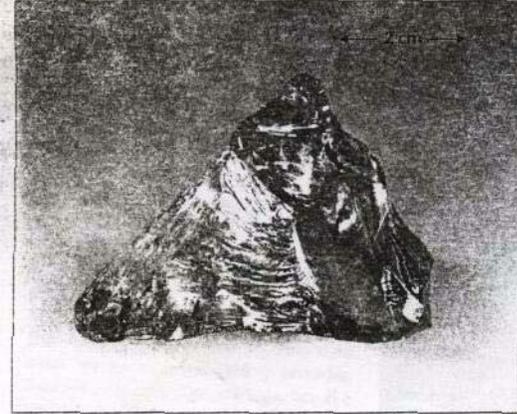


# Lectura 2 Geología General. (Auxiliar)



**Figura 2.13** Fractura concoide. Las superficies curvas lisas se producen cuando los minerales se rompen como el vidrio. (Foto de E.). Tarbuck).

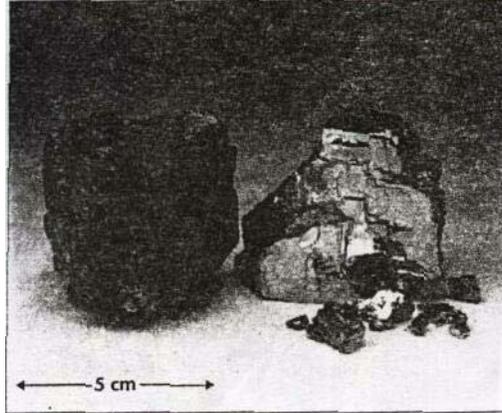
En resumen, una serie de propiedades químicas y físicas especiales son útiles para identificar ciertos minerales. Entre ellas se cuentan el sabor, el olor, la elasticidad, la maleabilidad, el tacto, el magnetismo, la birrefracción y la reacción química con ácido clorhídrico. Hay que recordar que cada una de estas propiedades depende de la composición (elementos) de un mineral y de su estructura (cómo están dispuestos sus átomos).

## Grupos de minerales

Se conocen por su nombre casi 4.000 minerales y se identifican cada año 40 o 50 minerales nuevos\*. Por fortuna, para los estudiantes que están empezando a estudiar los minerales, ¡sólo una docena de minerales son abundantes! En conjunto estos pocos constituyen la mayor parte de las rocas de la corteza terrestre y como tales se clasifican como los *minerales formadores de rocas*. También es interesante observar que *sólo ocho elementos* constituyen la mayor parte de esos minerales y representan más del 98% (en peso) de la corteza continental (Tabla 2.3).

Los dos elementos más abundantes son el silicio y el oxígeno, que se combinan para formar la estructura del grupo mineral más común, los **silicatos**. Quizá el siguiente grupo mineral más frecuente sea el de los carbonates, de los cuales la calcita es el miembro más destacado. Otros minerales comunes formadores de roca son el yeso y la halita.

\*En el apéndice B se describen algunos de los minerales comunes de la corteza terrestre.



**Figura 2.14** La galena es sulfuro de plomo y, como otras menas metálicas, tiene un peso específico relativamente elevado.

**Tabla 2.3** Abundancia relativa de los elementos más comunes en la corteza continental

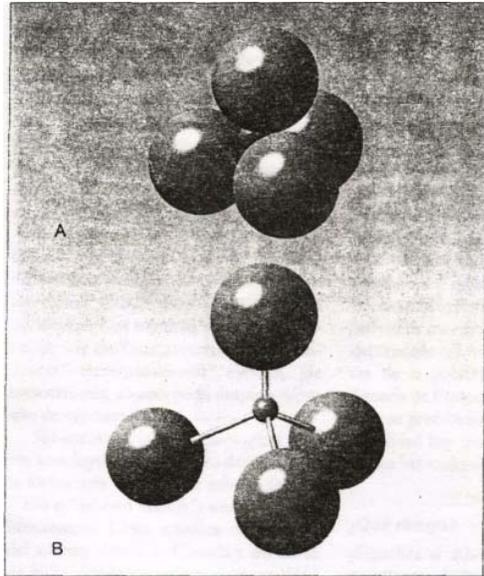
Elemento	Porcentaje aproximado en peso
Oxígeno (O)	46,6
Silicio (Si)	27,7
Aluminio (Al)	8,1
Hierro (Fe)	5,0
Calcio (Ca)	3,6
Sodio (Na)	2,8
Potasio (K)	2,6
Magnesio (Mg)	2,1
Todos los demás	1,7
Total	100

Comentaremos primero el grupo mineral más común, los silicatos, y luego consideraremos algunos de los otros grupos minerales destacados.

## Los silicatos

Todo silicato contiene los elementos oxígeno y silicio. Además, excepto unos pocos, como el cuarzo, todos los silicatos contienen uno o más elementos necesarios para establecer la neutralidad eléctrica. Esos elementos adicionales dan lugar a la gran variedad de silicatos y a sus diversas propiedades (Recuadro 2.1).

**El tetraedro silicio-oxígeno.** Todos los silicatos tienen el mismo componente básico fundamental, el **tetraedro silicio-oxígeno**. Esta estructura consiste en cuatro iones de oxígeno que rodean a un ion de silicio mucho menor



**Figura 2.15** Dos representaciones del tetraedro silicio-oxígeno. A. Las cuatro esferas grandes representan los iones oxígeno, y la esfera azul representa un ion silicio. Las esferas se dibujan en proporción al radio de los iones. B. Visión extendida del tetraedro utilizando varillas para indicar los enlaces que conectan los iones.

(Figura 2.15). El tetraedro silicio-oxígeno es un ion complejo ( $\text{SiO}_4^{4-}$ ) con una carga de -4.

En la naturaleza, una de las formas más sencillas mediante las cuales estos tetraedros se reúnen para convertirse en compuestos neutros es a través de la adición de

iones de carga positiva (Figura 2.16). De esta manera se produce una estructura químicamente estable, que consiste en tetraedros individuales enlazados a través de cationes.

**Otras estructuras de silicatos.** Además de los cationes que proporcionan la carga eléctrica opuesta necesaria para unir los tetraedros, estos últimos pueden unirse entre sí según una variedad de configuraciones. Por ejemplo, los tetraedros pueden reunirse para formar *cadena sencillas*, *cadena dobles* o *estructuras laminares*, como las mostradas en la Figura 2.17. La unión de los tetraedros en cada una de esas configuraciones se produce porque átomos de silicio de tetraedros adjuntos comparten átomos de oxígeno.

Para entender mejor cómo ocurre esto, seleccionemos uno de los iones de silicio (esferas azules pequeñas) situado cerca de la mitad de la estructura de cadena simple mostrada en la Figura 2.17. Obsérvese que este silicio está completamente rodeado de cuatro iones oxígeno mayores (lo observamos *a través* de uno de los cuatro para ver el ion de silicio azul). Nótese también que, de los cuatro iones oxígeno, dos están unidos a otros iones de silicio, mientras que los otros dos no están compartidos en modo alguno. *Es la conexión a través de los iones oxígeno compartidos lo que une los tetraedros en una estructura de cadena.* Ahora, examinemos un ion de silicio de los situados cerca del medio de la estructura laminar y contemos el número de iones oxígeno compartidos y no compartidos que lo rodean. El aumento en el grado de compartición explica la estructura laminar. Existen otras estructuras silicatadas, y la más común tiene todos los iones de oxígeno compartidos para producir una estructura tridimensional compleja.

Ion negativo (anión)	Iones positivos (cationes)		
	● $\text{Si}^{4+}$ 0,39	● $\text{Al}^{3+}$ 0,51	
	● $\text{Fe}^{3+}$ 0,64	● $\text{Mg}^{2+}$ 0,66	● $\text{Fe}^{2+}$ 0,74
● $\text{O}^{2-}$ 1,40	● $\text{Na}^{+}$ 0,97	● $\text{Ca}^{2+}$ 0,99	● $\text{K}^{+}$ 1,33

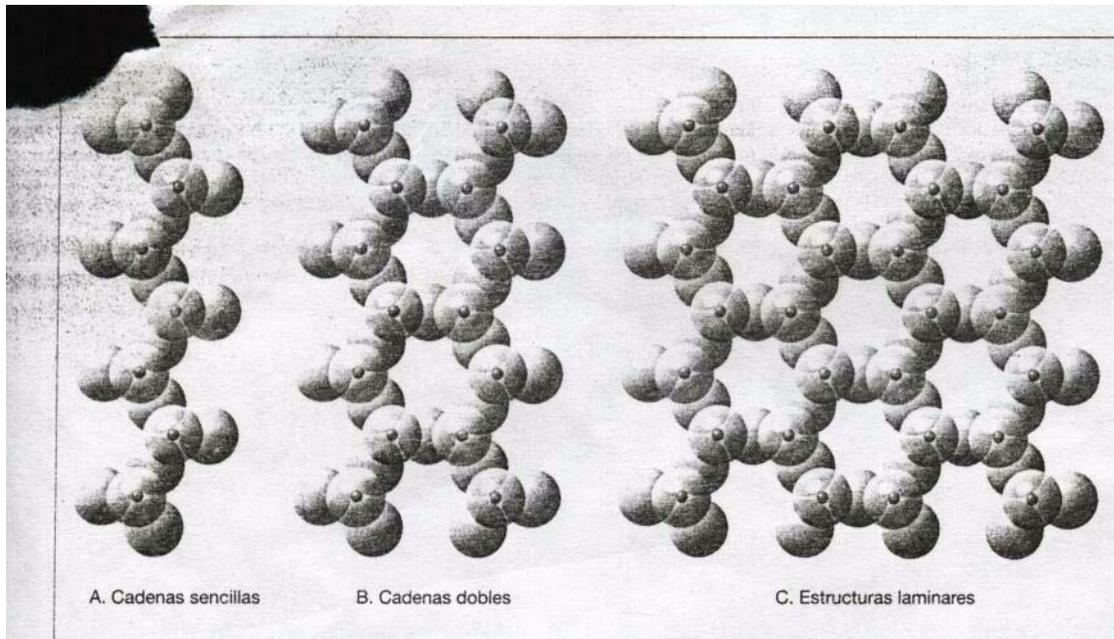
**Figura 2.16** Tamaños relativos y cargas eléctricas de los iones de los ocho elementos más comunes en la corteza terrestre. Son los iones más comunes en los minerales formadores de rocas. Los radios iónicos se expresan en Angstroms (un Angstrom es igual a  $10^{-8}$  centímetros).

Ahora podemos ver que la proporción de iones de oxígeno con respecto a los iones de silicio difiere en cada una de las estructuras de silicatos. En el tetraedro aislado, hay cuatro iones de oxígeno por cada ion de silicio. En la cadena simple, la proporción oxígeno a silicio es de 3 a 1, y en la estructura tridimensional, es de 2 a 1. Por consiguiente, cuantos más iones oxígeno se compartan, mayor será el porcentaje de silicio en la estructura. Los silicatos se describen, por consiguiente, como con "elevado" o "bajo" contenido de silicio, en función de la relación oxígeno/silicio. Esta diferencia en el contenido de silicio es importante, como veremos en el capítulo siguiente cuando consideremos la formación de las rocas ígneas.

**Ensamblaje de las estructuras de silicatos.** La mayoría de las estructuras silicatadas, entre ellas las cadenas individuales, las cadenas dobles o las láminas, no son compuestos químicos neutros. Por tanto, como en el tetraedro individual, están todas neutralizadas por la inclusión de cationes metálicos que las unen en una variedad de configuraciones cristalinas complejas. Los cationes que más a menudo enlazan las estructuras silicatadas son los correspondientes a los elementos hierro (Fe), magnesio (Mg), potasio (K), sodio (Na), aluminio (Al) y calcio (Ca).

Obsérvese en la Figura 2.16 que cada uno de esos cationes tiene un tamaño atómico concreto y una carga particular. En general, los iones de aproximadamente el mismo tamaño son capaces de sustituirse libremente entre sí. Por ejemplo, los iones de hierro ( $\text{Fe}^{2+}$ ) y magnesio ( $\text{Mg}^{2+}$ ) son casi del mismo tamaño y se sustituyen sin alterar la estructura del mineral. Esto es también cierto para los iones calcio y sodio, que pueden ocupar el mismo lugar en una estructura cristalina. Además, el aluminio (Al) a menudo sustituye al silicio en el tetraedro silicio-oxígeno.

Dada la capacidad de las estructuras de silicio para acomodar con facilidad diferentes cationes en un sitio de enlace determinado, los especímenes individuales de un determinado mineral pueden contener cantidades variables de ciertos elementos. Un mineral de este tipo suele expresarse mediante una fórmula química en la que se utilizan paréntesis para demostrar el componente variable. Un buen ejemplo es el mineral olivino,  $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$  que es el silicato de magnesio/hierro. Como puede verse



**Figura 2.17** Tres tipos de estructuras silicatadas. A. Cadenas sencillas. B. Cadenas dobles. C. Estructuras laminares.

en la fórmula, son los cationes de hierro ( $\text{Fe}^{2+}$ ) magnesio ( $\text{Mg}^{2+}$ ) el olivino los que se sustituyen libremente entre sí. En un extremo, el olivino puede contener hierro sin nada de magnesio ( $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$ ), o silicato férrico en el otro, el hierro está absolutamente ausente ( $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ ), o silicato de magnesio. Entre esos miembros finales, es posible cualquier proporción de hierro con respecto al magnesio. Por tanto, el olivino, así como muchos otros silicatos, es en realidad una familia de minerales con un espectro de composición comprendido entre dos miembros finales.

En ciertas sustituciones, los iones que se intercambian no tienen la misma carga eléctrica. Por ejemplo, cuando el calcio ( $\text{Ca}^{2+}$ ) sustituye al sodio ( $\text{Na}^{+}$ ), la estructura gana una carga positiva. En la naturaleza, una forma según la cual se lleva a cabo esta sustitución, manteniendo aún la neutralidad eléctrica global, es la sustitución simultánea de aluminio ( $\text{Al}^{3+}$ ) por silicio ( $\text{Si}^{4+}$ ). Esta particular sustitución doble se produce en el feldespato denominado plagioclasa. Es un miembro de la familia más abundante de minerales encontrada en la corteza terrestre. Los miembros finales de esta serie concreta de feldespatos son el silicato de calcio-aluminio (anortita,  $\text{CaAl}_2\text{SiO}_5$ ) y un silicato de sodio-aluminio (albita,  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ).

Estamos ahora preparados para revisar las estructuras de silicatos a la luz de lo que sabemos sobre los enlaces químicos. Un examen de la Figura 2.16 demuestra que entre los constituyentes principales de los silicatos, sólo el oxígeno es un anión (con carga negativa). Dado que los iones con cargas opuestas se atraen (y los de carga similar se repelen), los enlaces químicos que mantienen juntas las estructuras de los silicatos se forman entre el oxígeno y cationes de carga opuesta. Por tanto, los cationes se disponen de manera que estén lo más cerca posible al oxígeno, mientras que, entre ellos, mantienen la mayor distancia posible. Debido a su pequeño tamaño y elevada carga (+4), el catión del silicio (Si) forma los enlaces más fuertes con el oxígeno. El aluminio (Al), aunque no se une con tanta fuerza al oxígeno como el silicio, se une con más fuerza que el calcio (Ca), el magnesio (Mg), el hierro (Fe), el sodio (Na) o el potasio (K). En muchos aspectos, el aluminio desempeña un papel similar al silicio siendo el ion central en la estructura tetraédrica básica.

La mayoría de los silicatos consiste en un entramado básico compuesto por un solo catión de silicio o aluminio rodeado por cuatro iones de oxígeno con cargas negativas. Esos tetraedros a menudo se reúnen para formar una diversidad de otras estructuras silicatadas (cade-

nas, láminas, etc.) a través de átomos de oxígeno comparados. Por último, los otros cationes se unen con los átomos de oxígeno de esas estructuras silicatadas para crear las estructuras cristalinas más complejas que caracterizan los silicatos.

#### Silicatos comunes

Como ya dijimos, los silicatos son el grupo mineral más abundante y tienen como componente básico el ion silicato ( $\text{SiO}_4^{4-}$ ). En la Figura 2.18 se recogen los principales grupos de silicatos y minerales comunes. Los feldespatos son con mucho el silicato más abundante, que comprende más del 50% de la corteza terrestre. El cuarzo, el segundo mineral más abundante de la corteza continental, es el único mineral común compuesto completamente por silicio y oxígeno.

• Obsérvese en la Figura 2.18 que cada grupo mineral tiene una *estructura* de silicato concreta, y que existe una relación entre la estructura interna de un mineral y la *exfoliación* que exhibe. Dado que los enlaces silicio-oxígeno son fuertes, los silicatos tienden a exfoliarse entre las estructuras silicio-oxígeno más que entre ellas. Por ejemplo, las micas tienen una estructura laminar y, por tanto, tienden a exfoliarse en placas planas. El cuarzo, que tiene enlaces silicio-oxígeno de igual fuerza en todas las direcciones, no tiene exfoliación, pero, en cambio, se fractura.

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

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

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

**Silicatos ferromagnesianos (oscuros).** Los **silicatos oscuros** (o **ferromagnesianos**) son los minerales que

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

El *olivino* es una familia de silicatos de temperatura elevada cuyo color oscila entre el negro y el verde oliva, con un brillo vítreo y una fractura concoide. En vez de desarrollar cristales grandes, el olivino forma normalmente cristales pequeños y redondeados que dan a las rocas constituidas por él un aspecto granular. El olivino está compuesto por tetraedros individuales, unidos entre sí por una mezcla de iones de hierro y magnesio colocados de manera que permitan la unión de los átomos de oxígeno con los de magnesio. Dado que la red tridimensional generada de esta manera no tiene sus enlaces débiles alineados, el olivino no posee exfoliación.

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

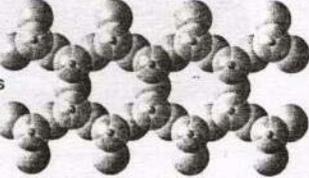
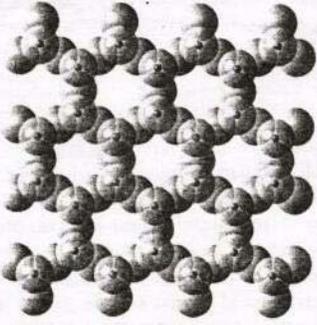
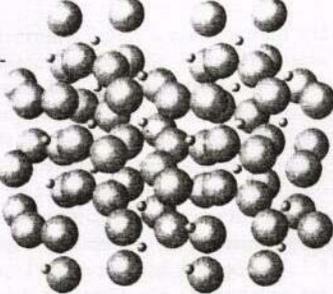
La *hornblenda* es el miembro más común de un grupo químicamente complejo de minerales denominados *anfíboles* (Figura 2.19). La hornblenda suele tener un color de verde oscuro a negro y, excepto por sus ángulos de exfoliación, que son de alrededor de 60° y 120°, es muy similar en aspecto a la augita (Figura 2.20). Las cadenas dobles de tetraedros en la estructura de la hornblenda son responsables de su exfoliación particular. En una roca, la hornblenda a menudo forma cristales alargados. Eso ayuda a distinguirla del piroxeno, que forma cristales bastante achatados. La hornblenda se encuentra predominantemente en las rocas continentales, donde a menudo compone la porción oscura de una roca por lo demás clara.

La *biotita* es el miembro de color negro, rico en hierro de la familia de las micas. Como otras micas, la biotita posee una estructura laminar que produce una excelente exfoliación en una dirección. La biotita tiene también un aspecto negro brillante que ayuda a distinguirla de otros minerales ferromagnesianos oscuros. Como la hornblenda

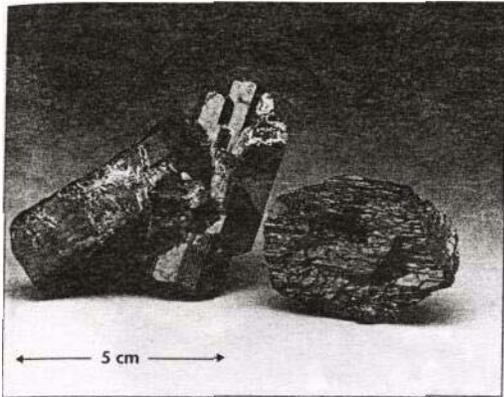
da, la biotita es un constituyente común de las rocas continentales, entre ellas la roca ígnea granito.

El *granate* es similar al olivino en que su estructura está compuesta por tetraedros individuales vinculados por iones metálicos. También como el olivino, el granate tiene

un brillo vitreo, carece de exfoliación y posee fractura concoidal. Aunque los colores del granate son variados, el color de este mineral oscila más a menudo entre el marrón y el rojo oscuro. El granate forma fácilmente cristales equidimensionales que se encuentran con más

	Olivino	$(Mg, Fe)_2SiO_4$	Ninguna	Tetraedro simple	
	Grupo de los piroxenos (augita)	$(Mg, Fe)SiO_3$	Dos planos en ángulos rectos	Cadenas sencillas	
	Grupo de los anfíboles (hornblenda)	$Ca_2(Fe, Mg)_5Si_8O_{22}(OH)_2$	Dos planos a 60° y 120°	Cadenas dobles	
Micas	Biotita	$K(Mg, Fe)_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$	Un plano	Láminas	
	Moscovita	$KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$			
Feldespatos	Ortosa	$KAlSi_3O_8$	Dos planos a 90°	Redes tridimensionales	
	Plagioclasa	$(Ca, Na)AlSi_3O_8$			
	Cuarzo	$SiO_2$	Ninguna	(Vista expandida)	

**Figura 2.18** Silicatos comunes. Obsérvese que la complejidad de la estructura del silicato aumenta hacia abajo del diagrama.



**Figura 2.19** Anfíbol hornblenda. La hornblenda es un silicato común oscuro que tiene dos direcciones de exfoliación que se cruzan a  $60^\circ$  y  $120^\circ$ .

frecuencia en las rocas metamórficas (Figura 2.21). Cuando los granates son transparentes, pueden utilizarse como piedras preciosas.

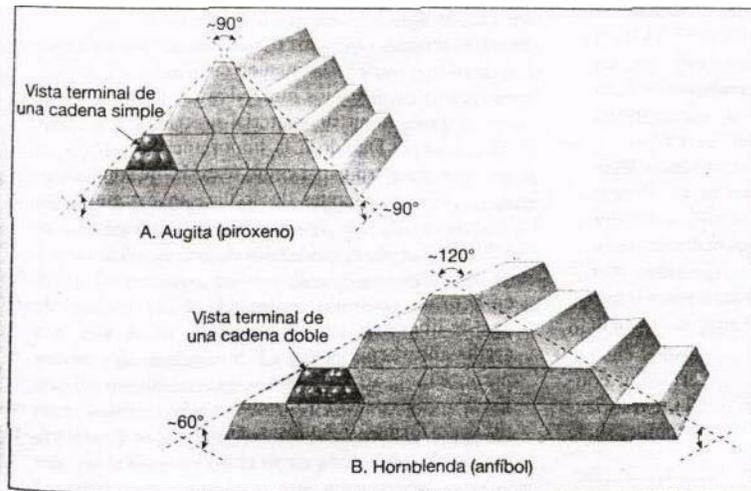
**Silicatos no ferromagnesianos (claros).** Como su nombre indica, los **silicatos claros** (o **no ferromagnesianos**) tienen generalmente un color claro y un peso específico de alrededor de 2,7, que es considerablemente inferior al de los silicatos ferromagnesianos. Como se indicó anteriormente, estas diferencias son fundamentalmente atribuibles a la presencia o ausencia de hierro y magnesio.

Los silicatos claros contienen cantidades variables de aluminio, potasio, calcio y sodio, más que hierro y magnesio.

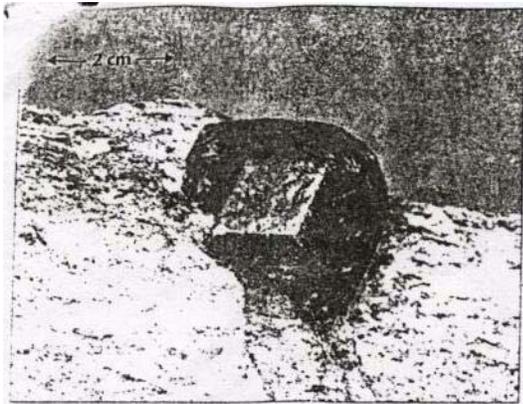
La *moscovita* es un miembro común de la familia de las micas. Su color es claro y tiene un brillo perlado. Como otras micas, la moscovita tiene una excelente exfoliación en una dirección. En láminas finas, la moscovita es transparente, una propiedad que explica su utilización como "vidrio" de las ventanas durante la Edad Media. Dado que la moscovita es muy brillante, a menudo puede identificarse, por los destellos que proporciona, a una roca. Incluso si alguna vez ha mirado de cerca la arena de la playa, quizá haya visto el brillo resplandeciente de las escamas de mica dispersas entre los otros granos de arena.

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

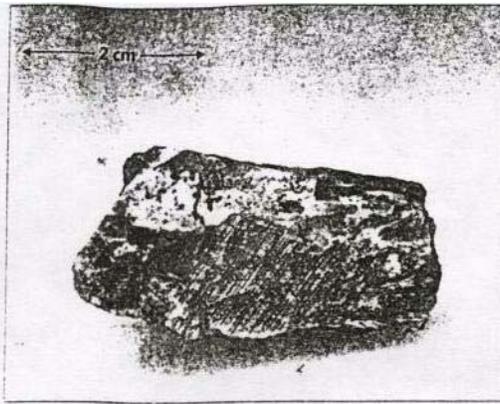
La estructura de los feldespatos es una red tridimensional formada cuando átomos de silicio adyacentes comparten átomos de oxígeno. Además, entre una cuarta parte y la mitad de los átomos de silicio en la estructura del feldespato son sustituidos por átomos de aluminio. La diferencia de carga entre el aluminio (+3) y el silicio (+4) radica en la inclusión de uno o más de los siguientes iones en el retículo cristalino: potasio (+1), sodio (+1) y calcio (+2). Debido al gran tamaño del ion potasio, en compara-



**Figura 2.20** Ángulos de exfoliación para la augita y la hornblenda.



**Figura 2.21** Cristal de granate (rojo oscuro) incluido en una roca metamórfica rica en mica y de color claro. (Foto de E. J. Tarbuck).



**Figura 2.22** Estas líneas paralelas, denominadas estriaciones, son una característica que permite distinguir el feldespato plagioclasa. (Foto de E. J. Tarbuck).

ción con el tamaño de los iones sodio y calcio. Existen dos estructuras diferentes de los feldespatos. *LA ORTOSA* es un miembro común de un tipo de feldespatos que contiene iones potasio en su estructura. El otro grupo, denominado *plagioclasas*, contiene iones sodio y calcio que se sustituyen libremente unos a otros dependiendo del ambiente existente durante la cristalización.

La ortosa suele ser de color crema claro a rosa salmón. El color de las plagioclasas, por otro lado, oscila entre blanco y grisáceo. Sin embargo, el color no debe utilizarse para distinguir estos grupos. La única forma segura de distinguir físicamente los feldespatos es buscar una multitud de finas líneas paralelas, denominada estriaciones. Las estriaciones se encuentran en algunos planos de exfoliación de las plagioclasas, pero no están presentes en la ortosa (Figura 2.22).

El *cuarzo* es el único mineral común de los silicatos formado completamente por silicio y oxígeno. Como tal, al *cuarzo* se le aplica el término de *silice*, que tiene la fórmula química ( $\text{SiO}_2$ ). Dado que la estructura del *cuarzo* contiene una proporción de dos iones de oxígeno ( $\text{O}^{2-}$ ) por cada ion silicio ( $\text{Si}^{4+}$ ), no se necesitan **otros iones** positivos para alcanzar la neutralidad.

En el *cuarzo* se desarrolla un armazón tridimensional al compartir por completo átomos de silicio adyacentes a los oxígenos. Por tanto, todos los enlaces del *cuarzo* son del grupo silicio-oxígeno fuerte. Por consiguiente, el *cuarzo* es duro, resistente a la meteorización y no muestra exfoliación. Cuando se rompe, suele exhibir fractura concoide. En su forma pura, el *cuarzo* es transparente y si se le deja solidificar sin interferencia

formará cristales hexagonales que desarrollan extremos en forma piramidal. Sin embargo, como la mayoría de los otros minerales claros, el *cuarzo* suele estar coloreado por la inclusión de diversos iones (impurezas) y se forma sin desarrollar buenas caras cristalinas. Las variedades más comunes de *cuarzo* son el *cuarzo lechoso* (blanco), el *ahumado* (gris), el *rosa* (rosa), la *amatista* (púrpura) y el *cristal de roca* (transparente) (Figura 2.2).

La *arcilla* es un término utilizado para describir una variedad de minerales complejos que, como las micas, tienen estructura laminar. Los minerales arcillosos suelen ser de grano muy fino y sólo pueden estudiarse al microscopio. La mayoría de los minerales arcillosos se origina como productos de la meteorización química de otros silicatos. Por tanto, los minerales de arcilla constituyen un gran porcentaje del material superficial que denominamos suelo. Debido a la importancia del suelo en la agricultura, y a su papel como material de soporte de los edificios, los minerales de arcilla son extremadamente importantes para los seres humanos.

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

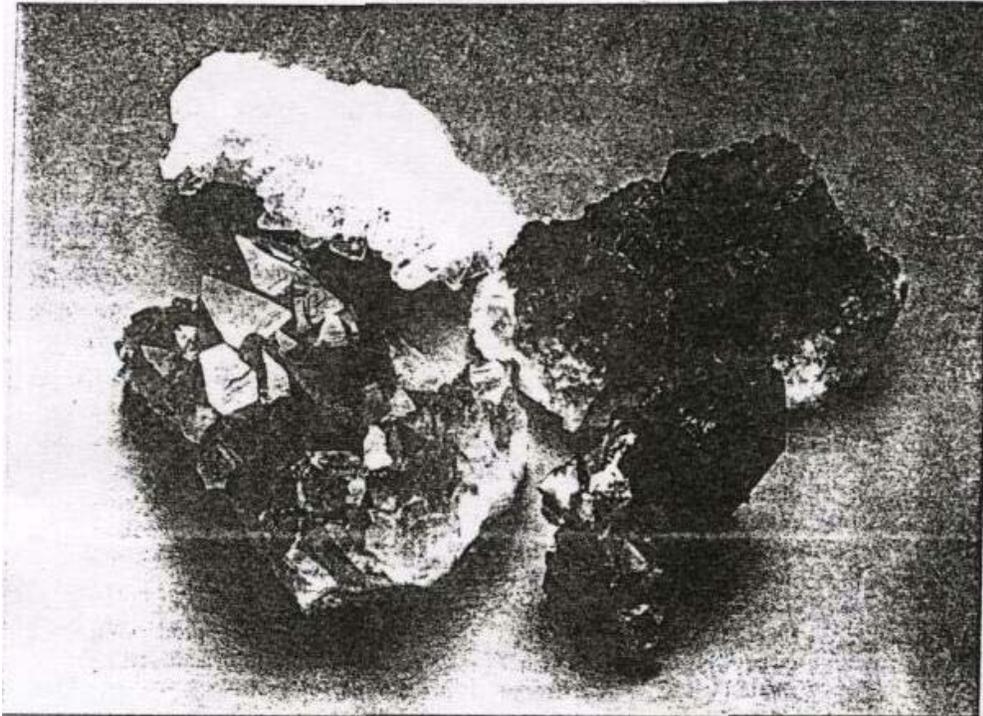


Figura 2.23 Cuarzo, algunos minerales, como el cuarzo, se presentan en diversos colores, r-cuif se muestran el cristal Ge roca (incolore), la amatista cuarzo púrpura, el citrino (cuarzo amarillo) y el cuarzo ahumado (de gris a negro).

#### Minerales no silicatados importantes

Otros tipos de minerales pueden considerarse escasos cuando se comparan con los silicatos. Aunque muchos son importantes desde el punto de vista económico. En la Tabla 2.4 se enumera una lista de ejemplos de diversos grupos de minerales no silicatados de valor económico. A continuación se comentan algunos de los minerales no silicatados más comunes que forman las rocas.

Los carbonatos son estructuralmente mucho más sencillos que los silicatos. Este grupo mineral está compuesto por el ion carbonato ( $\text{CO}_3^{2-}$ ) y una o más clases de iones positivos. Los dos carbonatos minerales más comunes son la calcita,  $\text{CaCO}_3$  (carbonato cálcico) y la *dolomita*,  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  (carbonato de calcio/magnesio). Dado que estos minerales son similares tanto desde el punto de vista físico como químico, son difíciles de distinguir entre sí. Los dos tienen un brillo vítreo, una dureza entre 3 y 4 y una exfoliación romboédrica casi perfecta (véase Figura 2.12). Sin embargo, pueden distinguirse utilizando ácido clorhídrico diluido. La calcita reacciona vigorosamente con este ácido, mientras que la dolomita reacciona mucho más lentamente. La calcita y la dolomita suelen encontrarse juntas como constituyentes principales de las rocas sedimentarias caliza y *dolomita*. Cuando el mineral dominante es la calcita, la roca se denomina caliza, mientras que la *dolomita* resulta de un predominio de dolomita. La caliza tiene numerosos usos económicos, entre ellos como agregado para las carreteras, como roca de cons-

trucción y como el principal ingrediente del cemento portland.

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

Además, hay otros minerales apreciados por su valor económico (véase Tabla 2.4 y Recuadro 2.3). En este grupo se encuentran las menas de metales, como hematitas (hierro), esfalerita (cinc) y galena (plomo); los elementos nativos (que aparecen libres, no en compuestos), entre ellos el oro, la plata, el carbono (diamante); y como huéspedes de otros, como la fluorita, el corindón y la uraninita (una fuente de uranio)\*.

\*Para más detalles sobre la importancia económica de estos y otros minerales, consúltese el Capítulo 21

**Tabla 2.4 Grupos de minerales comunes no silicatados**

Grupo	Miembro	Fórmula	Interés económico	
Óxidos	Hematites	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Mena de hierro, pigmento	
	Magnetita	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	Mena de hierro	
	Corindón	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Piedra preciosa, abrasivo	
	Hielo	H <sub>2</sub> O	Forma sólida del agua	
	Cromita	FeCr <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	Mena de cromo	
Sulfuros	Ilmenita	FeTiO <sub>3</sub>	Mena de titanio	
	Galena	PbS	Mena de plomo	
	Esfalerita	ZnS	Mena de cinc	
	Pirita	FeS <sub>2</sub>	Producción de ácido sulfúrico	
	Calcopirita	CuFeS <sub>2</sub>	Mena de cobre	
Sulfatos	Bornita	Cu <sub>3</sub> FeS <sub>2</sub>	Mena de cobre	
	Cinabrio	HgS	Mena de mercurio	
	Yeso	CaSO <sub>4</sub> · 2H <sub>2</sub> O	Argamasa	
	Anhidrita	CaSO <sub>4</sub>	Argamasa	
	Sarritina	BaSO <sub>4</sub>	Lodo de perforación	
Elementos nativos	Oro	Au	Comercio, joyería	
	Cobre	Cu	Conductor eléctrico	
	Diamante	C	Piedra preciosa, abrasivo	
	Azufre	S	Fármacos de azufre, productos químicos	
	Grafito	C	Mina de lápiz, lubricante seco	
	Plata	Ag	Joyería, fotografía	
	Platino	Pt	Catalizador	
	Haluros	Halita	NaCl	Sal común
	Carbonatos	Fluorita	CaF <sub>2</sub>	Utilizado en la fabricación de acero
		Silvina	KCl	Fertilizante
Caicita		CaCO <sub>3</sub>	Cemento porland, cal	
Dolomita		CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	Cemento porland, cal	
Malaquita		Cu <sub>2</sub> (OH) <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>	Piedra preciosa	
Hidróxidos	Azurita	Cu <sub>3</sub> (OH) <sub>2</sub> (CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	Piedra preciosa	
	Limonita	FeO(OH) · nH <sub>2</sub> O	Mena de hierro, pigmentos	
	Bauxita	Al(OH) <sub>3</sub> · nH <sub>2</sub> O	Mena de aluminio	
Fosfatos	Apatito	Ca <sub>5</sub> (F,Cl,OH)(PO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub>	Fertilizante	
	Turquesa	CuAl <sub>6</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>4</sub> (OH) <sub>8</sub>	Piedra preciosa	

## Resumen del capítulo

Un *mineral* es un sólido inorgánico de origen natural que posee una estructura química definida que le proporciona un conjunto único de propiedades físicas. La mayoría de las *mas* son agregados compuestos por dos o más minerales.

- Los componentes básicos de los minerales son los *elementos*. Un *átomo* es la partícula más pequeña de materia que sigue conservando las características de un elemento. Cada átomo tiene un *núcleo*, que contiene *protones* (partículas con cargas eléctricas positivas) y *neutrones* (partículas con cargas eléctricas neutras). En órbita alrededor del núcleo de un átomo, en regiones denominadas *niveles de energía o capas*, se encuentran los *electrones*, que tienen cargas eléctricas negativas. El número de protones que hay en el núcleo de un átomo determina su *número atómico* y el nombre del elemento. Un elemento es un enorme conjunto de átomos eléctricamente neutros, que tienen todos el mismo número atómico.

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

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

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

- De los casi 4.000 minerales, sólo una escasa docena constituyen la mayor parte de las rocas de la corteza terrestre y, como tales, se clasifican como *minerales formadores de roca*. Ocho elementos (oxígeno, silicio, aluminio, hierro, calcio, sodio, potasio y magnesio) constituyen la mayor parte de estos minerales y representan más del 98% (en peso) de la corteza continental de la Tierra.

- El grupo mineral más común es el de los *silicatos*. Todos los silicatos tienen el *tetraedro silicio-oxígeno* cargado negativamente como componente básico fundamental. En algunos silicatos, los tetraedros se reúnen en cadenas (los grupos de piroxenos y anfíboles); en otros, los tetraedros se disponen en láminas (las micas, biotita y moscovita) o en

redes tridimensionales (el feldespato y el cuarzo). Los tetraedros y diversas estructuras silicatadas suelen enlazarse mediante los iones positivos de hierro, magnesio, potasio, sodio, aluminio y calcio. Cada silicato tiene una estructura y una composición química que indica las condiciones bajo las cuales se formó.

- Los grupos minerales *no silicatados*, que contienen varios minerales importantes desde el punto de vista económico, son los *óxidos* (por ejemplo, el mineral hematites, aprovechado para obtener hierro), los *sulfuros* (por ejemplo, el mineral esfalerita, para obtención del cinc; y el mineral galena para el plomo), los *sulfatos*, los *haluros* y los *elementos nativos* (por ejemplo el oro y la plata). Los minerales formadores de roca no silicatados más comunes son los *carbonatos*, calcita y dolomita. Otros dos minerales no silicatados que se encuentran con frecuencia en las rocas sedimentarias son la halita y el yeso.