente de baja temperatura y alta presión se denominan *facies de esquistos azules*, debido a la presencia de la variedad azul de anfíbol glaucofana (Figura 8.32A). Las rocas de la cordillera de la costa de California pertenecen a esta facies de esquistos azules. Las rocas muy deformadas que estuvieron una vez muy profundamente enterradas han aflorado, debido a un cambio en el borde de placa. En algunas zonas, la subducción transporta las rocas a profundidades incluso mayores, produciendo

las *facies eclogita*, que son diagnósticas de temperaturas y presiones muy elevadas (Figura 8.32B).

A lo largo de algunas zonas convergentes, los bloques continentales colisionan para formar extensos cinturones montañosos (véase Figura 8.24). Esta actividad provoca grandes zonas de metamorfismo regional que incluyen zonas de contacto, son de metamorfismo hidrotermal y metamorfismo de zona de subducción. Las crecientes temperaturas y presiones asociadas con el metamorfismo regional se recogen en la secuencia de *facies de esquistos verdes-anfibolita-granulita* que se muestran en la Figura 8.30.



A. Esquisto azul



B. Eclogita

**FIGURA 8.32.** Rocas producidas por metamorfismo de zona de subducción. **A.** Esquisto azul, que representa condiciones de baja temperatura, alta presión (nótese el anfíbol azul denominado glaucofana). **B.** Eclogita, que representa condiciones de alta temperatura, alta presión del manto. Nótense los granos rosas del granate y los granos verdes del piroxeno (Fotos de C. Tsujita).

## CAPÍTULO 8

## Metamorfismo y rocas metamórficas

### RESUMEN

El *metamorfismo* es la transformación de un tipo de roca en otro. Las *rocas metamórficas* se forman a partir de rocas preexistentes (ya sean rocas ígneas, sedimentarias u otras rocas metamórficas) que han sido alteradas por los agentes del metamorfismo, entre los que se cuentan el *calor*, la *presión* y los *fluidos químicamente activos*. Durante el metamorfismo, el material permanece esencialmente sólido. Los cambios que se producen en las rocas son texturales, así como mineralógicos.

La composición mineral de la roca madre determina, en gran medida, el grado al que cada agente metamórfico provocará cambios. El calor es el agente más importante porque proporciona la energía que impulsa las reacciones químicas que provocan la recristalización de los minerales. La presión, como la temperatura, también aumenta con la profundidad. Cuando están sometidos a la *presión de confinamiento*, los minerales pueden recristalizar en formas más compactas. Durante la formación de montañas, las rocas están sometidas al *esfuerzo diferencial*, que tiende a acortarlas en la dirección de aplicación de la presión y a alargarlas en dirección perpendicular a esa fuerza. En la profundidad, las rocas son calientes y *dúctiles*, lo cual explica su capacidad de deformarse y fluir cuando son sometidas a esfuerzos diferenciales. Los fluidos químicamente activos, casi siempre agua que contiene iones en solución, también intensifican el proceso metamórfico

disolviendo minerales y contribuyendo a la migración y la precipitación de este material en otros lugares.

*El grado de metamorfismo se refleja en la textura y la mineralogía de las rocas metamórficas.* Durante el metamorfismo regional, las rocas suelen mostrar una *orientación preferente* denominada *foliación* en la que se alinean sus minerales planares y alargados. La foliación se desarrolla conforme los minerales planares y alargados rotan en una alineación paralela, recristalizan y forman nuevos granos que exhiben una orientación preferente o se deforman plásticamente y se convierten en partículas aplanadas con una alineación planar. La *pizarrosidad* es un tipo de foliación en el que las rocas se separan limpiamente en capas delgadas a lo largo de superficies en las que se alinean los minerales planares. La *esquistosidad* es un tipo de foliación definido por el alineamiento paralelo de los minerales planares de grano medio a grueso. Durante el metamorfismo de alto grado, las migraciones iónicas pueden hacer que los minerales se segreguen en capas o bandas diferenciadas. Las rocas metamórficas con una textura bandeada se llaman *gneises*. Las rocas metamórficas compuestas por un solo mineral que forma cristales equidimensionales suelen tener un aspecto *no foliado*. El *mármol* (caliza metamorfizada) suele ser no foliado. Además, el metamorfismo puede inducir la transformación de minerales de baja temperatura en

minerales de alta temperatura y, a través de la introducción de iones de las *soluciones hidrotermales*, generar nuevos minerales, algunos de los cuales forman menas metálicas importantes desde el punto de vista económico.

Las rocas metamórficas foliadas comunes son las *pizarras*, las *filitas*, varios tipos de *esquistos* (por ejemplo los micaesquistos granatíferos) y los *gneises*. Las rocas no foliadas son el *mármol* (roca madre: caliza) y la *cuarcita* (casi siempre formada a partir de areniscas ricas en cuarzo).

Los cuatro ambientes geológicos en los cuales se produce normalmente el metamorfismo son: (1) *metamorfismo de contacto o térmico*; (2) *metamorfismo hidrotermal*; (3) *metamorfismo de enterramiento y de zona de subducción* y (4) *metamorfismo regional*. El metamorfismo de contacto se produce cuando las rocas están en contacto con un cuerpo ígneo, lo cual se traduce en la formación de zonas de alteración alrededor del magma llamadas *aureolas*. La mayoría de rocas metamórficas de contacto son rocas de grano fino, densas y duras de composiciones químicas diversas. Dado que la presión dirigida no es un factor importante, en general estas rocas no son foliadas. El metamorfismo

hidrotermal se produce cuando los fluidos calientes y ricos en iones circulan a través de la roca y causan alteraciones químicas de los minerales constituyentes. La mayor parte de la alteración hidrotermal ocurre a lo largo del sistema de dorsales centro oceánicas donde el agua marina migra a través de la corteza oceánica caliente y altera químicamente las rocas basálticas recién formadas. Los iones metálicos que son arrancados de la corteza acaban transportándose al fondo del océano, donde precipitan a partir de las fumarolas negras (*black smokers*) y forman depósitos metálicos, algunos de los cuales pueden ser importantes desde un punto de vista económico. El metamorfismo regional tiene lugar a profundidades considerables sobre una zona extensa y está asociado con el proceso de formación de montañas. Suele haber una gradación del grado de cambio en asociación con el metamorfismo regional, en el que la intensidad del metamorfismo (de grado bajo a alto) se refleja en la textura y la mineralogía de las rocas. En los ambientes metamórficos más extremos, las rocas llamadas *migmatitas* se encuentran en una zona de transición *en algún lugar entre* las rocas ígneas «verdaderas» y las rocas metamórficas «verdaderas».

## TÉRMINOS FUNDAMENTALES

aureola, 277	metamorfismo de contacto, 277	migmatita, 285
bandeado gnéisico, 272	metamorfismo de enterramiento, 280	mineral índice, 284
clinaje, 270	metamorfismo de impacto, 282	pizarrosidad, 270
disolución hidrotermal, 278	metamorfismo de zona de subducción, 280	presión de confinamiento, 267
escudo, 263	metamorfismo hidrotermal, 278	protolito, 264
esfuerzo diferencial, 267	metamorfismo regional, 280	roca madre, 286
esquistosidad, 271	metamorfismo térmico, 277	textura, 269
facies metamórfica, 285	metasomatismo, 268	textura no foliada, 272
foliación, 269		textura porfidoblástica, 273
metamorfismo, 264		

## PREGUNTAS DE REPASO

1. ¿Qué es el metamorfismo? ¿Cuáles son los agentes que transforman las rocas?
2. ¿Por qué se considera el calor el agente más importante del metamorfismo?
3. ¿En qué se diferencia la presión de confinamiento del esfuerzo diferencial?
4. ¿Qué papel representan los fluidos químicamente activos en el metamorfismo?
5. ¿De qué dos maneras puede una roca madre afectar el proceso metamórfico?
6. ¿Qué es la foliación? Distinga entre *pizarrosidad*, *esquistosidad* y *texturas gnéisicas*.
7. Describa brevemente los tres mecanismos por los que los minerales desarrollan una orientación preferente.
8. Enumere algunos cambios que pueden ocurrirle a una roca en respuesta a los procesos metamórficos.
9. Las pizarras y las filitas se parecen entre sí. ¿Cómo podría distinguir una de otra?
10. Cada una de las siguientes afirmaciones describe una o más características de una roca metamórfica concreta. Para cada una de ellas, nombre la roca metamórfica que se está describiendo.

- a) Rica en calcita y a menudo no foliada.
  - b) Roca con poca cohesión compuesta por fragmentos rotos que se formaron a lo largo de una zona de falla.
  - c) Representa un grado de metamorfismo entre la pizarra y el esquisto.
  - d) De grano muy fino y foliada; excelente pizarrosidad.
  - e) Foliada y compuesta predominantemente por minerales de orientación planar.
  - f) Compuesta por bandas alternas de silicatos claros y oscuros.
  - g) Roca dura, no foliada que se produce por metamorfismo de contacto.
11. Distinga entre el metamorfismo de contacto y el metamorfismo regional. ¿Cuál crea la mayor cantidad de rocas metamórficas?
12. ¿Dónde se produce la mayor parte del metamorfismo hidrotermal?
13. Describa el metamorfismo de enterramiento.
14. ¿Cómo utilizan los geólogos los minerales índice?
15. Describa brevemente los cambios de textura que tienen lugar en la transformación de la pizarra en filita, esquisto y luego en gneis.
16. ¿Cómo se relacionan los gneises y las migmatitas?
17. ¿Con qué tipo de límite de placa se asocia el metamorfismo regional?
18. ¿Por qué los núcleos de las principales cordilleras montañosas de la Tierra contienen rocas metamórficas?
19. Describa brevemente el ambiente tectónico que produce cada una de las siguientes facies metamórficas: corneana, de esquistos azules y granulita

## 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

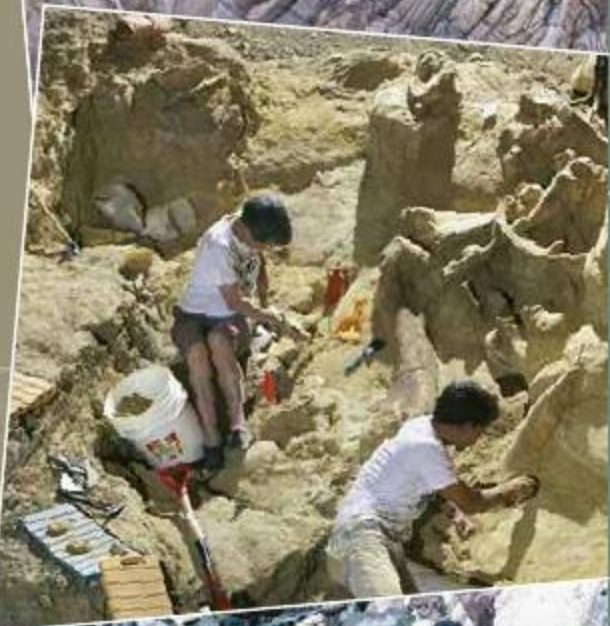
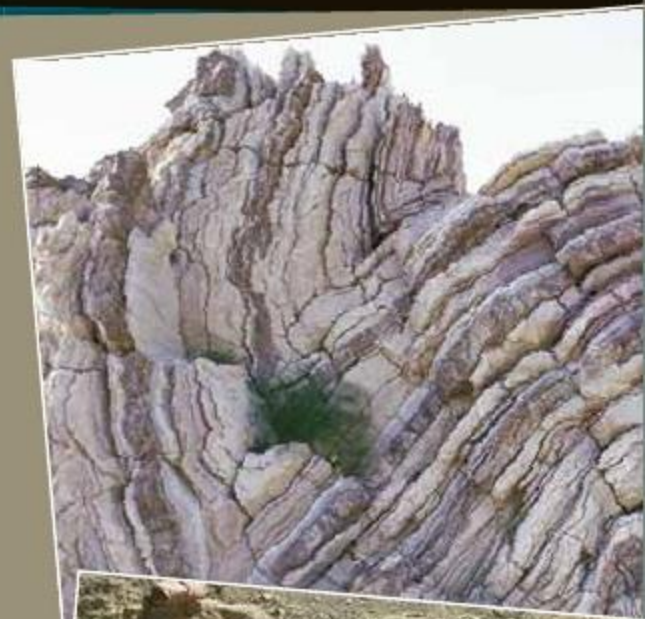
Para acceder a todos estos contenidos adicionales solo se necesita el código de acceso de las tarjetas que podrás adquirir con la compra del libro o por separado.





# CAPÍTULO 9

## El tiempo geológico





A finales del siglo XVIII, James Hutton reconoció la inmensidad de la historia de la Tierra y la importancia del tiempo como componente de todos los procesos geológicos. En el siglo XIX, Sir Charles Lyell y otros científicos demostraron efectivamente que la Tierra había experimentado muchos episodios de formación y erosión de montañas, que debían haber precisado grandes intervalos de tiempo geológico. Aunque estos científicos pioneros comprendían que la Tierra era muy antigua, no tenían ninguna manera de descubrir su verdadera edad. ¿Tenía decenas de millones, centenares de millones o incluso miles de millones de años? Así, se desarrolló una escala de tiempo geológico que mostraba la secuencia de acontecimientos basada en principios de datación relativa. ¿Cuáles son esos principios? ¿Qué parte desempeñan los fósiles? Con el descubrimiento de la radiactividad y de las técnicas de datación radiométrica, los geólogos pueden asignar ahora con bastante precisión fechas a muchos de los acontecimientos de la historia terrestre. ¿Qué es la radiactividad? ¿Por qué es un buen «reloj» para datar el pasado geológico?

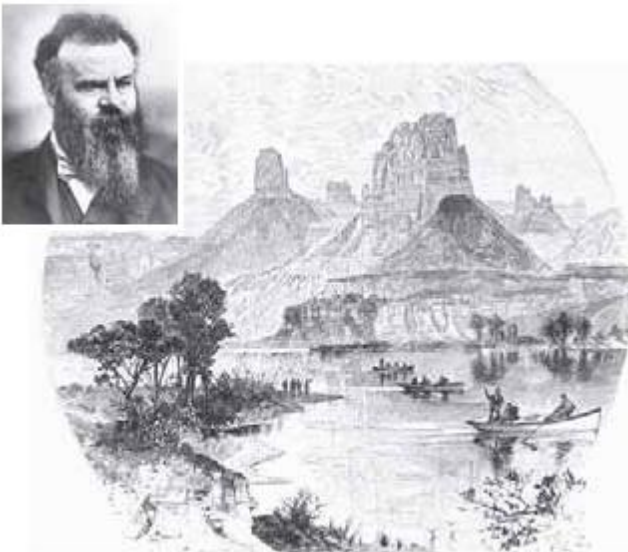
## LA GEOLOGÍA NECESITA UNA ESCALA TEMPORAL

En 1869, John Wesley Powell, que luego fue director del U. S. Geological Survey, dirigió una expedición pionera que descendió el río Colorado a través del Gran Cañón (Figura 9.1). Cuando escribió sobre los estratos rocosos que habían quedado expuestos por el encajamiento del río, Powell anotó que «los cañones de esta región constituirían un Libro de Revelaciones en la Biblia de la

quedó impresionado con los millones de años de historia de la Tierra expuestos a lo largo de las paredes del Gran Cañón (Figura 9.2).

Powell comprendió que las pruebas de una Tierra antigua están ocultas en sus rocas. Como las páginas en un libro de historia extenso y complicado, las rocas registran los acontecimientos geológicos y las formas de vida cambiantes del pasado. El libro, sin embargo, no está completo. Faltan muchas páginas, en especial de los primeros capítulos. Otras están desgastadas, rotas o manchadas. Sin embargo, quedan suficientes páginas para permitirnos descifrar la historia.

damental de la ciencia de la Geología. Como un detective actual, el geólogo debe interpretar las pistas que se encuentran conservadas en las rocas. Estudiando estas rocas, en especial las rocas sedimentarias, y los rasgos que contienen, los geólogos pueden desvelar las complejidades del pasado.



**FIGURA 9.1.** El comienzo de la expedición desde la estación Green River, Wyoming, se muestra en este dibujo del libro de Powell de 1875. La fotografía insertada es del Comandante John Wesley Powell, geólogo pionero y segundo director de U. S. Geological Survey (Cortesía de U. S. Geological Survey, Denver).

Los acontecimientos geológicos por sí mismos, sin embargo, tienen poco significado hasta que se sitúan en una perspectiva temporal. Estudiar la historia, ya se trate de la Guerra Civil o de la época de los dinosaurios, requiere un calendario. Entre las principales contribuciones de la Geología al conocimiento humano se cuenta la *escala de tiempo geológico* y el descubrimiento de que la historia de la Tierra es extraordinariamente larga.

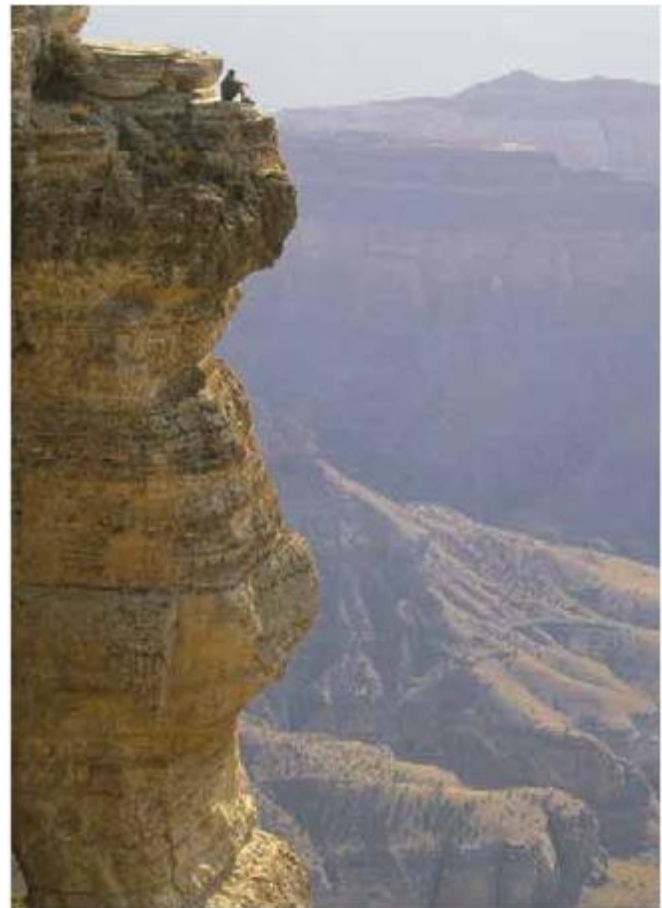
## DATACIÓN RELATIVA: PRINCIPIOS CLAVE



### GEOLOGIC TIME

Relative Dating Key Principles

Los geólogos que desarrollaron la escala de tiempo geológico revolucionaron la manera de pensar sobre el tiempo y la percepción de nuestro planeta. Descubrieron que



**FIGURA 9.2.** Este excursionista descansa sobre la Formación Kaibab, el estrato más alto del Gran Cañón. Centenares de años de historia de la Tierra están contenidos en los estratos situados por debajo. Esta es una vista de Cape Royal en el borde norte del Gran Cañón (Foto de Michael Collier).

la Tierra es mucho más antigua de lo que nadie se había imaginado y que su superficie y su interior habían cambiado una y otra vez por los mismos procesos geológicos que actúan en la actualidad.

A finales del siglo XIX y principios del XX, se intentó determinar la edad de la Tierra. Aunque alguno de los métodos parecía prometedor en aquella época, ninguno de esos primeros esfuerzos demostró ser fiable. Lo que estos científicos buscaban era una **edad absoluta**. Estas fechas especifican el número real de años que han pasado desde que un acontecimiento ha ocurrido. En la actualidad, nuestro conocimiento de la radiactividad nos permite determinar con exactitud las edades numéricas de rocas que representan acontecimientos importantes en el pasado lejano de la Tierra. Estudiaremos la radiactividad más adelante en este capítulo. Antes del descubrimiento de la radiactividad, los geólogos no tenían método fiable de datación numérica y tenían que depender únicamente de la datación relativa.

La **datación relativa** significa que las rocas se colocan en su *secuencia de formación* adecuada: cuál se formó en primer lugar, en segundo, en tercero y así sucesivamente. La datación relativa no puede decirnos cuánto hace que sucedió algo, solo qué ocurrió después de un acontecimiento y antes de otro. Las técnicas de datación relativa que se desarrollaron son válidas y continúan siendo muy utilizadas todavía hoy. Los métodos de datación numérica no sustituyeron esas técnicas; simplemente las complementaron. Para establecer una escala de tiempo relativo, hubo que descubrir unos pocos principios o reglas básicos y aplicarlos. Aunque puedan parecer obvios en la

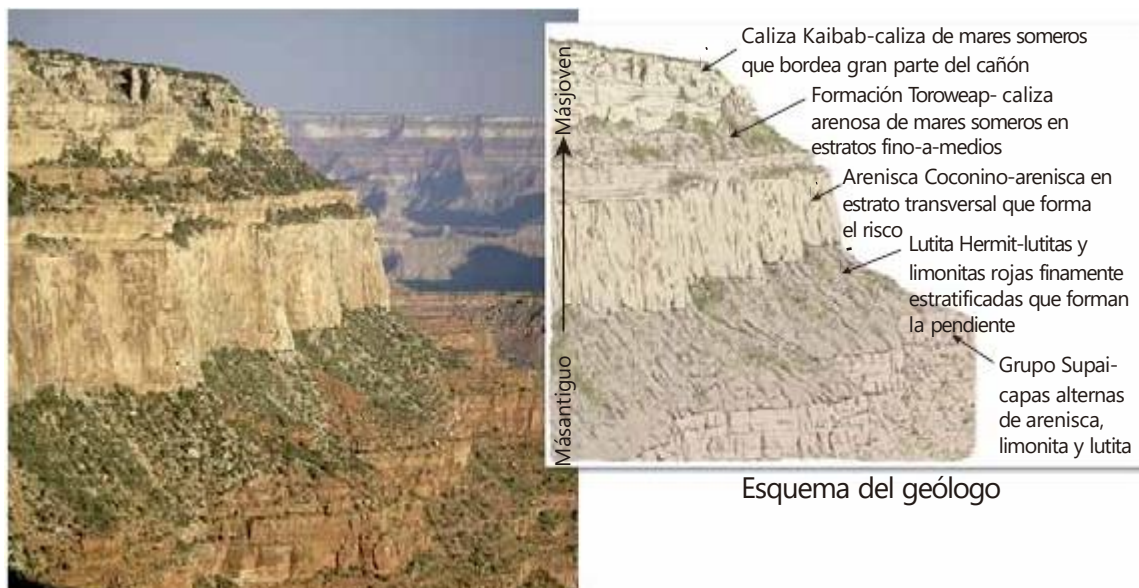
actualidad, en su época constituyeron avances importantes del pensamiento, y su descubrimiento fue un logro científico importante.

## Ley de la superposición

A Nicolaus Steno, un anatomista, geólogo y clérigo danés (1638-1686), se le reconoce haber sido el primero en descubrir una secuencia de acontecimientos históricos en un afloramiento de capas de rocas sedimentarias.

Steno aplicó una regla muy simple que se ha convertido en el principio más básico de la datación relativa: la **ley de la superposición** (*super* = sobre; *positum* = situarse). La ley establece simplemente que en una secuencia no deformada de rocas sedimentarias, cada estrato es más antiguo que el que tiene por encima y más joven que el que tiene por debajo. Aunque pueda parecer obvio que una capa rocosa no pudo depositarse sin que hubiera algo debajo para sustentarla, no fue hasta 1669 cuando Steno estableció con claridad este principio.

Esta regla se aplica también a otros materiales depositados en la superficie, como las coladas de lava y los estratos de cenizas de las erupciones volcánicas. Aplicando la ley de la superposición a los estratos expuestos en la porción superior del Gran Cañón (Figura 9.3), podemos colocar fácilmente las capas en su orden apropiado. Entre las que se muestran, las rocas sedimentarias del grupo Supai son las más antiguas, seguidas en orden por la lutita Hermit, la arenisca Coconino, la formación Toroweap y la caliza Kaibab.



**FIGURA 9.3.** Aplicación de la ley de la superposición a estas capas expuestas en la parte superior del Gran Cañón; el grupo Supai es más viejo y la caliza Kaibab es más joven (Foto de E. J. Tarbuck).



**FIGURA 9.4.** La mayoría de las capas de sedimentos se depositan en posición casi horizontal. Por tanto, cuando vemos capas de rocas que están plegadas e inclinadas, podemos suponer que han debido de ser movidas a esta posición por acciones de la corteza *después* de ser depositadas. Estos pliegues están en Agio Pavlos en la isla mediterránea de Creta (Foto de Marco Simoni/Robert Harding).

## Principio de la horizontalidad original

También Steno fue el que reconoció la importancia de otro principio básico, denominado el **principio de la horizontalidad original**. De manera sencilla, significa que las capas de sedimento se depositan en general en una posición horizontal. Por tanto, cuando observamos estratos rocosos que son planos, deducimos que no han experimentado movimiento y que mantienen todavía su horizontalidad *original*. Eso se ilustra en las capas del Gran Cañón de las Figuras 9.2 y 9.3. Pero si están plegados o inclinados a un ángulo empinado deben de haber sido desplazados a esa posición por acciones de la corteza algún tiempo *después* de su depósito.

## Principio de la intersección

Cuando una falla atraviesa otras rocas, o cuando el magma hace intrusión y cristaliza, podemos suponer que la falla o la intrusión es más joven que las rocas afectadas<sup>1</sup>. Por ejemplo, en la Figura 9.5, las fallas y los diques deben de haberse producido claramente después de que se depositaran los estratos sedimentarios.

Este es el **principio de intersección**. Aplicando este principio, puede verse que la falla A se produjo *después* de que se depositara el estrato de arenisca, porque «rompe» la capa. De igual manera, la falla A se produjo *antes* de que el conglomerado se sedimentara porque la capa no está fracturada.

<sup>1</sup> Las fallas son fracturas en la corteza junto con las cuales han tenido lugar desplazamientos apreciables. Las fallas se abordan más detenidamente en el Capítulo 10.

También podemos afirmar que el dique B y el sill asociado con él son más antiguos que el dique A, porque este último corta al sill. De la misma manera, sabemos que los batolitos fueron emplazados después de que se produjera el movimiento a lo largo de la falla B, pero antes de que se formara el dique B. Esto es así porque el batolito atraviesa la falla B mientras que el dique B corta el batolito.

## Inclusiones

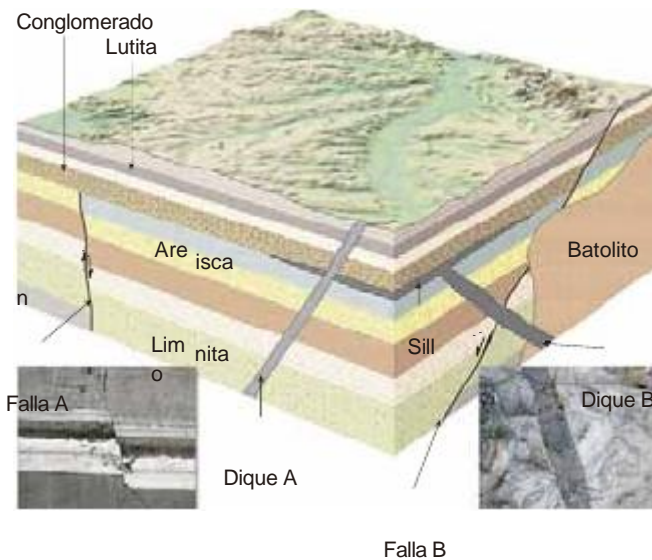
A veces las inclusiones pueden contribuir al proceso de datación relativa. Las **inclusiones** (*includere* = encerrar) son fragmentos de una unidad de roca que han quedado encerrados dentro de otra. El principio básico es lógico y directo. La masa de roca adyacente a la que contiene las inclusiones debe haber estado allí primero para proporcionar los fragmentos de roca. Por consiguiente, la masa de roca que contiene las inclusiones es la más joven de las dos. En la Figura 9.6 se proporciona un ejemplo. Aquí, las inclusiones de la roca ígnea intrusiva en el estrato sedimentario adyacente indican que la capa sedimentaria se depositó encima de una masa ígnea meteorizada, y no que hubiera intrusión magmática desde debajo que después cristalizó.

## Discontinuidades estratigráficas

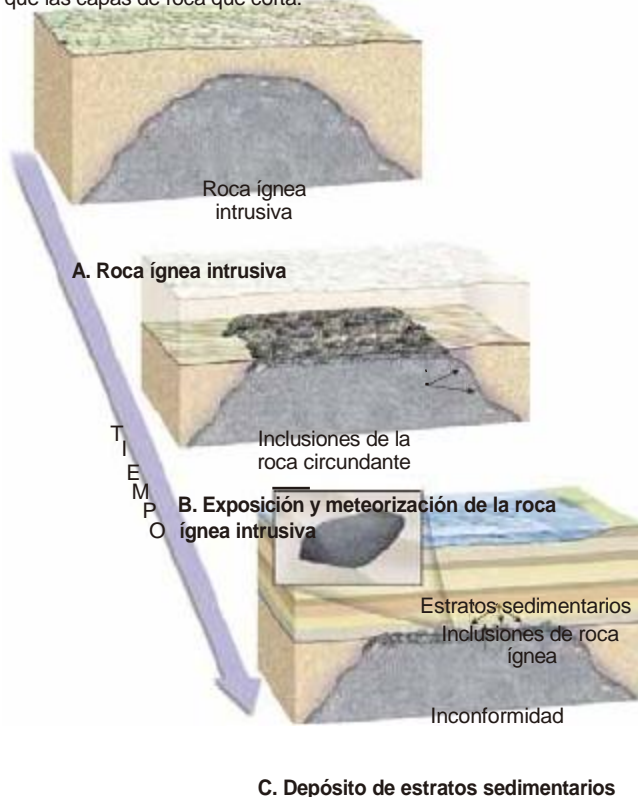
Cuando observamos estratos rocosos que se han ido depositando esencialmente sin interrupción, decimos que son **concordantes**. Zonas concretas exhiben estratos concordantes que representan ciertos lapsos de tiempo geológico. Sin embargo, ningún lugar de la Tierra tiene un conjunto completo de estratos concordantes.

A todo lo largo de la historia de la Tierra, el depósito de sedimentos se ha interrumpido una y otra vez. Todas esas rupturas en el registro litológico se denominan discontinuidades estratigráficas. Una **discontinuidad estratigráfica** representa un largo periodo durante el cual se interrumpió la sedimentación, la erosión eliminó las rocas previamente formadas y luego se reinició el depósito. En cada caso, el levantamiento y la erosión fueron seguidos de subsidencia y nueva sedimentación. Las discontinuidades estratigráficas son rasgos importantes porque representan acontecimientos geológicos significativos de la historia de la Tierra. Además, su reconocimiento nos ayuda a identificar qué intervalos de tiempo no están representados por los estratos y, por tanto, no aparecen en el registro geológico.

Las rocas expuestas en el Gran Cañón del río Colorado representan un lapso enorme de historia geológica. Es un lugar maravilloso para hacer una excursión a través del tiempo. Los coloreados estratos del cañón registran una larga historia de sedimentación en una diversidad de ambientes: mares, ríos y deltas,



**FIGURA 9.5.** Las relaciones de intersección representan un principio utilizado en la datación relativa. Un cuerpo rocoso intrusivo es más joven que la roca en la que intruye. Una falla es más joven que las capas de roca que corta.



**FIGURA 9.6.** Estos diagramas ilustran dos maneras mediante las cuales se pueden formar las inclusiones, así como un tipo de discontinuidad denominada inconformidad. En el diagrama A, las inclusiones de la masa ígnea representan los restos no fundidos de la roca de caja circundante que se rompieron y se incorporaron en el momento en el que el magma intruía. En el diagrama C, la roca ígnea debe de ser más antigua que las capas sedimentarias suprayacentes porque los estratos sedimentarios contienen inclusiones de la roca ígnea. Cuando rocas ígneas intrusivas más antiguas están cubiertas por estratos sedimentarios más jóvenes, se dice que hay un tipo de discontinuidad denominada *inconformidad*.

llanuras mareales y dunas de arena. Pero el registro no es continuo. Las discontinuidades estratigráficas representan enormes cantidades de tiempo que no se han registrado en las capas del cañón. En la Figura 9.7 se muestra un corte geológico del Gran Cañón, que permite comprender mejor los tres tipos básicos de discontinuidades, discordancias angulares, paraconformidades e inconformidades.

### Discordancia angular

Quizá la discontinuidad más fácil de reconocer es la **discordancia angular**. Consiste en rocas sedimentarias inclinadas o plegadas sobre las que reposan estratos más planos y jóvenes. Una discordancia angular indica que, durante la pausa en la sedimentación, se produjo un periodo de deformación (pliegue o inclinación) y erosión.

Cuando James Hutton estudió una discordancia angular en Escocia hace más de 200 años, resultó obvio para él que representaba un episodio fundamental de actividad geológica (Figura 9.9)<sup>2</sup>. Hutton y sus colaboradores también apreciaron el inmenso lapso de tiempo implicado por dichas relaciones. Cuando un compañero escribió más adelante sobre su visita a este lugar afirmó que «la mente se nos aturdiría mirando tan lejos en el abismo del tiempo».

### A veces los alumnos preguntan...

**Ha mencionado intentos antiguos de determinar la edad de la Tierra que no resultaron fiables. ¿Cómo abordaron los científicos del siglo XIX tales cálculos?**

Un método que se probó varias veces implicaba la velocidad de depósito de los sedimentos. Algunos argumentaban que si podían determinar la velocidad a la que se acumula el sedimento y luego podían establecer el grosor total de la roca sedimentaria... La inserción muestra una vista más de cerca de una inclusión.

que se había depositado durante la historia de la Tierra, podrían calcular la extensión del tiempo geológico. Solo hacía falta dividir la velocidad de acumulación de los sedimentos entre el espesor total de la roca sedimentaria.

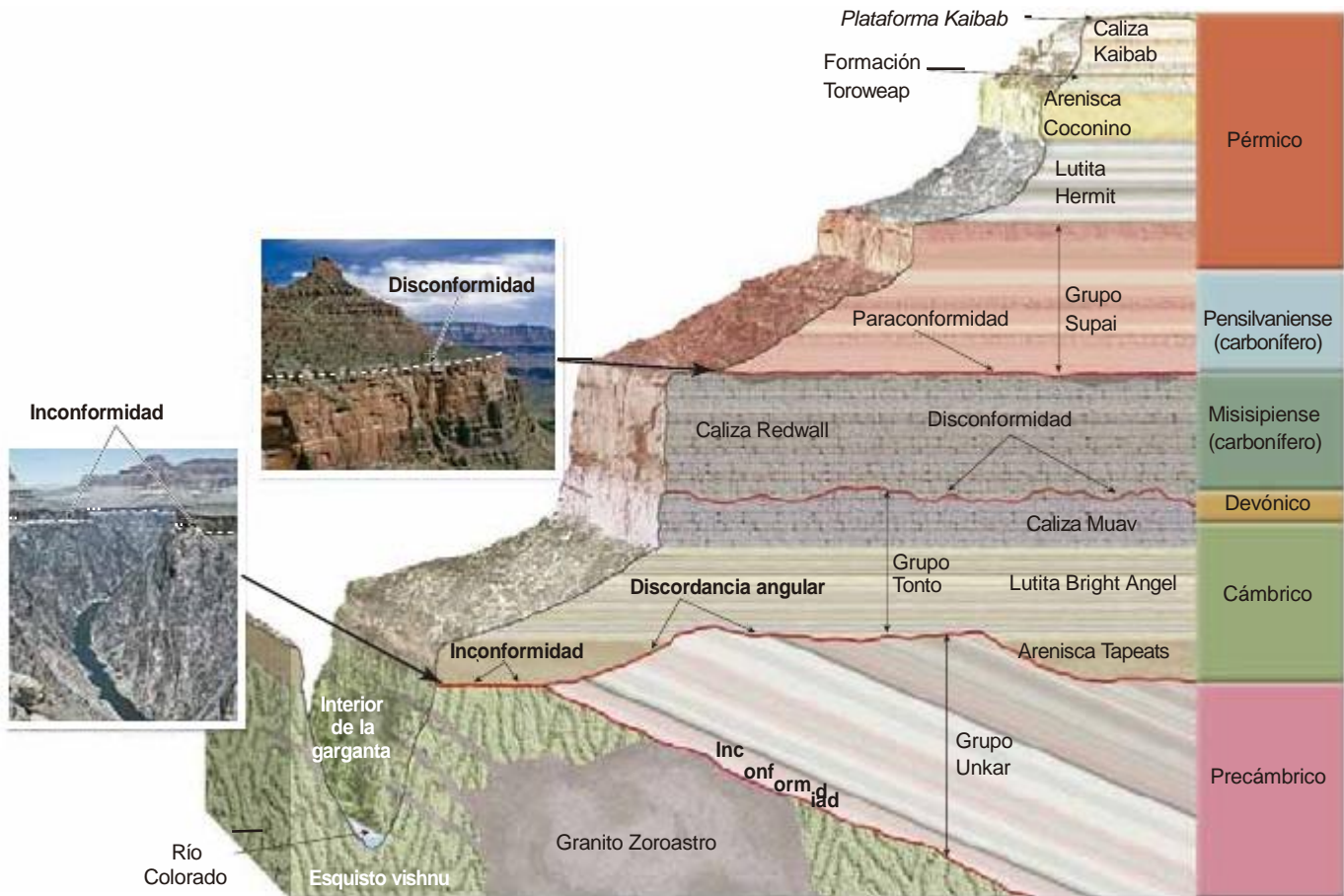
Los cálculos de la edad de la Tierra eran distintos cada vez que se probaba este método. ¡La edad de la Tierra calculada según este método oscilaba entre los 3 millones y los 1 500 millones de años! Evidentemente, este método presentaba dificultades por todas partes. ¿Puede sugerir algunas?

## Paraconformidad

Cuando se las compara con las discordancias angulares, las **paraconformidades** son más comunes, pero normalmente bastante menos claras, porque los estratos situados a ambos lados son en esencia paralelos. Muchas paraconformidades son difíciles de identificar

<sup>2</sup> Este geólogo pionero se comenta en la sección sobre el Nacimiento de la Geología Moderna del Capítulo 1.





**FIGURA 9.7.** Este corte geológico a través del Gran cañón ilustra los tres tipos básicos de discontinuidades estratigráficas. Entre el grupo Unkar precámbrico inclinado y los estratos del Cámbrico puede verse una discordancia. Hay dos paraconformidades notables, por encima y por debajo de la caliza Redwall. Se produce una inconformidad entre las rocas ígneas y metamórficas expuestas en el interior de la garganta y los estratos sedimentarios del grupo Unkar. Se produce también una inconformidad, resaltada por un foto, entre las rocas del interior de la garganta y la arenisca Tapeats.

porque las rocas situadas por encima y por debajo son similares y hay pocas pruebas de erosión. Dicha ruptura a menudo se parece a un plano de estratificación ordinaria. Otras paraconformidades son más fáciles de identificar porque la superficie de erosión antigua corta profundamente en las rocas inferiores más antiguas (disconformidad).

### Inconformidad

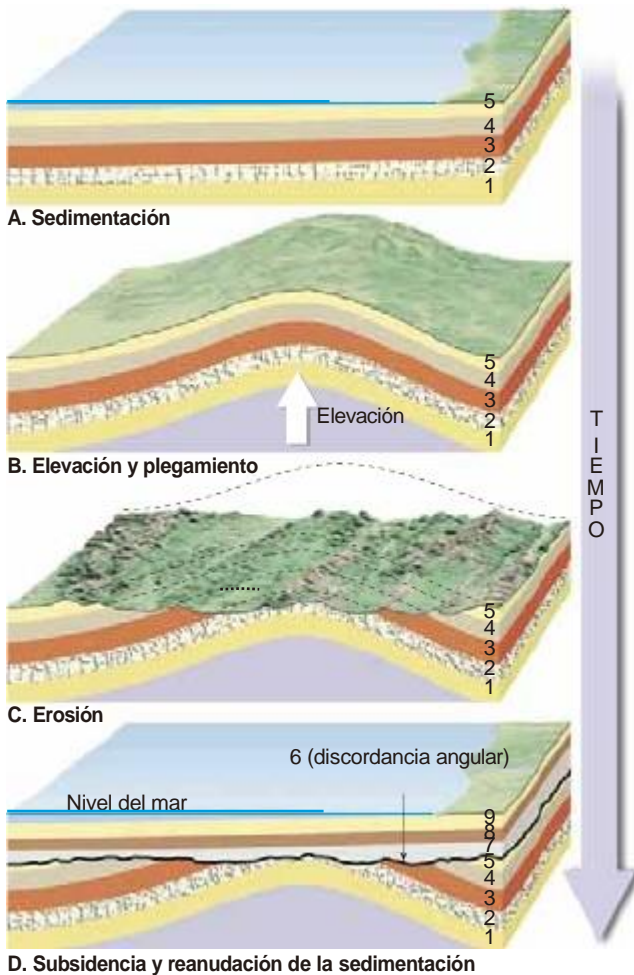
El tercer tipo básico de discontinuidad es la **inconformidad**. Aquí la ruptura separa rocas metamórficas o ígneas intrusivas más antiguas de los estratos sedimentarios más jóvenes (véanse Figuras 9.6 y 9.7). Exactamente igual que las discordancias angulares y las paraconformidades también las inconformidades implican movimientos de la corteza. Las masas ígneas intrusivas y las rocas metamórficas se originan bastante por debajo de la superficie. Por tanto, para que se desarrolle una inconformidad, debe haber un periodo de elevación y la erosión de las rocas suprayacentes.

Una vez expuestas en la superficie, las rocas ígneas o metamórficas son sometidas a meteorización y erosión antes de la subsidencia y de la reanudación de la sedimentación.

## Aplicación de los principios de datación relativa

Si se aplican los principios de datación relativa al corte geológico hipotético de la Figura 9.10, pueden colocarse en la secuencia adecuada las rocas y los acontecimientos que representan. La leyenda de la figura resume la lógica utilizada para interpretar el corte.

En este ejemplo, establecemos una escala de tiempo relativo para las rocas y los acontecimientos en la zona del corte. Recuerde que este método no nos permite saber cuántos años de historia terrestre están representados, pues no tenemos edades numéricas. Ni sabemos cómo comparar esta área con cualquier otra (véase Recuadro 9.1).



**FIGURA 9.8.** Formación de una discordancia angular. Una discordancia angular representa un periodo prolongado durante el cual se ha producido deformación y erosión.

## CORRELACIÓN DE LAS CAPAS ROCOSAS

Para desarrollar una escala de tiempo geológico que sea aplicable a toda la Tierra, deben emparejarse rocas de edad similar localizadas en regiones diferentes. Esta tarea se conoce como **correlación**.

Dentro de un área limitada, la correlación de las rocas de una localidad con las de otra puede hacerse sencillamente caminando a lo largo de los bordes de los afloramientos. Sin embargo, esto puede no ser posible cuando las rocas están ocultas bajo el suelo y la vegetación. La correlación a lo largo de distancias cortas suele conseguirse observando la posición de una capa en una secuencia de estratos. Es decir, una capa puede identificarse en otra localización si está compuesta por minerales característicos o infrecuentes.

Correlacionando las rocas de un lugar con las de otro, es posible una visión más completa de la historia

geológica de una región. En la Figura 9.11, por ejemplo, se muestra la correlación de estratos en tres zonas de la llanura del Colorado, al sur de Utah y al norte de Arizona. En ningún punto aparece la secuencia entera, pero la correlación revela una imagen más completa del registro sedimentario.

Muchos estudios geológicos se realizan en áreas relativamente pequeñas. Aunque son importantes por sí mismos, solo se comprende su valor completo cuando



Esquema del geólogo

**FIGURA 9.9.** Esta discordancia angular en Siccar Point, Escocia fue descrita por primera vez por James Hutton hace más de 200 años (Foto de Marli Miller).

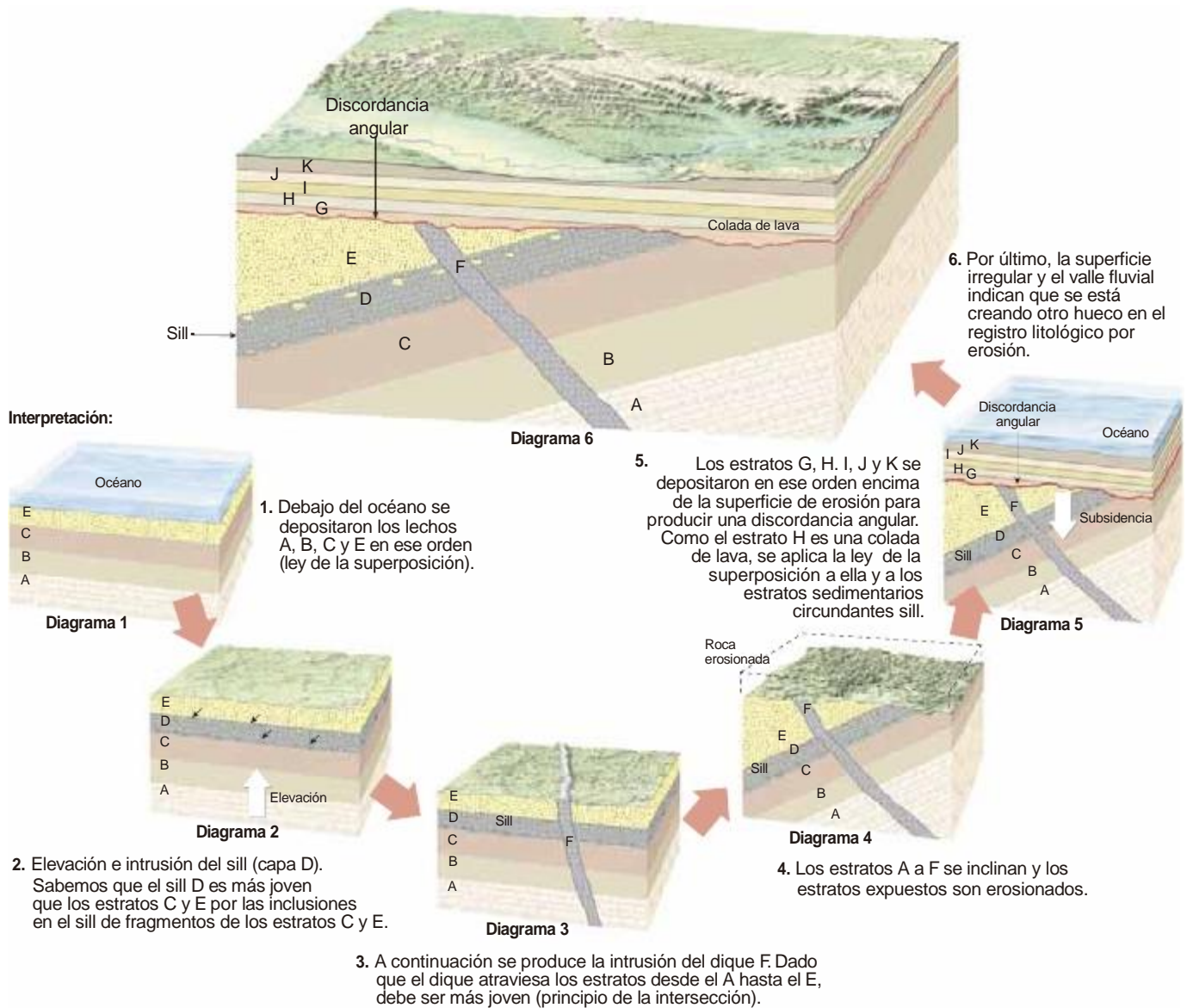


FIGURA 9.10. Corte geológico de una región hipotética.

se correlacionan con otras regiones. Aunque los métodos que acabamos de describir son suficientes para seguir la pista a una formación litológica a lo largo de distancias relativamente cortas, no son adecuados para emparejar rocas que están separadas por grandes distancias. Cuando el objetivo es la correlación entre áreas muy distantes o entre continentes, el geólogo dependerá de los fósiles.

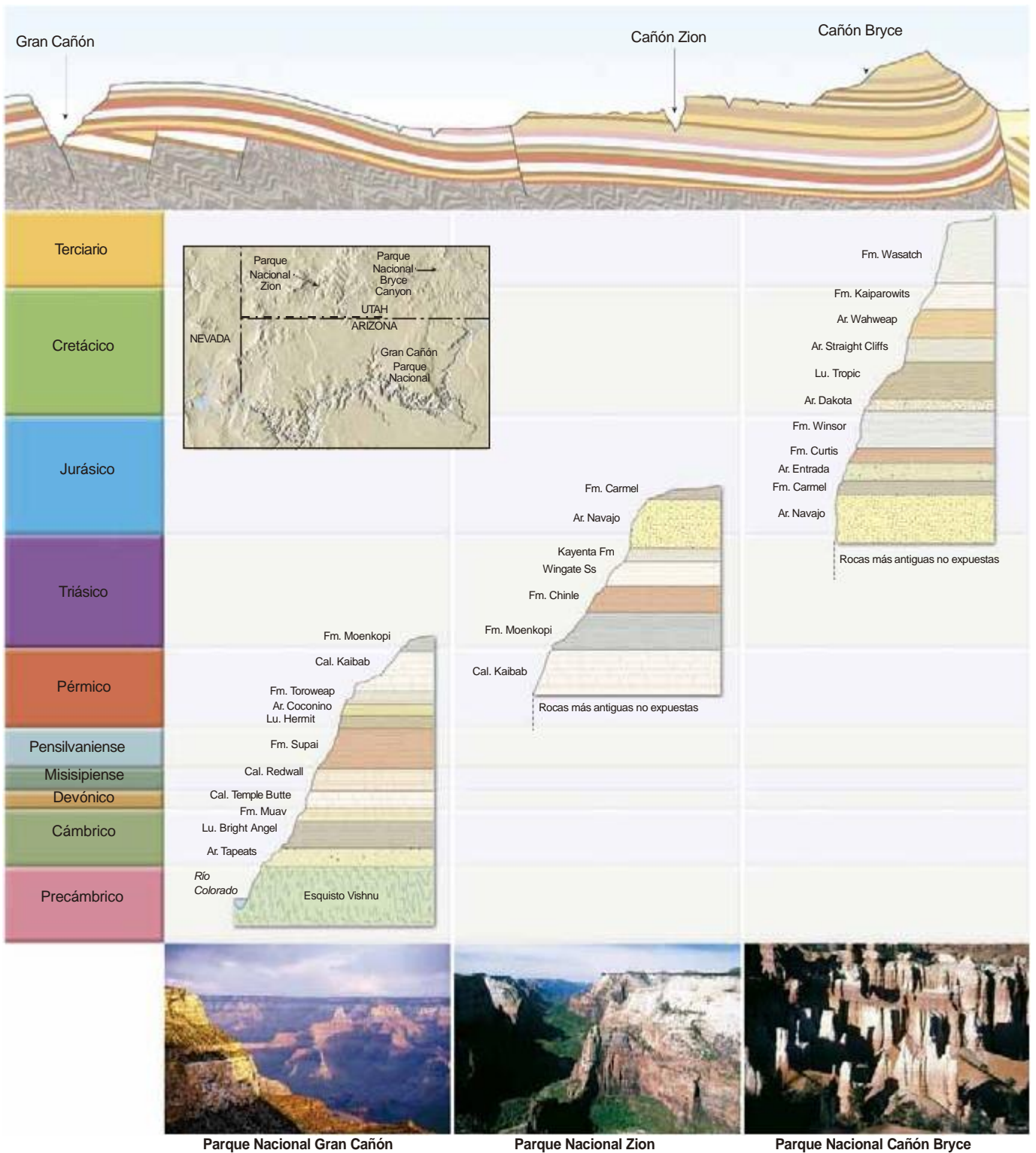
## FÓSILES: EVIDENCIAS DE VIDA EN EL PASADO

Los **fósiles**, restos de vida antigua, son inclusiones importantes en los sedimentos y las rocas sedimentarias. Son herramientas importantes y básicas para interpretar

el pasado geológico. El estudio científico de los fósiles se denomina **paleontología**. Es una ciencia interdisciplinaria que une la Geología y la Biología en un intento de entender todos los aspectos de la sucesión de la vida durante la enorme extensión del tiempo geológico. Conocer la naturaleza de las formas vivas que existieron en un momento concreto ayuda a los investigadores a comprender las condiciones ambientales del pasado. Además, los fósiles son indicadores cronológicos importantes y desempeñan un papel clave en la correlación de las rocas de edades similares que proceden de diferentes lugares.

### Tipos de fósiles

Los fósiles son de muchos tipos. Los restos de organismos relativamente recientes pueden no haber sido



**FIGURA 9.11.** La correlación de estratos en tres localidades de la meseta de Colorado revela una imagen completa de las rocas sedimentarias en la región. El diagrama superior es un corte geológico de la región (Tomado del U. S Geological Survey; fotos de E. J. Tarbuck).

alterados en absoluto. Objetos como dientes, huesos y caparzones son ejemplos comunes (Figura 9.12). Bastante menos comunes son los animales enteros, la

carne incluida, que se han conservado debido a circunstancias bastante inusuales. Son ejemplos de estos últimos los restos de elefantes prehistóricos denominados

## ENTENDER LA TIERRA

Aplicación de los principios de datación relativa en la superficie lunar

RECUADRO 9.1

De la misma manera que utilizamos los principios de la datación relativa para determinar la secuencia de los acontecimientos geológicos en la Tierra, también podemos aplicar esos principios a la superficie de la Luna (así como a otros cuerpos planetarios). Por ejemplo, la imagen de la superficie lunar de la Figura 9.A muestra el margen antiguo de una colada de lava «congelada» en su sitio. Aplicando la ley de la superposición, sabemos que esta lava es más joven que la capa adyacente que desaparece debajo de ella.

También pueden utilizarse las intersecciones. En la Figura 9.B, al observar un cráter de impacto que se superpone a otro, sabemos que el cráter intacto continuó apareciendo después del que este último secciona.

Los rasgos más obvios de la superficie lunar son los cráteres. La mayoría de ellos se produjo por el impacto de unos objetos de movimiento rápido llamados meteoritos. Mientras que la Luna tiene miles de cráteres de impacto, la Tierra tiene solo unos pocos. Esta diferencia puede atribuirse a la atmósfera terrestre. La fricción con el aire quema los pequeños derrubios antes de que estos alcancen la superficie. Además, la erosión y los procesos tectónicos han destruido las pruebas de la mayor parte de los cráteres apreciables que se formaron durante la historia de la Tierra.

Las observaciones de los cráteres lunares se utilizan para calcular las edades relativas de distintos puntos del satélite. El

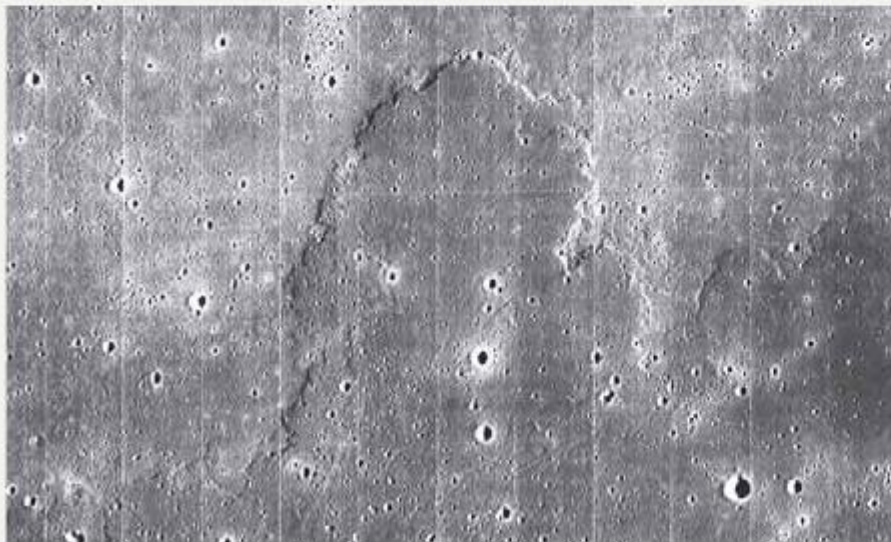
principio es claro. Las regiones más antiguas han estado expuestas a los impactos de meteoritos durante un periodo más largo y, por tanto, tienen más cráteres. Utilizando esta técnica junto con la Figura 9.C, podemos deducir que las regiones altas con muchos cráteres son más antiguas que las zonas oscuras, llamadas mares. La cantidad de cráteres por unidad de superficie (denominada *densidad de cráteres*) es, evidentemente, mucho mayor en las regiones altas. ¿Significa eso que las regiones altas son *mucho* más antiguas? Aunque esta puede parecer una conclusión lógica, la respuesta es negativa. Recordemos que estamos abordando un principio de datación *relativa*. Tanto las tierras altas como los mares son muy antiguos. La datación radiométrica de las rocas lunares procedente de las misiones *Apollo* demostró que la edad de las tierras altas supera los 4.000 millones de años, mientras que los mares tienen edades que oscilan entre los 3.200 y los 3.900 millones de años. Por tanto, las densidades de cráteres tan distintas *no* son solo el resultado de tiempos de exposición distintos. Los astrónomos han descubierto ahora que el Sistema Solar interno experimentó una disminución brusca y repentina del bombardeo meteórico hace unos 3.900 millones de años. La mayor parte de los cráteres de las regiones altas aparecieron antes de ese momento, y las coladas de lava que formaron los mares se solidificaron después.



**FIGURA 9.B.** Las intersecciones nos permiten decir que el cráter más pequeño e intacto se formó después del más grande (Foto cortesía de la NASA).



**FIGURA 9.C.** Densidad de cráteres. Las regiones más jóvenes tienen menos cráteres que las más antiguas. Las tierras altas con gran densidad de cráteres son más antiguas que las zonas oscuras, denominadas mares (UCO/Lick Observatory Image).



**FIGURA 9.A.** Aplicando la ley de la superposición, puede determinarse que la colada de lava es más antigua (Foto cortesía de National Space Data Center).



A.



B.

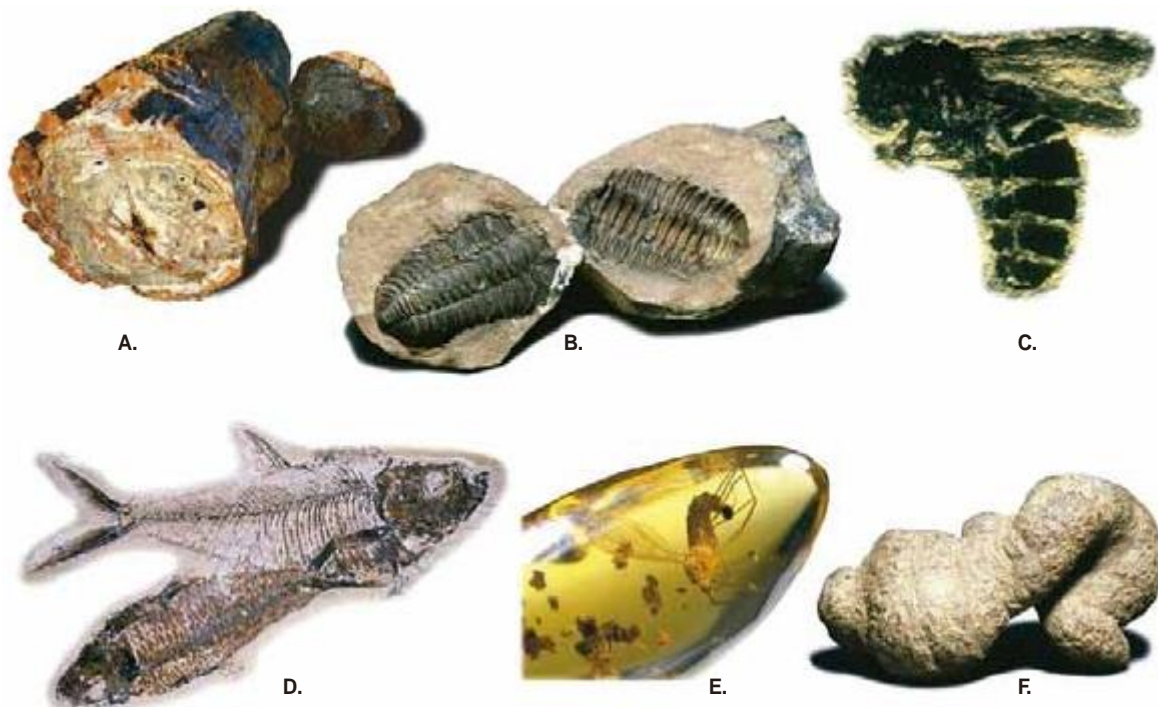
**FIGURA 9.12.** A. Excavando huesos del Hoyo 91 en las excavaciones de La Brea en Los Angeles. Es un sitio rico en los restos inalterados de los organismos de la Edad de Hielo. Los científicos llevan excavando aquí desde 1915 (Reed Saxon/AP Photo). B. Los fósiles de muchos organismos relativamente recientes son restos inalterados. El esqueleto del mamut de las excavaciones La Brea es un ejemplo espectacular (Martin Shields/Alamy).

mamuts, que se congelaron en la tundra ártica de Siberia y Alaska, así como los restos momificados de perezosos conservados en una cueva de Nevada.

Con tiempo suficiente, es probable que los restos de un organismo se modifiquen. A menudo, los fósiles se *petrifican* (literalmente «se vuelven roca»), lo que significa que las pequeñas cavidades internas y poros de la estructura original se llenan de materia mineral precipitada (Figura 9.13A). En otros casos, puede ocurrir

*sustitución*. Aquí se eliminan las paredes celulares y otros materiales sólidos, y son sustituidos por materia mineral. A veces se conservan bastante bien los detalles microscópicos de la estructura sustituida.

Los moldes constituyen otra clase común de fósiles. Cuando un caparazón u otra estructura son enterrados en un sedimento y luego disueltos por el agua subterránea se crea su *molde*. El molde externo refleja fielmente solo la forma y las marcas superficiales del organismo; no revela



**FIGURA 9.13.** Hay muchos tipos de fosilización. Aquí se muestran seis ejemplos. A. Madera petrificada en el Parque Nacional Petrified Forest, Arizona. B. Esta foto de trilobites ilustra un molde y su relleno. C. Abeja fósil conservada como una fina película de carbón. D. Las impresiones son fósiles comunes y a menudo muestran un detalle considerable. E. Insecto en ámbar. F. Un coprolito es un excremento fósil. (Foto A de David Muench; Fotos B, D y F de E. J. Tarbuck; Foto C de Florissant Fossil Beds National Monument; Foto E de Breck P. Kent).

información alguna relativa a su estructura interna. Si estos espacios huecos se llenan posteriormente con materia mineral, se crean los *moldes internos* (Figura 9.13B).

Un tipo de fosilización denominada *carbonización* es particularmente eficaz conservando las hojas y las formas animales delicadas. Se produce cuando un sedimento fino encierra los restos de un organismo. A medida que pasa el tiempo, la presión empuja hacia fuera los componentes líquidos y gaseosos y deja solo un delgado resto de carbón (Figura 9.13C). Las lutitas negras depositadas como barro rico en componentes orgánicos en ambientes pobres en oxígeno contienen a menudo abundantes restos carbonizados. Si se pierde la película de carbón de un fósil conservado en un sedimento de grano fino, una réplica de la superficie, denominada *impresión*, puede seguir mostrando un detalle considerable (Figura 9.13D).

Organismos delicados, como los insectos, son difíciles de conservar y, por consiguiente, son bastante raros en el registro fósil. No solo deben ser protegidos de la descomposición, tampoco deben ser sometidos a una presión que los pueda comprimir. Una forma mediante la cual algunos insectos se han conservado es en *ámbar*, la resina endurecida de los árboles antiguos. La mosca de la Figura 9.13E se conservó después de ser atrapada en una gota de resina pegajosa. La resina aisló al insecto de la atmósfera y protegió los restos de ser dañados por el agua y el aire. A medida que la resina fue endureciéndose, se formó una caja protectora resistente a la presión.

Además de los fósiles ya mencionados, hay otros numerosos tipos, muchos de ellos son solo trazas de vida prehistórica. Ejemplos de esas pruebas indirectas son:

1. Huellas: rastros de pisadas dejados por los animales en el sedimento blando que luego se litificó (véase Figura 7.30B).
2. Madrigueras: tubos en sedimento, madera o roca realizados por un animal. Estos agujeros se llenaron después de materia mineral y se conservaron. Se cree que algunos de los fósiles conocidos más antiguos fueron excavados por gusanos.
3. Coprolitos: fosilización de los excrementos y contenido del estómago, que puede proporcionar información útil relativa a los hábitos alimenticios de los organismos (Figura 9.13F).
4. Gastrolitos: cálculos estomacales muy pulidos que fueron utilizados en la molienda del alimento por algunos reptiles extinguidos.

## Condiciones que favorecen la conservación

Solo se han conservado como fósiles una diminuta fracción de los organismos que vivieron durante el pasado geológico. Normalmente, los restos de un animal o una planta se destruyen. ¿Bajo qué circunstancias se

conservan? Parece que son necesarias dos condiciones especiales: un enterramiento rápido y la posesión de partes duras.

Cuando un organismo perece, sus partes blandas suelen ser comidas rápidamente por los carroñeros o descompuestas por las bacterias. En ocasiones, sin embargo, son enterradas por los sedimentos. Cuando esto ocurre, son protegidos del medio ambiente, donde actúan procesos destructivos. Por consiguiente, el enterramiento rápido es una condición importante que favorece la conservación.

Además, los animales y las plantas tienen una posibilidad mucho mayor de ser conservados como parte del registro fósil si tienen partes duras. Aunque existen rastros y huellas de animales de cuerpo blando, como las medusas, los gusanos y los insectos, son mucho menos comunes. La carne suele descomponerse con tanta rapidez que la posibilidad de su conservación es excesivamente improbable. Las partes duras, como los caparzones, los huesos y los dientes, predominan en el registro de la vida del pasado.

Dado que la conservación depende de condiciones especiales, el registro de la vida en el pasado geológico es sesgado. El registro fósil de los organismos con partes duras que vivieron en áreas de sedimentación es bastante abundante. Sin embargo, solo conseguimos una ojeada ocasional del enorme conjunto de otras formas de vida que no cumplían las condiciones especiales que favorecían la conservación.

### A veces los alumnos preguntan...

#### ¿En qué se diferencian la Paleontología y la Arqueología?

Con frecuencia, confundimos estas dos áreas de estudio debido a que existe la percepción común de que tanto los paleontólogos como los arqueólogos son científicos que extraen cuidadosamente pistas importantes del pasado de las capas de rocas o sedimentos. Aunque es cierto que los científicos de ambas disciplinas «excavan» mucho, el foco de atención de cada una es diferente. Los paleontólogos estudian los fósiles y se preocupan por *todas* las formas vivas del pasado geológico. Por el contrario, los arqueólogos se concentran en los restos materiales de la vida humana en el pasado. Estos restos pueden ser tanto los objetos utilizados por las personas hace mucho tiempo, denominados *artefactos*, como los edificios y otras estructuras asociadas con los lugares donde las personas vivían, llamados *yacimientos*. Los arqueólogos nos ayudan a conocer cómo nuestros antepasados humanos afrontaron los retos de la vida en el pasado.

## Fósiles y correlación

Aunque la existencia de los fósiles se ha conocido durante siglos, no fue hasta finales del siglo XVIII y principios del XIX cuando se puso de manifiesto su importancia

como herramientas geológicas. Durante este periodo, un ingeniero y constructor de canales inglés, William Smith, descubrió que cada formación litológica de los canales en los que trabajaba contenía fósiles diferentes de los encontrados en los estratos superiores o inferiores. Además, observó que podían identificarse (y correlacionarse) estratos sedimentarios de áreas muy separadas por su contenido fósil característico.

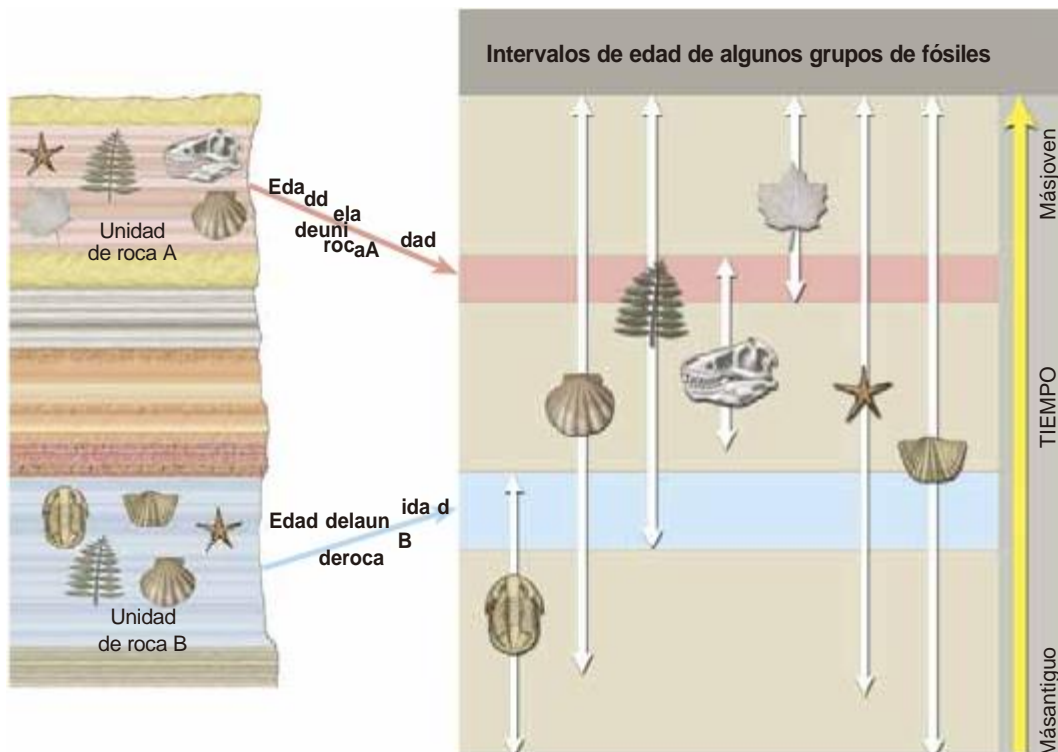
Basándose en las observaciones clásicas de Smith y los hallazgos de muchos geólogos que le siguieron, se formuló uno de los principios más importantes y básicos de la historia geológica: *Los organismos fósiles se sucedieron unos a otros en un orden definido y determinable y, por consiguiente, cualquier periodo puede reconocerse por su contenido fósil.* Esto ha llegado a conocerse como el **principio de la sucesión de fósiles**. En otras palabras, cuando los fósiles se ordenan según su edad, no presentan una imagen aleatoria ni fortuita. Por el contrario, los fósiles documentan la evolución de la vida a través del tiempo.

Por ejemplo, muy pronto en el registro fósil se reconoce una edad de los trilobites. Luego, en sucesión, los paleontólogos reconocen una edad de los peces, una edad de los pantanos carboníferos, una edad de los reptiles y una edad de los mamíferos. Estas «edades» pertenecen a grupos que fueron especialmente abundantes y característicos durante periodos concretos. Dentro de cada una de las «edades» hay muchas subdivisiones basadas, por ejemplo, en ciertas especies de trilobites, y ciertos tipos de peces, reptiles, etc. Esta misma sucesión

de organismos dominantes, nunca desordenada, se encuentra en todos los continentes.

Cuando se descubrió que los fósiles eran indicadores temporales, se convirtieron en el medio más útil de correlacionar las rocas de edades similares en regiones diferentes. Los geólogos prestan una atención particular a ciertos fósiles denominados **fósiles índice o guía**. Estos fósiles están geográficamente extendidos y limitados a un corto periodo de tiempo geológico, de manera que su presencia proporciona un método importante para equiparar rocas de la misma edad. Las formaciones litológicas, sin embargo, no siempre contienen un fósil índice específico. En esas situaciones, se utilizan los grupos de fósiles para establecer la edad del estrato. En la Figura 9.14 se ilustra cómo un conjunto de fósiles puede utilizarse para datar rocas con más precisión de lo que podría realizarse utilizando uno cualquiera de los fósiles.

Además de ser herramientas importantes y a menudo esenciales para correlacionar, los fósiles son importantes indicadores ambientales. Aunque puede deducirse mucho de los ambientes pasados estudiando la naturaleza y las características de las rocas sedimentarias, un examen próximo de los fósiles presentes puede proporcionar normalmente mucha más información. Por ejemplo, cuando se encuentran en una caliza los restos de ciertas conchas de almejas, el geólogo puede suponer de manera bastante razonable que la región estuvo cubierta en alguna ocasión por un mar poco



**FIGURA 9.14.** El solapamiento de fósiles contribuye a la datación de las rocas con más exactitud que la utilización de un solo fósil.



profundo. Además, utilizando lo que sabemos con respecto a los organismos vivos, podemos concluir que los animales fósiles con caparazones gruesos capaces de soportar olas que los golpeaban hacia un lado y hacia otro habitaban en las líneas de costa.

Por otro lado, los animales con caparazones finos y delicados probablemente indican aguas mar adentro profundas y calmadas. Por consiguiente, examinando de cerca los tipos de fósiles, puede identificarse la posición aproximada de una línea de costa antigua. Además, los fósiles pueden utilizarse para indicar la temperatura del agua en el pasado. Ciertas clases de corales actuales deben vivir en mares tropicales cálidos y poco profundos como los que rodean Florida y las Bahamas. Cuando se encuentran tipos similares de coral en calizas antiguas, indican el ambiente marino que debía existir cuando vivían. Esos ejemplos ilustran cómo los fósiles pueden contribuir a desvelar la compleja historia de la Tierra.

## DATACIÓN CON RADIATIVIDAD



### GEOLOGIC TIME

Dating with Radioactivity

Además de establecer las fechas relativas utilizando los principios descritos en las secciones previas, es posible también obtener edades absolutas, numéricas, fiables para los acontecimientos del pasado geológico. Por ejemplo, sabemos que la Tierra tiene alrededor de 4.600 millones de años y que los dinosaurios se extinguieron hace unos 65 millones de años. Las edades absolutas que se expresan en millones y miles de millones de años ponen realmente a prueba nuestra imaginación, porque nuestros calendarios personales abarcan tiempos medidos de horas, semanas y años. No obstante, la gran extensión del tiempo geológico es una realidad, y la datación radiométrica, la que nos permite medirlo. En esta sección, estudiaremos la radiactividad y su aplicación en la datación radiométrica.

## Repaso de la estructura básica del átomo

Recordemos (Capítulo 3) que cada átomo tiene un *núcleo*, que contiene protones y neutrones, y que alrededor del núcleo orbitan los electrones. Los *electrones* tienen una carga eléctrica negativa y los *protones* tienen una carga positiva. Un *neutrón* es en realidad una combinación de un protón y un electrón, pues no tiene carga (es neutro).

El *número atómico* (el número que identifica cada elemento) es el número de protones que tiene en su núcleo. Cada elemento tiene un número diferente de protones y,

por tanto, un número atómico diferente (hidrógeno = 1, carbono = 6, oxígeno = 8, uranio = 92, etc.). Los átomos de un mismo elemento tienen siempre el mismo número de protones, de manera que el número atómico se mantiene constante.

Prácticamente toda la masa de un átomo (99,9 por ciento) se encuentra en el núcleo, lo que indica que los electrones no tienen prácticamente masa. Así pues, sumando los protones y los neutrones del núcleo de un átomo obtenemos el *número másico* del átomo. El número de neutrones puede variar, y esas variantes, o *isótopos*, tienen diferentes números másicos.

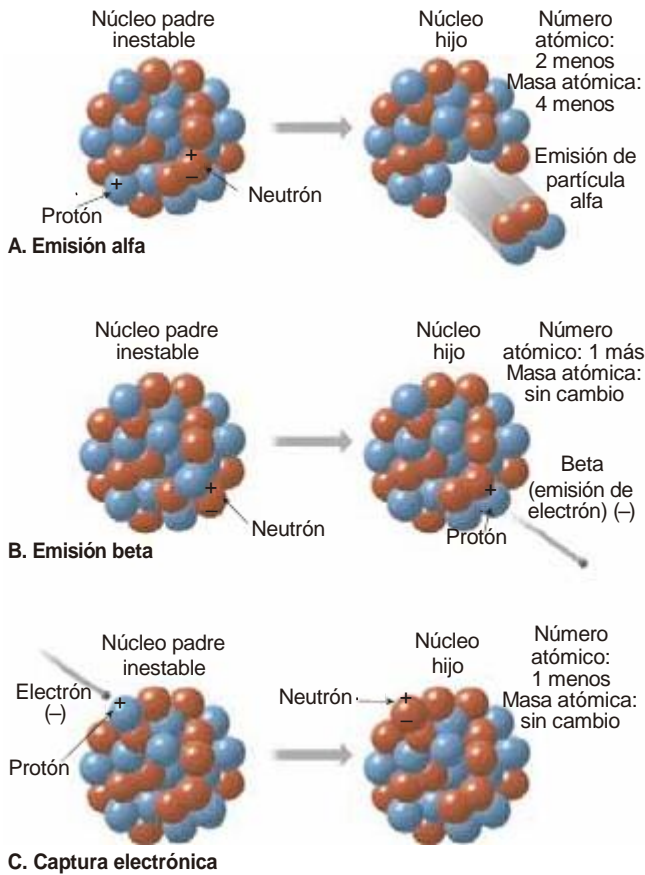
Para resumir con un ejemplo, el núcleo del uranio tiene siempre 92 protones, de manera que su número atómico es siempre 92. Pero su población de neutrones varía, de modo que el uranio tiene tres isótopos: uranio-234 (protones + neutrones = 234), uranio-235 y uranio-238. Los tres isótopos están mezclados en la naturaleza. Tienen el mismo aspecto y se comportan igual en las reacciones químicas.

## Radiactividad

Las fuerzas que unen los protones y los neutrones en el núcleo suelen ser fuertes. Sin embargo, en algunos isótopos, los núcleos son inestables porque las fuerzas que unen los protones y los neutrones no son lo bastante fuertes. Como consecuencia, los núcleos se descomponen, o desintegran, espontáneamente en un proceso denominado **radiactividad**.

¿Qué ocurre cuando se descomponen los núcleos inestables? En la Figura 9.15 se ilustran tres tipos comunes de desintegración radiactiva, que pueden resumirse como sigue:

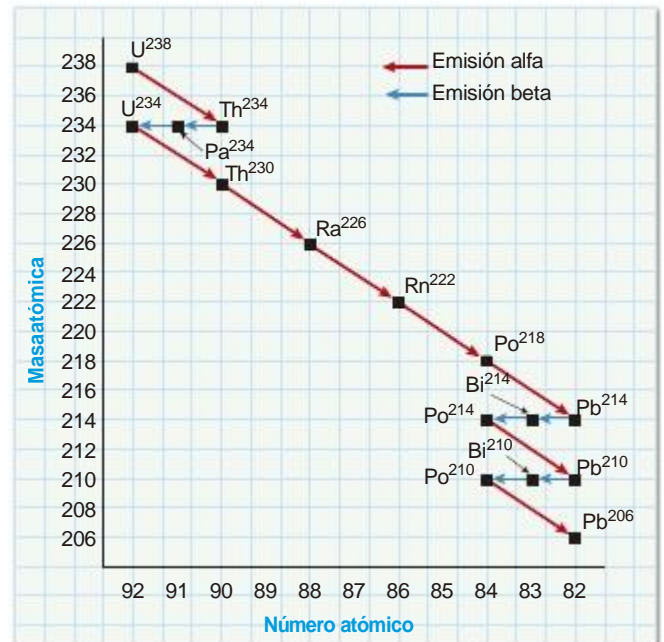
1. Pueden emitirse *partículas alfa* (partículas  $\alpha$ ) del núcleo. Una partícula alfa está compuesta por dos protones y dos neutrones. Por tanto, la emisión de una partícula alfa significa que el número másico del isótopo se reduce en 4 y el número atómico, en 2.
2. Cuando se expulsa una *partícula beta* (partícula  $\beta$ ), o electrón, de un núcleo, el número másico se mantiene inalterado, porque los electrones prácticamente no tienen masa. Sin embargo, dado que los electrones proceden de un neutrón (recordemos que un neutrón es una combinación de un protón y un electrón), el núcleo contiene un protón más que antes. Por consiguiente, el número atómico aumenta en 1.
3. A veces un electrón es capturado por el núcleo. El electrón se combina con un protón y forma un neutrón. Como en el último ejemplo, el número másico se mantiene invariable. Sin embargo, dado que el núcleo contiene ahora un protón menos, el número atómico disminuye en 1.



**FIGURA 9.15.** Tipos comunes de desintegración radiactiva. Nótese que en cada caso cambia el número de protones (número atómico) en el núcleo, produciendo así un elemento diferente.

Se denomina *padre* al isótopo radiactivo inestable e *hijos* a los isótopos que resultan de su desintegración. La Figura 9.16 proporciona un ejemplo de desintegración radiactiva. Puede verse que, cuando el radioisótopo padre, el uranio-238 (número atómico 92, número másico 238), se descompone, sigue una serie de etapas, emitiendo 8 partículas alfa y 6 partículas beta antes de convertirse finalmente en el isótopo hijo estable, el plomo-206 (número atómico 82, número másico 206). Uno de los radioisótopos hijo producidos durante esta serie de descomposición es el radón.

Por supuesto, una de las consecuencias más importantes del descubrimiento de la radiactividad es que proporcionó un medio fiable para calcular la edad de las rocas y los minerales que contienen isótopos radiactivos concretos. El procedimiento se denomina **datación radiométrica**. ¿Por qué es fiable la datación radiométrica? Porque las velocidades de desintegración de muchos isótopos se han medido con precisión y no varían bajo las condiciones físicas que existen en las capas externas de la Tierra. Por consiguiente, cada isótopo radiactivo utilizado para datación ha estado desintegrándose a una velocidad fija desde la formación de los minerales en los que aparece, y los productos de su

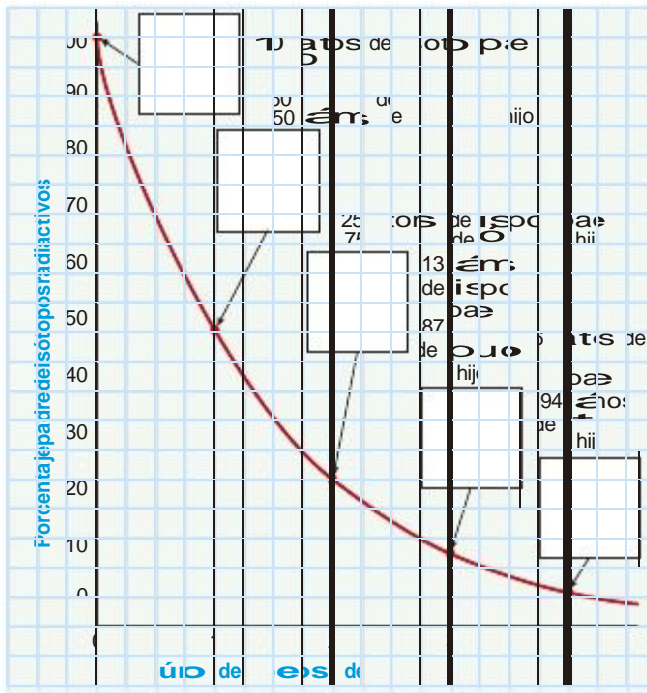


**FIGURA 9.16.** El isótopo más común del uranio (U-238) constituye un ejemplo de serie de desintegración radiactiva. Antes de alcanzar el producto final estable (Pb-206), se producen muchos isótopos diferentes como etapas intermedias.

descomposición se han estado acumulando a una velocidad correspondiente. Por ejemplo, cuando el uranio se incorpora en un mineral que cristaliza a partir de un magma, no existe plomo (el isótopo hijo estable) procedente de una desintegración previa. El «reloj» radiométrico empieza en ese momento. A medida que se va desintegrando el uranio de ese mineral recién formado, van quedando atrapados los átomos del producto hijo y acaban acumulándose cantidades medibles de plomo.

## Periodo de semidesintegración

El tiempo necesario para que se desintegre la mitad de los núcleos de una muestra se denomina **periodo de semidesintegración** del isótopo. El periodo de semidesintegración es una forma común de expresar la velocidad de desintegración radiactiva. En la Figura 9.17 se ilustra lo que ocurre cuando un radioisótopo padre se descompone directamente en el isótopo hijo estable. Cuando las cantidades del padre y del hijo son iguales (proporción 1:1), sabemos que ha transcurrido un periodo de semidesintegración. Cuando queda una cuarta parte de los átomos del radioisótopo padre original y las tres cuartas partes se han desintegrado para producir el isótopo hijo, la proporción padre/hijo es 1:3 y sabemos que han transcurrido dos periodos de semidesintegración. Después de tres periodos de semidesintegración, la proporción de átomos del padre a átomos del hijo es de 1:7 (un átomo padre por cada siete átomos hijos).



**FIGURA 9.17.** La curva de desintegración radiactiva muestra un cambio que es exponencial. Después de un periodo de semidesintegración queda la mitad del precursor radiactivo. Después de un segundo periodo, queda una cuarta parte del progenitor, y así sucesivamente.

Si se conoce el periodo de semidesintegración de un isótopo radiactivo y puede determinarse la proporción padre/hijo, puede calcularse la edad de la muestra. Por ejemplo, supongamos que el periodo de semidesintegración de un isótopo inestable hipotético es de un millón de años y la proporción padre/hijo de la muestra es 1:15, dicha proporción indica que han transcurrido cuatro periodos de semidesintegración y que la muestra debe tener 4 millones de años.

### Datación radiométrica

Obsérvese que el *porcentaje* de átomos radiactivos que se descomponen durante un periodo de semidesintegración es siempre el mismo: 50 por ciento. Sin embargo, el *número real* de átomos que se descomponen con cada

periodo de semidesintegración disminuye continuamente. Por tanto, a medida que disminuye el porcentaje de átomos del radioisótopo padre, aumenta la proporción del isótopo hijo estable, coincidiendo exactamente el aumento de átomos hijos con la caída de los átomos padre. Este hecho es la clave para la datación radiométrica.

De los muchos isótopos radiactivos que existen en la naturaleza, cinco han demostrado ser particularmente útiles para proporcionar edades radiométricas de las rocas antiguas (Tabla 9.1). El rubidio-87, el torio-232 y los dos isótopos del uranio se utilizan solo para la datación de rocas que tienen millones de años de antigüedad, pero el potasio-40 es más versátil.

### Potasio-argón

Aunque el periodo de semidesintegración del potasio-40 es de 1.300 millones de años, las técnicas analíticas posibilitan la detección de cantidades muy bajas de su producto estable de desintegración, el argón-40, en algunas rocas que tienen menos de 100.000 años. Otra razón importante para su uso frecuente es que el potasio es un constituyente abundante de muchos minerales comunes, en particular las micas y los feldespatos.

Aunque el potasio (K) tiene tres isótopos naturales,  $K^{39}$ ,  $K^{40}$  y  $K^{41}$ , solo el  $K^{40}$  es radiactivo. Cuando se desintegra, lo hace de dos maneras. Aproximadamente el 11 por ciento cambia a argón-40 ( $Ar^{40}$ ) por medio de captura electrónica (véase Figura 9.15C). El 89 por ciento restante del  $K^{40}$  se descompone en calcio-40 ( $Ca^{40}$ ) mediante emisión beta (véase Figura 9.15B). La descomposición del  $K^{40}$  a  $Ca^{40}$ , sin embargo, no es útil para la datación radiométrica, porque el  $Ca^{40}$  producido por desintegración radiactiva no puede distinguirse del calcio que podría estar presente cuando se formó la roca.

El reloj potasio-argón empieza a funcionar cuando los minerales que tienen potasio cristalizan a partir de un magma o se forman dentro de una roca metamórfica. En este momento, los nuevos minerales contendrán  $K^{40}$ , pero carecerán de  $Ar^{40}$ , porque este elemento es un gas inerte que no se combina químicamente con otros elementos. Conforme pasa el tiempo, el  $K^{40}$  se descompone continuamente por captura electrónica. El  $Ar^{40}$  producido por este proceso permanece atrapado dentro del

**Tabla 9.1.** Isótopos utilizados frecuentemente en la datación radiométrica.

Radioisótopo padre	Producto hijo radiactivo estable	Valores de periodos de semidesintegración actualmente aceptados
Uranio-238	Plomo-206	4.500 millones de años
Uranio-235	Plomo-207	713 millones de años
Torio-232	Plomo-208	14.100 millones de años
Rubidio-87	Estroncio-87	47.000 millones de años
Potasio-40	Argón-40	1.300 millones de años

retículo cristalino del mineral. Dado que no había  $\text{Ar}^{40}$  cuando se formó el mineral, todos los átomos hijo atrapados en él deben proceder de la descomposición del  $\text{K}^{40}$ . Para determinar la edad de una muestra, se mide con precisión la proporción  $\text{K}^{40}/\text{Ar}^{40}$  y se aplica el periodo de semidesintegración conocido del  $\text{K}^{40}$ .

### Fuentes de error

Es importante tener en cuenta que solo puede obtenerse una edad radiométrica precisa si el mineral permaneció en un sistema cerrado durante todo el periodo desde que se formó. Solo es posible una datación correcta si no ha habido adición ni pérdida de isótopos padre o hijo. Esto no es siempre así. De hecho, una limitación importante del método potasio-argón surge del hecho de que el argón es un gas y puede escapar de los minerales, falseando las medidas. De hecho, las pérdidas pueden ser significativas si la roca está sometida a temperaturas relativamente elevadas.

Por supuesto, una reducción de la cantidad de  $\text{Ar}^{40}$  lleva a una infravaloración de la edad de la roca. A veces, las temperaturas son lo bastante altas durante un periodo de tiempo lo suficientemente largo como para que escape todo el argón. Cuando esto ocurre, vuelve a empezar el reloj potasio-argón y la datación de la muestra proporcionará solo el tiempo transcurrido desde el reajuste térmico, no la edad verdadera de la roca. En el caso de otros relojes radiométricos, puede producirse una pérdida de isótopos hijo si la roca ha sido sometida a meteorización o lixiviación. Para evitar dicho problema, un dispositivo de seguridad sencillo consiste en utilizar solo material fresco, no meteorizado, y no muestras que puedan haber sido alteradas químicamente.

## Datación con carbono-14

Para datar acontecimientos muy recientes, se utiliza el carbono-14. El carbono-14 es el isótopo radiactivo del carbono. El proceso se denomina a menudo **datación por radiocarbono**. Dado que el periodo de semidesintegración del carbono-14 es solo de 5.730 años, puede utilizarse para la datación de acontecimientos que han ocurrido desde el pasado histórico, así como para los ocurridos en la historia geológica reciente. En algunos casos, el carbono-14 puede utilizarse para datar acontecimientos que ocurrieron hace incluso 70.000 años.

El carbono-14 se produce continuamente en la atmósfera superior como consecuencia del bombardeo de rayos cósmicos. Los rayos cósmicos (partículas nucleares de alta energía) dispersan los núcleos de los átomos gaseosos, liberando neutrones. Algunos de los neutrones son absorbidos por los átomos de nitrógeno (número atómico 7, número másico 14), haciendo que cada núcleo emita un protón. Como consecuencia, el número atómico disminuye en uno (a 6), y se crea un elemento diferente, el carbono-

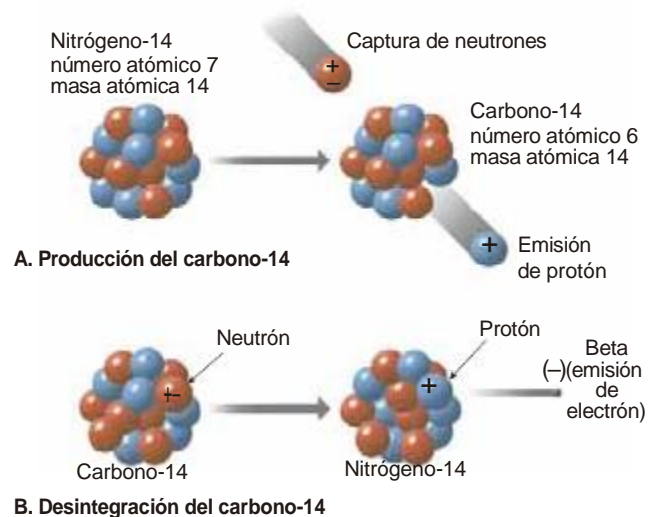
no-14 (Figura 9.18A). Este isótopo del carbono se incorpora rápidamente en el dióxido de carbono, que circula en la atmósfera y es absorbido por la materia viva. Como consecuencia, todos los organismos contienen una pequeña cantidad de carbono-14, incluidos nosotros mismos.

### A veces los alumnos preguntan...

**Con la desintegración radiactiva, ¿habrá un momento en el que todo el material padre se convierta en el producto hijo?**

En teoría, no. Durante cada periodo de semidesintegración, la mitad del material padre se convierte en producto hijo. Luego, otra mitad se convierte después de otro periodo de semidesintegración, y así sucesivamente. (En la Figura 9.17 se muestra cómo funciona esta relación logarítmica. Obsérvese que la línea roja se hace casi paralela al eje horizontal después de varios periodos de semidesintegración.) Al convertirse solo la mitad del material padre restante en producto hijo, nunca hay un momento en el que se convierta la totalidad del material padre. Piénselo de esta manera. Si corta un pastel por la mitad y se come solo la mitad, ¿se lo comería todo en algún momento? (La respuesta es negativa, en el supuesto de que disponga de un cuchillo lo suficientemente afilado como para cortar el pastel a una escala atómica.) No obstante, después de muchos periodos de semidesintegración, el material padre puede existir en cantidades tan pequeñas que en esencia es indetectable.

Mientras un organismo está vivo, el carbono radiactivo en descomposición es sustituido continuamente, y las proporciones entre el carbono-14 y el carbono-12 permanecen constantes. El carbono-12 es el isótopo estable y más común del carbono. Sin embargo, cuando muere una planta o un animal, la cantidad de carbono-14 disminuye gradualmente a medida que se desintegra en nitrógeno-14 por emisión beta (Figura 9.18B). Comparando las proporciones de carbono-14 y carbono-



**FIGURA 9.18.** A. Producción y B. Desintegración del carbono-14. Esta figura representa los núcleos de los átomos respectivos.

12 en una muestra, pueden determinarse las fechas mediante radiocarbono. Es importante destacar que el carbono-14 solo es útil para datar los materiales orgánicos como la madera, el carbón vegetal, los huesos, la carne e incluso los tejidos hechos de fibras de algodón.

Aunque el carbono-14 es útil solo para datar la última pequeña fracción del tiempo geológico, se ha convertido en una herramienta muy valiosa para los antropólogos, los arqueólogos y los historiadores, así como para los geólogos que estudian la historia muy reciente de la Tierra. De hecho, el desarrollo de la datación mediante radiocarbono se consideró tan importante que el químico que descubrió esta aplicación, Willard F. Libby, recibió el premio Nobel en 1960.

## Importancia de la datación radiométrica

Tengamos en cuenta que, aunque el principio básico de la datación radiométrica es simple, el procedimiento real es bastante complejo. El análisis que determina las cantidades del isótopo padre y del isótopo hijo debe ser extremadamente preciso. Además, algunos materiales radiactivos no se descomponen directamente en el isótopo hijo estable, como ocurrió en nuestro ejemplo hipotético, un hecho que puede complicar el análisis. En el caso del uranio-238, se forman 13 isótopos hijo inestables antes de alcanzar el número 14, el isótopo estable, plomo-206 (véase Figura 9.16).

Los métodos de datación radiométrica han suministrado, literalmente, miles de edades para acontecimientos de la historia de la Tierra. Se han encontrado rocas de 3.500 millones de años en todos los continentes. Las rocas más antiguas de la Tierra (hasta ahora) con los gneises del norte de Canadá, cerca del Great Slave Lake, cuya edad se ha datado en 4.030 millones de años (m.a.). Las rocas del occidente groenlandés se han datado entre 3.700 y 3.800 m.a. y se han encontrado rocas casi igual de antiguas en el valle del río Minnesota y el norte de Michigan (3.500 a 3.700 m.a.), en el sur de África (3.400 a 3.500 m.a.) y en el oeste de Australia (3.400 a 3.600 m.a.). Es importante apuntar que estas rocas antiguas no proceden de una especie de «corteza primordial», sino que se originaron como coladas de lava, intrusiones ígneas y sedimentos depositados en aguas someras, una indicación de que la historia de la Tierra empezó *antes* de que se formaran esas rocas. Se han datado minerales incluso más antiguos. Diminutos cristales del mineral circón, con edades radiométricas de hasta 4.300 m.a. de antigüedad, se han encontrado en rocas sedimentarias más jóvenes en el occidente australiano. Las rocas originales de estos diminutos y duraderos granos o no existen ya o no se han encontrado todavía.

La datación radiométrica ha reivindicado las ideas de Hutton, Darwin y otros, quienes dedujeron hace más de 150 años que el tiempo geológico debe de ser inmenso. De

hecho, los métodos modernos de datación han demostrado que ha habido tiempo suficiente para que los procesos que observamos hayan llevado a cabo tareas extraordinarias.

### A veces los alumnos preguntan...

Si las proporciones padre hijo no son siempre fiables, ¿cómo pueden obtenerse fechas radiométricas significativas para las rocas?

Una precaución común contra las fuentes de error es el uso de revisiones cruzadas. A menudo eso implica solo someter una muestra a dos métodos radiométricos diferentes. Si ambas edades coinciden, la probabilidad de que la edad sea fiable es elevada. En cambio, si hay una diferencia considerable entre las dos edades, deben utilizarse otras revisiones cruzadas (como el uso de fósiles o la correlación con otros estratos indicadores bien datados) para determinar qué edad es correcta, en caso en que lo sea alguna.

## ESCALA DE TIEMPO GEOLÓGICO



### GEOLOGIC TIME

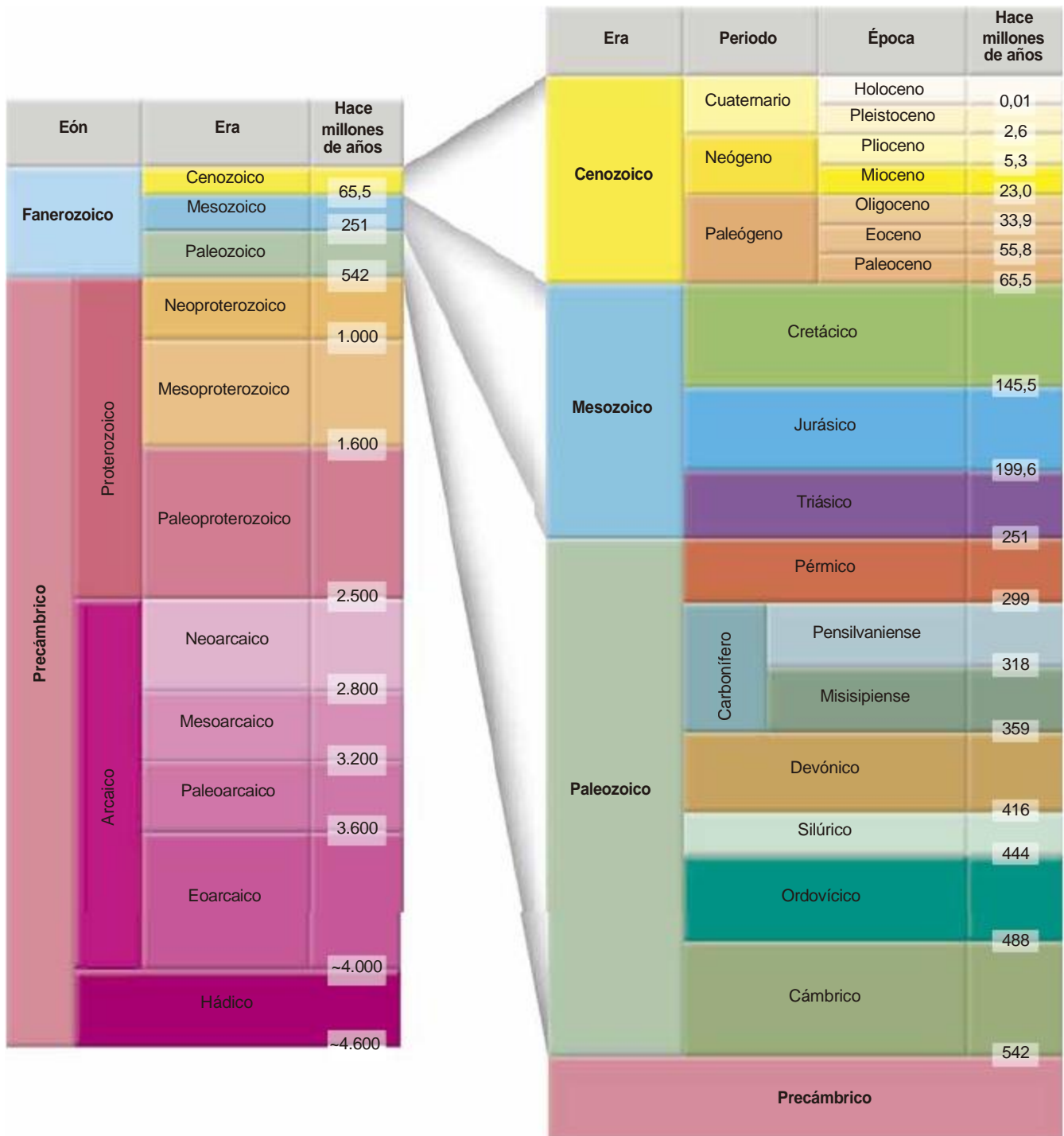
The Geologic Time Scale

Los geólogos han dividido el total de la historia geológica en unidades de magnitud variable. Juntas, comprenden la **escala de tiempo geológico** de la historia de la Tierra (Figura 9.19). Las unidades principales de la escala temporal se delinearón durante el siglo XIX, fundamentalmente por investigadores de Gran Bretaña y Europa occidental. Dado que entonces no se disponía de la datación radiométrica, la escala temporal completa se creó utilizando métodos de datación relativa. Hubo que esperar al siglo XX para que los métodos radiométricos permitieran añadir edades absolutas.

## Estructura de la escala temporal

La escala de tiempo geológico subdivide los 4.600 millones de años de la historia de la Tierra en muchas unidades diferentes y proporciona una estructura temporal significativa dentro de la cual se disponen los acontecimientos del pasado geológico. Como se muestra en la Figura 9.19, los **eones** representan las mayores extensiones de tiempo. El eón que empezó hace unos 542 millones de años es el **Fanerozoico**, término derivado de las palabras griegas que significan *vida visible*. Se trata de una descripción apropiada porque las rocas y los depósitos del eón Fanerozoico contienen abundantes fósiles que documentan importantes tendencias evolutivas.

Otra ojeada a la escala temporal revela que los eones se dividen en **eras**. Las tres eras que comprenden el eón Fanerozoico son la **Paleozoica** (*paleo* = antiguo; *zoe* = vida), la **Mesozoica** (*meso* = medio; *zoe* = vida) y la



**FIGURA 9.19.** Escala de tiempo geológico. Las fechas numéricas se añadieron mucho después de que se hubiera establecido la escala de tiempo utilizando técnicas de datación relativa. La escala de tiempo es una herramienta dinámica. Los avances en las ciencias Geológicas requieren actualizaciones periódicas. En el Recuadro 9.2 encontrará más información sobre la escala de tiempo geológico.

**Cenozoica** (*ceno* = reciente; *zoe* = vida). Como implican los propios nombres, las eras están limitadas por profundos cambios de las formas de vida en todo el mundo<sup>3</sup>.

<sup>3</sup> Los principales cambios en las formas de vida se comentan en el Capítulo 22 «Evolución de la Tierra a través del tiempo geológico».

Cada era del eón Fanerozoico está subdividida en unidades temporales conocidas como **periodos**. El Paleozoico tiene siete, el Mesozoico tres y el Cenozoico tres. Cada uno de esos periodos se caracteriza por un cambio algo menos profundo de las formas de vida, en comparación con las eras (Recuadro 9.2).

## ENTENDER LA TIERRA

### La terminología en la escala de tiempo geológico

### RECUADRO 9.2

Hay algunos términos que están asociados con la escala de tiempo geológico, pero no se reconocen «oficialmente» como parte de él. El ejemplo mejor conocido, y más común, es el *Precámbrico*, el nombre informal para los eones que vinieron antes del actual eón Fanerozoico. El término *Precámbrico* no tiene un estatus formal en la escala de tiempo geológico, pero se ha utilizado tradicionalmente como si lo tuviera.

El *Hádico* es otro término informal que se encuentra en algunas versiones de la escala de tiempo geológico y que utilizan algunos geólogos. Se refiere al intervalo (eón) más antiguo de la historia de la Tierra, antes de las rocas más antiguas conocidas. Cuando se acuñó este término en 1972, la edad de la roca más antigua de la tierra era de unos 3.800 millones de años. En la actualidad, esa cifra es algo mayor de 4.000 millones y, por supuesto, está sujeta a revisión. El nombre *Hádico* procede del griego *Hades*, el *inframundo*, una referencia a las condiciones «infernales» que prevalecieron al principio de la historia de la Tierra.

La comunicación eficaz en las ciencias Geológicas requiere que la escala de tiempo geológico consista en divisiones y edades normalizadas. Así pues, ¿quién determina qué nombres y edades en la escala de tiempo geológico son «oficiales»? La organización que es responsable en gran medida del mantenimiento y la actualización de este importante documento es el Comité Internacional sobre Estratigrafía (ICS, por sus siglas en inglés), un Comité de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas<sup>1</sup>. Los avances en Geología requieren que la escala se actualice de manera periódica para incluir los cambios en los nombres de las unidades y las estimaciones de las edades limítrofes.

Por ejemplo, la escala de tiempo geológico mostrada en la Figura 9.19 se actualizó en julio de 2009. Después de considerable diálogo entre los geólogos que estudian la historia muy reciente de la tierra, el ICS modificó la edad de comienzo del periodo Cuaternario y la época del Pleistoceno de 1.800 a 2.600 millones de años. Quién sabe, quizá cuando usted esté leyendo esto, se hayan hecho otros cambios.

Si examináramos una escala de tiempo geológico de tan solo unos años, es bastante posible que la era Cenozoica se dividiera en los periodos Terciario y Cuaternario. Sin embargo, en las versiones más recientes, el espacio antiguamente denominado Terciario está dividido en los periodos Paleógeno y Neógeno. Según ha ido cambiando nuestro conocimiento de ese lapso de tiempo, también lo ha hecho su designación en la escala de tiempo geológico. En la actualidad, el periodo Terciario se considera un nombre «histórico» y no tiene un estatus oficial en la versión ICS de escala temporal. En muchas escalas sigue habiendo referencias al periodo Terciario, entre ellas la Figura 9.19. Una razón para ello es que una gran cantidad de bibliografía geológica antigua (y alguna actual) utiliza este nombre.

Para quienes estudian la Geología histórica, es importante darse cuenta de que la escala de tiempo geológico es una herramienta dinámica que está refinándose continuamente conforme evoluciona nuestro conocimiento y comprensión de la historia de la Tierra.

<sup>1</sup> Para ver la versión actual de la escala de tiempo del ICS, vaya a la página <http://www.stratigraphy.org>. La *Estratigrafía* es la rama de la geología que estudia las capas de rocas (estratos) y su depósito (estratificación), por tanto su foco principal son las rocas sedimentarias y las rocas volcánicas estratificadas.

Cada uno de los periodos se divide en unidades aún más pequeñas denominadas **épocas**. Como puede verse en la Figura 9.19, para los periodos del Cenozoico se han nombrado siete épocas. Las épocas de otros periodos suelen denominarse simplemente como *inferior*, *media* y *superior*.

## El Precámbrico

Obsérvese que el detalle de la escala de tiempo geológico no empieza hasta hace unos 542 millones de años, la edad que determina el comienzo del periodo Cámbrico. Los casi 4.000 millones de años anteriores al Cámbrico se dividieron en dos eones, el **Arcaico** (*archaios* = antiguo) y el **Proterozoico** (*proteros* = anterior; *zoe* = vida), que se dividen en cuatro eras. También es frecuente que a este amplio periodo de tiempo se le denomine **Precámbrico**. Aunque representa en torno al 88 por ciento de la historia de la Tierra, el Precámbrico no se divide en tantas unidades de tiempo menores como el Fanerozoico.

¿Por qué el enorme periodo de tiempo del Precámbrico no se divide en numerosas eras, periodos

y épocas? La razón es que no se conoce con suficiente detalle la historia Precámbrica. La cantidad de información que los geólogos han descifrado con respecto al pasado de la Tierra es algo análoga al detalle de la historia humana. Cuanto más retrocedemos en el tiempo, menos sabemos. Por supuesto, existen más datos e información de los últimos diez años que del primer decenio del siglo xx; los acontecimientos del siglo xix han sido documentados mucho mejor que los acontecimientos del primer siglo antes de Cristo; y así sucesivamente. Lo mismo ocurre con la historia de la Tierra. El pasado más reciente tiene el registro más fresco, menos alterado y más visible. Cuanto más retrocede en el tiempo el geólogo, más fragmentados se vuelven el registro y las pistas. Hay otras razones que explican por qué carecemos de una escala temporal detallada para este enorme segmento de la historia de la Tierra:

1. La primera evidencia fósil abundante no aparece en el registro geológico hasta comienzos del Cámbrico. Antes del Cámbrico, predominaron formas de vida como las algas, las bacterias, los hongos y los gusanos.

Todos estos organismos carecen de partes duras, una condición importante que favorece la conservación. Por esta razón, solo hay un registro fósil Precámbrico escaso. Se han estudiado con cierto detalle muchas exposiciones de las rocas del Precámbrico, pero a menudo es difícil establecer correlaciones cuando faltan fósiles.

### A veces los alumnos preguntan...

¿Ha habido algún momento en la historia de la Tierra en el que los dinosaurios y los seres humanos coexistieran?

Aunque en algunas películas antiguas y en los dibujos animados han representado que las personas y los dinosaurios vivían las unas al lado de los otros, eso nunca sucedió. Los dinosaurios florecieron durante la era Mesozoica y se extinguieron hace unos 65 millones de años. Por el contrario, los seres humanos y sus antepasados cercanos no aparecieron hasta la era Cenozoica muy tardía, más de 60 millones de años después de la desaparición de los dinosaurios.

2. Dado que las rocas precámbricas son muy antiguas, la mayoría ha estado sujeta a muchos cambios. Gran parte del registro litológico del Precámbrico se compone de rocas metamórficas muy deformadas. Esto dificulta la interpretación de los ambientes del pasado, porque se han destruido muchas de las pistas presentes en las rocas sedimentarias originales.

La datación radiométrica ha proporcionado una solución parcial a la problemática tarea de datar y correlacionar las rocas del Precámbrico. Pero el desentrañar el registro precámbrico complejo sigue siendo una tarea desalentadora.

## DIFICULTADES DE DATACIÓN DE LA ESCALA DE TIEMPO GEOLÓGICO

Aunque se han establecido edades absolutas razonablemente exactas para los periodos geológicos (véase Figura 9.19), la tarea no carece de dificultades. La principal dificultad para asignar edades absolutas a las unidades de tiempo consiste en que no todas las rocas pueden ser datadas por métodos radiométricos. Recordemos que, para que una edad radiométrica sea útil, todos los minerales de la roca deben haberse formado aproximadamente al mismo tiempo. Por esta razón, los isótopos radiactivos pueden utilizarse para determinar cuándo cristalizaron los minerales de una roca ígnea y cuándo la presión y el calor crearon nuevos minerales en una roca metamórfica.

Sin embargo, las muestras de rocas sedimentarias solo pueden datarse directamente en raras ocasiones por medios radiométricos. Aunque una roca sedimentaria



**FIGURA 9.20.** No es posible una edad absoluta útil para este conglomerado porque la grava que lo compone procede de rocas de diversas edades (Foto de E. J. Tarbuck).

detrítica puede incluir partículas que contienen isótopos radiactivos, la edad de la roca no puede determinarse con precisión porque los granos que la componen no tienen la misma edad que la roca en la que aparece. Antes bien, los sedimentos han sido meteorizados a partir de rocas de edades diversas (Figura 9.20).

Las edades radiométricas obtenidas a partir de las rocas metamórficas también pueden ser difíciles de interpretar, porque la edad de un mineral concreto presente en una roca metamórfica no representa necesariamente la época en que la roca se formó por primera vez. En cambio, la edad podría indicar cualquiera de una serie de fases metamórficas posteriores.

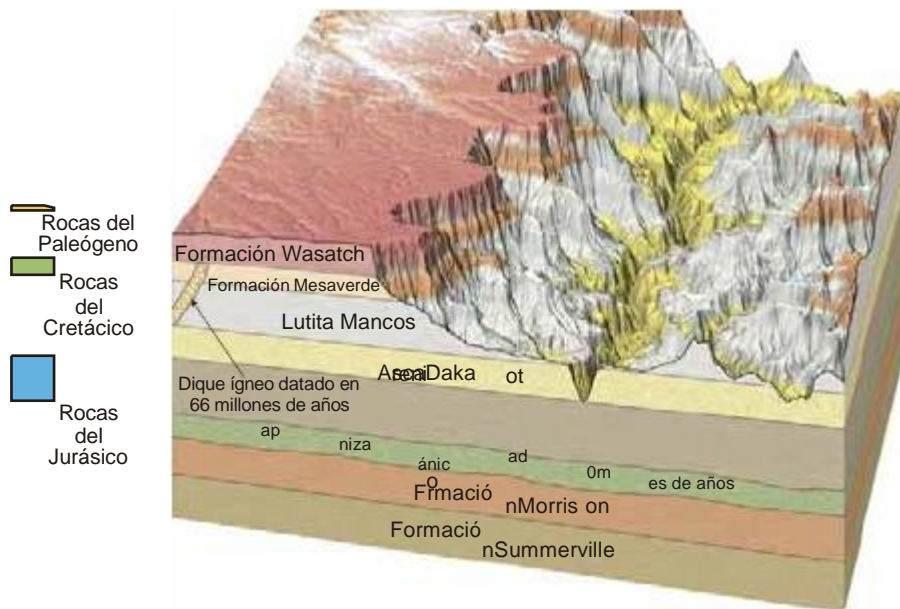
### A veces los alumnos preguntan...

Según la escala de tiempo geológico (Figura 9.19), vivimos en el Holoceno. ¿Hay alguna especulación sobre cuándo acabará el Holoceno y empezará una nueva época?

Si, de hecho, algunos científicos han sugerido que ya hemos dejado el Holoceno y entrado en una nueva época denominada Antropoceno. Se considera que es el intervalo, que empieza a principios del siglo XIX, en el cual los efectos ambientales globales del aumento de la población humana y el desarrollo económico han transformado notablemente la superficie de la Tierra. Actualmente se utiliza como una metáfora informal del cambio ambiental global provocado por el ser humano, pero una serie de científicos consideran que habría que reconocer el Antropoceno como una nueva época geológica «oficial»<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Si desea más información sobre esto, consulte *Are we no living in the Anthropocene*. En *GSA Today*, Vol. 18, n. 2, febrero de 2008, páginas 4-8. *GSA Today* es una publicación mensual de la Sociedad Geológica de América (*Geological Society of America*).





**FIGURA 9.21.** Las edades numéricas para los estratos sedimentarios suelen determinarse examinando su relación con las rocas ígneas (Tomado del U. S. Geological Survey).

Si las muestras de rocas sedimentarias rara vez producen edades radiométricas fiables, ¿cómo pueden asignarse edades absolutas a los estratos sedimentarios? Normalmente el geólogo debe relacionar los estratos con masas ígneas datables, como se muestra en la Figura 9.21. En este ejemplo, la datación radiométrica ha determinado la edad del estrato de cenizas volcánicas que hay dentro de la formación Morrison y el dique que corta la lutita Mancos y la formación Mesaverde. Los estratos sedimentarios que hay por debajo de la ceniza son obviamente más antiguos que ella, y todas las capas que hay por encima son más jóvenes. El dique es más joven que la lutita Mancos y la formación Mesaverde, pero más antiguo que la formación

Wasatch, porque el dique no intruye en las rocas del Terciario.

A partir de este tipo de pruebas, los geólogos calculan que una parte de la formación Morrison se depositó hace unos 160 millones de años, según indica la capa de cenizas. Además, llegan a la conclusión de que el periodo Terciario empezó después de la intrusión del dique, hace 66 millones de años. Este es un ejemplo, de los literalmente miles que ilustran cómo se utilizan los materiales susceptibles de datación para clasificar los diversos episodios de la historia de la Tierra dentro de periodos temporales específicos. Pone de manifiesto además la necesidad de combinar los métodos de datación de laboratorio con las observaciones de campo de las rocas.

## CAPÍTULO 9

### El tiempo geológico

#### RESUMEN

Los dos tipos de edades utilizadas por los geólogos para interpretar la historia de la Tierra son: (1) las *edades relativas*, que ponen los acontecimientos en su *secuencia de formación adecuada*, y (2) las *edades absolutas*, que indican el *tiempo, en años*, en el que ocurrió un acontecimiento. Las edades relativas pueden establecerse utilizando la *ley de la superposición* (en una secuencia no deformada de rocas sedimentarias o de rocas ígneas depositadas en superficie, cada estrato es más antiguo que el que tiene

por encima y más joven que el inferior); *principio de la horizontalidad original* (la mayoría de los estratos se depositan en una posición horizontal); *principio de la intersección* (cuando una falla o cuerpo intrusivo corta otra roca, la falla o intrusión es más joven que la roca que atraviesa), e *inclusiones* (la masa rocosa que contiene la inclusión es más joven que la roca que proporciona la inclusión). Las *discontinuidades estratigráficas* son huecos del registro litológico. Cada una representa un largo periodo

durante el cual se interrumpió la sedimentación, la erosión eliminó las rocas previamente formadas y luego se reinició el depósito. Los tres tipos básicos de *discontinuidades estratigráficas* son las *discordancias angulares* (rocas sedimentarias inclinadas o plegadas sobre las que yacen estratos más jóvenes y planos); las *paraconformidades* (los estratos situados a ambos lados de una discontinuidad estratigráfica son esencialmente paralelos), y las *inconformidades* (donde una ruptura separa rocas metamórficas o ígneas intrusivas más antiguas de estratos sedimentarios más jóvenes).

Se utiliza la *correlación*, emparejamiento de dos o más fenómenos geológicos de edad similar de áreas diferentes para desarrollar una escala de tiempo geológico que se aplique a toda la Tierra.

Los fósiles son los restos o huellas de la vida antigua. Las condiciones especiales que favorecen su conservación son el *enterramiento rápido* y la posesión de *partes duras*, como conchas, huesos o dientes.

Los fósiles se utilizan para *correlacionar* rocas sedimentarias que proceden de regiones diferentes, utilizando el contenido fósil característico de las rocas y aplicando el *principio de la sucesión de fósiles*. Se basa en el trabajo de *William Smith* de finales del siglo XVIII y establece que los organismos fósiles se suceden unos a otros en un orden definido y determinable, y por consiguiente, cualquier periodo puede reconocerse por su contenido fósil. El uso de *fósiles índice* o *guía*, que están geográficamente esparcidos y limitados a un corto lapso de tiempo geológico, proporciona un método importante de correlacionar rocas de la misma edad.

Cada átomo tiene un núcleo que contiene *protones* (partículas con carga positiva) y *neutrones* (partículas neutras). En órbita alrededor del núcleo se encuentran los *electrones*, con carga negativa. El *número atómico* de un átomo es el número de protones del núcleo. El *número másico* es el número de protones más el número de neutrones que hay en el núcleo de un átomo. Los *isótopos* son variantes del mismo átomo,

pero con un número diferente de neutrones y, por consiguiente, un número másico diferente.

La *radiactividad* es la descomposición (desintegración) espontánea de ciertos núcleos atómicos inestables. Tres formas comunes de desintegración radiactiva son: (1) la emisión de *partículas alfa* del núcleo; (2) la emisión de *partículas beta* del núcleo, y (3) la *captura de un electrón* por parte del núcleo.

Un *isótopo radiactivo* inestable, denominado *radioisótopo padre*, se desintegrará y formará *productos hijo*. El tiempo que tarda en desintegrarse la mitad de los núcleos de un isótopo radiactivo se denomina *periodo de semidesintegración* del isótopo. Si se conoce el periodo de semidesintegración, y puede medirse la proporción padre/hijo, podrá calcularse la edad de una muestra. Una edad radiométrica exacta solo puede obtenerse si el material que contiene el isótopo radiactivo ha permanecido en un sistema cerrado durante el periodo completo desde su formación.

La *escala de tiempo geológico* divide la historia de la Tierra en unidades de magnitud variable. Suele representarse en forma de gráfico, con el tiempo y los acontecimientos más antiguos abajo y los más jóvenes arriba. Las subdivisiones principales de la escala de tiempo geológico, denominadas *eones*, son el *Arcaico* y el *Proterozoico* (juntos esos dos eones se conocen como el *Precámbrico*) y, empezando hace unos 542 millones de años, el *Fanerozoico*. El eón Fanerozoico (que significa «vida visible») se divide en las siguientes eras: *Paleozoica* («vida antigua»), *Mesozoica* («vida media») y *Cenozoica* («vida reciente»).

Un problema importante al asignar edades absolutas es que *no todas las rocas pueden datarse mediante métodos radiométricos*. Una roca sedimentaria puede contener clastos de muchas edades que han sido meteorizados a partir de rocas diferentes que se formaron en épocas distintas. Una forma mediante la cual los geólogos asignan edades absolutas a las rocas sedimentarias es relacionándolas con masas ígneas datables, como las capas de cenizas volcánicas.

## TÉRMINOS FUNDAMENTALES

- |                                |                                 |                                              |
|--------------------------------|---------------------------------|----------------------------------------------|
| concordante, 296               | época, 312                      | paleontología, 300                           |
| correlación, 299               | era, 310                        | paraconformidad, 297                         |
| datación por radiocarbono, 309 | era Cenozoica, 311              | periodo, 311                                 |
| datación radiométrica, 307     | era Mesozoica, 310              | periodo de semidesintegración, 307           |
| datación relativa, 295         | era Paleozoica, 310             | Precámbrico, 312                             |
| discordancia angular, 297      | escala de tiempo geológico, 310 | principio de intersección, 296               |
| edad absoluta, 295             | fósil, 300                      | principio de la horizontalidad original, 296 |
| eón, 310                       | fósil índice o guía, 305        | principio de la sucesión de fósiles, 305     |
| eón Arcaico, 312               | inclusión, 296                  | radiactividad, 306                           |
| eón Fanerozoico, 310           | inconformidad, 298              |                                              |
| eón Proterozoico, 312          | ley de la superposición, 295    |                                              |

## PREGUNTAS DE REPASO

1. Distinga entre datación absoluta y relativa.
2. ¿Cuál es la ley de la superposición? ¿Cómo se utilizan las relaciones de intersección en la datación relativa?
3. Remítase a la Figura 9.5 (pág. 297) y responda a las siguientes preguntas:
  - a) ¿Es la falla A más joven o más antigua que la capa de arenisca?
  - b) El dique A ¿es más antiguo o más reciente que la capa de arenisca?
  - c) ¿Se depositó el conglomerado antes o después que la falla A?
  - d) ¿Se depositó el conglomerado antes o después que la falla B?
  - e) ¿Qué falla es más antigua, la A o la B?
  - f) El dique A ¿es más joven o más antiguo que el batolito?
4. Cuando observa un afloramiento de estratos sedimentarios con gran inclinación, ¿qué principio le permitiría suponer que los estratos se inclinaron después de ser depositados?
5. Una masa de granito está en contacto con una capa de arenisca. Utilizando un principio descrito en este capítulo, explique cómo podría determinar si la arenisca se depositó encima del granito o si se produjo intrusión del granito desde abajo después de que se depositara la arenisca.
6. Distinga entre discordancia angular, paraconformidad e inconformidad.
7. ¿Qué se entiende por *correlación*?
8. Describa la importante contribución de William Smith a la ciencia de la Geología.
9. Enumere y describa brevemente al menos cinco tipos distintos de fósiles.
10. Enumere dos condiciones que mejoren las posibilidades de un organismo de conservarse como fósil.
11. ¿Por qué los fósiles son herramientas tan útiles en la correlación?
12. La Figura 9.22 es un bloque diagrama de un área hipotética del sudeste de EE.UU. Coloque los

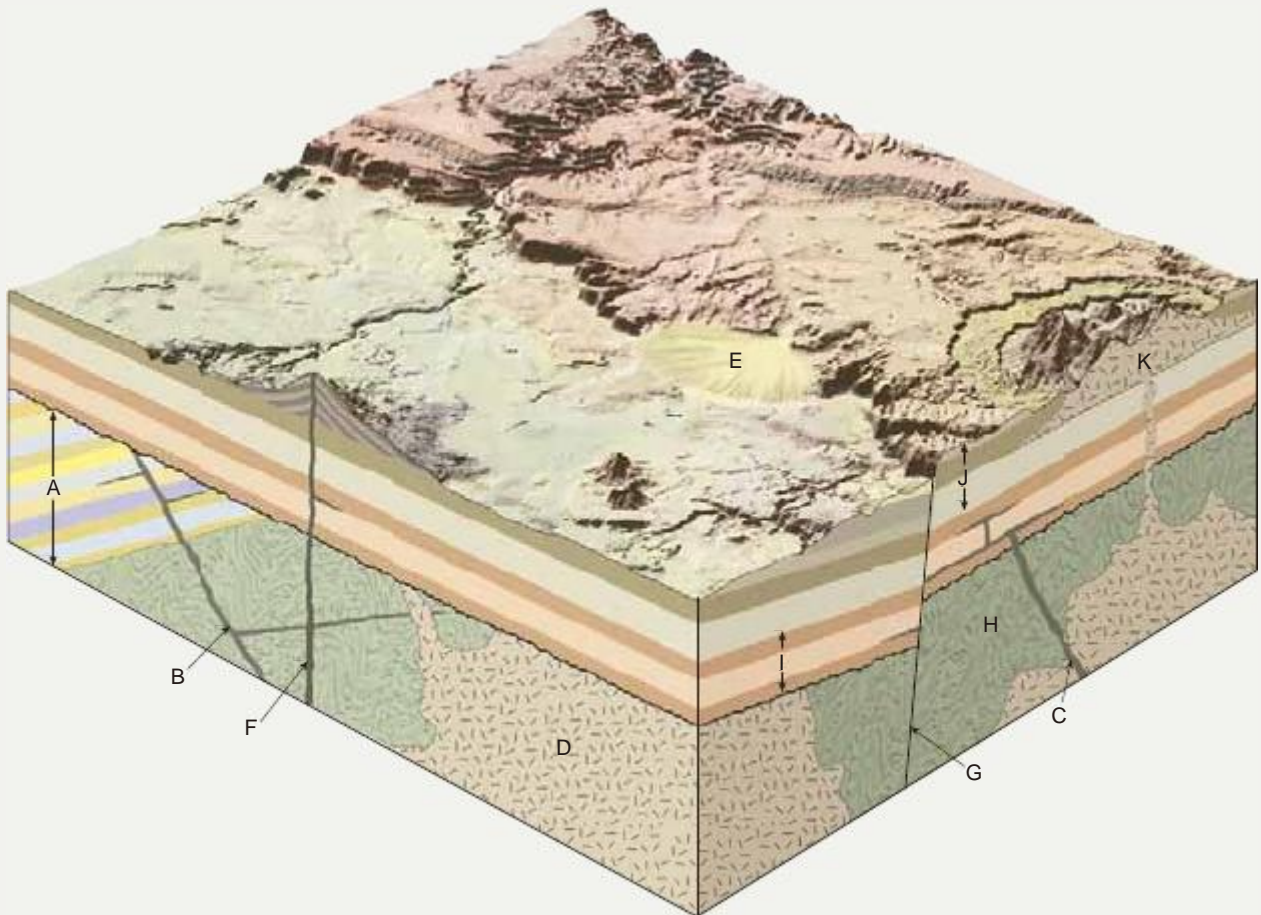


FIGURA 9.22. Utilice este diagrama en bloque junto con la Pregunta de Repaso 12.

accidentes geográficos indicados por las letras en la secuencia adecuada, del más antiguo al más reciente.

midad.

13. Si un isótopo radiactivo del torio (número atómico 90, número másico 232) emite seis partículas alfa y cuatro partículas beta durante el curso de su desintegración radiactiva, ¿cuáles son el número atómico y el número másico del isótopo hijo estable?
14. ¿Por qué la datación radiométrica es el método más fiable de datación del pasado geológico?
15. Un isótopo radiactivo hipotético tiene un periodo de semidesintegración de 10.000 años. Si la proporción de radioisótopo padre a isótopo hijo estable es 1:3, ¿cuál es la edad de la roca que contiene el material radiactivo?
16. Para proporcionar una edad radiométrica fiable, un mineral debe permanecer en un sistema cerrado desde el tiempo de su formación hasta el presente. ¿Por qué esto es así?
17. ¿Qué precauciones se toman para asegurar edades radiométricas fiables?
18. Para facilitar los cálculos, redondeemos la edad de la Tierra a 5.000 millones de años.
  - a) ¿Qué fracción del tiempo geológico está representada por la historia escrita (supongamos 5.000 años para la duración de la historia escrita)?
  - b) La primera evidencia fósil abundante no aparece hasta comienzos del Cámbrico (hace 540 millones de años). ¿Qué porcentaje del tiempo geológico está representado por esta evidencia fósil abundante?
19. ¿Qué subdivisiones constituyen la escala de tiempo geológico?
20. Explique por qué el enorme periodo conocido como Precámbrico carece de una escala geológica detallada.
21. Describa brevemente las dificultades para asignar edades absolutas a los estratos de roca sedimentaria.

## 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.

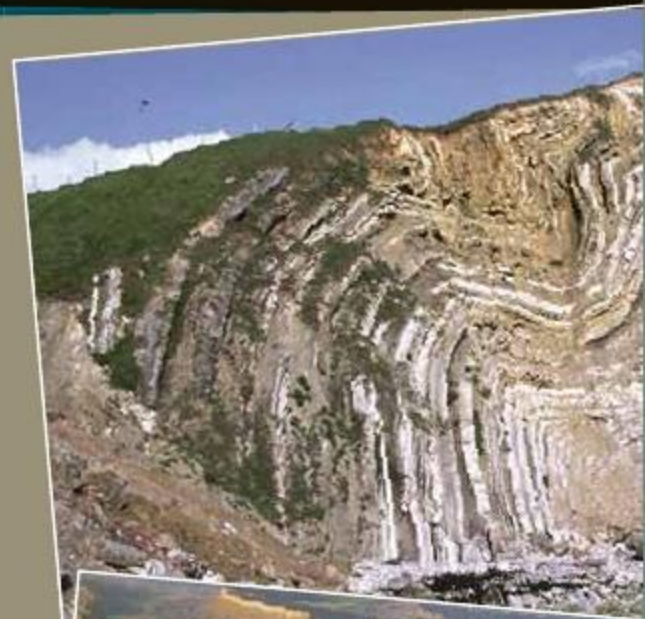
En MasteringGeology, además, podrá encontrar los siguientes contenidos y materiales interactivos extra:

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 10

## Deformación de la corteza





La Tierra es un planeta dinámico. El movimiento de las placas litosféricas cambia continuamente la superficie de nuestro planeta desplazando los continentes por todo el globo terrestre. Los resultados de esta actividad tectónica se ponen quizá de manifiesto de una manera impresionante en los principales cinturones montañosos de la Tierra, donde pueden encontrarse rocas que contienen fósiles de organismos marinos miles de metros por encima del nivel del mar actual y las unidades rocosas están dobladas, plegadas, volcadas y a veces muy fracturadas.

En las Montañas Rocosas canadienses, por ejemplo, algunos estratos de roca han sido empujados sobre otros de una manera casi horizontal durante centenares de kilómetros. A una escala menor, durante los grandes terremotos, la corteza se mueve unos pocos metros a lo largo de las fallas. Incluso en el interior estable de los continentes, las rocas revelan una historia de deformación que demuestra que se elevaron desde niveles mucho más profundos de la corteza.

## GEOLOGÍA ESTRUCTURAL: ESTUDIO DE LA ARQUITECTURA TERRESTRE

La geología estructural es el estudio de la arquitectura de la corteza terrestre y de cómo adquirió este aspecto. Los rasgos geológicos básicos que se forman como consecuencia de las fuerzas generadas por las interacciones de las placas tectónicas, denominadas **estructuras tectónicas**, son los pliegues, las fallas, las fracturas y las estructuras a pequeña escala asociadas con las rocas metamórficas, como la foliación y la exfoliación de la roca (Figura 10.1). Estudiando la orientación de los pliegues y las fallas así como de las formaciones sedimentarias inclinadas, los geólogos estructurales pueden a menudo reconstruir el ambiente geológico original, y la naturaleza de las fuerzas que produjeron esas estructuras tectónicas. De este modo se están descifrando los complejos acontecimientos que constituyen la historia geológica de la Tierra.

La comprensión de las estructuras tectónicas es también básica para nuestro bienestar económico. Por

ejemplo, la mayor parte de los yacimientos donde aparecen petróleo y gas natural está asociada con estructuras geológicas que atrapan esos fluidos en valiosos yacimientos (véase Capítulo 23). Además, las fracturas tectónicas son el lugar donde se producen las mineralizaciones hidrotermales, lo cual significa que pueden ser fuentes importantes de menas metálicas. Además, cuando se seleccionan las zonas de ubicación de proyectos de construcción importantes, como los puentes, las centrales hidroeléctricas y las centrales de energía nuclear, debe considerarse la orientación de las superficies de fractura, que representan zonas de debilidad de las rocas. En resumen, un conocimiento de la arquitectura de la corteza es esencial para nuestra forma de vida moderna.

En este capítulo examinaremos las fuerzas que deforman las rocas, así como las estructuras que se producen. Dado que la esquistosidad y la foliación rocosas se examinaron en el Capítulo 8, este capítulo se dedicará al resto de estructuras rocosas de la corteza terrestre y a las fuerzas tectónicas que las producen.



**FIGURA 10.1.** Estratos sedimentarios verticalizados y plegados en Stair Hole, cerca de Lulworth, Dorset, Inglaterra. Estas capas de rocas del Jurásico, depositadas originalmente en estratos horizontales, se han plegado como consecuencia de la colisión entre las placas de corteza africana y europea (Foto de Tom Bean/Corbis).

## DEFORMACIÓN Y ESFUERZO



### CRUSTAL DEFORMATION

Deformation

Cualquier cuerpo de roca, con independencia de su dureza, tiene un punto en el que se fracturará o fluirá dúctilmente. La **deformación** (*de* = fuera; *forma* = forma) es un término general que se refiere a todos los cambios de tamaño, forma, orientación o posición de una masa rocosa. La mayor parte de la deformación de la corteza tiene lugar a lo largo de los bordes de las placas. Los movimientos de las placas y las interacciones a lo largo de los límites de placa generan las fuerzas tectónicas que provocan la deformación de las unidades de roca.

### Esfuerzo: la fuerza que deforma las rocas

De la experiencia cotidiana sabemos que si una puerta está atascada, aplicamos *fuerza* para abrirla. Para describir las fuerzas que deforman las rocas, los geólogos estructurales utilizan el término **esfuerzo**. Cuando las fuerzas que actúan sobre una roca superan su resistencia, la roca se deformará, normalmente fluyendo, plegándose, fracturándose o produciendo fallas.

La magnitud del esfuerzo no es simplemente una función de la cantidad de fuerza aplicada, sino que también está relacionada con el área sobre la que la fuerza actúa. Por ejemplo, si una persona anda descalza sobre una superficie dura, la fuerza (peso) de su cuerpo se distribuye por todo el pie, de modo que el esfuerzo que actúa en cualquier punto de su pie es pequeño. Sin embargo, si esa persona pisa una pequeña roca puntiaguda, la concentración del esfuerzo en ese punto de su pie será elevada. Por tanto, puede pensarse en el esfuerzo como una medida de cuán concentrada está la fuerza.

#### Esfuerzo compresivo

Como vimos en el Capítulo 8, el esfuerzo puede aplicarse de manera uniforme en todas las direcciones, lo que se denomina **presión de confinamiento**, o de manera no uniforme. Cuando se aplica un esfuerzo en direcciones diferentes, se denomina **esfuerzo diferencial**. El esfuerzo diferencial que comprime y acorta un cuerpo rocoso se conoce como **esfuerzo compresivo** (*com* = junto; *premere* = presionar) (Figura 10.2A). Los esfuerzos compresivos están asociados más a menudo con los límites de placas convergentes. Cuando las placas colisionan tienden a acortar y engrosar la corteza terrestre plegándose, fluyendo o fracturándose.

#### Esfuerzo tensional

Cuando el esfuerzo tiende a alargar o a separar una unidad rocosa, se conoce como **esfuerzo tensional** (*tendere* = estirar) (Figura 10.2B). En los límites de placas divergentes, donde las placas se están separando, los esfuerzos tensionales tienden a estirar y alargar los cuerpos rocosos situados en la corteza superior mediante el desplazamiento a lo largo de las fallas. Por otro lado, en profundidad el desplazamiento es consecuencia de un tipo de flujo plástico. En la provincia Basin and Range, en el oeste de Estados Unidos, las fuerzas tensionales han estirado la corteza hasta duplicar su amplitud original.

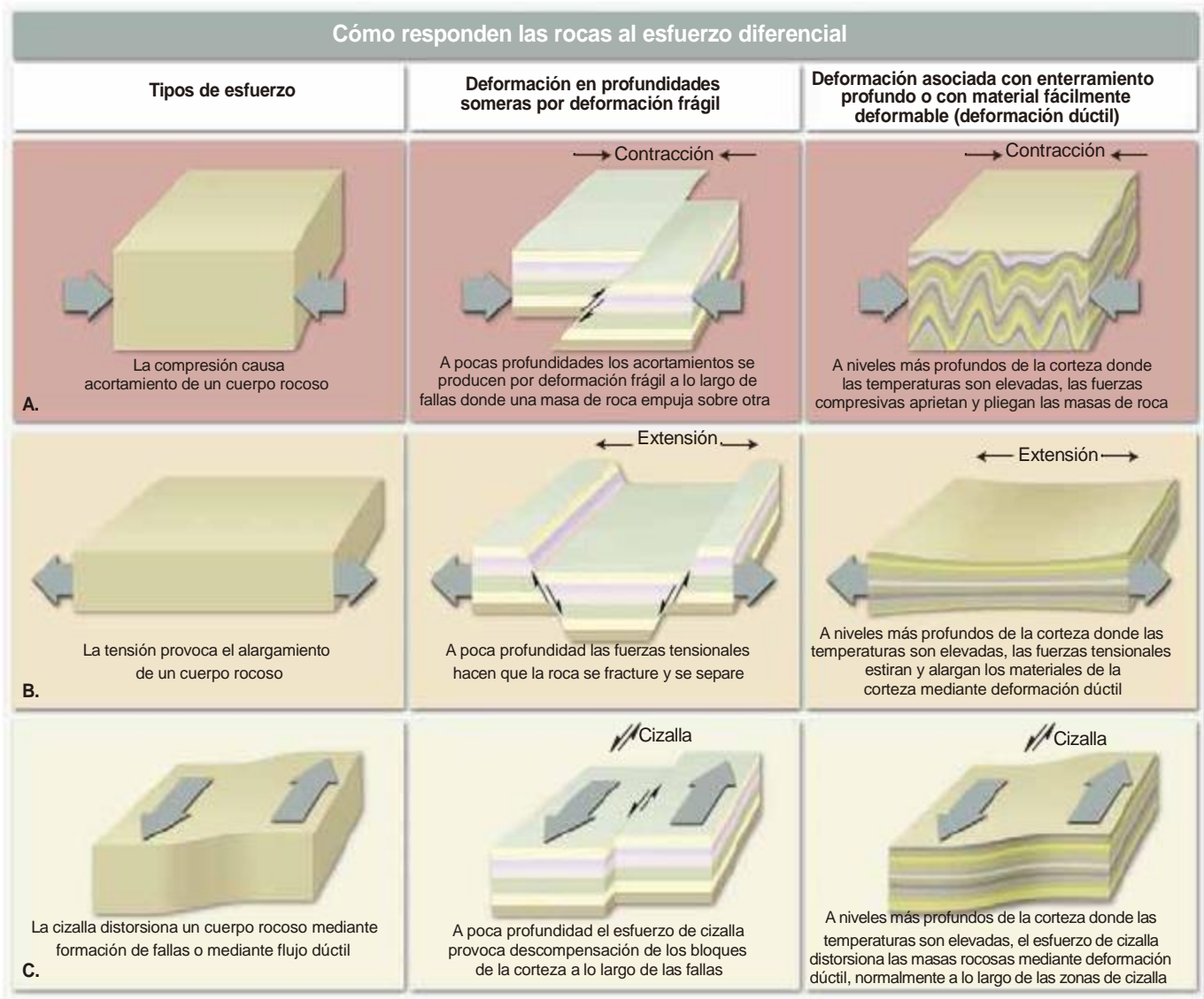
#### Esfuerzo de cizalla

El esfuerzo diferencial también puede hacer que la roca se **cizalle**, lo que implica el movimiento de una parte de un cuerpo rocoso sobre otro (Figura 10.2C). El cizallamiento es similar al deslizamiento que se produce entre los naipes de una baraja cuando la parte superior se desplaza en relación a la inferior (Figura 10.3). Cuando las rocas se deforman suele producirse deslizamiento en las superficies de debilidad paralelas y estrechamente espaciadas, como las superficies de foliación y las microfallas. Por el contrario, en los bordes de falla transformante, como la falla de San Andrés, el esfuerzo de cizalla provoca que grandes segmentos de la corteza terrestre se deslicen horizontalmente unos sobre otros.

### Deformación: un cambio de forma causado por el esfuerzo

Ahora ya podemos ampliar nuestra definición de deformación para indicar que se refiere a cambios de forma, posición u orientación de un cuerpo rocoso *provocados por la aplicación de esfuerzos diferenciales*. Cuando las capas sedimentarias planas se elevan e inclinan, sus orientaciones cambian pero su tamaño y su forma originales se conservan. El esfuerzo también puede provocar un cambio en la forma y el tamaño del cuerpo rocoso, denominado **deformación**. Como en el círculo que aparece en la Figura 10.3B, *los cuerpos deformados no mantienen su configuración original durante la deformación*. Un ejemplo de deformación a pequeña escala lo ilustra el fósil deformado mostrado en la Figura 10.4. Al estudiar las unidades de roca deformadas por el esfuerzo, los geólogos se preguntan: ¿Qué nos dicen esas estructuras sobre la disposición original de esas rocas y cuál fue la naturaleza de las fuerzas que provocaron la deformación? En resumen, la deformación es un término general que hace referencia a cambios en la forma, la posición o la orientación del cuerpo rocoso. Podemos pensar en el esfuerzo como la fuerza que actúa para deformar un cuerpo rocoso, mientras que la deformación es la distorsión o cambio de forma producido.





**FIGURA 10.2.** Deformación de la corteza de la Tierra provocada por los tres tipos de esfuerzo producidos por el movimiento de las placas litosféricas (compresivo, tensional y de cizalla). La deformación frágil (fracturas y fallas) domina la corteza superior, donde las temperaturas son comparativamente frías. Por el contrario, a profundidades superiores a unos 10 km, donde las temperaturas son elevadas, las rocas se deforman por flujo dúctil y plegamiento. **A.** Los esfuerzos compresivos asociados con límites de placa convergentes tienden a acortar y engrosar la corteza terrestre mediante plegamiento, flujo y formación de fallas. **B.** Los esfuerzos tensionales en los límites de placas divergentes tienden a alargar los cuerpos rocosos mediante desplazamientos a lo largo de las fallas en la corteza superior y mediante deformación dúctil en profundidad. **C.** Los esfuerzos de cizalla en los límites de placas transformantes tienden a producir compensación a lo largo de las zonas de falla y deformación dúctil en profundidad.

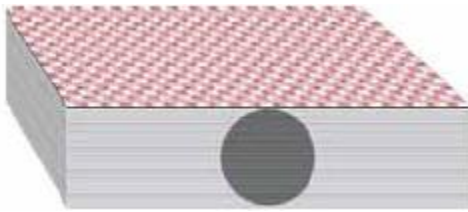
## CÓMO SE DEFORMAN LAS ROCAS

Cuando las rocas son sometidas a esfuerzos que superan su propia resistencia, empiezan a deformarse, normalmente plegándose, fluyendo o fracturándose. Es fácil hacerse una idea de cómo se fracturan las rocas, porque normalmente pensamos en ellas como algo quebradizo. Pero ¿cómo pueden *doblarse* las grandes unidades rocosas en pliegues complicados sin romperse durante el proceso? Para responder a esta pregunta, los geólogos

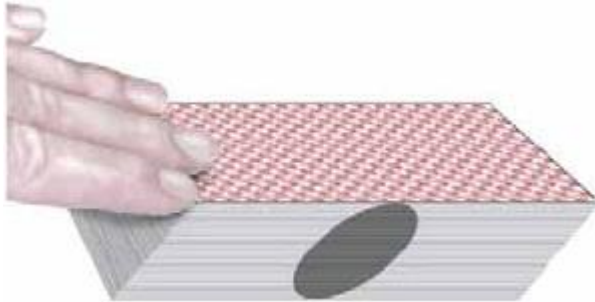
estructurales realizaron experimentos de laboratorio en los que las rocas fueron sometidas a tensión diferencial bajo condiciones que simulaban las existentes a diversas profundidades debajo de la corteza (Figura 10.5).

### Deformación elástica, frágil y dúctil

Aunque cada tipo de roca se deforma de una manera algo diferente, a partir de esos experimentos se determinaron las características generales de la deformación



A. Baraja de naipes.

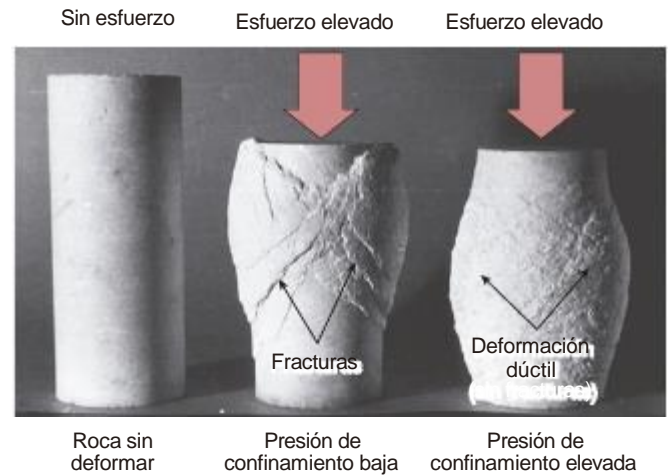


B. La cizalla se produce cuando la mano empuja.

**FIGURA 10.3.** Ilustración del cizallamiento y la deformación resultante. **A.** Baraja de naipes normal con un círculo estampado en el lateral. **B.** Deslizando la parte superior de la baraja en relación con la parte inferior, podemos ilustrar el tipo de cizallamiento que suele tener lugar a lo largo de los planos de fragilidad poco separados de las rocas. Obsérvese que el círculo se convierte en una elipse, lo cual puede utilizarse para medir la cantidad y el tipo de deformación. Un desplazamiento añadido (cizallamiento) de los naipes tendría como consecuencia una mayor deformación y quedaría indicado por un cambio de la forma de la elipse.



**FIGURA 10.4.** Trilobites deformado, una forma de vida muy común el Paleozoico. Compare esta imagen con la de la Figura 22.18 (p. 722) para ver la extensión del cambio (Foto por cortesía de of Smithsonian Institution).



**FIGURA 10.5.** Cilindro de mármol deformado en el laboratorio mediante la aplicación de miles de kilogramos de peso desde arriba. Cada muestra se deformó en un entorno que duplicaba la presión de confinamiento hallada a distintas profundidades. Obsérvese que cuando la presión de confinamiento era baja, la muestra se deformó por fractura frágil, mientras que cuando la presión de confinamiento era elevada, la muestra se deformó plásticamente (deformación dúctil) (Foto cortesía de M. S. Patterson, Australian National University).

de las rocas. Los geólogos descubrieron que, cuando se aplica gradualmente un esfuerzo, las rocas responden primero deformándose elásticamente. Los cambios resultantes de la **deformación elástica** son recuperables; es decir, igual que ocurre con una cinta de goma, la roca volverá prácticamente a su tamaño y forma originales cuando cese el esfuerzo. Como veremos en el siguiente capítulo, la energía para la mayoría de los terremotos procede de la liberación de la energía elástica almacenada cuando una roca vuelve a su forma original.

Una vez sobrepasado el límite elástico (resistencia) de una roca, esta fluye o se fractura. Las rocas que se rompen en pequeños trozos exhiben **deformación frágil** (*bryttian* = hacerse añicos). De nuestra experiencia cotidiana, sabemos que los objetos de vidrio, los lápices de madera, las bandejas de porcelana e incluso nuestros huesos exhiben fractura frágil una vez se supera su resistencia. La deformación frágil se produce cuando el esfuerzo provoca la ruptura de los enlaces químicos que mantienen unido un material.

Por otro lado, la **deformación dúctil** es un tipo de flujo en estado sólido que produce un cambio en el tamaño y la forma de un objeto sin fracturarlo (Figura 10.6). Los objetos normales que muestran un comportamiento dúctil son la arcilla de modelar, la cera de las abejas, el caramelo líquido y la mayoría de los metales. Por ejemplo, una moneda de cobre colocada en el raíl de una vía se aplanará y deformará (sin romperse) debido a la fuerza aplicada por un tren que pase por encima. En las rocas, la deformación dúctil es consecuencia de la ruptura de algunos enlaces químicos, mientras que otros se crean, lo que permite que los minerales cambien de forma.



**FIGURA 10.6.** Las rocas exhiben deformación dúctil. Estas rocas se deformaron a gran profundidad y fueron expuestas luego en la superficie. Vishnu Schist, Grand Canyon National Park, Arizona (Foto de Michael Collier).

## Factores que afectan a la resistencia de las rocas

Los factores que influyen en la resistencia de una roca y, por tanto, en cómo esta se va a deformar son la temperatura, la presión de confinamiento, el tipo de roca, la disponibilidad de fluidos y el tiempo.

### El papel de la temperatura

El efecto de la temperatura sobre la resistencia de un material puede demostrarse fácilmente con un tubo de vidrio de los habitualmente encontrados en un laboratorio de química. Si se deja caer sobre una superficie dura, se hará añicos. Sin embargo, si se calienta sobre un mechero Bunsen, podrá doblarse fácilmente en una diversidad de formas. Las rocas responden de igual forma al calor. Donde las temperaturas son elevadas (en la profundidad de la corteza terrestre), las rocas tienden a deformarse dúctilmente y a fluir. De igual forma, cuando las temperaturas son bajas (en la superficie, o cerca), las rocas tienden a comportarse como sólidos quebradizos y se fracturan.

### El papel de la presión de confinamiento

Recordemos del Capítulo 8 que la presión, como la temperatura, aumenta con la profundidad, a medida que aumenta el espesor de las rocas suprayacentes. Las rocas enterradas están sujetas a la presión de confinamiento, muy parecida a la presión del agua, donde las fuerzas se aplican por igual en todas las direcciones. Cuanto mayor es la profundidad en el océano, mayor es la presión de confinamiento. Lo mismo cabe decir de las rocas que están enterradas. La presión de confinamiento «aprieta» los materiales en la corteza de la Tierra. Por consiguiente, las rocas que están enterradas en profundidad se «mantienen juntas» por la inmensa presión y tienden a fluir, más que a fracturarse.

## La influencia del tipo de roca

Además del ambiente físico, la composición mineral y la textura de las rocas influye mucho en cómo estas se van a deformar. Por ejemplo, las rocas cristalinas compuestas por minerales con enlaces moleculares internos fuertes tienden a romperse por fractura frágil. Por el contrario, las rocas sedimentarias débilmente cementadas o las rocas metamórficas que contienen zonas de fragilidad como la foliación, son más susceptibles de experimentar flujo dúctil.

Entre las rocas débiles que más probablemente se comporten de una manera dúctil (fluyen o se pliegan) cuando se someten a un esfuerzo diferencial se cuentan la roca de sal, la lutita, la caliza y el esquisto. De hecho, la roca de sal es tan frágil que asciende en grandes cantidades en forma de columnas a través de los estratos de sedimentos de forma muy parecida a como asciende el magma hacia la superficie. Quizás el sólido más frágil que existe en la naturaleza y que exhibe flujo dúctil a gran escala es el hielo glacial.

## A veces los alumnos preguntan...

**Estoy confundido. ¿No son lo mismo el esfuerzo y la deformación?**

No. Aunque suelen utilizarse en situaciones parecidas, los términos *esfuerzo* y *deformación* tienen significados específicos y diferentes en geología. El esfuerzo es una fuerza aplicada; y la deformación (plegamiento o fractura) se produce debido al esfuerzo. Por ejemplo, apretar una pelota de tenis es someterla a una fuerza (esfuerzo), la consecuencia es su cambio de forma (deformación). En otras palabras, el esfuerzo es la acción que deforma las rocas. La deformación es una consecuencia que puede medirse.

Las rocas ígneas y algunas metamórficas tienden a ser fuertes y quebradizas. En el ambiente próximo a la superficie, las rocas fuertes y quebradizas se romperán mediante fractura cuando estén sometidas a esfuerzos que superen su resistencia. A profundidades crecientes, sin embargo, la resistencia de todos los tipos de rocas disminuye significativamente. Algunos afloramientos consisten en una secuencia de capas de rocas débiles y fuertes intercaladas que se han deformado de manera moderada, por ejemplo, estratos intercalados de lutita y arenisca bien cementada. En estos entornos, las capas de arenisca fuerte suelen estar muy fracturadas, mientras que las capas débiles de lutita forman amplios pliegues ondulares. La formación de estas diversas estructuras, una quebradiza y la otra dúctil, puede ilustrarse colocando una barrita Mars® o alguna similar de chocolate sobre caramelo, en el frigorífico. Cuando la barra de caramelo fría se vaya doblando lentamente, exhibirá deformación frágil en el chocolate y deformación dúctil en el caramelo.

### El tiempo como factor

Un factor clave que los investigadores son incapaces de reproducir en el laboratorio es cómo las rocas responden a pequeñas cantidades de esfuerzo aplicado durante largos intervalos de *tiempo geológico*. Sin embargo, en escenarios cotidianos pueden observarse los efectos del tiempo en la deformación. Por ejemplo, se sabe que los bancos de mármol se hunden por su propio peso después de un periodo de unos cien años aproximadamente y que las estanterías de madera pueden combarse después de cargarlas de libros durante un periodo relativamente corto.

En general, cuando las fuerzas tectónicas se aplican lentamente, las rocas tienden a exhibir un comportamiento dúctil y a deformarse fluyendo y plegándose. Una situación análoga ocurre cuando se toma una barra de caramelo blando, como un Palote, por ejemplo, y lentamente se van juntando los dos extremos. El palote se deformará plegándose. Si embargo, si se golpea rápidamente el Palote seco contra el borde de una mesa, se romperá en dos trozos o más, exhibiendo ruptura quebradiza.

De igual forma, las rocas tienden a deformarse de una manera dúctil plegándose cuando el esfuerzo se acumula gradualmente. Las mismas rocas pueden fracturarse si el esfuerzo aumenta de manera súbita. Por

consecuencia, pueden producirse plegamiento y ruptura a la vez en el mismo cuerpo (Figura 10.7).

A modo de revisión, los procesos por los que las rocas se deforman suceden a lo largo de un continuo que se extiende entre la fractura frágil pura en un extremo al flujo dúctil en el otro. Los procesos de deformación generan cambios geológicos a muchas escalas diferentes. En un extremo se encuentran los principales sistemas montañosos de la Tierra. En el otro, los esfuerzos muy localizados crean fracturas menores en las masas de roca. Todos estos fenómenos, desde los pliegues más grandes de los Alpes hasta las fracturas más pequeñas de una lámina de roca, se conocen como *estructuras rocosas o tectónicas*.

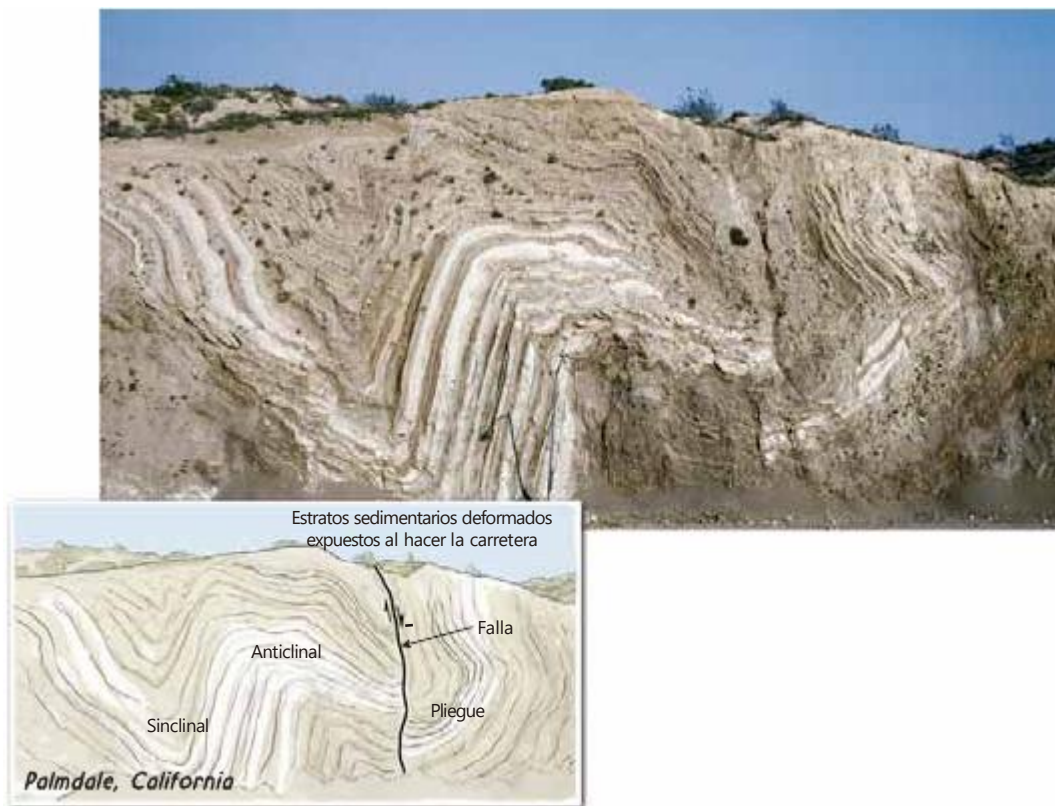
## ESTRUCTURAS FORMADAS POR DEFORMACIÓN DÚCTIL



### CRUSTAL DEFORMATION

#### Folds

Dado que los pliegues son rasgos comunes de las rocas sedimentarias deformadas, sabemos que las rocas



Esquema del geólogo

**FIGURA 10.7.** Estratos sedimentarios deformados que quedaron expuestos al hacer la carretera de Palmdale, California. Además del plegamiento obvio, los estratos claros están desplazados a lo largo de una falla localizada en el lado derecho de la fotografía (Foto de E. J. Tarbuck).

## PERFIL PROFESIONAL

**Michael Collier. Pies calientes: Un geólogo divulgador**

Una vez, después de un vuelo de ocho horas a Chile y otras dos horas a las islas Malvinas, me encontré a bordo de un barco en dirección a la Antártida. Acababa de anochecer y, aunque el cielo de diciembre estaba oscuro, no podían verse las familiares señales del hemisferio norte. Estaba en la cubierta superior, recostado en la barandilla, cuando sentí con fuerza la soledad que me rodeaba: estaba a más de 10.000 km de casa. Recostándome precariamente sobre la barandilla, me reconfortó la vista de Orión, «justo arriba» porque yo estaba abajo. Siempre tuve necesidad de saber dónde encajaba, en la Tierra o en el cielo.

**«Cabeza fría, pies calientes: era una educación equilibrada y me preparó bien para vivir como un geólogo divulgador»**

Hacia unos cuantos años, en una excursión de invierno por el río Cataract Canyon, Utah, íbamos en barco al lado del hielo sobre el Colorado cuando me di cuenta por primera vez de que me encontraba exactamente en el mundo en el que quería estar. Era un fotógrafo en ciernes, capturando imágenes del paisaje por todo el oeste norteamericano. Estaba aprendiendo a amar el color y la cadencia de las historias que inevitablemente brillaban en las fotografías, ríos rodando, aguas rompiendo, montañas destellando. Estas historias tenían grandes temas de creación, metamorfismo y destrucción. De repente me inundó una forma geológica de mirar el mundo.

Primero estudié la Geología más básica en una facultad cerca del Gran Cañón, donde a todos los estudiantes solo nos interesaba andar por allí haciendo senderismo hasta agotarnos. Luego como estudiante graduado en California, me introduje en una inesperada apreciación matemática de los pliegues y las fallas estructurales. Cabeza fría, pies calientes: era una educación equilibrada que me preparó bien mi vida como geólogo divulgador.

Después de acabar los estudios, me dediqué a remar con barcos en el Gran Cañón como forma de ganarme la vida. Pasáramos casi dos semanas dejándonos llevar desde Lees Ferry hasta Diamond Creek. En la tesis para el grado de maestría había examinado un pliegue curioso en Muav Limestone creado cuando la lava había fluido temporalmente



El geólogo y piloto Michael Collier con su Cessna. Es también un fotógrafo y escritor reconocido. Michael se denomina a sí mismo «geólogo divulgador». Verá docenas de sus excelentes imágenes en las páginas de este libro (Foto de Patty DiRienzo).

en el cañón unos pocos miles de años antes. Mis pasajeros, apoyados en el lado acolchado de la balsa y arrastrando de manera ausente los dedos en el agua, eran una audiencia cautiva por mis historias geológicas sobre el tiempo y la roca y esos pliegues Muav. No parecía importarles.

**«Me parece perfectamente natural que mi avión se ponga de costado bramando alrededor de una curva en el fondo de algún estrecho cañón»**

Con el paso del tiempo aprendí a volar y a manejar un kayak. Los dos movimientos resonaron: actividades tridimensionales en el medio fluido. Y ahora, después de 5.500 h de vuelo, he descubierto lo mismo en el aire. Me parece perfectamente natural que mi avión se ponga de costado bramando en torno a una curva en el fondo de un estrecho cañón. Se supone que hay que ir de lado. De lo contrario, te chocarás contra la pared.

Mi avión es un Cessna 180 de 55 años que es más feliz cuando funciona en medio de ninguna parte. Mi esposa jura que el avión mueve el rabo cuando me acerco. Con mi avión he

visto el continente entero desde Tegucigalpa a Tanana, desde Portland a Portland, desde Baja a Boston. Utilizo el avión para estudiar y fotografiar paisajes. Desde el cielo me he sentido intimidado por el suelo. Desde arriba, veo historias que la Tierra tiene que contar; he aprendido donde encajo. Una vez, un piloto de una gran compañía aérea, se quedó sorprendido cuando le dije que, una vez he despegado, puedo saber dónde iba a aterrizar dos veces de cada tres. Voy donde me llevan las historias, donde la luz atrae mi cámara.

Empecé a publicar libros pequeños sobre la geología de los parques nacionales, por supuesto, el Gran Cañón; Capitol Reef, Denali y el Valle de la Muerte. Al margen de la investigación científica que pudiera encontrar en las bibliotecas, siempre insistí en desarrollar un sentido personal de cada paisaje nuevo, caminando, escalando, conduciendo y volando antes de empezar a escribir. Sin sentir la tierra, mis palabras y fotografías estaban definitivamente vacías.

Ahora escribo libros sobre procesos geológicos para personas no especializadas: cómo se forman las montañas, cómo se mueven los glaciares, cómo las fallas sierran la Tierra, cómo fluyen los ríos. Cada uno de estos temas requiere la asimilación de información nueva sobre cuestiones no familiares. Cada libro me presenta a científicos consumados, una vez más dándome una lección de humildad en presencia de expertos en lo

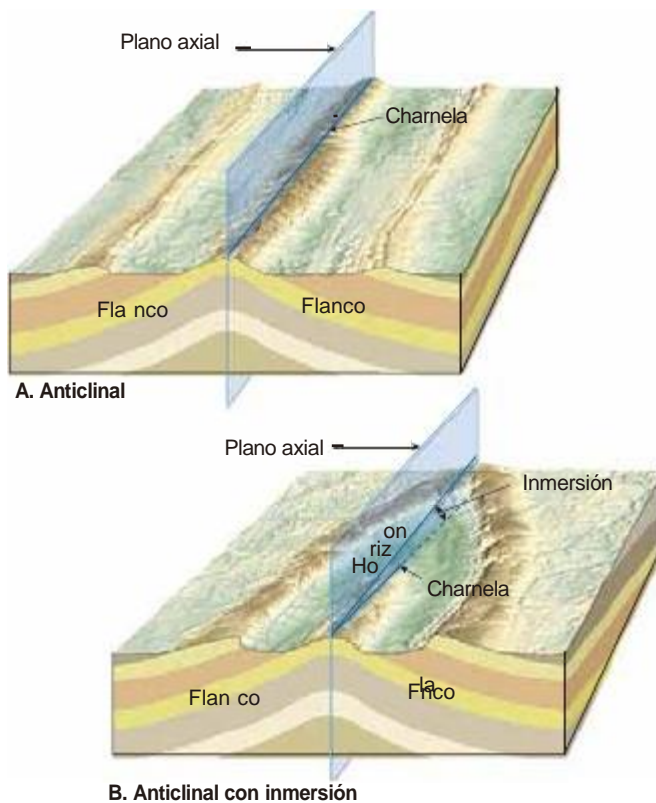
que han elegido como trabajo. Cada nuevo proyecto es una gran oportunidad para aprender y crecer. Cada uno hace que yo mueva el rabo.

Pero, he aquí la ironía después de un tiempo me encontraba insatisfecho con la vida inconstante de un geólogo itinerante, barquero, piloto, escritor y fotógrafo

autónomo. Quería poder andar y dar la mano de una persona, mirarle a los ojos y preguntarle en qué podía ayudarlo. Así, en la década de 1980 me desvié a la facultad de medicina y, después de la residencia, me hice médico de familia. Treinta años más tarde, sigo volando y escribiendo y haciendo fotografías, pero ahora también paso la mitad de

mi vida como médico. Salimos solo una vez, así que podemos hacer las maletas mientras podamos. Trabajar de médico ha sido profundamente satisfactorio porque equilibra una vida pasada fuera de casa, estudiando paisajes y escuchando historias que son tan largas como la Tierra misma.

pueden plegarse sin romperse. La deformación dúctil suele lograrse por deslizamiento gradual a lo largo de planos de debilidad dentro de la estructura atómica de los granos minerales (véase Figura 8.8, pág. 271). Esta forma microscópica de flujo gradual en estado sólido implica el deslizamiento facilitado por la ruptura de los enlaces químicos en un lugar a medida que se forman enlaces nuevos en otro sitio. Las rocas que exhiben evidencia de flujo dúctil se deformaron normalmente a gran profundidad y pueden mostrar pliegues retorcidos que dan la impresión de que la resistencia de la roca era parecida a la de una masilla blanda (véase Figura 10.6).



**FIGURA 10.8.** Esquemas idealizados que ilustran las características asociadas a los pliegues simétricos. La charnela del pliegue en A es horizontal, mientras que el eje del pliegue en B tiene inmersión.

## Pliegues

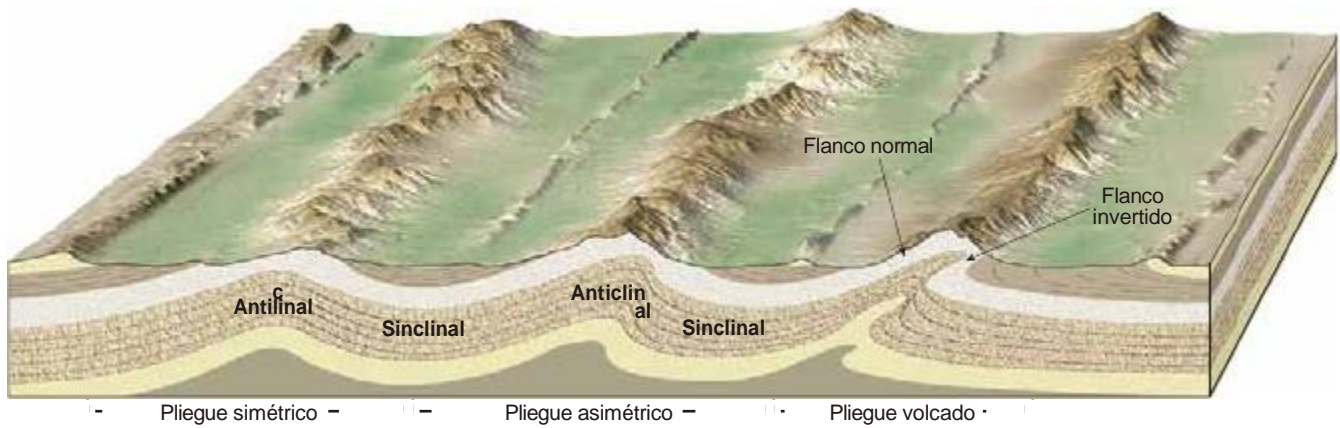
A lo largo de los límites de placas convergentes, las rocas sedimentarias, volcánicas y metamórficas suelen doblarse (plegarse) en una serie de ondulaciones semejantes a olas denominadas **pliegues**. Los pliegues de los estratos sedimentarios se parecen mucho a los que se formarían si se cogiera una hoja de papel por sus extremos y se fueran empujando uno hacia el otro. En la naturaleza, los pliegues aparecen en una gran variedad de tamaños y configuraciones. Algunos pliegues son amplias flexuras en las cuales unidades rocosas de centenares de metros de grosor se han doblado ligeramente. Otros, son estructuras microscópicas muy apretadas que se encuentran en las rocas metamórficas. Diferencias de tamaño aparte, la mayoría de los pliegues se produce como consecuencia de *esfuerzos compresivos que provocan el acortamiento y engrosamiento de la corteza*.

Para ayudar a comprender los pliegues y el plegamiento, debemos familiarizarnos con la terminología utilizada para nombrar las partes de un pliegue. Como se muestra en la Figura 10.8, los dos lados de un pliegue se denominan *flancos*. Una línea trazada a lo largo de los puntos de máxima curvatura de cada estrato se llama línea de charnela, o simplemente *charnela*. En algunos pliegues, como el ilustrado en la Figura 10.8A, la charnela es horizontal, o paralela a la superficie. Sin embargo, en los pliegues más complejos, la charnela del pliegue está a menudo inclinada según un ángulo conocido como *inmersión* (Figura 10.8B). Además, el *plano axial* es una superficie imaginaria que divide un pliegue de la manera más simétrica posible.

### Anticlinales y sinclinales

Los dos tipos de pliegues más comunes se denominan anticlinales y sinclinales (Figura 10.9). Los **anticlinales** se forman casi siempre por plegamiento convexo, o arqueamiento, de las capas de roca y afloran, a veces de manera espectacular, en los puntos donde las carreteras atraviesan estratos deformados (Figura 10.10)<sup>1</sup>. Asociados a me-

<sup>1</sup> Definido de una manera estricta, un anticlinal es una estructura en la cual los estratos más antiguos se encuentran en el centro. Un sinclinal es una estructura en la cual los estratos más jóvenes se encuentran en el centro.



**FIGURA 10.9.** Bloque diagrama de los principales tipos de estratos plegados. Las estructuras arqueadas o convexas son anticlinales. Los pliegues cóncavos o depresiones son sinclinales. Obsérvese que el flanco de un anticlinal lo es también del sinclinal adyacente.



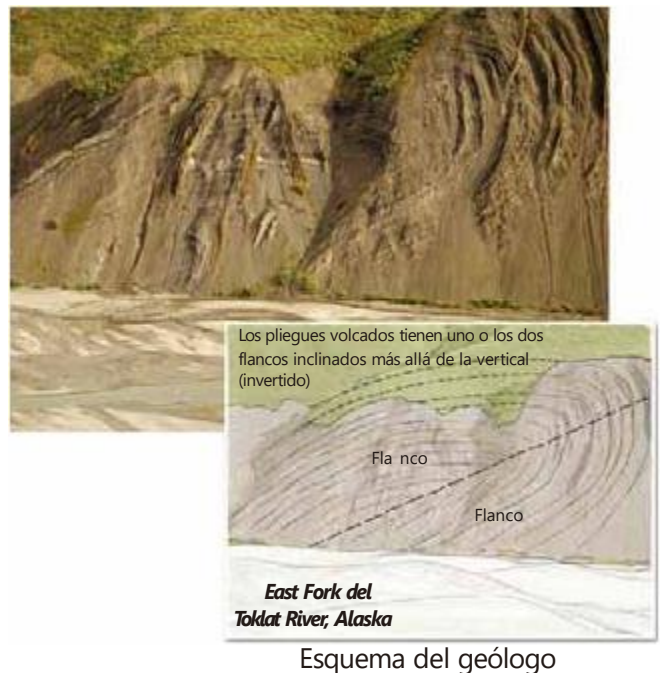
**FIGURA 10.10.** Anticlinal asimétrico en el que un lado está más inclinado que el otro (Foto de E. J. Tarbuck).



**FIGURA 10.11.** Sinclinal casi simétrico formado en estratos de caliza y limonita (Foto de E. J. Tarbuck).

nudo con los anticlinales, se encuentran los pliegues cóncavos, o surcos, denominados **sinclinales** (Figura 10.11). Obsérvese en la Figura 10.9 que el flanco de un anticlinal lo es también del sinclinal adyacente.

Dependiendo de su orientación, estos pliegues básicos se describen como *simétricos*, cuando los flancos son imágenes especulares el uno del otro y como *asimétricos* cuando no lo son. Se dice que un pliegue asimétrico está *volcado* si uno de los flancos está inclinado más allá de la vertical (invertido) (Figura 10.12). Un pliegue volcado puede también «descansar sobre su flanco», de manera que un plano que se extendiera a través del eje del pliegue sería en realidad horizontal. Esos pliegues *recumbentes*



**FIGURA 10.12** Pliegue volcado, East Fork del Toklat River, Alaska. Los pliegues volcados tienen uno o los dos flancos inclinados más allá de la vertical (invertido).

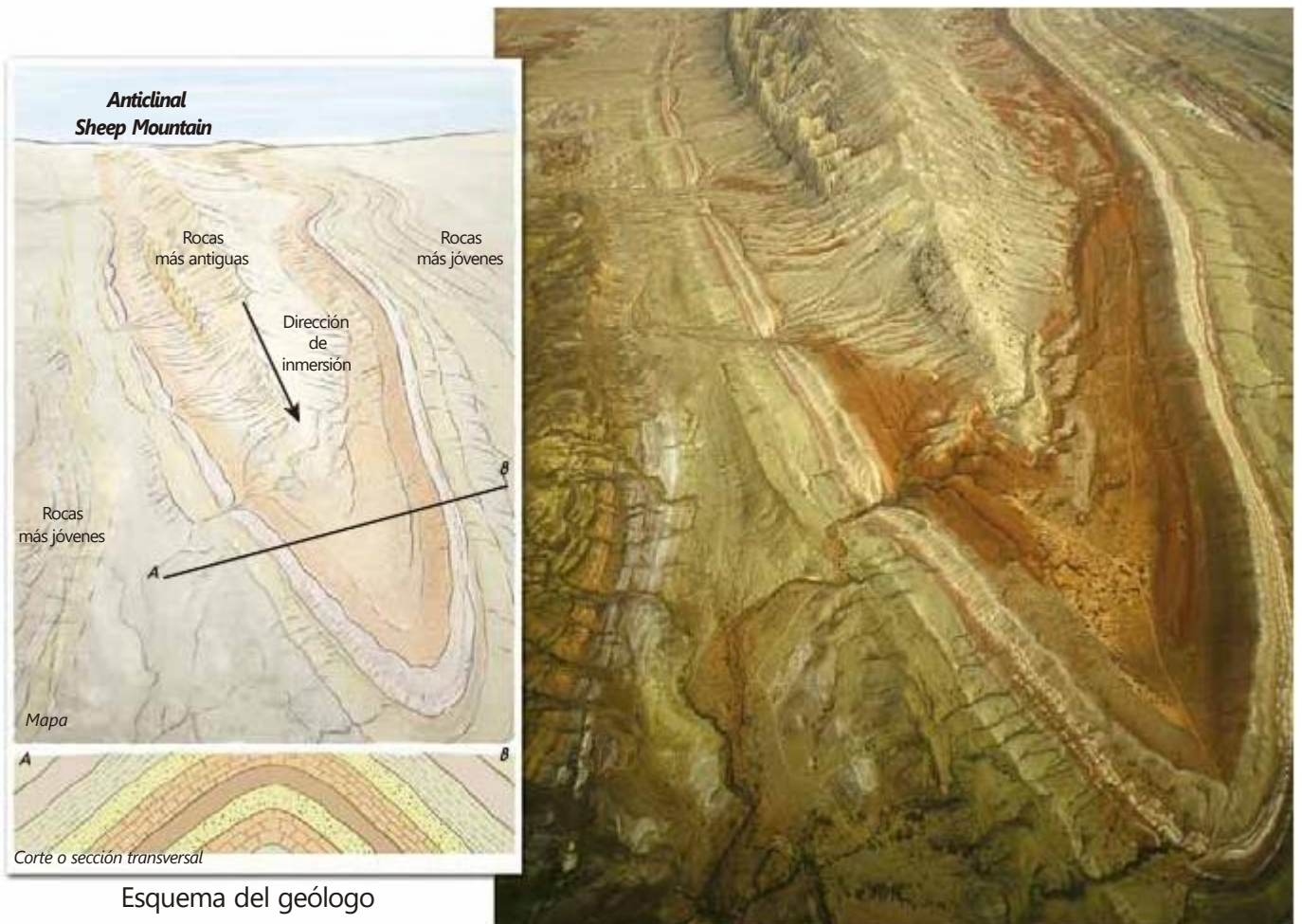


**FIGURA 10.13.** Pliegues recumbentes en los Alpes Suizos (Foto de Mike Andrews/Animals Animals-Earth Scenes).

(tumbados o acostados) son comunes en algunas regiones montañosas como los Alpes (Figura 10.13).

Los pliegues no se extienden indefinidamente; antes bien, sus extremos terminan de una manera muy parecida a como lo hacen las arrugas en la ropa. Algunos pliegues tienen *inmersión*, porque el eje del pliegue penetra en el terreno (Figura 10.8B). En la Figura 10.11 se muestra un ejemplo de un anticlinal en inmersión y el modelo que se produce cuando la erosión retira las capas superiores de la estructura y deja expuesto su interior. Nótese que el modelo de afloramiento de un anticlinal apunta en la dirección de su inmersión, mientras que lo contrario es cierto para un sinclinal. Un buen ejemplo del tipo de topografía que se produce cuando las fuerzas erosivas afectan a estratos sedimentarios plegados se encuentra en la provincia Valley and Ridge de los Apalaches (véase Figura 14.18, pág 455).

Es importante comprender que los resaltes no están necesariamente asociados con anticlinales, ni los valles relacionados con sinclinales. Antes bien, crestas y valles se producen por meteorización diferencial y erosión.



Esquema del geólogo

**FIGURA 10.14.** Las elevaciones y los descensos suaves de las rocas de la corteza producen domos (A) y cubetas (B). La erosión de esas estructuras produce un patrón de afloramiento que es aproximadamente circular o alargado.