

El tiempo geológico

La Geología necesita una escala temporal

Datación relativa: principios fundamentales

- Ley de la superposición
- Principio de la horizontalidad original
- Principio de intersección
- Inclusiones
- Discontinuidades estratigráficas
- Aplicación de los principios de datación relativa

Correlación de las capas rocosas

Fósiles: evidencias de vida en el pasado

- Tipos de fósiles

- Condiciones que favorecen la conservación
- Fósiles y correlación

Datación con radiactividad

- Repaso de la estructura básica del átomo
- Radiactividad
- Período de semidesintegración
- Datación radiométrica
- Datación con carbono-14
- Importancia de la datación radiométrica

Escala de tiempo geológico

- Estructura de la escala temporal
- El Precámbrico

Dificultades para datar la escala de tiempo geológico

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

La Geología necesita una escala temporal

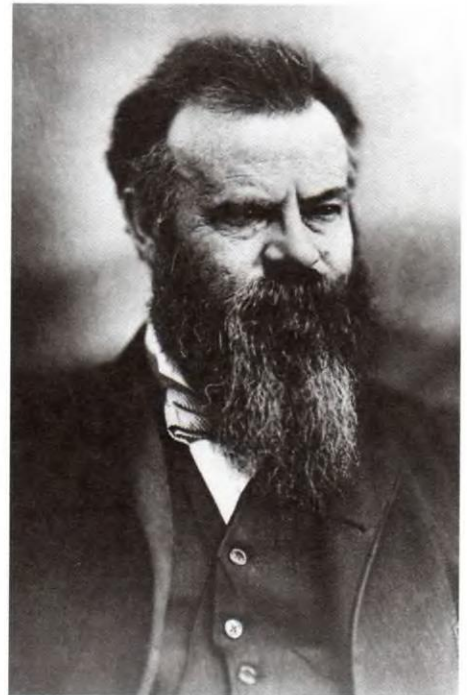
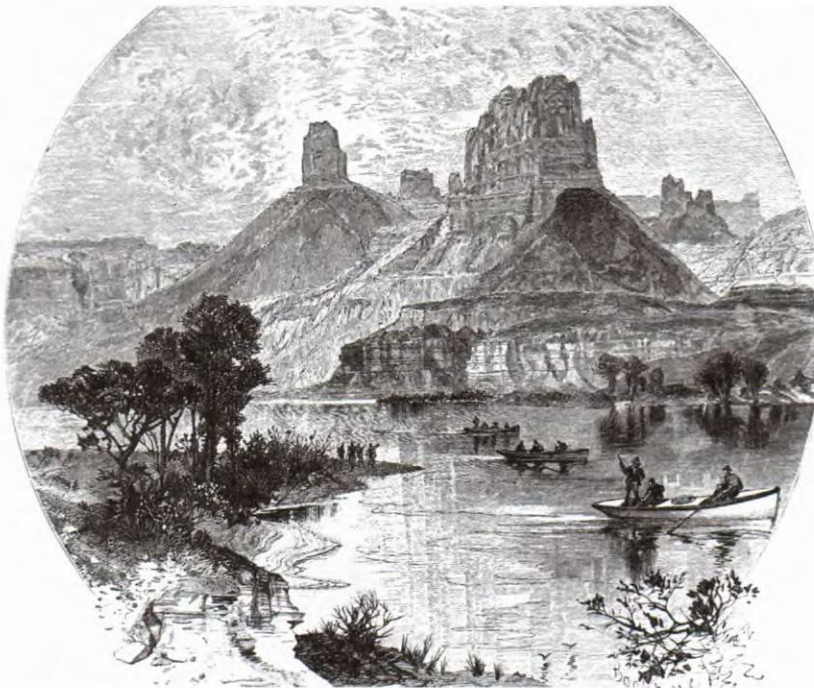
En 1869, John Wesley Powell, que luego fue director del U. S. Geological Survey, dirigió una expedición pionera que descendió el río Colorado a través del Gran Cañón (Figura 9.1). Cuando escribió sobre los estratos rocosos

que habían quedado expuestos por el ahondamiento del río, Powell anotó que «los cañones de esta región constituirían un Libro de Revelaciones en la Biblia de la Geología que constituyen esas rocas». Indudablemente quedó impresionado con los millones de años de historia de la Tierra expuestos a lo largo de las paredes del Gran Cañón.

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

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

Los acontecimientos geológicos por sí mismos, sin embargo, tienen poco significado hasta que se sitúan en una perspectiva temporal. Estudiar la historia, ya se trate de la Guerra Civil o de la época de los dinosaurios, requiere un calendario. Entre las principales contribuciones



▲ **Figura 9.1** A. Inicio de la expedición desde la estación Green River. Dibujo del libro de Powell de 1875. B. Comandante John Wesley Powell, geólogo pionero y segundo director de U. S. Geological Survey. (Cortesía de U. S. Geological Survey, Denver.)

de la Geología al conocimiento humano se cuenta la *escala de tiempo geológico* y el descubrimiento de que la historia de la Tierra es extraordinariamente larga.

Datación relativa: principios fundamentales



El tiempo geológico ▼ Datación relativa: principios fundamentales

Los geólogos que desarrollaron la escala de tiempo geológico revolucionaron la manera de pensar sobre el tiempo y la percepción de nuestro planeta. Descubrieron que la Tierra es mucho más antigua de lo que nadie se había imaginado y que su superficie y su interior habían cambiado una y otra vez por los mismos procesos geológicos que actúan en la actualidad.

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

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

Ley de la superposición

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

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

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

Un método que se probó varias veces implicaba la velocidad de deposición de los sedimentos. Algunos argumentaban que si podían determinar la velocidad a la que el sedimento se acumula y luego podían establecer el grosor total de la roca sedimentaria que se había depositado durante la historia de la Tierra, podrían calcular la extensión del tiempo geológico. Sólo hacía falta dividir la velocidad de acumulación de los sedimentos entre el grosor total de la roca sedimentaria.

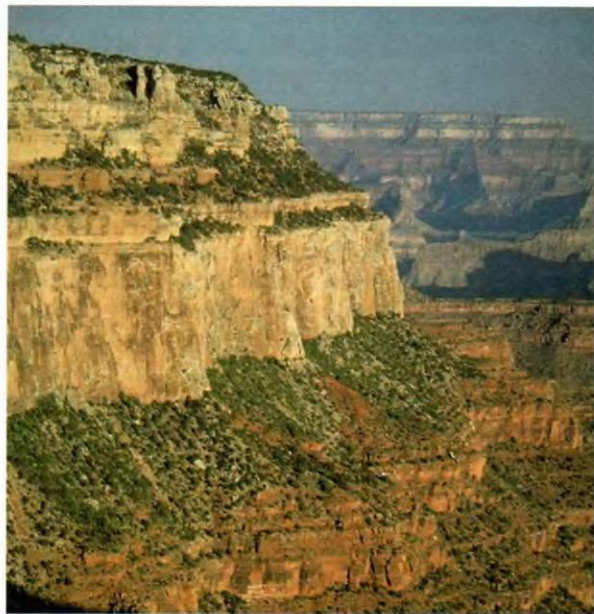
Los cálculos de la edad de la Tierra eran distintos cada vez que se probaba este método. ¡La edad de la Tierra calculada según este método oscilaba entre los 3 millones y los 1.500 millones de años! Evidentemente, este método presentaba dificultades por todas partes. ¿Puede sugerir algunos?

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

Esta regla se aplica también a otros materiales depositados en la superficie, como las coladas de lava y los estratos de cenizas de las erupciones volcánicas. Aplicando la ley de la superposición a los estratos expuestos en la porción superior del Gran Cañón (Figura 9.2), podemos colocar fácilmente las capas en su orden apropiado. Entre las que se muestran, las rocas sedimentarias del grupo Supai son las más antiguas, seguidas en orden por la lutita Hermit, la arenisca Coconino, la formación Toroweap y la caliza Kaibab.

Principio de la horizontalidad original

También Steno fue el que reconoció la importancia de otro principio básico, denominado el **principio de la horizontalidad original**. De manera sencilla, significa que las capas de sedimento se depositan en general en una posición horizontal. Por tanto, cuando observamos estratos rocosos que son planos, deducimos que no han experi-



A.



B.

▲ **Figura 9.2** Aplicación de la ley de la superposición a estas capas expuestas en la parte superior del Gran Cañón; el grupo Supai es más viejo y la caliza Kaibab es más joven. (Foto de E. J. Tarbuck.)

mentado perturbación y que mantienen todavía su horizontalidad *original*. Eso se ilustra en las capas del Gran Cañón de la Figura 9.2. Pero si están plegados o inclinados a un ángulo empinado deben de haber sido movidos a esa posición por perturbaciones de la corteza algún tiempo después de su depósito.

Principio de intersección

Cuando una falla atraviesa otras rocas, o cuando el magma hace intrusión y cristaliza, podemos suponer que la falla o la intrusión es más joven que las rocas afectadas. Por ejemplo, en la Figura 9.3, las fallas y los diques deben de haberse producido claramente después de que se depositaran los estratos sedimentarios.

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

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

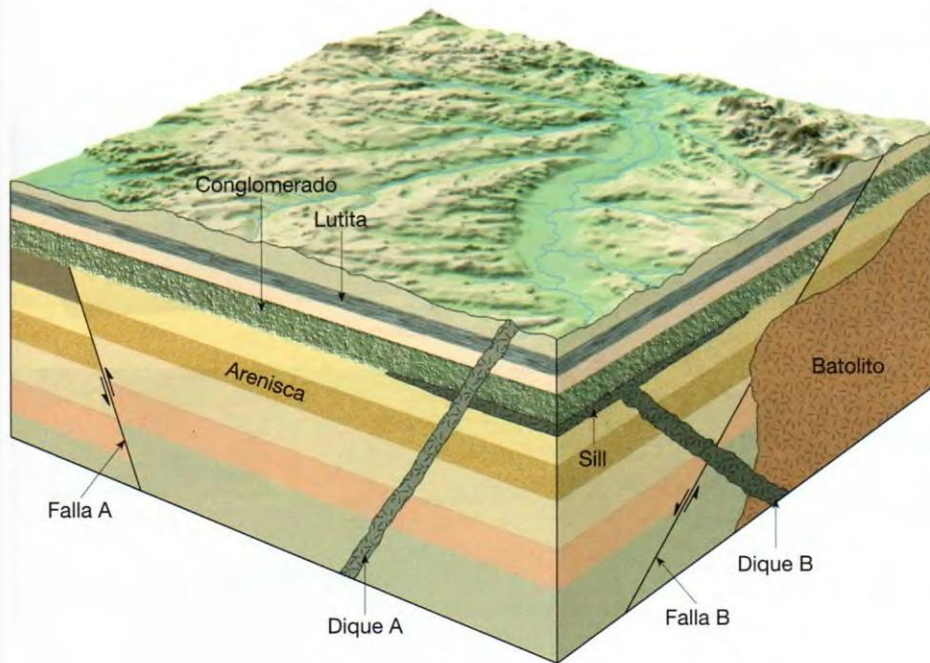
Inclusiones

A veces las inclusiones pueden contribuir al proceso de datación relativa. Las **inclusiones** (*includere* = encerrar) son fragmentos de una unidad de roca que han quedado encerrados dentro de otra. El principio básico es lógico y directo. La masa de roca adyacente a la que contiene las inclusiones debe haber estado allí primero para proporcionar los fragmentos de roca. Por consiguiente, la masa de roca que contiene las inclusiones es la más joven de las dos. En la Figura 9.4 se proporciona un ejemplo. Aquí, las inclusiones de la roca ígnea intrusiva en el estrato sedimentario adyacente indican que la capa sedimentaria se depositó encima de una masa ígnea meteorizada, y no que hubiera intrusión magmática desde debajo que después cristalizó.

Discontinuidades estratigráficas

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

A todo lo largo de la historia de la Tierra, el depósito de sedimentos se ha interrumpido una y otra vez. Todas esas rupturas en el registro litológico se denominan discontinuidades estratigráficas. Una **discontinuidad estratigráfica** representa un largo período durante el cual se in-



◀ **Figura 9.3** Las relaciones de intersección representan un principio utilizado en la datación relativa. Un cuerpo rocoso intrusivo es más joven que la roca en la que intruye. Una falla es más joven que la capa que corta.

terruptió la sedimentación, la erosión eliminó las rocas previamente formadas y luego continuó el depósito. En cada caso, el levantamiento y la erosión fueron seguidos de subsidencia y nueva sedimentación. Las discontinuidades estratigráficas son rasgos importantes porque representan acontecimientos geológicos significativos de la historia de la Tierra. Además, su reconocimiento nos ayuda a identificar qué intervalos de tiempo no están representados por los estratos y, por tanto, no aparecen en el registro geológico.

Las rocas expuestas en el Gran Cañón del río Colorado representan un intervalo enorme de historia geológica. Es un lugar maravilloso para hacer una excursión a través del tiempo. Los coloreados estratos del cañón registran una larga historia de sedimentación en una diversidad de ambientes: mares, ríos y deltas, llanuras mareales y dunas de arena. Pero el registro no es continuo. Las discontinuidades estratigráficas representan enormes cantidades de tiempo que no se han registrado en las capas del cañón. En la Figura 9.5 se muestra un corte geológico del Gran Cañón, que permite comprender mejor los tres tipos básicos de discontinuidades: discordancias angulares, paraconformidades e inconformidades.

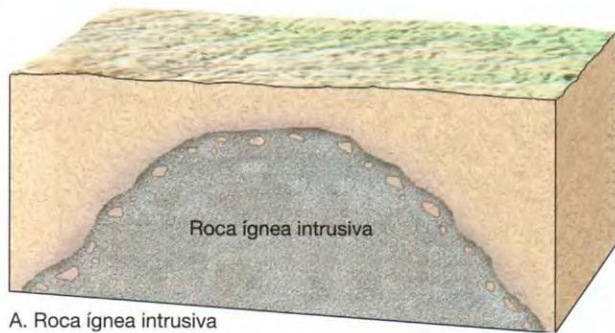
Discordancia angular Quizá la discontinuidad más fácil de reconocer es la **discordancia angular**. Consiste en rocas sedimentarias inclinadas o plegadas sobre las que reposan estratos más planos y jóvenes. Una discordancia angular indica que, durante la pausa en la sedimentación, se produjo un período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

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

Paraconformidad Cuando se las compara con las discordancias angulares, las **paraconformidades** son más comunes, pero normalmente son bastante menos claras, porque los estratos situados a ambos lados son en esencia paralelos. Muchas paraconformidades son difíciles de identificar porque las rocas situadas por encima y por debajo son similares y hay pocas pruebas de erosión. Dicha ruptura a menudo se parece a un plano de estratificación ordinario. Otras paraconformidades son más fáciles de identificar porque la superficie de erosión antigua corta profundamente en las rocas inferiores más antiguas (discordancia).

Inconformidad El tercer tipo básico de discontinuidad es la **inconformidad**. Aquí la ruptura separa rocas ígneas, metamórficas más antiguas de los estratos sedimentarios más jóvenes (Figuras 9.4 y 9.5). Exactamente igual que las

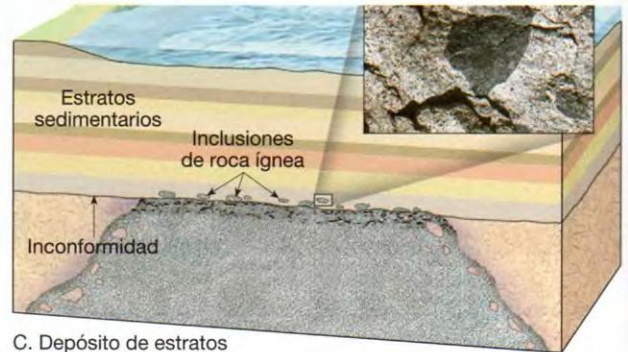
* Este geólogo pionero se comenta en la sección sobre el Nacimiento de la Geología Moderna del Capítulo 1.



A. Roca ígnea intrusiva



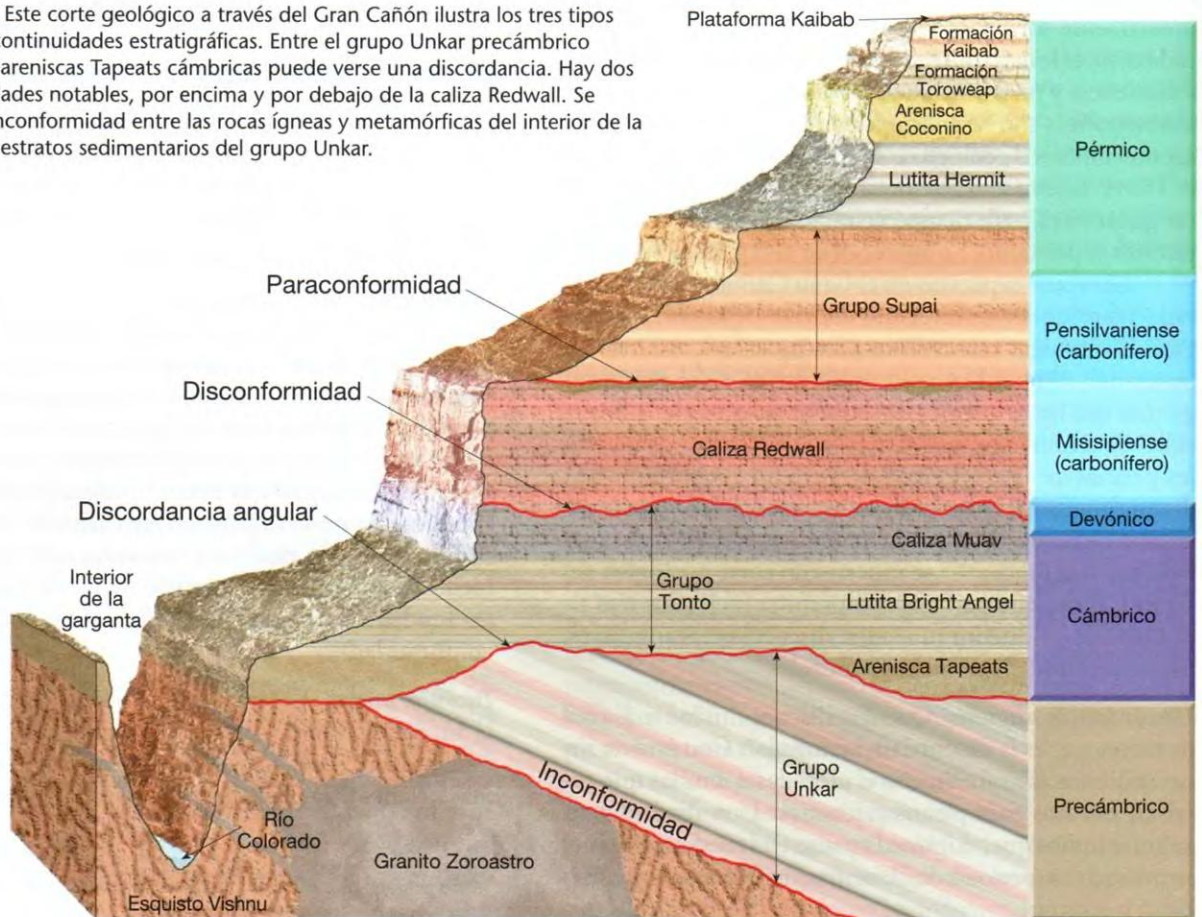
B. Exposición y meteorización de la roca ígnea intrusiva



C. Depósito de estratos sedimentarios

▲ **Figura 9.4** Estos diagramas ilustran dos maneras mediante las cuales se pueden formar las inclusiones, así como un tipo de discontinuidad denominada inconformidad. En el diagrama A, las inclusiones de la masa ígnea representan los restos no fundidos de la roca de caja circundante que se rompieron y se incorporaron en el momento en el que el magma intruía. En el diagrama C, la roca ígnea debe de ser más antigua que las capas sedimentarias suprayacentes porque los estratos sedimentarios contienen inclusiones de la roca ígnea. Cuando rocas ígneas intrusivas más antiguas están cubiertas por estratos sedimentarios más jóvenes, se dice que hay un tipo de discontinuidad denominada inconformidad. En la foto se muestra una inclusión de roca ígnea oscura en una roca huésped más clara y más joven. (Foto de Tom Bean.)

► **Figura 9.5** Este corte geológico a través del Gran Cañón ilustra los tres tipos básicos de discontinuidades estratigráficas. Entre el grupo Unkar precámbrico inclinado y las areniscas Tapeats cámbricas puede verse una discordancia. Hay dos paraconformidades notables, por encima y por debajo de la caliza Redwall. Se produce una inconformidad entre las rocas ígneas y metamórficas del interior de la garganta y los estratos sedimentarios del grupo Unkar.

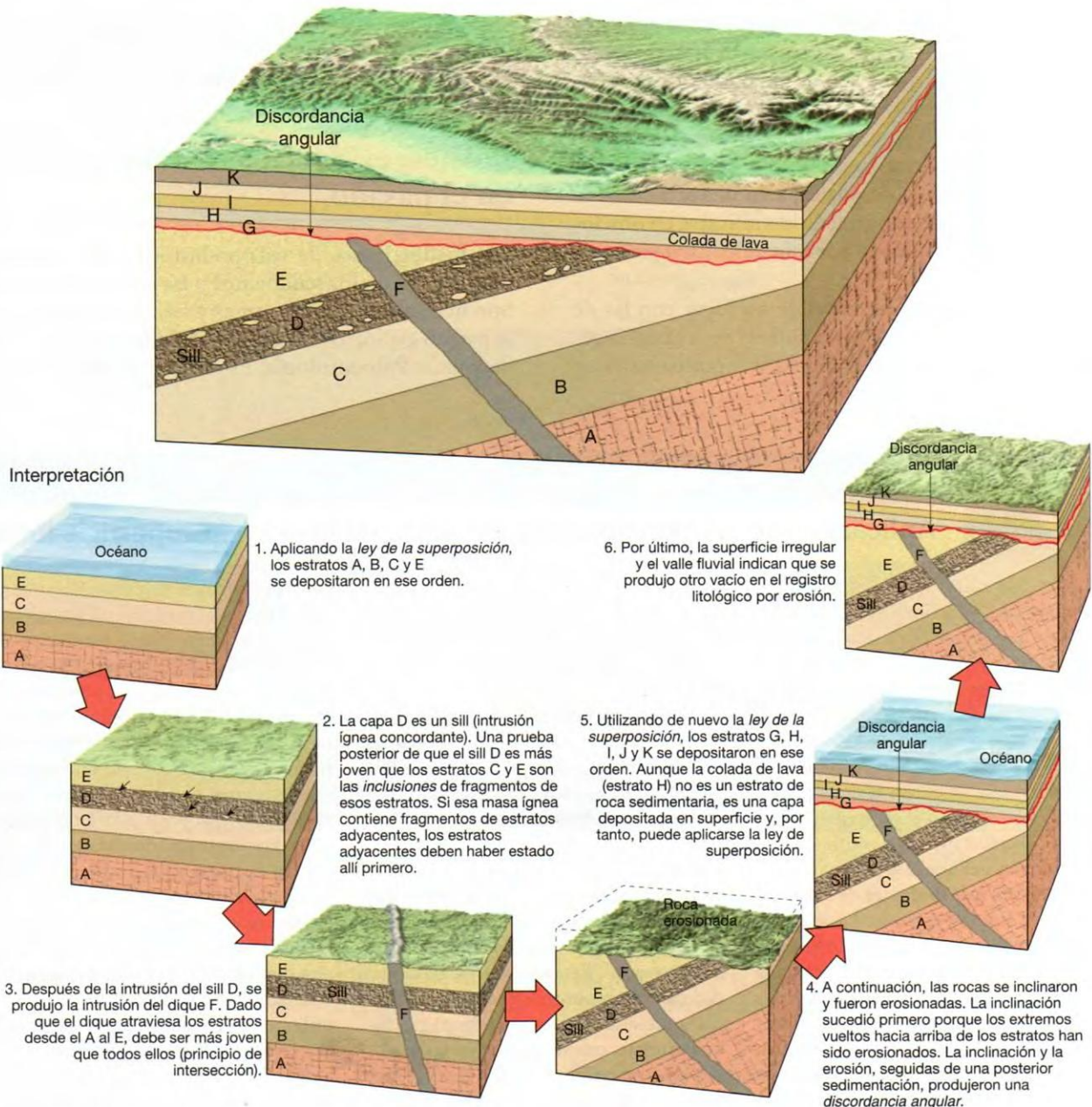


discordancias y las paraconformidades implican movimientos de la corteza, también las inconformidades. Las masas ígneas intrusivas y las rocas metamórficas se originan bastante por debajo de la superficie. Por tanto, para que se desarrolle una inconformidad, debe haber un período de elevación y erosión de las rocas suprayacentes. Una vez expuestas en la superficie, las rocas ígneas o metamórficas son sometidas a meteorización y erosión antes de la subsidencia y de la reanudación de la sedimentación.

Aplicación de los principios de datación relativa

Si se aplican los principios de datación relativa al corte geológico hipotético de la Figura 9.6, las rocas y los acontecimientos que representan pueden colocarse en la secuencia adecuada. La leyenda de la figura resume la lógica utilizada para interpretar el corte.

En este ejemplo, establecemos una escala de tiempo relativo para las rocas y los acontecimientos en la zona



▲ **Figura 9.6** Corte geológico de una región hipotética.

del corte. Este método no nos permite saber cuántos años de historia terrestre están representados, pues no tenemos fechas numéricas. Ni sabemos cómo comparar esta área con cualquier otra (véase Recuadro 9.1).

Correlación de las capas rocosas

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

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

Correlacionando las rocas de un lugar con las de otro, es posible una visión más completa de la historia geológica de una región. En la Figura 9.7, por ejemplo, se

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

Muchos estudios geológicos se realizan en áreas relativamente pequeñas. Aunque son importantes por sí mismos, sólo se comprende su valor completo cuando se correlacionan con otras regiones. Aunque los métodos que acabamos de describir son suficientes para seguir la pista a una formación litológica a lo largo de distancias relativamente cortas, no son adecuados para emparejar rocas que están separadas por grandes distancias. Cuando el objetivo es la correlación entre áreas muy distantes o entre continentes, el geólogo dependerá de los fósiles.

Fósiles: evidencias de vida en el pasado

Los **fósiles**, restos de vida prehistórica, son inclusiones importantes en los sedimentos y las rocas sedimentarias. Son herramientas importantes y básicas para interpretar el pasado geológico. El estudio científico de los fósiles se denomina **Paleontología**. Es una ciencia interdisciplinar



Recuadro 9.1 ▶ Entender la Tierra

Aplicación de los principios de datación relativa en la superficie lunar

De la misma manera que utilizamos los principios de la datación relativa para determinar la secuencia de los acontecimientos geológicos en la Tierra, también podemos aplicar esos principios a la superficie de la Luna (así como a otros cuerpos planetarios).

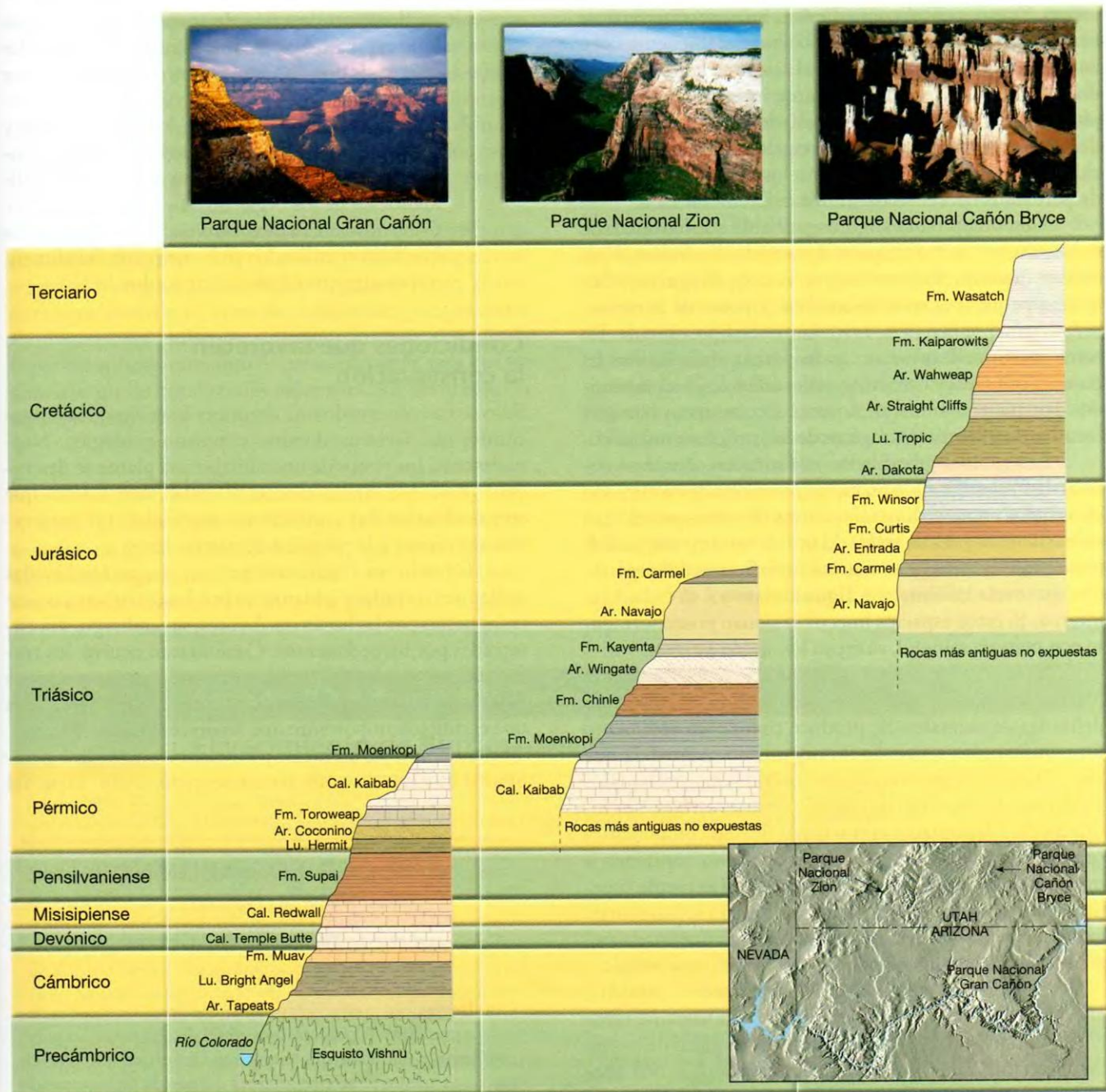
También puede utilizarse el principio de intersección. Al observar un cráter de impacto que se superpone a otro, sabemos que el cráter intacto y continuo apareció después del que este último corta.

Los rasgos más evidentes de la superficie lunar son los cráteres. La mayoría de ellos se produjo por el impacto de unos objetos de movimiento rápido llamados meteoritos. Mientras que la Luna tiene miles de cráteres de impacto, la Tierra tiene sólo unos pocos. Puede atribuirse esta diferencia a la atmósfera terrestre. La fricción con el aire quema los pequeños fragmentos antes de que éstos alcancen la

superficie. Además, la erosión y los procesos tectónicos han destruido las pruebas de la mayor parte de los cráteres apreciables que se formaron durante la historia de la Tierra.

Las observaciones de los cráteres lunares se utilizan para calcular las edades relativas de distintos puntos del satélite. El principio es claro. Las regiones más antiguas han estado expuestas a los impactos de meteoritos durante un período más largo y, por tanto, tienen más cráteres. Utilizando esta técnica, podemos deducir que las regiones altas con muchos cráteres son más antiguas que las zonas oscuras, llamadas mares. La cantidad de cráteres por unidad de superficie (denominada *densidad de cráteres*) es, evidentemente, mucho mayor en las regiones altas. ¿Significa eso que las regiones altas son *mucho* más antiguas? Aunque ésta puede parecer una conclusión lógi-

ca, la respuesta es negativa. Recordemos que estamos abordando un principio de datación *relativa*. Tanto las tierras altas como los mares son muy antiguos. La datación radiométrica de las rocas lunares procedente de las misiones *Apollo* demostró que la edad de las tierras altas supera los 4.000 millones de años, mientras que los mares tienen edades que oscilan entre los 3.200 y los 3.900 millones de años. Por tanto, las densidades de cráteres tan distintas *no* son sólo el resultado de tiempos de exposición distintos. Los astrónomos han descubierto ahora que el Sistema Solar interno experimentó una disminución brusca y repentina del bombardeo meteórico hace unos 3.900 millones de años. La mayor parte de los cráteres de las regiones altas aparecieron antes de ese momento, y las coladas de lava que formaron los mares se solidificaron después.



▲ **Figura 9.7** La correlación de estratos en tres localidades de la meseta de Colorado revela la extensión total de las rocas sedimentarias en la región. (Tomado del U. S Geological Survey; fotos de E. J. Tarbuck.)

que une la Geología y la Biología en un intento de entender todos los aspectos de la sucesión de la vida durante la enorme extensión del tiempo geológico. Conocer la naturaleza de las formas vivas que existieron en un momento concreto ayuda a los investigadores a comprender las condiciones ambientales del pasado. Además, los fósiles son indicadores cronológicos importantes y desempeñan

un papel clave en la correlación de las rocas de edades similares que proceden de diferentes lugares.

Tipos de fósiles

Los fósiles son de muchos tipos. Los restos de organismos relativamente recientes pueden no haberse alterado en ab-

soluto. Componentes como dientes, huesos y caparzones son ejemplos comunes. Bastante menos frecuentes son animales enteros, entre ellos peces, que se han conservado debido a circunstancias bastante inusuales. Son ejemplos de estos últimos los restos de elefantes prehistóricos denominados mamuts, que se congelaron en la tundra ártica de Siberia y Alaska, así como los restos momificados de perezosos conservados en una cueva de Nevada.

Con tiempo suficiente, es probable que los restos de un organismo se modifiquen. A menudo, los fósiles se *petrifican* (literalmente «se vuelven roca»), lo que significa que las pequeñas cavidades internas y poros de la estructura original se llenan de materia mineral precipitada. En otros casos, puede presentar *sustitución*. Aquí se eliminan las paredes celulares y otros materiales sólidos, y son sustituidos por materia mineral. A veces se conservan bastante bien los detalles microscópicos de la estructura sustituida.

Los moldes y las huellas constituyen otra clase común de fósiles. Cuando un caparazón u otra estructura son enterrados en un sedimento y luego disueltos por el agua subterránea se crea su *molde*. El molde externo refleja fielmente sólo la forma y las marcas superficiales del organismo; no revela información alguna relativa a su estructura interna. Si estos espacios huecos se llenan posteriormente con materia mineral, se crean los *moldes internos*.

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

Organismos delicados, como los insectos, son difíciles de conservar y, por consiguiente, son bastante raros en el registro fósil. No sólo deben ser protegidos de la descomposición, tampoco deben ser sometidos a una presión que los pueda comprimir. Una forma mediante la cual algunos insectos se han conservado es en *ámbar*, la resina endurecida de los árboles antiguos.

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

1. Huellas: rastros de pisadas dejados por los animales en el sedimento blando que luego se litificó.
2. Madrigueras: tubos en sedimento, madera o roca realizados por un animal. Estos agujeros

se llenaron después de materia mineral y se conservaron. Se cree que algunos de los fósiles más antiguos conocidos fueron excavados por los gusanos.

3. Coprolitos: fosilización de los excrementos y contenido del estómago, que puede proporcionar información útil relativa a los hábitos alimenticios de los organismos.
4. Gastrolitos: cálculos estomacales muy pulidos que fueron utilizados en la molienda del alimento por algunos reptiles extinguidos.

Condiciones que favorecen la conservación

Sólo se ha conservado una diminuta fracción de los organismos que vivieron durante el pasado geológico. Normalmente, los restos de un animal o una planta se destruyen. ¿Bajo qué circunstancias se conservan? Parece que son necesarias dos condiciones especiales: un enterramiento rápido y la posesión de partes duras.

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

Además, los animales y las plantas tienen una posibilidad mucho mayor de ser conservados como parte del

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿En qué se diferencian la Paleontología y la Arqueología?

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

registro fósil si tienen partes duras. Aunque existen rastros y huellas de animales de cuerpo blando, como las medusas, los gusanos y los insectos, son mucho menos comunes (véase Recuadro 9.2). La carne suele descomponerse con tanta rapidez que la posibilidad de su conservación es altamente improbable. Las partes duras, como los caparzones, los huesos y los dientes, predominan en el registro de la vida del pasado.

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

Fósiles y correlación

Aunque la existencia de los fósiles se ha conocido durante siglos, no fue hasta finales del siglo XVIII y principios del XIX cuando se puso de manifiesto su importancia como herramientas geológicas. Durante este período, un ingenie-

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

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

Por ejemplo, muy pronto en el registro fósil se reconoce una edad de los trilobites. Luego, en sucesión, los paleontólogos reconocen una edad de los peces, una edad de los pantanos carboníferos, una edad de los reptiles y una edad de los mamíferos. Estas «edades» pertenecen a



Recuadro 9.2 ▶ Entender la Tierra

El yacimiento de Burgess Shale

La posesión de partes duras aumenta considerablemente la posibilidad de conservación de los organismos en el registro fósil. Sin embargo, se han dado raras ocasiones en la historia geológica en las que se han conservado grandes cantidades de organismos de cuerpo blando. El yacimiento fósil de Burgess Shale es un ejemplo muy conocido. Situado en las montañas Rocosas de Canadá cerca de la localidad de Field en el sureste de la Columbia Británica, el lugar fue descubierto en 1909 por Charles D. Walcott, de la Smithsonian Institution.

El yacimiento de Burgess Shale es un lugar de conservación fósil excepcional y registra una variedad de animales que no se encuentran en ningún otro lugar. Los animales de Burgess Shale vivieron poco después de la *explosión Cámbrica*, momento en el que se había producido una gran expansión de la biodiversidad marina. Sus fósiles hermosamente conservados representan nuestra instantánea más completa y más acreditada de la vida en el Cámbrico, mucho mejor que los depósi-

tos que contienen sólo fósiles de organismos con partes duras. Hasta la actualidad, se han encontrado más de 100.000 fósiles únicos.

Los animales conservados en Burgess Shale habitaban en un mar cálido y poco profundo adyacente al gran arrecife que formaba parte del margen continental de Norteamérica. Durante el Cámbrico, el continente norteamericano se encontraba en los trópicos a ambos lados del ecuador. La vida estaba restringida al océano y el continente era árido y estaba deshabitado.

¿Qué circunstancias llevaron a la conservación de las numerosas formas de vida que se encontraron en Burgess Shale? Los animales vivían en bancos de barro submarinos o encima de ellos; esos bancos de barro se formaron como sedimentos acumulados en los márgenes externos de un arrecife adyacente a un escarpe abrupto (acantilado). Periódicamente la acumulación de barros se tornaba inestable y los sedimentos que se hundían y se

deslizaban descendían por el escarpe en forma de corrientes de turbidez. Estas corrientes transportaban los animales en una nube turbulenta de sedimentos hacia la base del arrecife, donde quedaban enterrados. Allí, en un ambiente exento de oxígeno, los caparzones enterrados estaban protegidos de los carroñeros y de las bacterias responsables de la descomposición. Este proceso sucedió una y otra vez, y se formó una secuencia gruesa de capas sedimentarias ricas en fósiles. Hace unos 175 millones de años, las fuerzas orogénicas elevaron estos estratos del fondo oceánico y los desplazaron a muchos kilómetros en dirección este a lo largo de grandes fallas hasta su localización actual en las montañas Rocosas de Canadá.

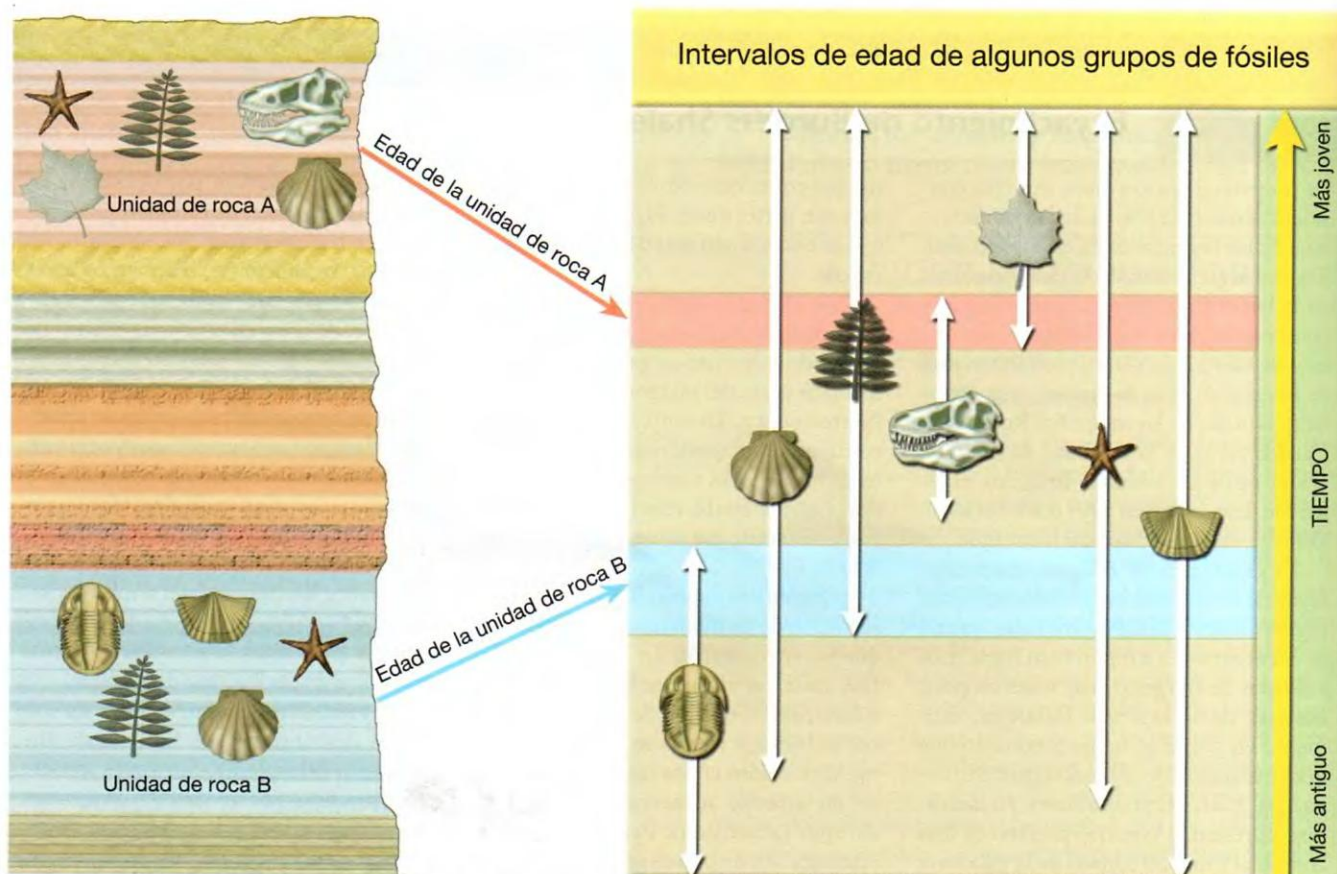
El yacimiento Burgess Shale es uno de los descubrimientos fósiles más importantes del siglo XX. Sus capas conservan para nosotros un destello fascinante del principio de la vida animal, que se remonta a hace más de 500 millones de años.

grupos que fueron especialmente abundantes y característicos durante períodos concretos. Dentro de cada una de las «edades» hay muchas subdivisiones basadas, por ejemplo, en ciertas especies de trilobites, y ciertos tipos de peces, reptiles, etc. Esta misma sucesión de organismos dominantes, nunca desordenada, se encuentra en todos los continentes.

Cuando se descubrió que los fósiles eran indicadores temporales, se convirtieron en el medio más útil de correlacionar las rocas de edades similares en regiones diferentes. Los geólogos prestan una atención particular a ciertos fósiles denominados **fósiles índice** o **guía**. Estos fósiles están geográficamente extendidos y limitados a un corto período de tiempo geológico, de manera que su presencia proporciona un método importante para equiparar rocas de la misma edad. Las formaciones litológicas, sin embargo, no siempre contienen un fósil índice específico. En esas situaciones, se utilizan los grupos de fósiles para establecer la edad del estrato. En la Figura 9.8 se ilustra cómo un conjunto de fósiles puede utilizarse para datar rocas con más precisión de lo que podría realizarse utilizando uno cualquiera de los fósiles.

Además de ser herramientas importantes y a menudo esenciales para correlacionar, los fósiles son importantes indicadores ambientales. Aunque puede deducirse mucho de los ambientes pasados estudiando la naturaleza y las características de las rocas sedimentarias, un examen próximo de los fósiles presentes puede proporcionar normalmente mucha más información. Por ejemplo, cuando se encuentran en una caliza los restos de ciertas conchas de almejas, el geólogo puede suponer de manera bastante razonable que la región estuvo cubierta en alguna ocasión por un mar somero. Además, utilizando lo que sabemos con respecto a los organismos vivos, podemos concluir que los animales fósiles con caparazones gruesos capaces de soportar olas que los golpean hacia un lado y hacia otro habitaban en las líneas de costa.

Por otro lado, los animales con caparazones finos y delicados probablemente indican aguas mar adentro profundas y calmadas. Por consiguiente, examinando de cerca los tipos de fósiles, puede identificarse la posición aproximada de una línea de costa antigua. Además, los fósiles pueden utilizarse para indicar la temperatura del agua en el pasado. Ciertas clases de corales actuales deben vivir en mares tropicales cálidos



▲ **Figura 9.8** El solapamiento de fósiles contribuye a la datación de las rocas con más exactitud que la utilización de un solo fósil.

y superficiales como los que rodean Florida y las Bahamas. Cuando se encuentran tipos similares de coral en calizas antiguas, indican el ambiente marino que debía existir cuando vivían. Estos ejemplos ilustran cómo los fósiles pueden contribuir a desvelar la compleja historia de la Tierra.

Datación con radiactividad



El tiempo geológico

▼ Datación con radiactividad

Además de establecer las fechas relativas utilizando los principios descritos en las secciones previas, es posible también obtener fechas numéricas fiables para los acontecimientos del pasado geológico. Por ejemplo, sabemos que la Tierra tiene alrededor de 4.500 millones de años y que los dinosaurios se extinguieron hace unos 65 millones de años. Las fechas que se expresan en millones y miles de millones de años ponen realmente a prueba nuestra imaginación, porque nuestros calendarios personales implican tiempos medidos en horas, semanas y años. No obstante, la gran extensión del tiempo geológico es una realidad, y la datación radiométrica es la que nos permite medirlo con precisión. En esta sección, estudiaremos la radiactividad y su aplicación en la datación radiométrica.

Repaso de la estructura básica del átomo

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

El *número atómico* (el número que identifica cada elemento) es el número de protones que tiene en su núcleo. Cada elemento tiene un número diferente de protones y, por tanto, un número atómico diferente (hidrógeno = 1, carbono = 6, oxígeno = 8, uranio = 92, etc.). Los átomos de un mismo elemento tienen siempre el mismo número de protones, de manera que el número atómico se mantiene constante.

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

Para resumir con un ejemplo, el núcleo del uranio tiene siempre 92 protones, de manera que su número ató-

mico es siempre 92. Pero su población de neutrones varía, de modo que el uranio tiene tres isótopos: uranio-234 (protones + neutrones = 234), uranio-235 y uranio-238. Todos estos isótopos están mezclados en la naturaleza. Tienen el mismo aspecto y se comportan igual en las reacciones químicas.

Radiactividad

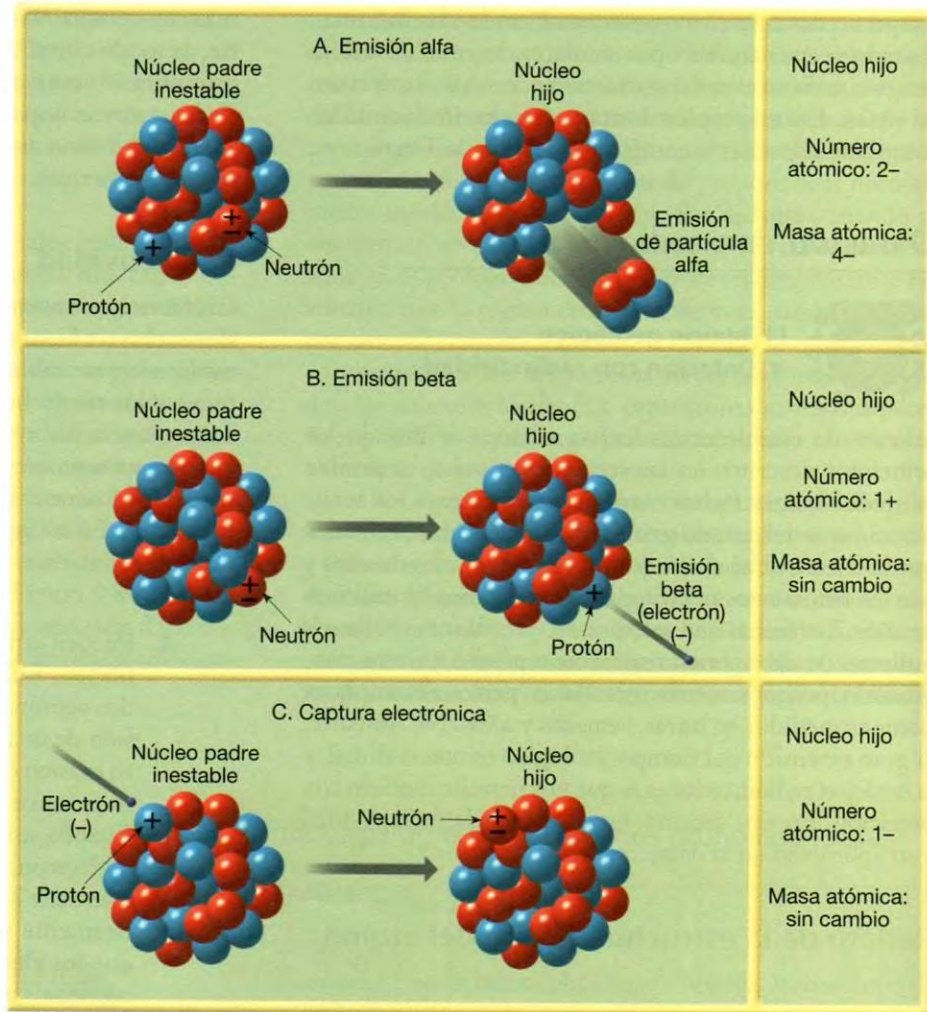
Las fuerzas que unen los protones y los neutrones en el núcleo suelen ser fuertes. Sin embargo, en algunos isótopos, los núcleos son inestables porque las fuerzas que unen los protones y los neutrones no son lo bastante fuertes. Como consecuencia, los núcleos se descomponen, o desintegran, espontáneamente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

¿Qué ocurre cuando se descomponen los núcleos inestables? En la Figura 9.9 se ilustran tres tipos comunes de desintegración radiactiva, que pueden resumirse como sigue:

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

Se denomina *padre* al isótopo radiactivo inestable e *hijos* a los isótopos que resultan de su desintegración. La Figura 9.10 proporciona un ejemplo de desintegración radiactiva. Puede verse que, cuando el radioisótopo padre, el uranio-238 (número atómico 92, número másico 238), se descompone, sigue una serie de etapas, emitiendo 8 partículas alfa y 6 partículas beta antes de convertirse finalmente en el isótopo hijo estable, el plomo-206 (número atómico 82, número másico 206). Uno de los radioisótopos hijo producidos durante esta serie de descomposición es el radón. (En el Recuadro 9.3 se examinan los peligros asociados con este gas radiactivo.)

► **Figura 9.9** Tipos comunes de desintegración radiactiva. Nótese que en cada caso cambia el número de protones (número atómico) en el núcleo, produciendo así un elemento diferente.



Recuadro 9.3 ► El hombre y el medio ambiente

El radón

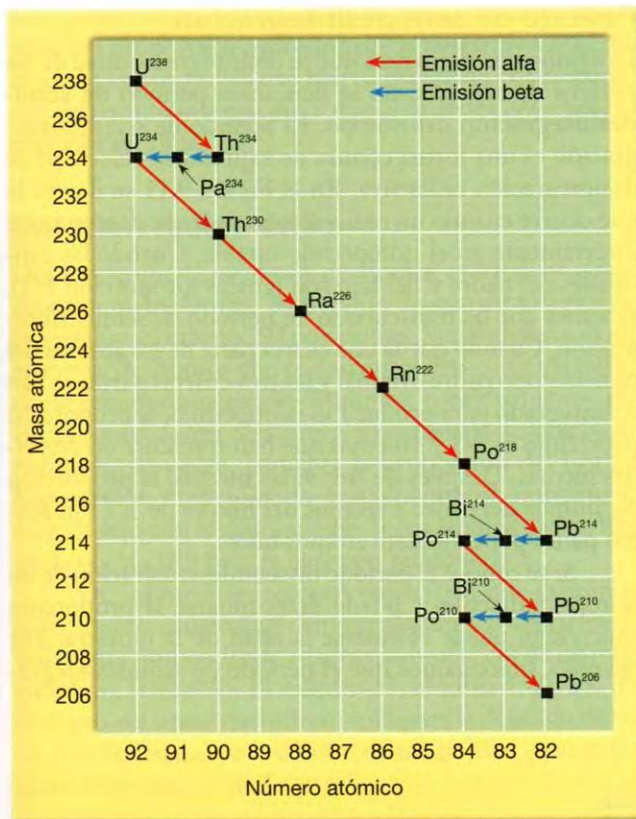
Richard L. Hoffman*

La radiactividad se define como la emisión espontánea de partículas atómicas u ondas electromagnéticas de los núcleos atómicos inestables. Por ejemplo, en una muestra de uranio-238, los núcleos inestables se desintegran y producen una variedad de progenie o productos «hijo» radiactivos así como formas de radiación energéticas (Tabla 9.A). Uno de sus productos de desintegración radiactiva es el radón, un gas incoloro, inodoro e invisible.

* El Dr. Hoffman es profesor emérito de Química en el Illinois Central College.

Tabla 9.A Productos de la desintegración del uranio-238

Algunos productos de la desintegración del uranio-238	Partícula de desintegración producida	Período de semidesintegración
Uranio-238	alfa	4.500 millones de años
Radio-226	alfa	1.600 años
Radón-222	alfa	3,82 días
Polonio-218	alfa	3,1 minutos
Plomo-214	beta	26,8 minutos
Bismuto-214	beta	19,7 minutos
Polonio-214	alfa	$1,6 \times 10^{-4}$ segundos
Plomo-210	beta	20,4 años
Bismuto-210	beta	5,0 días
Polonio-210	alfa	138 días
Plomo-206	ninguna	estable



◀ **Figura 9.10** El isótopo más común del uranio (U-238) constituye un ejemplo de serie de desintegración radiactiva. Antes de alcanzar el producto final estable (Pb-206), se producen muchos isótopos diferentes como etapas intermedias.

El radón captó la atención pública en 1984, cuando un trabajador de una central nuclear de Pensilvania hizo sonar las alarmas de radiación, no cuando se iba del trabajo, sino cuando acababa de llegar. Su ropa y su pelo estaban contaminados con productos de la desintegración del radón. La investigación reveló que el sótano de su casa tenía una concentración de radón 2.800 veces superior a la media del aire en el interior. La casa estaba situada a lo largo de una formación geológica conocida con el nombre de Reading Prong, una masa de roca portadora de uranio que nace cerca de Reading, Pensilvania, y llega a las proximidades de Trenton, Nueva Jersey.

Con origen en la desintegración radiactiva de las trazas de uranio y torio que se encuentran en casi todos los suelos, los isótopos de radón (Rn-222 y Rn-220) se renuevan continuamente en un proceso natural. Los geólogos calculan que los 2 metros superiores de suelo de un acre de tierra normal contienen alrededor de 23 kilogramos de uranio (entre 2 y 3 partes por millón); algunos tipos de roca contienen más cantidad. El radón se genera

continuamente por la desintegración gradual de este uranio. Dado que el período de semidesintegración del uranio dura unos 4.500 millones de años, siempre tendremos radón.

El propio radón se desintegra, con un período de semidesintegración de sólo unos cuatro días. Sus productos de desintegración (excepto el plomo-206) son todos sólidos radiactivos que se adhieren a las partículas de polvo, muchas de las cuales inhalamos. Durante una exposición prolongada a un ambiente contaminado por radón, se producirá alguna desintegración mientras el gas se encuentra en los pulmones y, de esta manera, pondrá la progenie radiactiva del radón en contacto directo con el delicado tejido pulmonar. Las pruebas de acumulación constante indican que el radón es una causa importante de cáncer de pulmón, sólo después del tabaquismo.

Una casa con una concentración de radón de 4,0 picocuries por litro de aire tiene unos ocho o nueve átomos de radón que se desintegran cada minuto por litro de aire. La EPA sugiere que las concen-

traciones interiores de radón se mantengan por debajo de este nivel. Los cálculos del riesgo de la EPA son conservadores: se basan en el supuesto de que una persona estuviera el 75 por ciento de una vida de 70 años (unos 52 años) en el espacio contaminado, cuando la mayoría de personas no lo estarán.

Una vez se ha producido el radón en el suelo, se difunde por los pequeños espacios que quedan entre las partículas del suelo. Una parte del radón acaba alcanzando la superficie del suelo, donde se disipa en el aire. El radón entra en los edificios y en los hogares a través de orificios y grietas en los suelos y las paredes de los sótanos. La densidad del radón es mayor que la del aire y, por tanto, tiende a permanecer en los sótanos durante su corto ciclo de desintegración.

La fuente del radón es tan duradera como su mecanismo de generación en el interior de la Tierra; el radón nunca desaparecerá. Sin embargo, disponemos de estrategias rentables de mitigación para reducir el radón a concentraciones aceptables, en general, sin grandes gastos.

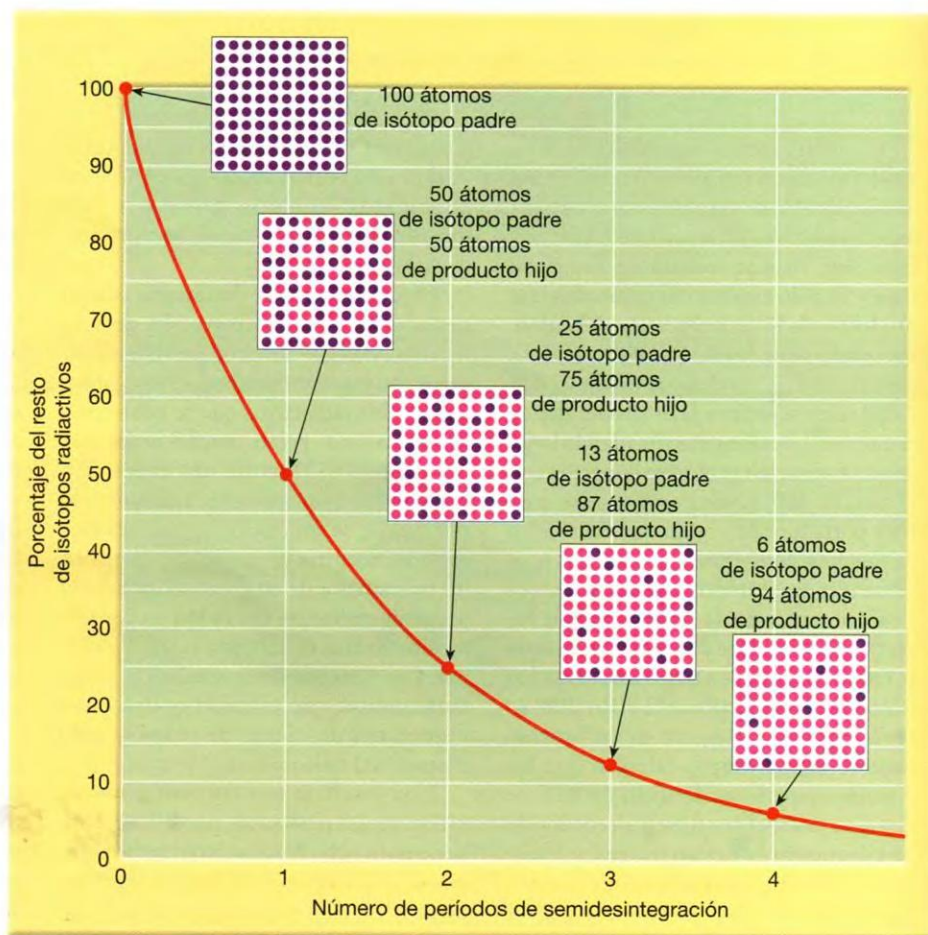
Por supuesto, una de las consecuencias más importantes del descubrimiento de la radiactividad es que proporcionó un medio fiable para calcular la edad de las rocas y los minerales que contienen isótopos radiactivos concretos. El procedimiento se denomina **datación radiométrica**. ¿Por qué es fiable la datación radiométrica? Porque las velocidades de desintegración de muchos isótopos se han medido con precisión y no varían bajo las condiciones físicas que existen en las capas externas de la Tierra. Por consiguiente, cada isótopo radiactivo utilizado para datación ha estado desintegrándose a una velocidad fija desde la formación de las rocas en las que aparece, y los productos de su descomposición se han estado acumulando a una velocidad equivalente. Por ejemplo, cuando el uranio se incorpora en un mineral que cristaliza a partir de un magma, no existe plomo (el isótopo hijo estable) procedente de una desintegración previa. El «reloj» radiométrico empieza en ese momento. A medida que se desintegra el uranio de ese mineral recién formado, van quedando atrapados los átomos del producto hijo y acaban acumulándose cantidades medibles de plomo.

Período de semidesintegración

El tiempo necesario para que se desintegre la mitad de los núcleos de una muestra se denomina período de **semidesintegración** del isótopo. El período de semidesintegración es una forma común de expresar la velocidad de desintegración radiactiva. En la Figura 9.11 se ilustra lo que ocurre cuando un radioisótopo padre se descompone directamente en el isótopo hijo estable. Cuando las cantidades del padre y del hijo son iguales (proporción 1/1), sabemos que ha transcurrido un período de semidesintegración. Cuando queda una cuarta parte de los átomos del radioisótopo padre original y las tres cuartas partes se han desintegrado para producir el isótopo hijo, la proporción padre/hijo es 1/3 y sabemos que han transcurrido dos vidas medias. Después de tres vidas medias, la proporción de átomos del padre a átomos del hijo es de 1/7 (un átomo padre por cada siete átomos hijos).

Si se conoce el período de semidesintegración de un isótopo radiactivo y puede determinarse la proporción padre/hijo, puede calcularse la edad de la muestra. Por ejemplo, supongamos que el período de semidesintegra-

► **Figura 9.11** La curva de desintegración radiactiva muestra un cambio que es exponencial. Después de un período de semidesintegración queda la mitad del precursor radiactivo. Después de un segundo período, queda una cuarta parte del progenitor, y así sucesivamente.



ción de un isótopo inestable hipotético es de un millón de años y la proporción padre/hijo de la muestra es 1/15, dicha proporción indica que han transcurrido cuatro períodos de semidesintegración y que la muestra debe tener 4 millones de años.

Datación radiométrica

Obsérvese que el *porcentaje* de átomos radiactivos que se descomponen durante un período de semidesintegración es siempre el mismo: 50 por ciento. Sin embargo, el *número real* de átomos que se descomponen con cada período de semidesintegración disminuye continuamente. Por tanto, a medida que disminuye el porcentaje de átomos del radioisótopo padre, aumenta la proporción del isótopo hijo estable, coincidiendo exactamente el aumento de átomos hijo con la disminución de los átomos padre. Este hecho es la clave para la datación radiométrica.

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

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

Aunque el potasio (K) tiene tres isótopos naturales, K^{39} , K^{40} y K^{41} , sólo el K^{40} es radiactivo. Cuando se desintegra, lo hace de dos maneras. Aproximadamente el 11 por ciento cambia a argón-40 (Ar^{40}) por medio de captura electrónica. El 89 por ciento restante del K^{40} se descompone en calcio-40 (Ca^{40}) mediante emisión beta. La descomposición del K^{40} a Ca^{40} , sin embargo, no es útil para la datación radiométrica, porque el Ca^{40} producido

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

Con la desintegración radiactiva, ¿habrá un momento en el que toda la materia padre se convierta en el producto hijo?

En teoría, no. Durante cada período de semidesintegración, la mitad de la materia padre se convierte en producto hijo. Luego, otra mitad se convierte después de otro período de semidesintegración, y así sucesivamente. (En la Figura 9.11 se muestra cómo funciona esta relación logarítmica. Obsérvese que la línea roja se hace casi paralela al eje horizontal después de varios períodos de semidesintegración.) De convertirse sólo la mitad del material padre restante en producto hijo, nunca hay un momento en el que se convierta la totalidad del material padre. Piénselo de esta manera. Si corta un pastel por la mitad y se come sólo la mitad varias veces, ¿se lo comería todo en algún momento? (La respuesta es negativa, en el supuesto de que disponga de un cuchillo lo suficientemente afilado para cortar el pastel a una escala atómica.) No obstante, después de muchos períodos de semidesintegración, el material padre puede existir en cantidades tan pequeñas que en esencia no puede detectarse.

por desintegración radiactiva no puede distinguirse del calcio que podía estar presente cuando se formó la roca.

El reloj potasio-argón empieza a funcionar cuando los minerales que tienen potasio cristalizan a partir de un magma o se forman dentro de una roca metamórfica. En este momento, los nuevos minerales contendrán K^{40} , pero carecerán de Ar^{40} , porque este elemento es un gas inerte que no se combina químicamente con otros elementos. Conforme pasa el tiempo, el K^{40} se descompone continuamente por captura electrónica. El Ar^{40} producido por este proceso permanece atrapado dentro del retículo cristalino del mineral. Dado que no había Ar^{40} cuando se formó el mineral, todos los átomos hijo atrapados en el mineral deben proceder de la descomposición del K^{40} . Para determinar la edad de una muestra, se mide con precisión la proporción K^{40}/Ar^{40} y se aplica el período de semidesintegración conocido del K^{40} .

Fuentes de error Es importante tener en cuenta que sólo puede obtenerse una fecha radiométrica precisa si el mineral permaneció en un sistema cerrado durante todo el período desde que se formó. Sólo es posible una datación correcta si no ha habido adición ni pérdida de isótopos padre o hijo. Esto no siempre es así. De hecho, una limitación importante del método potasio-argón surge del hecho de que el argón es un gas y puede escapar de los minerales, falseando las medidas. De hecho, las pérdidas

Tabla 9.1 Isótopos utilizados frecuentemente en la datación radiométrica

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

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

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

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

pueden ser significativas si la roca está sometida a temperaturas relativamente elevadas.

Por supuesto, una reducción de la cantidad de Ar^{40} lleva a una infravaloración de la edad de la roca. A veces, las temperaturas son lo bastante altas durante un período de tiempo suficientemente largo como para que escape

todo el argón. Cuando esto ocurre, vuelve a empezar el reloj potasio-argón y la datación de la muestra proporcionará sólo el tiempo transcurrido desde el reajuste térmico, no la edad verdadera de la roca. En el caso de otros relojes radiométricos, puede producirse una pérdida de isótopos hijo si la roca ha sido sometida a meteorización o lixiviación. Para evitar dicho problema, un dispositivo de seguridad sencillo consiste en utilizar sólo material fresco, no meteorizado, ni muestras que puedan haber sido alteradas químicamente.

Datación con carbono-14

Para datar acontecimientos muy recientes, se utiliza el carbono-14. El carbono-14 es el isótopo radiactivo del carbono. El proceso se denomina a menudo **datación por radiocarbono**. Dado que el período de semidesintegración del carbono-14 es sólo de 5.730 años, puede utilizarse para la datación de acontecimientos que han ocurrido desde el pasado histórico, así como para los ocurridos en la historia geológica reciente (véase Recuadro 9.4). En algunos casos, el carbono-14 puede utilizarse para datar acontecimientos que ocurrieron hace incluso 70.000 años.



Recuadro 9.4 ▶ Entender la Tierra

Utilización de los anillos de los árboles para la datación y el estudio del pasado reciente

Si miramos la parte superior del tocón de un árbol o el extremo de un tronco, veremos que se compone de una serie de anillos concéntricos. El diámetro de cada uno de estos *anillos del árbol* crece hacia fuera desde el centro. Cada año, en las regiones templadas, los árboles añaden una capa de madera nueva debajo de la corteza. Las características de cada anillo, como el tamaño y la densidad, reflejan las condiciones ambientales (en especial el clima) predominantes en el año en el que se formó el anillo. Las condiciones favorables al crecimiento producen un anillo ancho; las desfavorables, un anillo estrecho. Los árboles que crecen a la vez en la misma región presentan patrones de los anillos similares.

Dado que suele añadirse un solo anillo de crecimiento cada año, la edad del árbol talado puede determinarse contando los anillos. Si se conoce el año en el que se taló, pueden determinarse la edad

del árbol y el año en el que se formó cada anillo contando desde el anillo más externo*. Este procedimiento puede utilizarse para establecer las fechas de los acontecimientos geológicos recientes, como la cantidad mínima de años transcurridos desde que se creó una nueva superficie continental provocada por un deslizamiento o una inundación. La datación y el estudio de los anillos anuales de los árboles se denominan *dendrocronología*.

Para hacer un uso más eficaz de los anillos de los árboles, se establecen modelos extendidos conocidos como cronologías de los anillos. Se producen comparando los patrones de los anillos en los árboles de una zona. Si puede identificarse el mismo patrón en dos

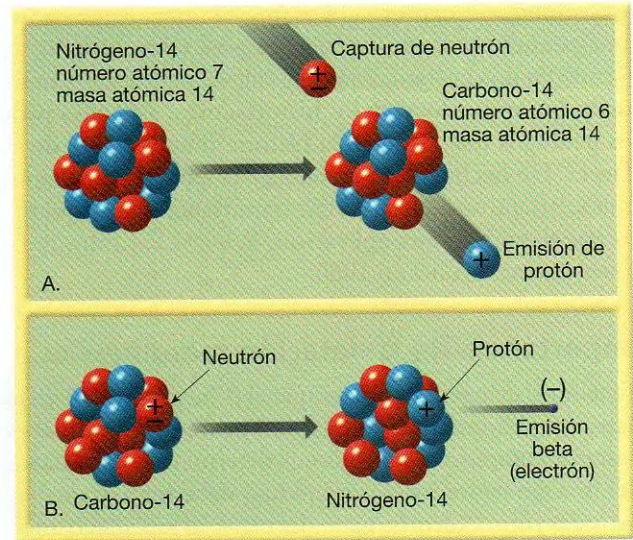
muestras, una de las cuales ha sido datada, puede fecharse la segunda muestra a partir de la primera equiparando el patrón de los anillos que ambas tienen en común. Esta técnica, llamada *datación cruzada*, se ilustra en la Figura 9.A. Se han establecido las cronologías de los anillos de los árboles que se remontan a hace miles de años para algunas regiones. Para fechar una muestra de madera de edad desconocida, se compara su patrón de anillos con la cronología de referencia.

Las cronologías de los anillos de los árboles son archivos únicos de la historia ambiental y tienen aplicaciones importantes en disciplinas como la climatología, la Geología, la Ecología y la Arqueología. Por ejemplo, los anillos de los árboles se utilizan para reconstruir las variaciones climáticas en una región en intervalos de tiempo de miles de años anteriores a los registros históricos humanos. El conoci-

* Los científicos no están limitados a trabajar sólo con árboles talados. Pueden tomarse muestras pequeñas, no destructivas, de los árboles vivos.

El carbono-14 se produce continuamente en la atmósfera superior como consecuencia del bombardeo de rayos cósmicos. Los rayos cósmicos (partículas nucleares de alta energía) dispersan los núcleos de los átomos gaseosos, liberando neutrones. Algunos de los neutrones son absorbidos por los átomos de nitrógeno (número atómico 7, número másico 14), haciendo que cada núcleo emita un protón. Como consecuencia, el número atómico disminuye en uno (a 6), y se crea un elemento diferente, el carbono-14 (Figura 9.12A). Este isótopo del carbono se incorpora rápidamente en el dióxido de carbono, que circula en la atmósfera y es absorbido por la materia viva. Como consecuencia, todos los organismos contienen una pequeña cantidad de carbono-14, incluidos nosotros mismos.

Mientras un organismo está vivo, el carbono radiactivo en descomposición es sustituido continuamente, y las proporciones entre el carbono-14 y el carbono-12 permanecen constantes. El carbono-12 es el isótopo estable y más común del carbono. Sin embargo, cuando muere una planta o un animal, la cantidad de carbono-14 disminuye gradualmente conforme se desintegra en nitrógeno-14 por emisión beta (Figura 9.12B). Comparando las proporciones de carbono-14 y carbono-12 en una muestra, pueden determinarse las fechas mediante radiocarbono. Es



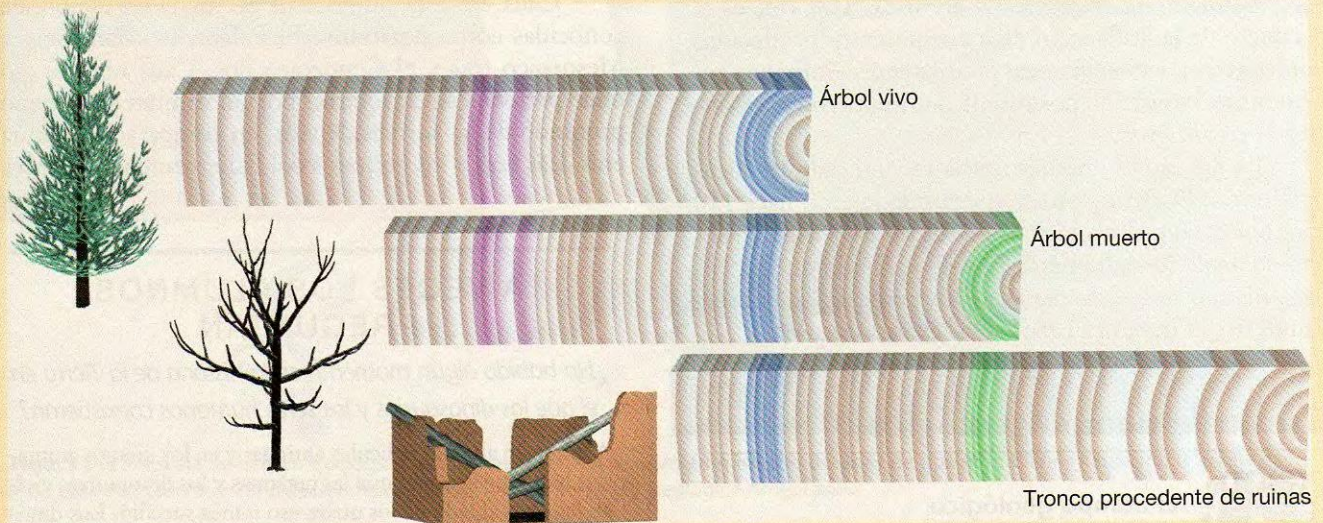
▲ **Figura 9.12** A. Producción y B. desintegración del carbono-14. Esta figura representa los núcleos de los átomos respectivos.

importante destacar que el carbono-14 sólo es útil para datar los materiales orgánicos como la madera, el carbón vegetal, los huesos, la carne e incluso los tejidos hechos de fibras de algodón.

miento de estas variaciones a largo plazo tiene un gran valor para hacer valoraciones referentes al registro reciente del cambio climático.

En resumen, la dendrocronología proporciona datos numéricos útiles para los acontecimientos del pasado histórico y prehistórico reciente. Además, dado que

los anillos de los árboles son un almacén de datos, son una herramienta valiosa en la reconstrucción de los ambientes del pasado.



▲ **Figura 9.A** La datación cruzada es un principio básico de la dendrocronología. Aquí se utilizó para datar un yacimiento arqueológico mediante la correlación de los patrones de los anillos de la madera procedente de árboles de edades distintas. En primer lugar, se establece una cronología de los anillos de los árboles de la zona utilizando muestras extraídas de los árboles vivos. Esta cronología se extiende hacia atrás comparando los patrones coincidentes de árboles muertos, más antiguos. Por último, se datan las muestras tomadas de las vigas de madera del interior de las ruinas mediante la cronología establecida a partir de las otras dos muestras.

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

Importancia de la datación radiométrica

Tengamos en cuenta que, aunque el principio básico de la datación radiométrica es simple, el procedimiento real es bastante complejo. El análisis que determina las cantidades del isótopo padre y del isótopo hijo debe ser extremadamente preciso. Además, parte del material radiactivo no se descompone directamente en isótopo hijo estable, como ocurrió en nuestro ejemplo hipotético, un hecho que puede complicar el análisis. En el caso del uranio-238, se forman 13 isótopos hijo inestables antes de alcanzar el número 14, el isótopo estable, plomo-206 (véase Figura 9.10).

Los métodos de datación radiométrica han suministrado, literalmente, miles de fechas para acontecimientos de la historia de la Tierra. Se han encontrado rocas de 3.000 millones de años, y los geólogos saben que existen rocas todavía más antiguas. Por ejemplo, un granito de Sudáfrica se ha fechado en 3.200 millones de años, y contiene inclusiones de cuarcita. (Recordemos que las inclusiones son más antiguas que la roca que las contiene.) La cuarcita, una roca metamórfica, fue originalmente la roca sedimentaria arenisca. La arenisca, a su vez, es el producto de la litificación de los sedimentos producidos por la meteorización de rocas preexistentes. Por tanto, tenemos una indicación positiva de que existieron rocas incluso más antiguas.

La datación radiométrica ha reivindicado las ideas de Hutton, Darwin y otros, quienes dedujeron hace 150 años que el tiempo geológico debe de ser inmenso. De hecho, la datación radiométrica ha demostrado que ha habido tiempo suficiente para que los procesos que observamos hayan llevado a cabo tareas extraordinarias.

Escala de tiempo geológico



El tiempo geológico
▼ Escala de tiempo geológico

Los geólogos han dividido el total de la historia geológica en unidades de magnitud variable. Juntas, comprenden la **escala de tiempo geológico** de la historia de la Tierra

(Figura 9.13). Las unidades principales de la escala temporal se delinearon durante el siglo XIX, fundamentalmente por investigadores de Gran Bretaña y Europa occidental. Dado que entonces no se disponía de la datación absoluta, la escala temporal completa se creó utilizando métodos de datación relativa. Hubo que esperar al siglo XX para que los métodos radiométricos permitieran añadir fechas numéricas.

Estructura de la escala temporal

La escala de tiempo geológico subdivide los 4.500 millones de años de la historia de la Tierra en muchas unidades diferentes y proporciona una estructura temporal significativa dentro de la cual se disponen los acontecimientos del pasado geológico. Como se muestra en la Figura 9.13, los **eones** representan las mayores extensiones de tiempo. El eón que empezó hace unos 540 millones de años es el **Fanerozoico**, término derivado de las palabras griegas que significan *vida visible*. Se trata de una descripción apropiada porque las rocas y los depósitos del eón Fanerozoico contienen abundantes fósiles que documentan importantes tendencias evolutivas.

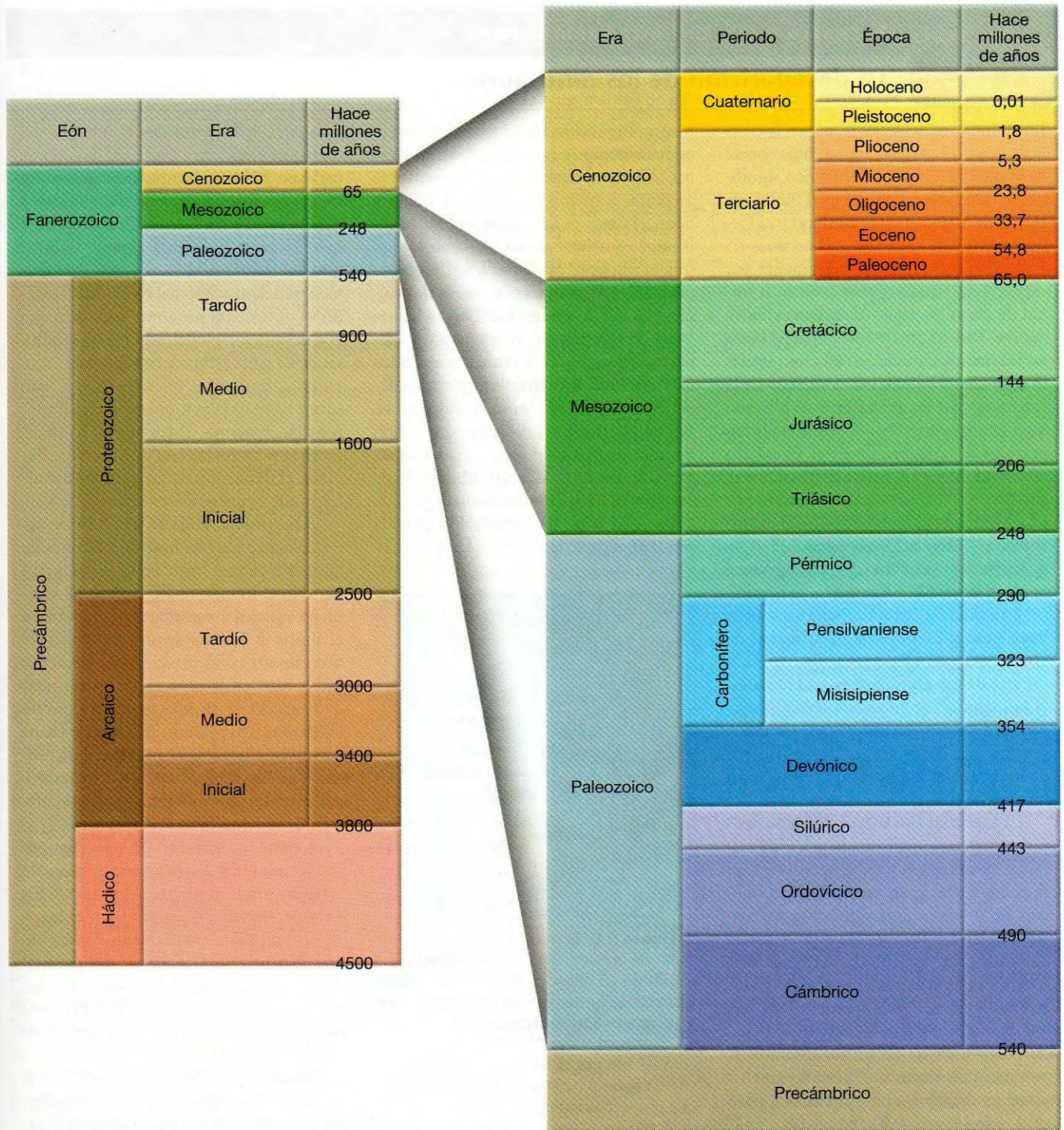
Otra ojeada a la escala temporal revela que el eón Fanerozoico se divide en **eras**. Las tres eras que comprenden el eón Fanerozoico son la **Paleozoica** (*paleo* = antiguo; *zoe* = vida), la **Mesozoica** (*meso* = medio; *zoe* = vida) y la **Cenozoica** (*ceno* = reciente; *zoe* = vida). Como implican los propios nombres, las eras están limitadas por profundos cambios de las formas de vida en el ámbito global (véase Recuadro 9.5).

Cada era está subdividida en unidades temporales conocidas como **períodos**. El Paleozoico tiene seis, el Mesozoico tres y el Cenozoico dos. Cada uno de esos once períodos se caracteriza por un cambio algo menos profundo de las formas de vida, en comparación con las eras. Las eras y los períodos del Fanerozoico, con breves

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

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

Aunque en algunas películas antiguas y en los dibujos animados han representado que las personas y los dinosaurios vivían las unas al lado de los otros, eso nunca sucedió. Los dinosaurios florecieron durante la era Mesozoica y se extinguieron hace unos 65 millones de años (véase Recuadro 9.5). Por el contrario, los seres humanos y sus antepasados cercanos no aparecieron hasta la era Cenozoica muy tardía, más de 60 millones de años *después* de la desaparición de los dinosaurios.



▲ **Figura 9.13** Escala de tiempo geológico. Las fechas absolutas se añadieron mucho después de que se hubiera establecido la escala de tiempo utilizando técnicas de datación relativa. (Datos de la Sociedad Geológica Americana.)

explicaciones de cada uno de ellos, se muestran en la Tabla 9.2.

Finalmente cada uno de los once períodos se divide en unidades aún más pequeñas denominadas **épocas**.

Como puede verse en la Figura 9.13, para el Cenozoico se han nombrado siete épocas. Las épocas de otros períodos suelen denominarse simplemente como *temprana*, *media* y *tardía*.



Recuadro 9.5 ▶ La Tierra como sistema

La desaparición de los dinosaurios

Los límites entre las divisiones en la escala de tiempo geológico representan épocas de cambio geológico o biológico significativo. De especial interés es el límite entre el Mesozoico («vida media») y el Cenozoico («vida reciente»), hace unos 65 millones de años. Aproximadamente por esta época, desaparecieron más de la mitad de todas las especies en una *extinción masiva*. Este límite marca el final de la era en la cual los dinosaurios y otros reptiles dominaban el paisaje y el comienzo de la era en la cual los mamíferos se hicieron muy importantes. Debido a que el último período del Mesozoico es el Cretácico (abreviado como K para evitar confusión con otros períodos que empiezan por «C»), y que el primer período del Cenozoico es el Terciario (abreviado «T»), la época de esta extinción masiva se conoce como *el límite KT* o Cretácico-Terciario.

La extinción de los dinosaurios se atribuye generalmente a la incapacidad de este grupo para adaptarse a algún cambio radical de las condiciones ambientales. ¿Qué acontecimiento pudo haber desencadenado la rápida extinción de los dinosaurios, uno de los grupos más prósperos de los animales terrestres que nunca haya vivido?

La hipótesis con mayor respaldo propone que, hace aproximadamente 65 millones de años, nuestro planeta recibió el impacto de un gran meteorito carbonáceo, un vestigio de la formación del Sistema Solar. La masa rocosa errante medía aproximadamente 10 kilómetros de diámetro y se desplazaba a unos 90.000 kilómetros por hora en el momento del impacto. Colisionó con la parte meridional de Norteamérica, en lo que ahora es la península mexicana de Yucatán y que en aquel momento era un mar tropical poco profundo (Figura 9.B). Se calcula que la energía liberada por el impacto fue equivalente a 100 millones de megatoneladas (*mega* = millón) de explosivos potentes.

Durante uno o dos años después del impacto, el polvo en suspensión redujo enormemente la entrada de luz solar a la superficie de la Tierra, lo cual provocó el enfriamiento global («invierno de impac-

to») e impidió la fotosíntesis, alterando enormemente la producción de alimentos. Mucho después de que el polvo se asentara, permanecían el dióxido de carbono, el vapor de agua y los óxidos de azufre que se habían añadido a la atmósfera tras el impacto. Si se hubiesen formado cantidades significativas de aerosoles sulfatados, su alto poder de reflexión habría ayudado a perpetuar las temperaturas superficiales más frías durante algunos años más*. Al final, los aerosoles sulfatados dejan la atmósfera en forma de lluvia ácida. Por el contrario, el dióxido de carbono tiene un período de residencia en la atmósfera mucho más largo. El dióxido de carbono es un *gas invernadero*, un gas que atrapa una parte de la radiación emitida por la superficie terrestre**. Una vez han

desaparecido los aerosoles, el aumento del efecto invernadero a causa del dióxido de carbono hubiese conducido a un crecimiento a largo plazo de las temperaturas globales medias. El resultado probable era que una parte de la vida vegetal y animal que había sobrevivido a la agresión ambiental del principio habría acabado siendo víctima de las presiones asociadas con el enfriamiento global, seguidas por la lluvia ácida y el calentamiento global.

La extinción de los dinosaurios hizo surgir hábitats para los pequeños mamíferos supervivientes. Estos nuevos hábitats, junto con las fuerzas de la evolución, llevaron al desarrollo de los grandes mamíferos que ocupan nuestro mundo actual.

¿Qué pruebas indican una colisión catastrófica como ésta hace 65 millones de años? En primer lugar, se ha descubierto en todo el mundo una fina capa de sedimento de casi 1 centímetro de grosor en el límite KT. Este sedimento contiene una elevada concentración del elemento *iridio*, raro en la corteza terrestre, pero encontrado en grandes proporciones en los meteoritos pétreos. ¿Podría esta capa constituir los restos dispersos del meteorito que fue responsable de los cambios ambientales que indujeron la desaparición de muchos grupos de reptiles?

A pesar de que cada vez recibe más apoyo, algunos científicos no están de acuerdo con la hipótesis del impacto. En su lugar, sugieren que unas grandes erupciones volcánicas podrían haber inducido una ruptura de la cadena alimentaria. Para respaldar esta hipótesis, citan las enormes emisiones de lava de la llanura del Deccan, al norte de la India, hace unos 65 millones de años.

Sea cual fuere la causa de la extinción KT, ahora tenemos una mayor comprensión del papel de los acontecimientos catastróficos en el modelado de la historia de nuestro planeta y la vida que lo ocupa. ¿Podría suceder un acontecimiento catastrófico con unas consecuencias similares en la actualidad? Esta posibilidad explica por qué un acontecimiento que ocurrió hace 65 millones de años ha cautivado el interés de tantas personas.



▲ **Figura 9.B** El cráter Chicxulub es un cráter de impacto gigante que se formó hace unos 65 millones de años y que desde entonces se ha llenado de sedimentos. Con un diámetro aproximado de 180 kilómetros, el cráter Chicxulub es considerado por algunos investigadores como el punto de impacto del meteorito que provocó la extinción de los dinosaurios.

* Estos aerosoles son gotitas creadas por la combinación de óxidos de azufre y agua que pueden permanecer suspendidos durante largos intervalos de tiempo. En el Recuadro 21.7 «Aerosoles procedentes del Volcán Humano» se trata más ampliamente el tema de los aerosoles.

** En la Figura 21.7 y la sección «El dióxido de carbono y el calentamiento global», del Capítulo 21, se tratan el dióxido de carbono y el efecto invernadero.

Tabla 9.2 Divisiones principales del tiempo geológico

Era cenozoica (edad de vida reciente)	Período cuaternario	Las diversas eras geológicas se denominaron originalmente Primaria, Secundaria, Terciaria y Cuaternaria. Los dos primeros nombres ya no se utilizan; Terciario y Cuaternario se han mantenido pero se utilizan como períodos.
	Período terciario	
Era mesozoica (edad de vida intermedia)	Período cretácico	Derivado de la palabra latina que significa creta y aplicado por primera vez a los depósitos extensos que forman los blancos acantilados a lo largo del Canal de la Mancha.
	Período jurásico	Debe su nombre a las montañas del Jura, localizadas entre Francia y Suiza, donde se estudiaron por primera vez las rocas de esta edad.
	Período triásico	De la palabra «trias» en reconocimiento al carácter triple de estas rocas en Europa.
Era paleozoica (edad de vida antigua)	Período pérmico	Debe su nombre a la provincia de Perm, Rusia, donde se estudiaron por primera vez estas rocas.
	Período carbonífero	Debido a que estas rocas han producido mucho carbón.
	Período devónico	Debe su nombre al condado de Devonshire, Inglaterra, donde estas rocas se estudiaron por primera vez.
	Período silúrico	Nombres dados por las tribus celtas a los siluros y los ordovicios, que vivieron en Gales durante la conquista romana.
	Período ordovícico	
Período cámbrico	Procede del nombre romano para Gales (Cambria), donde se estudiaron por primera vez las rocas que contienen las primeras pruebas de formas complejas de vida.	
Precámbrico		El período comprendido entre el nacimiento del planeta y la aparición de formas complejas de vida. Alrededor del 88 por ciento de los 4.500 millones de años que se calcula a la Tierra pertenecen a este espacio de tiempo.

FUENTE: U. S. Geological Survey.

El Precámbrico

Obsérvese que el detalle de la escala de tiempo geológico no empieza hasta hace unos 540 millones de años, la fecha que determina el comienzo del período Cámbrico. Los más de 4.000 millones de años anteriores al Cámbrico se dividieron en tres eones, el **Hádico** (*Hades* = mundo subterráneo mitológico donde habitan los espíritus de los muertos), el **Arcaico** (*archaios* = antiguo) y el **Proterozoico** (*proteros* = anterior; *zoe* = vida). También es frecuente que a este amplio período de tiempo se le denomine **Precámbrico**. Aunque representa más del 88 por ciento de la historia de la Tierra, el Precámbrico no se divide en tantas unidades de tiempo menores como el Fanerozoico.

¿Por qué el enorme período de tiempo del Precámbrico no se divide en numerosas eras, períodos y épocas? La razón es que no se conoce con suficiente detalle la historia precámbrica. La cantidad de información que los geólogos han descifrado con respecto al pasado de la Tierra es algo análoga al detalle de la historia humana. Cuanto más retrocedemos en el tiempo, menos sabemos. Por supuesto, existen más datos e información de los últimos diez años que del primer decenio del siglo XX; los acontecimientos del siglo XIX han sido documentados mucho mejor que los acontecimientos del primer siglo

antes de Cristo; y así sucesivamente. Lo mismo ocurre con la historia de la Tierra. El pasado más reciente tiene el registro más fresco, menos alterado y más visible. Cuanto más retrocede en el tiempo el geólogo, más fragmentados se vuelven el registro y las pistas. Hay otras razones que explican por qué carecemos de una escala temporal detallada para este enorme segmento de la historia de la Tierra:

1. La primera evidencia fósil abundante no aparece en el registro geológico hasta comienzos del Cámbrico. Antes del Cámbrico, predominaron formas de vida como las algas, las bacterias, los hongos y los gusanos. Todos estos organismos carecen de partes duras, una condición importante que favorece la conservación. Por esta razón, sólo hay un registro fósil Precámbrico escaso. Se han estudiado con cierto detalle muchos afloramientos de las rocas del Precámbrico, pero a menudo es difícil establecer correlaciones cuando faltan fósiles.
2. Dado que las rocas precámbricas son muy antiguas, la mayoría ha estado sujeta a muchos cambios. Gran parte del registro litológico del Precámbrico se compone de rocas metamór-

ficas muy deformadas. Esto dificulta la interpretación de los ambientes del pasado, porque se han destruido muchas de las pistas presentes en las rocas sedimentarias originales.

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

Dificultades para datar la escala de tiempo geológico

Aunque se han establecido fechas numéricas razonablemente exactas para los períodos geológicos (Figura 9.13), la tarea no carece de dificultades. La principal dificultad para asignar fechas numéricas a las unidades de tiempo consiste en que no todas las rocas pueden ser datadas por métodos radiométricos. Recordemos que, para que una fecha radiométrica sea útil, todos los minerales de la roca deben haberse formado aproximadamente al mismo tiempo. Por esta razón, los isótopos radiactivos pueden utilizarse para determinar cuándo cristalizaron los minerales de una roca ígnea y cuándo la presión y el calor crearon nuevos minerales en una roca metamórfica.

Sin embargo, las muestras de rocas sedimentarias sólo pueden datarse directamente en raras ocasiones por medios radiométricos. Aunque una roca sedimentaria detrítica puede incluir partículas que contienen isótopos ra-

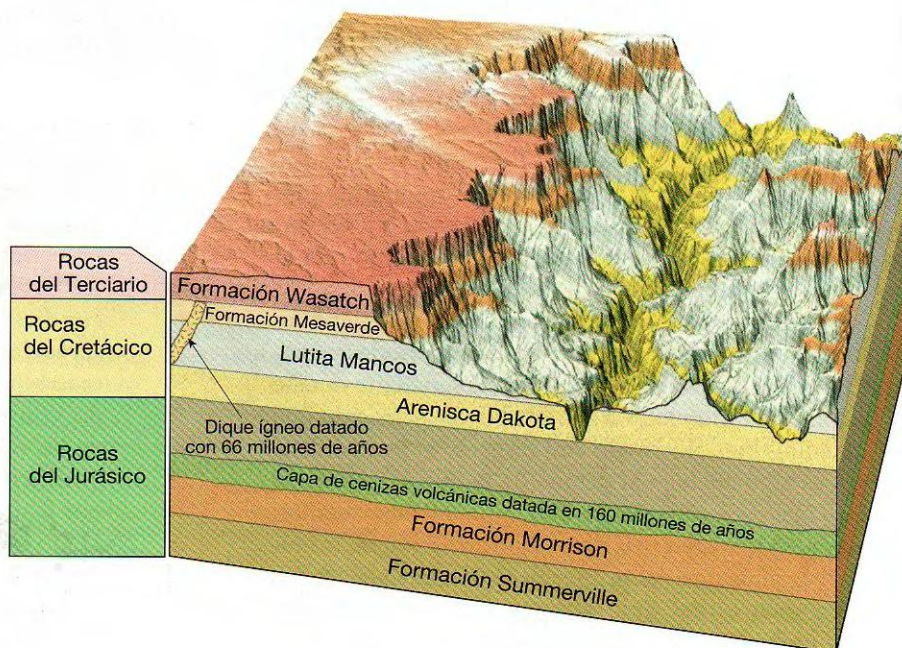
diactivos, la edad de la roca no puede determinarse con precisión porque los granos que la componen no tienen la misma edad que la roca en la que aparece. Es más, los sedimentos han sido meteorizados a partir de rocas de edades diversas.

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

Si las muestras de rocas sedimentarias rara vez producen edades radiométricas fiables, ¿cómo pueden asignarse fechas numéricas a los estratos sedimentarios? Normalmente el geólogo debe relacionar los estratos con masas ígneas fechables, como se muestra en la Figura 9.14. En este ejemplo, la datación radiométrica ha determinado la edad del estrato de cenizas volcánicas que hay dentro de la formación Morrison y el dique que corta la lutita Mancos y la formación Mesaverde. Los estratos sedimentarios que hay por debajo de la ceniza son obviamente más antiguos que ella, y todas las capas que hay por encima son más jóvenes. El dique es más joven que la lutita Mancos y la formación Mesaverde, pero más antiguo que la formación Wasatch, porque el dique no intruye en las rocas del Terciario.

A partir de este tipo de pruebas, los geólogos calculan que una parte de la formación Morrison se depositó hace unos 160 millones de años, según indica la capa de cenizas. Además, llegan a la conclusión de que el período

► **Figura 9.14** Las fechas numéricas para los estratos sedimentarios suelen determinarse examinando su relación con las rocas ígneas. (Tomado del U. S. Geological Survey.)



Terciario empezó después de la intrusión del dique, hace 60 millones de años. Este es un ejemplo, de los miles que hay, que ilustra cómo se utilizan los materiales susceptibles de datación para clasificar los diversos episodios de la

historia de la Tierra dentro de períodos temporales específicos. Pone de manifiesto además la necesidad de combinar los métodos de datación de laboratorio con las observaciones de campo de las rocas.

Resumen

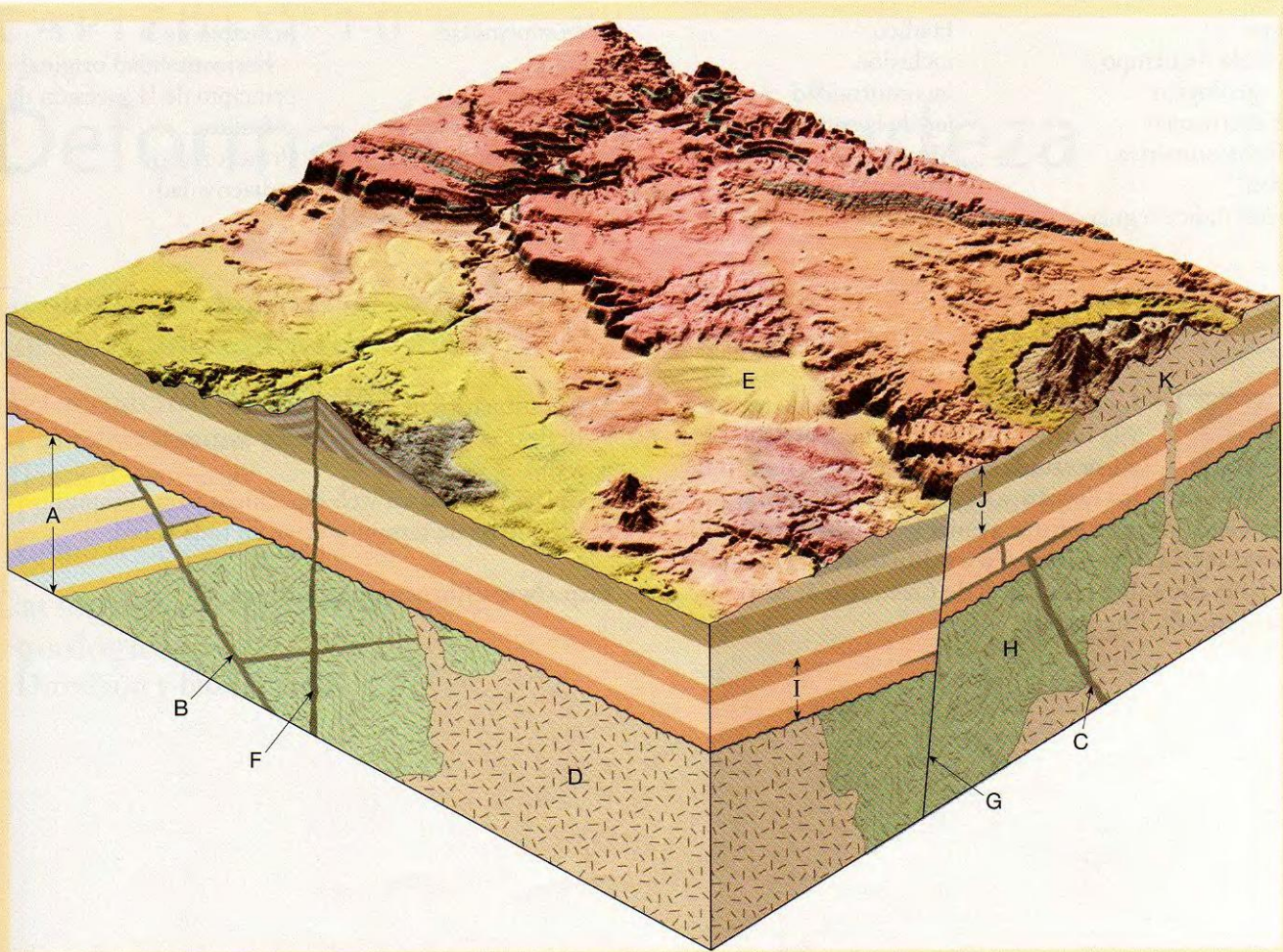
- Los dos tipos de fechas utilizadas por los geólogos para interpretar la historia de la Tierra son: (1) las *fechas relativas*, que suponen los acontecimientos en su *secuencia de formación adecuada*, y (2) las *fechas numéricas*, que indican el *tiempo en años* en el que ocurrió un acontecimiento.
- Las fechas relativas pueden establecerse utilizando la *ley de la superposición* (en una secuencia no deformada de rocas sedimentarias o de rocas ígneas depositadas en superficie, cada estrato es más antiguo que el que tiene por encima y más joven que el inferior); *principio de la horizontalidad original* (la mayoría de los estratos se depositan en una posición horizontal); *principio de intersección* (cuando una falla o cuerpo intrusivo corta otra roca, la falla o intrusión es más joven que la roca que corta), e *inclusiones* (la masa rocosa que contiene la inclusión es más joven que la roca que proporciona la inclusión).
- Las *discontinuidades estratigráficas* son vacíos del registro litológico. Cada una representa un largo período durante el cual se interrumpió la sedimentación, la erosión eliminó las rocas previamente formadas y luego se reinició el depósito. Los tres tipos básicos de *discontinuidades estratigráficas* son las *discordancias* (rocas sedimentarias inclinadas o plegadas sobre las que yacen estratos más jóvenes y planos); *paraconformidades* (los estratos situados a ambos lados de una discontinuidad estratigráfica son esencialmente paralelos), y las *inconformidades* (donde una ruptura separa rocas metamórficas o ígneas más antiguas de estratos sedimentarios más jóvenes).
- La *correlación*, emparejamiento de dos o más fenómenos geológicos de áreas diferentes, se utiliza para desarrollar una escala de tiempo geológico que se aplique a toda la Tierra.
- Los fósiles son los restos o huellas de la vida prehistórica. Las condiciones especiales que favorecen su conservación son el *enterramiento rápido* y la existencia de *partes duras*, como conchas, huesos o dientes.
- Los fósiles se utilizan para *correlacionar* rocas sedimentarias que proceden de regiones diferentes, utilizando el contenido fósil característico de las rocas y aplicando el *principio de la sucesión de fósiles*. Se basa en el trabajo de *William Smith* de finales del siglo XVIII y establece que los organismos fósiles se suceden unos a otros en un orden definido y determinable, y, por consiguiente, cualquier edad puede reconocerse por su contenido fósil. El uso de *fósiles índice* o *guía*, que están geográficamente esparcidos y están limitados a un corto período de tiempo geológico, proporciona un método importante de emparejar rocas de la misma edad.
- Cada átomo tiene un núcleo que contiene *protones* (partículas con carga positiva) y *neutrones* (partículas neutras). En órbita alrededor del núcleo se encuentran los *electrones*, con carga negativa. El *número atómico* de un átomo es el número de protones del núcleo. El *número másico* es el número de protones más el número de neutrones que hay en el núcleo de un átomo. Los *isótopos* son variantes del mismo átomo, pero con un número diferente de neutrones y, por consiguiente, un número másico diferente.
- La *radiactividad* es la descomposición (desintegración) espontánea de ciertos núcleos atómicos inestables. Tres formas comunes de desintegración radiactiva son: (1) la emisión de *partículas alfa* del núcleo; (2) la emisión de *partículas beta* del núcleo, y (3) la *captura de un electrón* por parte del núcleo.
- Un *isótopo radiactivo* inestable, denominado *radioisótopo padre*, se desintegrará y formará *productos hijo*. El tiempo que tarda en desintegrarse la mitad de los núcleos de un isótopo radiactivo se denomina *período de semidesintegración* del isótopo. Utilizando un procedimiento denominado *datación radiométrica*, si se conoce el período de semidesintegración del isótopo, y puede medirse la proporción radioisótopo padre / isótopo hijo, puede calcularse la edad de una muestra. Una fecha radiométrica exacta sólo puede obtenerse si el material que contiene el isótopo radiactivo permaneció en un sistema cerrado durante el período completo desde su formación.
- La *escala de tiempo geológico* divide la historia de la Tierra en unidades de magnitud variable. Suele representarse en forma de gráfico, con el tiempo y los acontecimientos.

tecimientos más antiguos abajo y los más jóvenes arriba. Las primeras subdivisiones de la escala de tiempo geológico, denominadas *eones*, son el *Hádico*, el *Arcaico* y el *Proterozoico* (juntos esos tres eones se conocen como el *Precámbrico*) y, empezando hace unos 540 millones de años, el *Fanerozoico*. El eón Fanerozoico (que significa «vida visible») se divide en las siguientes eras: *Paleozoica* («vida antigua»), *Mesozoica* («vida media») y *Cenozoica* («vida reciente»).

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

Preguntas de repaso

1. Distinga entre datación numérica y relativa.
2. ¿Cuál es la ley de la superposición? ¿Cómo se utilizan las relaciones de intersección en la datación relativa?
3. Remítase a la Figura 9.3 y responda a las siguientes preguntas:
 - a) ¿Es la falla A más joven o más antigua que la capa de arenisca?
 - b) El dique A ¿es más antiguo o más reciente que la capa de arenisca?
 - c) ¿Se depositó el conglomerado antes o después que la falla A?
 - d) ¿Se depositó el conglomerado antes o después que la falla B?
 - e) ¿Qué falla es más antigua, la A o la B?
 - f) El dique A ¿es más joven o más antiguo que el batolito?
4. Cuando observa un afloramiento de estratos sedimentarios con gran inclinación, ¿qué principio le permitiría suponer que los estratos se inclinaron después de ser depositados?
5. Una masa de granito está en contacto con una capa de arenisca. Utilizando un principio descrito en este capítulo, explique cómo podría determinar si la arenisca se depositó encima del granito o si se produjo intrusión del granito desde abajo después de que se depositara la arenisca.
6. Distinga entre discordancia, paraconformidad e inconformidad.
7. ¿Qué se entiende por *correlación*?
8. Describa la importante contribución de William Smith a la ciencia de la Geología.
9. Enumere y describa brevemente al menos cinco tipos distintos de fósiles.
10. Enumere dos condiciones que mejoren las posibilidades de un organismo de conservarse como fósil.
11. ¿Por qué los fósiles son herramientas tan útiles en la correlación?
12. La Figura 9.15 es un bloque diagrama de un área hipotética del sureste de Estados Unidos. Coloque los accidentes geográficos indicados por las letras en la secuencia adecuada, del más antiguo al más reciente. Identifique una discordancia y una inconformidad.
13. Si un isótopo radiactivo del torio (número atómico 90, número másico 232) emite seis partículas alfa y cuatro partículas beta durante el curso de su desintegración radiactiva, ¿cuáles son el número atómico y el número másico del isótopo hijo estable?
14. ¿Por qué la datación radiométrica es el método más fiable de datación del pasado geológico?
15. Un isótopo radiactivo hipotético tiene un período de semidesintegración de 10.000 años. Si la proporción de radioisótopo padre a isótopo hijo estable es 1/3, ¿cuál es la edad de la roca que contiene el material radiactivo?
16. Describa brevemente por qué los anillos de los árboles pueden ser útiles en el estudio del pasado geológico (véase Recuadro 9.4).
17. Para proporcionar una fecha radiométrica fiable, un mineral debe permanecer en un sistema cerrado desde el tiempo de su formación hasta el presente. ¿Por qué esto es así?
18. ¿Qué precauciones se toman para asegurar fechas radiométricas fiables?



▲ **Figura 9.15** Utilizar este diagrama junto con la pregunta de repaso número 12.

19. Para facilitar los cálculos, redondeemos la edad de la Tierra a 5.000 millones de años.

- ¿Qué fracción del tiempo geológico está representada por la historia escrita (supongamos 5.000 años para la duración de la historia escrita)?
- La primera evidencia fósil abundante no aparece hasta comienzos del Cámbrico (hace 540 millones de años). ¿Qué porcentaje del tiempo geológico está representado por esta evidencia fósil abundante?

20. ¿Qué subdivisiones constituyen la escala de tiempo geológico?

- Explique por qué el enorme intervalo conocido como Precámbrico carece de una escala geológica detallada.
- Describa brevemente las dificultades para asignar fechas numéricas a los estratos de roca sedimentaria.

Términos fundamentales

Arcaico
Cenozoico
concordante

correlación
datación por radiocarbono
datación radiométrica

datación relativa
discontinuidad
estratigráfica

discordancia angular
eón
época

era	Hádico	paraconformidad	principio de la
escala de tiempo geológico	inclusión	período	horizontalidad original
Fanerozoico	inconformidad	período de	principio de la sucesión de fósiles
fecha numérica	ley de la superposición	semidesintegración	
fósil	Mesozoico	Precámbrico	Proterozoico
fósil índice o guía	Paleontología	principio de intersección	radiactividad
	Paleozoico		

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>