

# Rocas sedimentarias

## ¿Qué es una roca sedimentaria?

### Transformación del sedimento en roca sedimentaria: diagénesis y litificación

### Tipos de rocas sedimentarias

#### Rocas sedimentarias detríticas

Lutita

Arenisca

Conglomerado y brecha

#### Rocas sedimentarias químicas

Caliza

Dolomía

Rocas silíceas (sílex)

Evaporitas

Carbón

### Clasificación de las rocas sedimentarias

### Ambientes sedimentarios

Tipos de ambientes sedimentarios

Facies sedimentarias

### Estructuras sedimentarias

El Capítulo 6 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, agentes erosivos como las aguas de escorrentía, el viento, las olas 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. En la mayoría de los casos, el sedimento se litifica en roca sedimentaria mediante los procesos de compactación y cementación.

## ¿Qué es una roca sedimentaria?



### Rocas sedimentarias ▼ Introducción

Los productos de la meteorización mecánica y química constituyen la materia prima para las rocas sedimentarias. La palabra *sedimentaria* indica la naturaleza de esas rocas, pues deriva de la palabra latina *sedimentum*, que hace referencia al material sólido que se deposita a partir de un fluido (agua o aire). La mayor parte del sedimento, pero no todo, se deposita de esta manera. Los restos meteorizados son barridos constantemente desde el lecho de roca, transportados y por fin depositados en los lagos, los valles de los ríos, los mares y un sinnúmero de otros lugares. Los granos de una duna de arena del desierto, el lodo del fondo de un pantano, la grava del lecho de un río e incluso el polvo de las casas son ejemplos de este proceso interminable. Dado que la meteorización del lecho de roca, el transporte y el depósito de los productos de meteorización son continuos, se encuentran sedimentos en casi cualquier parte. Conforme se acumulan las pilas de sedimentos, los materiales próximos al fondo se compactan. Durante largos períodos, la materia mineral depositada en los espacios que quedan entre las partículas cementa estos sedimentos, formando una roca sólida.

Los geólogos calculan que las rocas sedimentarias representan sólo alrededor del 5 por ciento (en volumen) de los 16 km externos de la Tierra. Sin embargo, su importancia es bastante mayor de lo que podría indicar este porcentaje. Si tomáramos muestras de las rocas expuestas en la superficie, encontraríamos que la gran mayoría son sedimentarias. De hecho alrededor del 75 por ciento de todos los afloramientos de roca de los continentes está compuesto por rocas sedimentarias. Por consiguiente, podemos considerar las rocas sedimentarias como una capa algo discontinua y relativamente delgada de la porción más externa de la corteza. Este hecho se entiende con facilidad cuando consideramos que el sedimento se acumula en la superficie.

Dado que los sedimentos se depositan en la superficie terrestre, las capas de roca que finalmente se forman contienen evidencias de acontecimientos pasados que ocurrieron en la superficie. Por su propia naturaleza, las rocas sedimentarias contienen en su interior indicaciones de ambientes pasados en los cuales se depositaron sus partículas y, en algunos casos, pistas de los mecanismos que intervinieron en su transporte. Además, las rocas sedimentarias son las que contienen los fósiles, herramientas vitales para el estudio del pasado geológico. Por tanto, 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.

Por último, debe mencionarse la gran importancia económica de muchas rocas sedimentarias. El carbón, que se quema para proporcionar una porción significativa de la energía eléctrica de Estados Unidos, es una roca sedimentaria. Nuestras otras fuentes principales de energía, el petróleo y el gas natural, están asociadas con las rocas sedimentarias. Son también fuentes importantes de hierro, aluminio, manganeso y fertilizantes, además de numerosos materiales esenciales para la industria de la construcción.

## 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 la deposición de 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 el interior de los primeros kilómetros 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 el aragonito para formar conchas y otras partes duras, como las estructuras esqueléticas producidas por los corales. En algunos am-

bientes **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.

La **diagénesis** incluye la **litificación**, término que se refiere a los procesos mediante los cuales 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 a través del tiempo, 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 sólo ligeramente 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 químico que implica la precipitación de los minerales entre los granos **sedimentarios individuales**. Los materiales cementantes son transportados en solución por el agua que percola a través de los espacios abiertos entre las partículas. A lo largo del tiempo, el cemento precipita sobre los granos de sedimento, llena los espacios vacíos y une 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 de empezar como acumulaciones de partículas independientes que más tarde se solidifican. Otras rocas sedimentarias cristalinas no empie-

zan de esta manera, sino que se transforman en masas de cristales intercrecidos 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 recristalizar 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 porosidad. A menos que las rocas desarrollen más tarde diaclasas y fracturas, serán relativamente impermeables a fluidos como el agua y el petróleo.

## Tipos de rocas sedimentarias



### Rocas sedimentarias ▼ Tipos de rocas sedimentarias

El sedimento tiene dos orígenes principales. En primer lugar, el sedimento puede ser una acumulación de material que se origina y es transportado en forma de clastos sólidos derivados 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 estas sustancias disueltas son precipitadas mediante procesos orgánicos o inorgánicos, el material se conoce como sedimento químico y las rocas formadas a partir de él se denominan **rocas sedimentarias químicas**.

Consideraremos a continuación cada uno de los tipos de roca sedimentaria y algunos ejemplos de ellas.

## Rocas sedimentarias detríticas



### Rocas sedimentarias ▼ Rocas sedimentarias detríticas

Si bien puede encontrarse una gran variedad de minerales y fragmentos de roca 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 (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 feldspatos 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 la deposición fueron lo bastante rápidas 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 sólo un método conveniente de división de las rocas detríticas; también proporciona información útil relativa a los ambientes deposicionales. 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.

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 7.1). Estas rocas detríticas de grano fino constituyen más de la mitad

**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	Bloque	Grava	Conglomerado o brecha
64-256			
4-64	Canto	Arena	Arenisca
2-4			
1/16-2	Grano	Limo	Limolita
1/256-1/16	Gránulo	Arcilla	Lutita
<1/256	Partícula		

## A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

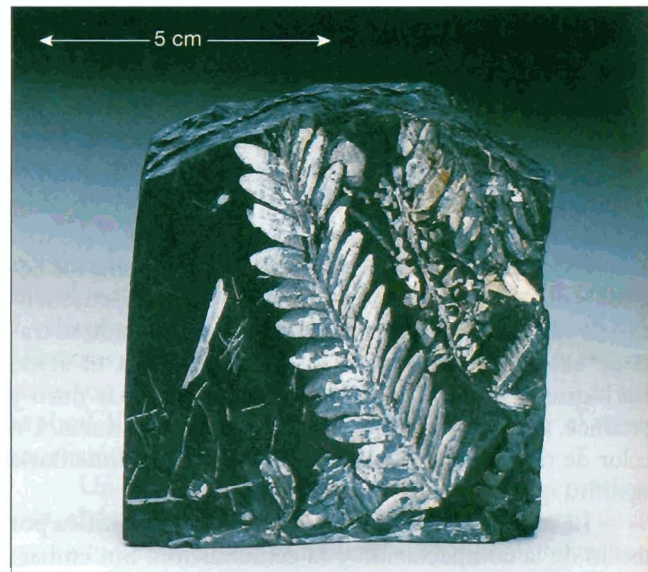
Según la Tabla 7.1, *arcilla* es un término utilizado para referirse al tamaño microscópico de un clasto.

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 sólo 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.

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 sobre esta roca 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 tur-



▲ **Figura 7.1** 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.)

bulentas relativamente tranquilas. Entre esos ambientes se cuentan los lagos, las llanuras de inundación de ríos, lagunas y zonas de las cuencas oceánicas profundas. Incluso en esos ambientes «tranquilos» suele haber suficiente turbulencia como para mantener suspendidas casi indefinidamente las partículas de tamaño arcilloso. Por consiguiente, mucha de la arcilla se deposita sólo después de que las partículas se reúnen 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 con fuerza que la sedimentación se produjo en un ambiente pobre en oxígeno, como un pantano, donde los materiales orgánicos no se oxidan con facilidad y se descomponen.

Conforme se acumulan el limo y la arcilla, tienden a formar capas delgadas, a las que se suele hacer referencia como *láminas* (*lamin* = capa delgada). Inicialmente 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 cambia normalmente con el tiempo conforme nuevas capas de sedimento se apilan 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 soluciones 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\*.

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

fiel (shale) debe mostrar capacidad para escindirse en capas finas a lo largo de planos espaciales próximos 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 fiel* (*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 disgrega con facilidad y suele formar una cubierta de suelo que oculta debajo la roca no meteorizada. Esto se pone de manifiesto 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.

Aunque las capas de lutita no pueden formar acantilados escarpados ni afloramientos destacables, algunos depósitos tienen valor económico. Algunas lutitas se extraen como materia prima para la cerámica, la fabricación de ladrillos, azulejos y porcelana china. Además, mezclados con la caliza, se utilizan para fabricar 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 21.

## Arenisca

La *arenisca* es el nombre que se da a las rocas en las que predominan los clastos de tamaño arena. 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.

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 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*. Estudiando el grado de selección, podemos aprender mucho con respecto a la corriente que deposita el sedimento. Los depósitos de arena transportada por el viento suelen estar mejor seleccionados que los depósitos seleccionados por el oleaje. Los clastos lavados

\* La relación entre capas impermeables con la existencia y movimiento de aguas subterráneas se examina en el Capítulo 17. Las capas de lutita como roca tapadera en las trampas petrolíferas se tratan en el Capítulo 21.

por las olas están normalmente mejor seleccionados que los materiales depositados por las corrientes de agua. Cuando los clastos son transportados sólo durante un tiempo relativamente breve y luego se depositan rápidamente, suelen producirse acumulaciones de sedimentos que muestran 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 depositan de manera poco seleccionada arenas y grava.

La forma de los granos arenosos puede también contribuir a descifrar la historia de una arenisca. Cuando las corrientes de agua, el viento o las olas mueven la arena y otros clastos sedimentarios, 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 prolongado transporte.

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.

## 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 Estados Unidos, los acantilados empinados y las paredes de los cañones hechos de rocas sedimentarias a menudo exhiben una gama brillante de colores diferentes. En las paredes del Gran Cañón de Arizona, pueden observarse capas rojas, naranjas, moradas, grises, marrones y de color de ante. Las rocas sedimentarias del Cañón Bryce de Utah son de un color rosa claro. 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 sólo 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 ésta les da un color negro o gris.

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 excursiones 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 una gran cantidad de 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 de origen de los clastos.

Debido a su durabilidad, el cuarzo es el mineral predominante en la mayoría de las areniscas. Cuando éste es el caso, la roca puede denominarse simplemente *cuarzarenita*. Cuando una arenisca contiene cantidades apreciables de feldespato, 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.

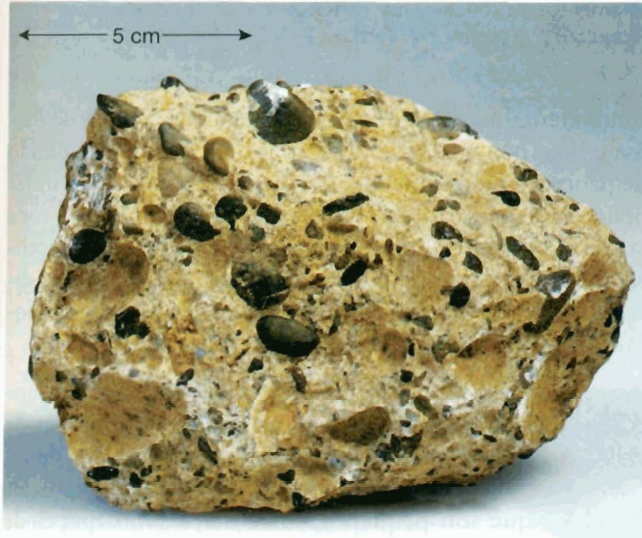
Una tercera variedad de arenisca se conoce como *grauvaca*. Además de cuarzo y feldespato, esta roca de colores oscuros contiene abundantes fragmentos rocosos y una matriz. Por *matriz* se entiende los clastos de tamaño arcilloso y limoso ubicados en los espacios comprendidos entre los granos de arena más grandes. 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 sólo 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 saturados con sedimentos de gran densidad denominados corrientes de turbidez.

## Conglomerado y brecha

El *conglomerado* consiste fundamentalmente en grava (Figura 7.2). 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. Los clastos suelen ser lo bastante grandes como para permitir su identificación en los tipos de roca distintivos; por tanto, pueden ser valiosos para identificar las áreas de origen 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.

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 7.3). Debido a que los cantos experimentan abrasión y se redondean muy deprisa durante el transporte, los cantos rodados



Vista de cerca



▲ **Figura 7.2** El conglomerado está compuesto fundamentalmente de cantos redondeados del tamaño de la grava. (Fotos de E. J. Tarbuck.)



Vista de cerca



▲ **Figura 7.3** Cuando los clastos del tamaño de la grava de una roca detrítica son angulosos, la roca se llama brecha. (Foto de E. J. Tarbuck.)

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

## Rocas sedimentarias químicas



### Rocas sedimentarias

#### ▼ Rocas sedimentarias químicas

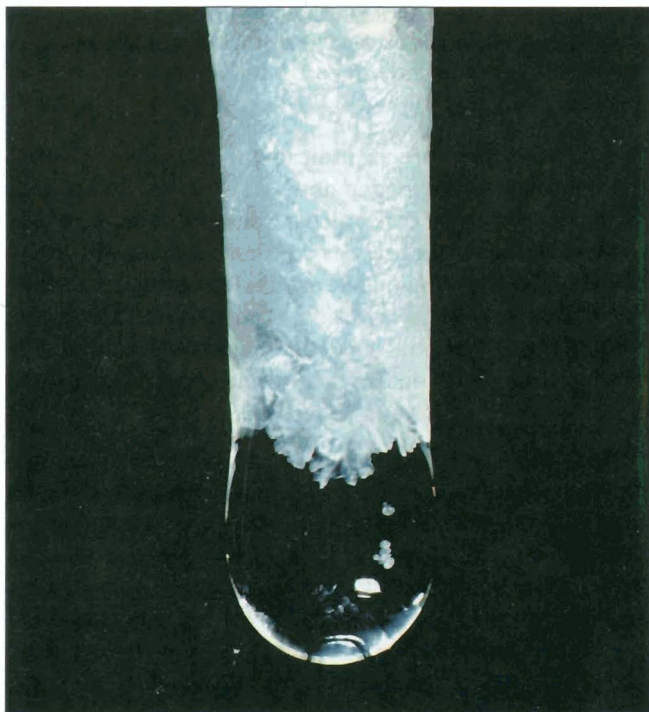
Al contrario que las rocas detríticas, que se forman a partir de los productos sólidos de la meteorización, los sedimentos químicos derivan del material que es transportado *en solución* a los lagos y los mares. Sin embargo, este material no permanece disuelto indefinidamente en el agua. Una parte precipita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

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

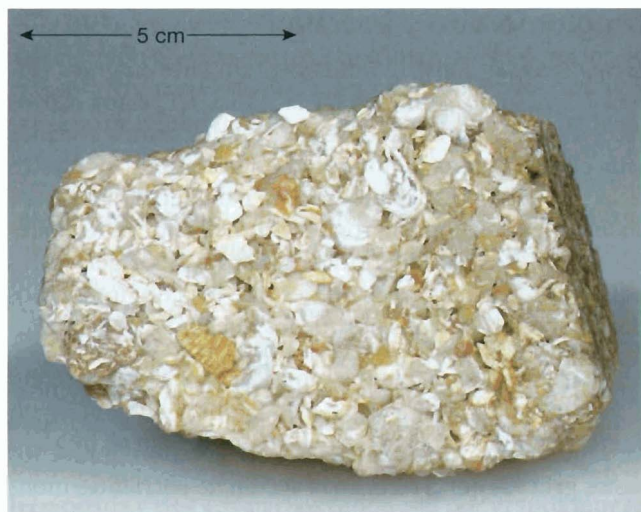
Un ejemplo de un depósito producido mediante procesos químicos inorgánicos es el que da origen a las estalactitas y las estalagmitas que decoran muchas cavernas (Figura 7.4). Otra es la sal que queda después de la evaporación de un determinado volumen de agua marina. Por el contrario, muchos animales 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 7.5).

## 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



▲ **Figura 7.4** Dado que muchos depósitos de las cuevas se han creado por el goteo aparentemente infinito de agua durante largos períodos de tiempo, se suelen llamar *goterones*. 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 Clifford Stroud/Parque Nacional Wind Cave.)



Vista de cerca

▲ **Figura 7.5** Esta roca, denominada coquina, consiste en fragmentos de conchas; por consiguiente, tiene un origen bioquímico. (Foto de E. J. Tarbuck.)

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 cierto porque las calizas se producen bajo diversas condiciones. Las formas que tienen un origen bioquímico marino son con mucho las más comunes.

**Arrecifes de coral** Los corales son un ejemplo importante de organismos capaces de crear grandes cantidades de caliza marina. Estos invertebrados relativamente sencillos segregan un esqueleto externo calcáreo (rico en calcita). Aunque son pequeños, los corales son capaces de crear estructuras masivas denominadas *arrecifes*. Los arrecifes consisten en colonias de coral compuestas por un número abundante 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.

Desde luego, el arrecife moderno mejor conocido es el arrecife gran-barrera de Australia de 2.000 km de largo, pero existen también otros muchos más pequeños. Se





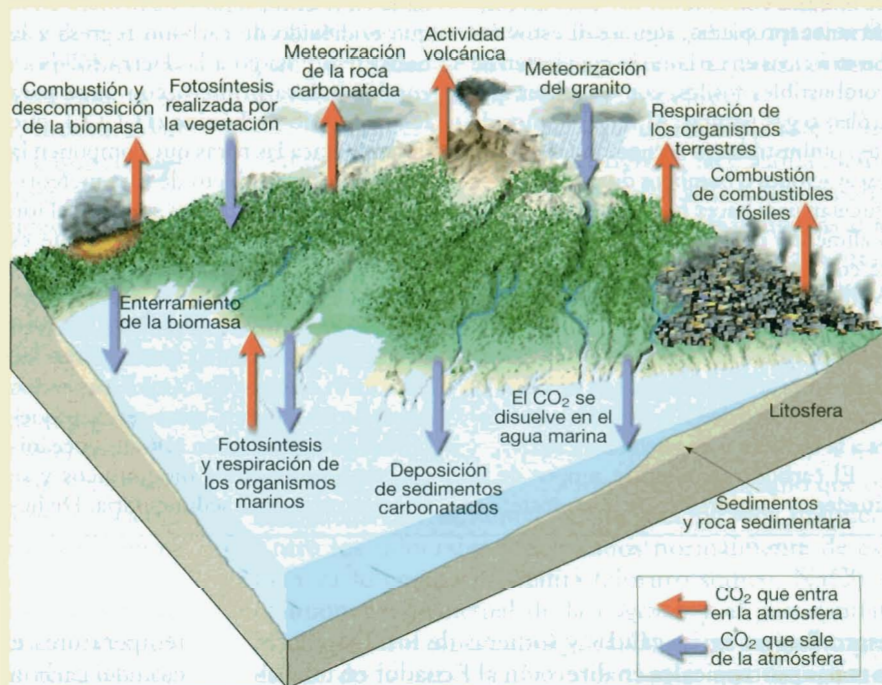
## Recuadro 7.1 ▶ La Tierra como sistema

### El ciclo del carbono y las rocas sedimentarias

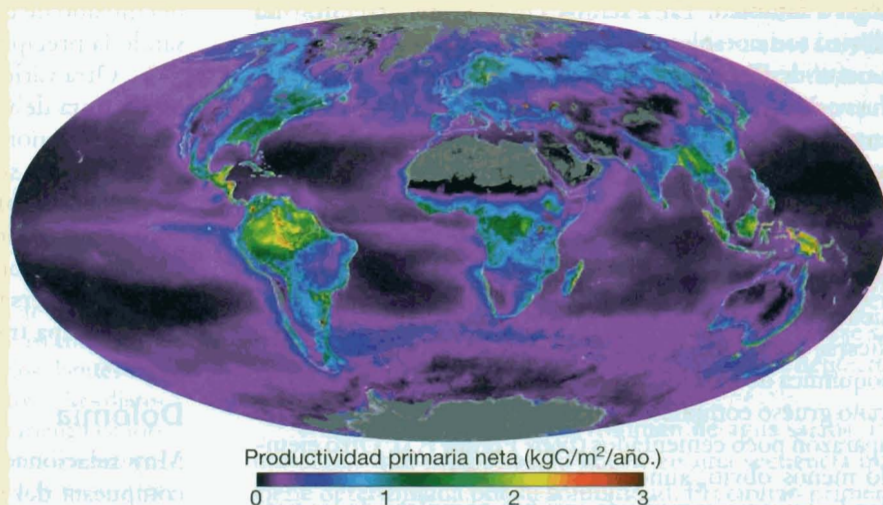
Para ilustrar el movimiento de materia y energía en el sistema Tierra, echemos un breve vistazo al ciclo del carbono (Figura 7.A). El carbono puro es relativamente poco común en la naturaleza. Se encuentra, sobre todo, en dos minerales: el diamante y el grafito. La mayor parte del carbono está enlazado 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 también es 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 y producen los compuestos orgánicos esenciales necesarios para el crecimiento. Los animales que consumen estas 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 dió-



▲ **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 captado 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.)

\* En el Recuadro 5.3 «La Tierra como sistema: una posible conexión entre el vulcanismo y el cambio climático en el pasado geológico» y en la sección sobre «El dióxido de carbono y el calentamiento global» del Capítulo 21 encontrará más sobre esta idea.

xido 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) 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 litosfera 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 litosfera. 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 he-

cho, la litosfera 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 en 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 litosfera los sedimentos carbonatados y las rocas sedimentarias contienen carbono y éste se almacena como materia orgánica descompuesta por las rocas sedimentarias y en forma de depósitos de carbón y petróleo.

desarrollan en aguas cálidas y someras de los Trópicos y las zonas subtropicales en dirección al Ecuador en una latitud de alrededor de  $30^\circ$ . En las Bahamas y los Cayos de Florida existen ejemplos notables.

Por supuesto, no sólo los corales modernos construyen arrecifes. Los corales han sido responsables de la producción de enormes cantidades de caliza en el pasado geológico también. En Estados Unidos, los arrecifes del Silúrico son notables en Wisconsin, Illinois e Indiana. En el oeste de Texas y en la zona suroriental adyacente de Nuevo México, un complejo arrecife masivo formado durante el Pérmico ha quedado extraordinariamente expuesto en el Parque Nacional de las Montañas de Guadalupe.

**Coquina y creta** Aunque la mayor parte de la caliza es producto de los procesos biológicos, este origen no siempre es evidente, porque los caparzones 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 caparzones y fragmentos de caparazón poco cementados (véase Figura 7.5). 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 expuestos a lo largo de la costa suroccidental de Inglaterra.

**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 éste precipita. El *travertino*, el tipo de caliza normalmente observado en las cavernas, es un ejemplo (véase Figura 7.4). 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.

## Dolomía

Muy relacionada con la caliza está la *dolomía*, una roca compuesta del mineral dolomita, un carbonato cálcico-magnésico. Aunque la dolomía puede formarse por precipitación directa del agua del mar, probablemente la mayoría se origina cuando el magnesio del agua del mar reemplaza parte del calcio de la caliza. La última hipótesis se ve reforzada por el hecho de que prácticamente no se encuentra dolomía reciente. Antes bien, la mayoría es

roca antigua en la que hubo tiempo de sobra para que el magnesio sustituyera al calcio.

## Rocas silíceas (sílex)

Se trata de una serie de rocas muy compactas y duras compuestas de sílice ( $\text{SiO}_2$ ) microcristalina. 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 bandeada se la suele denominar *ágata*.

Los depósitos de rocas silíceas se encuentran fundamentalmente en una de las siguientes situaciones: como nódulos de forma irregular en la caliza y como capas de roca. La sílice, que compone muchos nódulos de cuarzo, puede haberse depositado directamente del agua. Estos nódulos tienen un origen inorgánico. Sin embargo, es improbable que un porcentaje muy grande de capas de rocas silíceas precipitaran directamente desde el agua del mar, porque el agua de mar rara vez está saturada de sílice. Por consiguiente, se piensa que los estratos de rocas silíceas se han originado en gran medida como sedimentos bioquímicos.

La mayoría de los organismos acuáticos que producen partes duras las fabrican 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 sólo cantidades ínfimas. Se cree que a partir de sus restos se originaron la mayoría de las capas de rocas silíceas.

## A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Son las diatomeas un ingrediente de la tierra diatomítica, que se utiliza en los filtros de las piscinas?

Las diatomeas no sólo 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, químicamente estable, tiene un área de superficie elevada y es muy absorbente, la tierra diatomácea 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).

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. Nótese que cuando se está examinando una muestra de mano de roca silícea, hay pocos criterios fiables por medio de los cuales poder determinar el modo de origen (inorgánico frente a bioquímico).

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 americanos para la fabricación de «puntas» para arpones y flechas. Debido a su durabilidad y a su uso intensivo, se encuentran «puntas de flecha» en muchas partes de Norteamérica.

## 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,  $\text{NaCl}$ ), el componente principal de la *salgema*, 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 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 sólo 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 la deposición 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. Por ejemplo, el yeso precipita cuando se ha evaporado alrededor de los dos tercios a las tres cuartas partes del agua del mar, y la halita se deposita cuando han desaparecido nueve de cada diez partes de 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 trabaja en las minas como una fuente significativa de potasio («potasa») para fertilizantes.

A menor escala, pueden verse depósitos de evaporitas en lugares como el Valle de la Muerte, en California. Aquí, después de períodos de lluvia o de fusión de la nieve en las montañas, las corrientes fluyen desde las montañas circundantes a una cuenca cerrada. Conforme se evapora el agua, se forman **llanuras salinas** cuando los materiales disueltos precipitan formando una costra blanca sobre el terreno.

## Carbón

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 lupa 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 7.6).

La etapa inicial del proceso de formación del carbón consiste en la acumulación de grandes cantidades de restos vegetales. Sin embargo, se precisan condiciones especiales para que se den 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 el pantanoso.

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 de *carbón 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 hulla. En comparación con la turba a partir de la que se formó, el grosor de un estrato de hulla puede ser tan sólo 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 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 sólo 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.

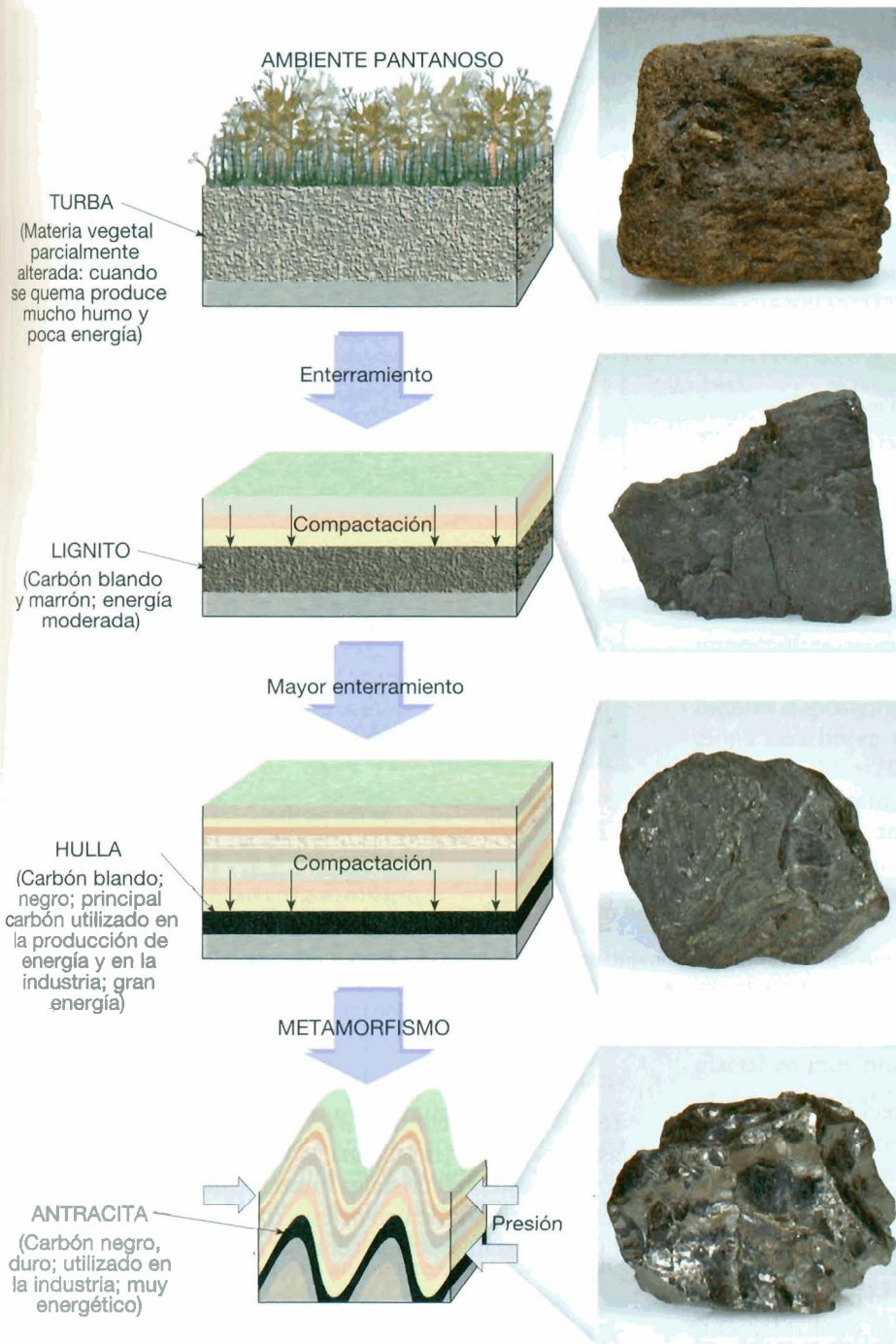
El carbón es un recurso energético importante. Su papel como combustible y algunos de los problemas asociados con su combustión se tratan en el Capítulo 21.

## Clasificación de las rocas sedimentarias

El esquema de clasificación de la Figura 7.7 divide las rocas sedimentarias en dos grupos principales: detríticas y químicas. Además, podemos ver que 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 7.7 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, éstas también están muy lejos de ser «puras».

Como ocurrió al examinar las rocas ígneas en el Capítulo 4, la *textura* es importante para la clasificación de



◀ **Figura 7.6** Etapas sucesivas en la formación del carbón.

las rocas sedimentarias. Se utilizan dos texturas principales para clasificar las rocas sedimentarias: clástica y no clástica. El término **clástica** procede de una palabra 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 también 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 **crystalina** en la cual los minerales

Rocas sedimentarias detríticas				Rocas sedimentarias químicas				
Textura clástica Tamaño del clasto		Nombre del sedimento	Nombre de la roca	Composición	Textura	Nombre de la roca		
Grueso (más de 2 mm)		Grava (clastos redondeados)	Conglomerado	Calcita, CaCO <sub>3</sub>	No clástica: cristalino de fino a grueso	Caliza cristalina		
		Grava (clastos angulosos)	Brecha			Travertino		
Medio (de 1/16 a 2 mm)		Arena  (Si el feldespato es abundante la roca se denomina arcosa)	Arenisca		Clástica: caparazones y fragmentos de caparazón visibles, cementados débilmente	Coquina		
					Clástica: caparazones y fragmentos de caparazón de diversos tamaños cementados con cemento de calcita	Caliza fosilífera		
Fino (de 1/16 a 1/256 mm)		Limo	Limolita		Clástica: caparazones y arcilla microscópicos	Creta		
Muy fino (menos de 1/256 mm)		Arcilla	Lutita		Cuarzo, SiO <sub>2</sub>	No clástica: cristalino muy fino	Rocas silíceas (sílex) (color claro) Pedernal (color oscuro)	
					Yeso, CaSO <sub>4</sub> •2H <sub>2</sub> O	No clástica: cristalino de fino a grueso	Yeso	
					Halita, NaCl	No clástica: cristalino de fino a grueso	Salgema	
					Fragmentos vegetales alterados	No clástica: materia orgánica de grano fino	Hulla	

▲ **Figura 7.7** Identificación de las rocas sedimentarias. Las rocas sedimentarias se dividen en dos grupos principales, detríticas y químicas, según el origen de sus sedimentos. 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, primordialmente, en su composición mineral.

forman un mosaico de cristales intercrecidos. Los cristales pueden ser microscópicos o suficientemente grandes como para verse a simple vista sin aumento. Ejemplos comunes de rocas con texturas no clásticas son las sedimentadas cuando se evapora el agua de mar (Figura 7.8). 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 dife-

rentes de los encontrados en la mayoría de las rocas ígneas. Por ejemplo, la salgema, el yeso y algunas formas de caliza consisten en cristales intercrecidos, pero los minerales encontrados dentro de esas rocas (halita, yeso y calcita) rara vez están asociados con las rocas ígneas.

## Ambientes sedimentarios



### Rocas sedimentarias ▼ Ambientes sedimentarios

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 ori-



Vista de cerca



▲ **Figura 7.8** Como otras evaporitas, esta muestra de salgema se dice que tiene una textura no clásica porque está compuesta de un intercrecimiento de cristales.

gen de los clastos que las componen, el tipo y la duración de su transporte, y la naturaleza del lugar donde los granos acabaron por reposar; es decir, el ambiente deposicional. (Figura 7.9).

Un ambiente deposicional o ambiente sedimentario es simplemente un punto 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 cuerpos 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 atentamente 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 (véase Recuadro 7.2). 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»\*.

## 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 7.9 es un diagrama idealizado que ilustra algunos ambientes sedimentarios importantes asociados con cada categoría. Nótese que es tan sólo una muestra de la gran diversidad de ambientes deposicionales. El resto de esta sección proporciona una breve descripción de cada categoría. 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 la deposición asociadas a corrientes. En algunas regiones frías, las masas de hielo glacial en movimiento sustituyen el 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 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*.

\* Véase el apartado «Nacimiento de la Geología moderna» en el Capítulo 1 para ampliar esta idea.

► **Figura 7.9** 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 este diagrama idealizado se muestra una serie de ambientes sedimentarios importantes: continental, transicional y marino.









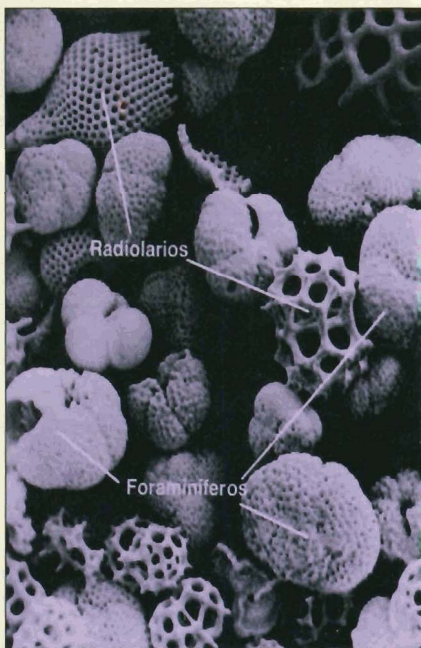
### Recuadro 7.2 ▶ La Tierra como sistema

## El uso de los sedimentos del fondo oceánico para aclarar los climas del pasado

Sabemos que las partes del sistema Tierra están relacionadas de modo que un cambio en una parte puede provocar cambios en cualquiera o en todas las demás partes. En este breve ejemplo, vemos un caso en el que los cambios en el clima y las temperaturas oceánicas se reflejan en la naturaleza de la vida marina.

Cuando se recuperan los sedimentos bioquímicos producidos por los organismos microscópicos del fondo oceánico, se pueden utilizar como datos substitutivos para analizar los climas del pasado.

Los registros climáticos fiables se remontan a hace tan sólo un par de cientos de años, como mucho. ¿Cómo conocen los científicos los climas y los cambios climáticos anteriores a este período? La respuesta evidente es que deben reconstruir los climas del pasado a partir de *pruebas indirectas*; es decir, deben examinar y analizar fenómenos que responden a las condiciones atmosféricas cambiantes y las reflejan. Una técnica interesante e importante para analizar la historia del clima terrestre es el estudio de los sedimentos procedentes del fondo oceánico.



Aunque los sedimentos del fondo oceánico son de muchos tipos, la mayoría contienen los restos de organismos que antes vivían cerca de la superficie marina

◀ **Figura 7.C** Partes duras microscópicas de radiolarios y foraminíferos. Esta fotografía microscópica ha sido ampliada cientos de veces. Estos organismos son sensibles incluso a pequeñas fluctuaciones en las condiciones ambientales. (Foto cortesía de Deep Sea Drilling Project, Scripps Institution of Oceanography, Universidad de California, San Diego.)

(la interfase océano-atmósfera). Cuando estos organismos de las proximidades de la superficie mueren, sus caparazones se depositan lentamente en el fondo oceánico, donde pasan a formar parte del registro sedimentario (Figura 7.C). Una razón por la que los sedimentos del fondo oceánico son registros útiles de los cambios climáticos mundiales es que las cantidades y los tipos de organismos que viven cerca de la superficie marina cambian conforme cambia el clima. Richard Foster Flint explica este principio de la siguiente manera:

Cabría esperar que en cualquier área de la interfase océano/atmósfera la temperatura anual media del agua superficial del océano se aproxime a la de la atmósfera contigua. El equili-

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 ocasionalmente se forman *lagos playa* poco profundos tras fuertes lluvias o períodos de fusión de la nieve en las montañas adyacentes. Se secan con rapidez, y algunas veces dejan atrás evaporitas y otros depósitos característicos. 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 metros 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 metros más allá de la plataforma continental.

brio térmico establecido entre el agua marina de la superficie y el aire situado por encima debería significar que... los cambios en el clima deberían reflejarse en cambios en los organismos que viven cerca de la superficie de las profundidades marinas...

Si recordamos que los sedimentos del fondo oceánico de vastas áreas del océano consisten principalmente en caparazones de foraminíferos pelágicos, y que estos animales son sensibles a las variaciones de temperatura del agua, la conexión entre estos sedimentos y los cambios climáticos se hace evidente\*.

Por tanto, al intentar comprender el cambio climático, así como otras transformaciones ambientales, los científicos están utilizando la enorme reserva de datos de los sedimentos del fondo oceánico. Los testigos de sondeo de los sedimentos recogidos por los barcos de perforación y otros buques de investigación han proporcionado datos valiosísimos que han ampliado considerablemente nuestro conocimiento y nuestra comprensión de los climas del pasado (Figura 7.D).

Un ejemplo notable de la importancia de los sedimentos del fondo oceánico para



▲ **Figura 7.D** Los científicos examinan el testigo de sondeo de un sedimento a bordo del *JOIDES Resolution*, el buque de perforación del Ocean Drilling Program. El fondo oceánico representa una enorme reserva de datos referentes al cambio ambiental global. (Foto cortesía del Ocean Drilling Program.)

nuestra comprensión del cambio climático está relacionado con el esclarecimiento de las condiciones atmosféricas fluctuantes del Período Glaciar. El registro de cambios de temperatura contenido en los testigos de sondeo de sedimentos procedentes del fon-

do oceánico han resultado ser esenciales para nuestra comprensión actual de este período reciente de la historia de la Tierra\*\*.

\* *Glacial and Quaternary Geology* (Nueva York: Wiley, 1971), pág. 718.

\*\* Para más información sobre este tema, véase «Causas de las glaciaciones», en el Capítulo 18.

El ambiente marino somero rodea todos los continentes del mundo. Su anchura varía mucho, desde ser prácticamente inexistente en algunos lugares a extenderse hasta 1.500 kilómetros en otros puntos. En general, esta zona tiene una anchura aproximada de 80 kilómetros. 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 poco profundo recibe grandes cantidades de sedimentos derivados de la tierra emergida. Cuando la entrada de este sedimento es pequeña 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 restos esqueléticos de los organismos secretores de carbonato mezclados con precipitados inorgánicos. Los arrecifes de coral también se asocian con ambientes ma-

rinios 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—. En el Recuadro 7.3 se tratan más detenidamente los sedimentos que se acumulan en los ambientes marinos.



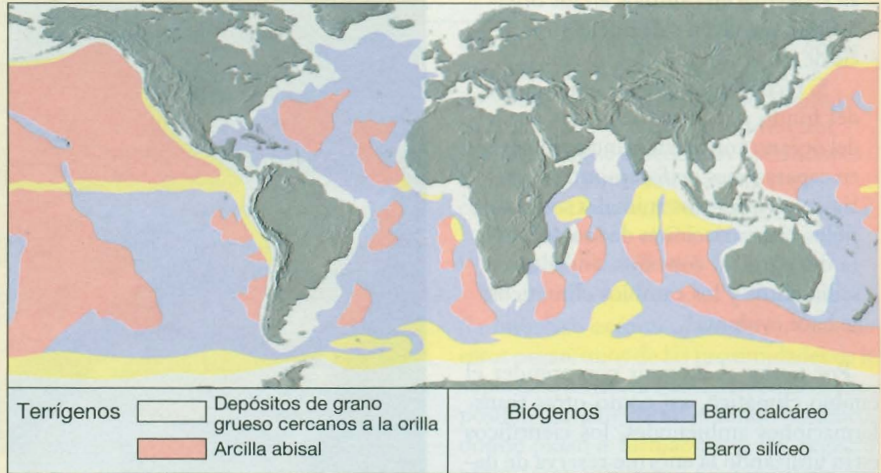
**Recuadro 7.3 ▶ Entender la Tierra**

**Naturaleza y distribución de los sedimentos del fondo oceánico**

Excepto en las zonas escarpadas del talud continental y en las zonas cercanas a la cresta del sistema de dorsales oceánicas, la mayor parte del fondo oceánico está cubierta por sedimentos (Figura 7.E). Una parte de este material ha sido depositada por corrientes de turbidez, mientras que una gran parte del resto se ha depositado lentamente en el fondo oceánico desde arriba (véase Figura 7.11).

Los sedimentos del fondo oceánico pueden clasificarse según su origen en tres grandes categorías: (1) *terrágenos* (*terra* = tierra; *generare* = producir), (2) *biógenos* (*bio* = vida; *generare* = producir), y (3) *hidrogénicos* (*hydros* = agua; *generare* = producir). Aunque cada categoría se trata por separado, los sedimentos del fondo oceánico suelen tener orígenes distintos y, por tanto, son mezclas de varios tipos de sedimentos.

Los sedimentos terrígenos están formados principalmente por granos minerales que fueron meteorizados de las rocas continentales y transportados hasta el océano. Los clastos más grandes (grava y arena) suelen depositarse rápidamente cerca de la orilla, mientras que los clastos más finos (partículas microscópicas del tamaño de la arcilla) pueden tardar años en depositarse en el fondo oceánico y pueden ser transportados por las corrientes oceánicas a miles de kilómetros.



▲ **Figura 7.E** Distribución de los sedimentos marinos. Los depósitos terrígenos de grano grueso predominan en las zonas de los márgenes continentales, mientras que el material terrígeno de grano fino (arcilla abisal) es común en zonas más profundas de las cuencas oceánicas. Sin embargo, los depósitos de océano profundo están dominados por los fangos calcáreos, que se encuentran en las porciones someras de las zonas de océano profundo a lo largo de la dorsal centrooceánica. Los fangos silíceos se hallan debajo de las áreas de productividad biológica extraordinariamente alta como la Antártida y el Pacífico ecuatoriano y el océano Índico. Los sedimentos hidrogénicos comprenden sólo una proporción pequeña de los depósitos del océano.

Como consecuencia, prácticamente todas las partes del océano reciben algún sedimento terrígeno. La velocidad a la que se acumulan estos sedimentos en el fondo oceánico profundo, sin embargo, es muy lenta. Para formar una capa de *arcilla abi-*

*sal* de un centímetro de grosor, por ejemplo, hacen falta hasta 50.000 años. Por el contrario, en los márgenes continentales cercanos a las desembocaduras de los grandes ríos, los sedimentos terrígenos se acumulan con rapidez y forman depósitos

**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 conforme las mareas suben y bajan. 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 barrera*. Los cordones litorales y los arrecifes crean *albuferas*. Las aguas más tranquilas de estas áreas protegidas son otro lugar de sedimentación 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 hubo 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 lateralmente. 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

gruesos. En el Golfo de México, por ejemplo, los sedimentos han alcanzado una profundidad de muchos kilómetros.

Los sedimentos biógenos están compuestos por caparazones y esqueletos de animales marinos y algas (véase Figura 7.C en el Recuadro 7.2). La mayor parte de estos restos es producida por organismos microscópicos que viven en las aguas iluminadas por el sol cerca de la superficie oceánica. Una vez estos organismos mueren, sus *conchas* «caen» de una manera constante y se acumulan en el suelo oceánico.

El sedimento biógeno más común es el *barro calcáreo* ( $\text{CaCO}_3$ ), que, como su nombre indica, tiene la consistencia del fango grueso. Este sedimento se produce a partir de las conchas de los organismos como los *cololitóforos* (algas unicelulares) y los *foraminíferos* (animales pequeños) que habitan en las aguas superficiales cálidas. Cuando las conchas calcáreas se hunden lentamente en partes más profundas del océano, empiezan a disolverse. Esto se produce porque el agua marina más profunda y fría es rica en dióxido de carbono y, por tanto, es más ácida que el agua caliente. A una profundidad superior a los 4.500 metros en el agua marina, las conchas calcáreas se disuelven por completo antes de llegar al fondo. Por consiguiente, el fango calcáreo no se acumula en las cuencas oceánicas profundas.

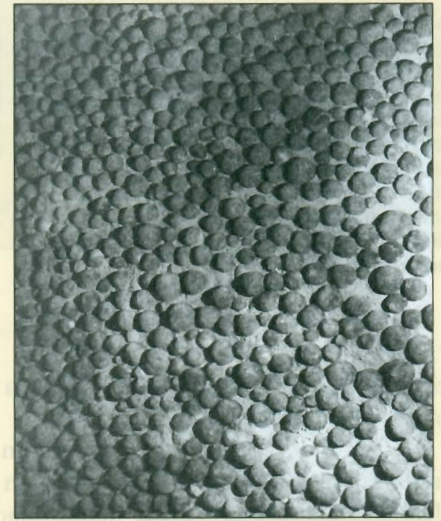
Otros sedimentos biógenos son el *barro silíceo* ( $\text{SiO}_2$ ) y el material rico en fosfato. El primero está compuesto principalmente por conchas de *diatomeas* (algas

unicelulares) y *radiolarios* (animales unicelulares) que prefieren las aguas superficiales más frescas, mientras que el último deriva de los huesos, los dientes y las escamas de los peces y otros organismos marinos.

Los sedimentos hidrogénicos consisten en minerales que cristalizan directamente del agua marina mediante varias reacciones químicas. Los sedimentos hidrogénicos representan una parte relativamente pequeña del total de sedimentos oceánicos. No obstante, tienen composiciones muy distintas y se distribuyen en diferentes ambientes deposicionales.

Algunos de los tipos más comunes de sedimentos hidrogénicos son:

- *Nódulos de manganeso*, que son agregados redondeados y duros de manganeso, hierro y otros metales que precipitan en capas concéntricas alrededor de un objeto central como un canto volcánico o un grano de arena (Figura 7.F).
- *Carbonatos cálcicos*, que se forman por precipitación directamente del agua marina en climas cálidos. Si este material queda enterrado se endurece y forma caliza. Sin embargo, la mayor parte de la caliza está compuesta de sedimentos biógenos.
- *Sulfuros metálicos*, que suelen precipitar como revestimientos de las rocas cercanas a las chimeneas asociadas con la cresta de la dorsal centrooceánica que arroja agua caliente rica en minerales. Estos de-



▲ **Figura 7.F** Nódulos de manganeso fotografiados a una profundidad de 2.909 brazas (5.323 metros) por debajo del Robert Conrad, al sur de Tahití. (Foto cortesía de Lawrence Sullivan, Lamont-Doherty Earth Observatory/Universidad de Columbia.)

pósitos contienen hierro, níquel, cobre, zinc, plata y otros metales en proporciones variables.

- *Evaporitas*, que se forman donde las velocidades de evaporación son altas y hay una circulación restringida del océano abierto. Conforme el agua se evapora de estas zonas, el agua marina restante se satura con los minerales disueltos, que entonces empiezan a precipitar.

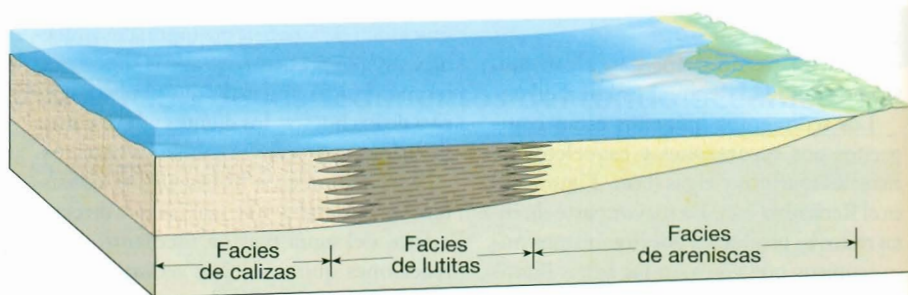
en aguas costeras más tranquilas. Aún más lejos, quizá en una zona donde la actividad biológica es grande y los sedimentos derivados del continente, escasos, los depósitos consisten fundamentalmente en restos calcáreos de pequeños organismos. En este ejemplo, se acumulan al mismo tiempo diferentes sedimentos 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 una 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 7.10). 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 textural, 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 informa-

► **Figura 7.10** Cuando se sigue la pista a una capa sedimentaria, podemos encontrar que está compuesta por varios tipos diferentes de roca. Quizás esto puede que ocurra 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.



ción adicional que puede ser útil para la interpretación de la historia de la Tierra.

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. 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 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 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.

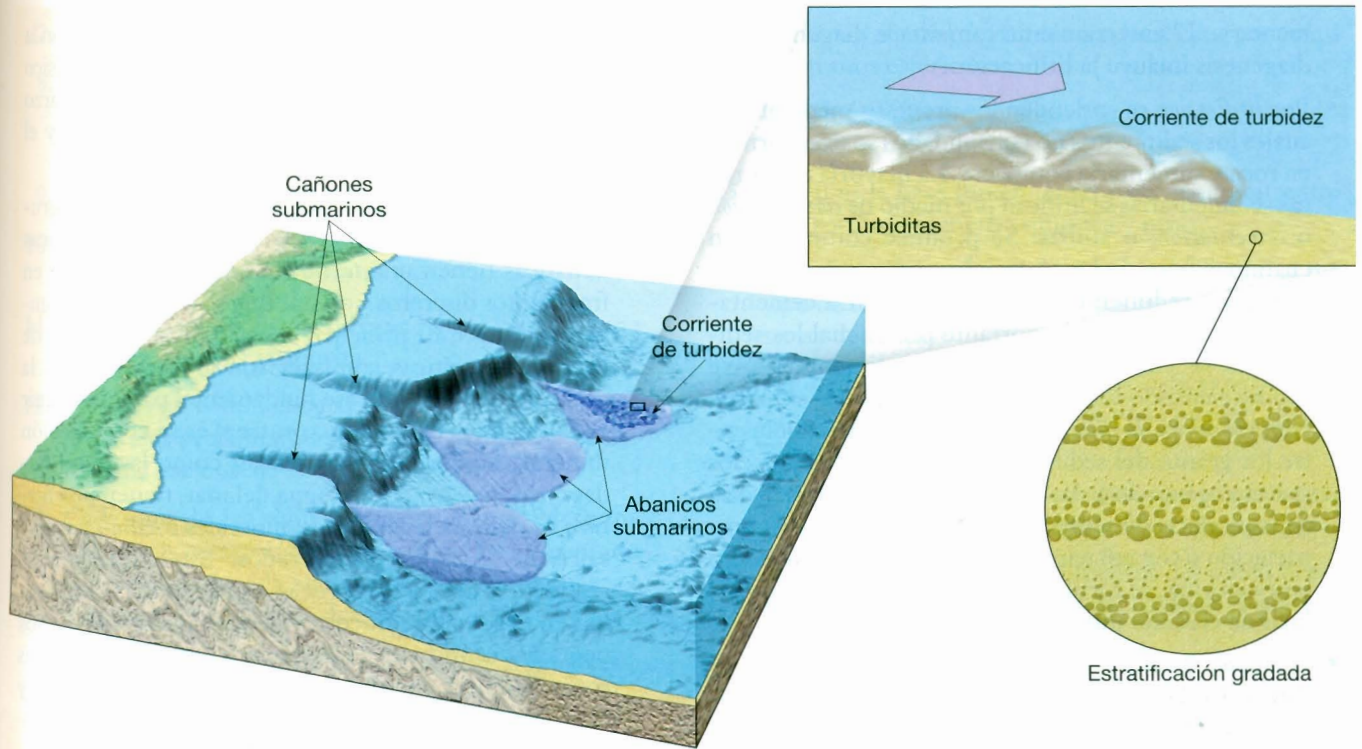
Dado que los sedimentos suelen acumularse como clastos que se depositan a partir de un fluido, la mayoría de los estratos se deposita originalmente en forma de capas horizontales. Hay circunstancias, sin embargo, en las cuales los sedimentos no se acumulan en estratos horizontales. A veces, cuando se 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 y ciertos depósitos de canal en los ríos.

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 a finas desde la parte inferior a la superior. Los estratos gradados son en su mayoría característicos del depósito rápido en 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 desplaza pendiente abajo a lo largo del fondo de un lago o un océano (Figura 7.11).

Cuando los geólogos examinan las rocas sedimentarias, pueden deducir muchas cosas. Un conglomerado, por ejemplo, puede indicar un ambiente de gran energía, como una zona de rompientes o una gran corriente, donde sólo los materiales gruesos se depositan y las partículas más finas se mantienen en suspensión. 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** son pequeñas ondulaciones de arena que se desarrollan en la superficie de una capa de sedimento por la acción del agua o el aire en movimiento. 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 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 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.



▲ **Figura 7.11** 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 *estratificación gradada*.

Las **grietas de desecación** indican que el sedimento en el cual se formaron estuvo 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\*.

\* 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.

Los **fósiles**, restos de vida prehistórica, son inclusiones importantes en los sedimentos y las rocas sedimentarias. 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.

## Resumen

- Las *rocas sedimentarias* consisten en *sedimentos* que, en la mayoría de los casos, se han *litificado* para formar 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*.

- Por *diagénesis* se entienden 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 sedi-

mentaria. 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.
- 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 por (2) *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 (silex)* (compuestas por cuarzo microcristalino), las *evaporitas* (como la salgema y el yeso) y el *carbón* (lignito y hulla).

- Las rocas sedimentarias pueden dividirse en dos grupos principales: *detríticas* y *químicas*. Todas las rocas detríticas tienen una *textura clástica*, que consiste en fragmentos discretos y clastos que se cementan y compactan juntas. El principal criterio de subdivisión de las rocas detríticas comunes son el *conglomerado*, la *arenisca* y la *lutita*. La base fundamental para distinguir las rocas del grupo químico entre sí es su composición mineral. Algunas rocas químicas, como las depositadas cuando se evapora el agua del mar, tienen una *textura no clástica* 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*, el *yeso* y el *carbón* (por ejemplo, lignito y hulla).
- 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.

## Preguntas de repaso

1. ¿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?
2. ¿Qué es la diagénesis? Ponga un ejemplo.
3. La compactación es un proceso de litificación muy importante, ¿con qué tamaño de sedimento?
4. Enumere tres cementos comunes para las rocas sedimentarias. ¿Cómo puede identificarse cada uno?
5. ¿Qué minerales son más comunes en las rocas sedimentarias detríticas? ¿Por qué son tan abundantes estos minerales?
6. ¿Cuál es la base fundamental para distinguir entre las diversas rocas sedimentarias detríticas?



7. ¿Por qué la lutita suele desmenuzarse con facilidad?
8. ¿Cómo están relacionados el grado de selección y la redondez con el transporte de los granos de arena?
9. Distinga entre conglomerados y brechas.
10. Distinga entre las dos categorías de rocas sedimentarias químicas.
11. ¿Qué son los depósitos de evaporitas? Nombre una roca que sea una evaporita.
12. Cuando un volumen de agua de mar se evapora, los minerales precipitan en un cierto orden. ¿Qué determina ese orden?
13. 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.
  - a) Una evaporita utilizada para hacer argamasa.
  - b) Una roca detrítica de grano fino que exhibe *fisilidad*.
  - c) Arenisca de color oscuro que contiene clastos angulosos así como arcilla, cuarzo y feldespato.
  - d) La roca sedimentaria química más abundante.
  - e) Una roca dura de color oscuro constituida por cuarzo microcristalino.
  - f) Una variedad de caliza compuesta por pequeños granos esféricos.
14. ¿En qué se diferencia el carbón de otras rocas sedimentarias bioquímicas?
15. ¿Cuál es la base fundamental para distinguir entre una roca sedimentaria química y otras?
16. Distinga entre textura clástica y no clástica. ¿Qué tipo de textura es común a todas las rocas sedimentarias detríticas?
17. Algunas rocas sedimentarias no clásticas se parecen mucho a las rocas ígneas. ¿Cómo pueden distinguirse fácilmente?
18. Enumere tres categorías de ambientes sedimentarios. Ponga uno o más ejemplos de cada categoría.
19. ¿Por qué son útiles los sedimentos del fondo oceánico para estudiar los climas del pasado? (*Véase Recuadro 7.2.*)
20. Distinga entre los tres tipos básicos de sedimentos del fondo oceánico. (*Véase Recuadro 7.3.*)
21. ¿Cuál es probablemente el rasgo más característico de las rocas sedimentarias?
22. Distinga entre estratificación cruzada y estratificación gradada.
23. ¿Cómo se diferencian las rizaduras de corriente de las rizaduras de oscilación?

## Términos fundamentales

ambiente deposicional	estrato	litificación	roca sedimentaria química
ambiente sedimentario	estrato gradado	llanura salina	sedimento
bioquímico	evaporita	plano de estratificación	selección
cementación	facies	rizadura	textura clástica
compactación	fisilidad	roca sedimentaria	textura cristalina
diagénesis	fósil	detrítica	textura no clástica
estratificación cruzada	grieta de desecación		

## Recursos de la web



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

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

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