

LOS MINERALES 2

La abundancia y diversidad de minerales es controlada directamente por su composición química, que a su vez, depende de la abundancia de los elementos en la Tierra. La mayoría de los minerales observados derivan de la corteza terrestre. Ocho elementos representan la mayor parte de los componentes clave de los minerales, debido a su abundancia en la corteza terrestre. Estos ocho elementos suponen más del 98% de la corteza en peso, y son, en orden decreciente: oxígeno, silicio, aluminio, hierro, magnesio, calcio, sodio y potasio. El oxígeno y el silicio son, con mucho, los dos más importantes —el oxígeno compone, en peso, el 46,6% de la corteza terrestre, y el silicio un 27,7%.

Los minerales que se forman son controlados directamente por la química mayor del cuerpo matriz. Por ejemplo, un magma rico en hierro y magnesio formará minerales máficos, como el olivino y los piroxenos; por el contrario, un magma más rico en sílice cristalizará para formar minerales que incorporen más SiO_2 , como los feldespatos y cuarzos. La caliza, la calcita o la aragonita (todas CaCO_3) se forman porque la roca es rica en calcio y carbonato. Un corolario es que no se encontrará un mineral en una roca cuya química mayor no se parezca a la química mayor del mineral dado, con la excepción de algunas trazas de minerales. Por ejemplo, la cianita, Al_2SiO_5 , se forma a partir del metamorfismo de lutitas ricas en aluminio; no sería probable que ocurriera en rocas pobres en aluminio, como la cuarcita.

La composición química puede variar entre las especies terminales de una serie de solución sólida. Por ejemplo, los feldespatos plagioclasa comprenden una serie continua que va desde el miembro extremo de la albita, rica en sodio ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), hasta la anortita, rica en calcio ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$), con cuatro variedades intermedias reconocidas entre ellas (recogidas en orden de riqueza del sodio al calcio): oligoclasa, andesina, labradorita y bytownita.² :586 Otros ejemplos de serie son la serie del olivino, desde la forsterita, rica en magnesio, a la fayalita, rica en hierro, y la serie del wolframita, desde la hübnerita, rica en manganeso, hasta la ferberita, rica en hierro.

La sustitución química y la coordinación de poliedros explican esta característica común de los minerales. En la naturaleza, los minerales no son sustancias puras, y se contaminan por otros elementos que están presentes en el sistema químico dado. Como resultado, es posible que un elemento sea sustituido por otro.² :141 La sustitución química se producirá entre iones de un tamaño y carga similares; por ejemplo, K^+ no sustituirá a Si^{4+} debido a las incompatibilidades químicas y estructurales causadas por la gran diferencia en tamaño y carga. Un ejemplo común de sustitución química es el del Si^{4+} por Al^{3+} , que están próximos en carga, tamaño y abundancia en la corteza terrestre. En el ejemplo de la plagioclasa, hay tres casos de sustitución. Los feldespatos son todos armazones de sílice, que tienen una relación de silicio-oxígeno de 2:1, y el espacio para otros elementos se da por la sustitución del ion Si^{4+} por el ion Al^{3+} para dar una unidad de base de $[\text{AlSi}_3\text{O}_8]^-$; sin la sustitución, la fórmula puede ser cargada-equilibrada como SiO_2 , dando cuarzo.² :14 La importancia de esta propiedad estructural se explica además por los poliedros de coordinación. La segunda sustitución se produce entre el ion Na^+

y el ion Ca^{2+} ; sin embargo, la diferencia en la carga tiene que contabilizarse haciendo una segunda sustitución del ion Si^{4+} por el ion Al^{3+} .

La coordinación de poliedros es una representación geométrica de cómo un catión está rodeado por un anión. En mineralogía, debido a su abundancia en la corteza terrestre, los poliedros de coordinación se consideran generalmente en términos del oxígeno. La unidad base de los minerales de silicato es el tetraedro de sílice —un ion $[\text{SiO}_4]^{4-}$ rodeado de cuatro O^{2-} . Una forma alternativa de describir la coordinación del silicato es mediante un número: en el caso del tetraedro de sílice, se dice que tiene un número de coordinación de 4. Diversos cationes tienen un rango específico de posibles números de coordinación; para el silicio, es casi siempre 4, excepto para minerales de muy altas presiones en los que los compuestos se comprimen de tal manera que el silicio está seis veces (octaédrico) coordinado con el oxígeno. Los cationes mayores tienen un número de coordinación más grande debido al aumento en el tamaño relativo en comparación con el oxígeno (la última subcapa orbital de los átomos más pesados es diferente también). Los cambios en los números de coordinación conduce a diferencias físicas y mineralógicas; por ejemplo, a alta presión, tal como en el manto, muchos minerales, especialmente algunos silicatos como el olivino y los granates cambiarán a una estructura de perovskita, en el que el silicio está en coordinación octaédrica. Otro ejemplo son los aluminosilicatos cianita, andalucita y silimanita (polimorfos, ya que comparten la fórmula Al_2SiO_5), que se diferencian por el número de coordinación del Al^{3+} ; estos minerales transitan de uno al otro como una respuesta a los cambios en la presión y en la temperatura.² :4-7 En el caso de materiales de silicato, la sustitución del ion Si^{4+} por Al^{3+} permite una variedad de minerales, debido a la necesidad de equilibrar las cargas.

Los cambios de temperatura, de presión y de composición alteran la mineralogía de una roca simple: los cambios en la composición pueden ser causados por procesos como la erosión o metasomatismo (alteración hidrotérmica); los cambios en la temperatura y en la presión se producen cuando la roca madre se somete a movimientos tectónicos o magmáticos en diferentes regímenes físicos; y los cambios en las condiciones termodinámicas favorecen que algunas asociaciones de minerales reaccionen entre sí para producir nuevos minerales. Como tal, es posible que dos rocas tengan una química de roca base idéntica, o muy similar, sin tener una mineralogía similar. Este proceso de alteración mineralógica está relacionado con el ciclo de las rocas. Un ejemplo de una serie de reacciones minerales se ilustra como sigue.² :549

El feldespato ortoclasa (KAlSi_3O_8) es un mineral que se encuentra comúnmente en el granito, una roca ígnea plutónica. Cuando se expone a la intemperie, reacciona para formar caolinita

($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$, un mineral sedimentario, y ácido silícico).

Bajo condiciones metamórficas de bajo grado, la caolinita reacciona con el cuarzo para formar pirofilita.

A medida que aumenta el grado metamórfico, la pirofilita reacciona para formar cianita y cuarzo:

Alternativamente, un mineral puede cambiar su estructura cristalina como consecuencia de cambios de temperatura y de presión sin reaccionar. Por ejemplo, el cuarzo se convertirá en una variedad de sus polimorfos de SiO_2 , como la tridimita y la cristobalita a altas temperaturas, y en coesita a altas presiones.

La caracterización de los minerales puede variar de ser muy simple a muy difícil. Un mineral puede ser identificado por varias propiedades físicas, siendo algunos de ellas suficientes para una plena identificación sin ambigüedades. En otros casos, los minerales sólo se pueden clasificar mediante análisis más complejos, ópticos, químicos o de difracción de rayos X; estos métodos, sin embargo, pueden ser costosos y consumen mucho tiempo. Las propiedades físicas que se estudian para la clasificación son la estructura cristalina y el hábito, la dureza y el lustre, la diafanidad, el color, el rayado, la exfoliación y la fractura, y la densidad relativa. Otras pruebas menos generales son la fluorescencia y fosforescencia, el magnetismo, la radioactividad, la tenacidad (respuesta a los cambios mecánicos inducidos de forma), la piezoelectricidad y la reactividad para diluir ácidos.

La estructura cristalina resulta de la disposición espacial geométrica ordenada de los átomos en la estructura interna de un mineral. Esta estructura cristalina se basa en una disposición atómica o iónica interna regular, que se expresa a menudo en la forma geométrica que el cristal toma. Incluso cuando los granos minerales son demasiado pequeños para ser vistos o son de forma irregular, la estructura cristalina subyacente siempre es periódica y se puede determinar por difracción de rayos X.2 :2-4 Los minerales por lo general son descritos por su contenido de simetría. Los cristales están cristalográficamente restringidos a 32 grupos de puntos, que se diferencian por su simetría. Estos grupos se clasifican a su vez en categorías más amplias, siendo las de mayor alcance seis familias de cristales.2 :69–80 (a veces una de las familias, la hexagonal, también se divide en dos *sistemas* cristalinos: el trigonal, que tiene un eje tres veces simétrico, y el hexagonal, que tiene un eje seis veces simétrico.)

Estas familias pueden ser descritas por las longitudes relativas de los tres ejes cristalográficos, y los ángulos que forman entre ellos; estas relaciones corresponden a las operaciones de simetría que definen los grupos de puntos más estrechos. Se resumen a continuación; a, b, y c representan los ejes, y α , β , y γ representan el ángulo opuesto al eje cristalográfico respectivo (por ejemplo, α es el ángulo opuesto al eje a, es decir el ángulo entre los ejes b y c.)

La química y la estructura cristalina, en conjunto, definen un mineral. Con una restricción a grupos de 32 puntos, los minerales de diferente química pueden tener una estructura cristalina idéntica. Por ejemplo, la halita (NaCl), la galena (PbS) y la periclase (MgO) pertenecen todas al grupo de puntos hexaocahedral (familia isométrica), ya que tienen una estequiometría similar entre sus diferentes elementos constitutivos. En contraste, los polimorfos son agrupaciones de minerales que comparten una fórmula química, pero que tienen una estructura diferente. Por ejemplo, la pirita y la marcasita, ambos sulfuros de hierro, tienen la fórmula FeS_2 ; sin embargo, el primero es isométrico mientras que el último es ortorrómbico. Este polimorfismo se extiende a otros sulfuros de fórmula genérica AX_2 ; estos dos grupos son conocidos colectivamente como los grupos de la pirita y marcasita.

El polimorfismo se puede extender más allá del contenido de la pura simetría. Los aluminosilicatos son un grupo de tres minerales —cianita, andalucita y silimanita— que comparten la fórmula química Al_2SiO_5 . La cianita es triclínica, mientras que la andalucita y la silimanita son ambas ortorrómbicas y pertenecen al grupo de puntos bipiramidal. Estas diferencias surgen correspondiendo a como el aluminio se coordina dentro de la estructura cristalina. En todos los minerales, un ion de aluminio está siempre seis veces coordinado con el oxígeno; el silicio, por

regla general está en coordinación de cuatro veces en todos los minerales; una excepción es un caso como la stishovita (SiO_2 , un polimorfo de cuarzo de ultra-alta presión con estructura de rutilo).

Las diferencias en la estructura cristalina y la química influyen mucho en otras propiedades físicas del mineral. Los alótropos del carbono, el diamante y el grafito, tienen propiedades muy distintas; el diamante es la sustancia natural más dura, tiene un lustre adamantino, y pertenece a la familia isométrica, mientras que el grafito es muy blando, tiene un lustre grasiento, y cristaliza en la familia hexagonal. Esta diferencia se explica por diferencias en el enlace. En el diamante, los átomos de carbono están en orbitales híbridos sp^3 , lo que significa que forman un marco o armazón en el que cada carbono está unido covalentemente a cuatro vecinos de una manera tetraédrica. Por otro lado, el grafito forma láminas de átomos de carbono en orbitales híbridos sp^2 , en los que cada átomo de carbono está unido covalentemente a sólo otros tres. Estas hojas se mantienen unidas por fuerzas mucho más débiles que las fuerzas de van der Waals, y esta discrepancia se traduce en grandes diferencias macroscópicas.

La macla es la interpenetración de dos o más de cristal de una única especie mineral. La geometría de la macla es controlada por la simetría del mineral y, como resultado, hay varios tipos: de contacto, reticuladas, geniculadas, de penetración, cíclicas y polisintéticas. Las maclas de contacto, o maclas simples, constan de dos cristales unidos en un plano; este tipo de maclas es común en la espinela; las maclas reticuladas, comunes en forma de rutilo, son cristales entrelazados que se asemejan a un reticulado. Las maclas geniculadas tienen una mezcla en el medio que es causada por el comienzo del maclado. Las maclas de penetración constan de dos cristales individuales que han crecido uno dentro de otro; ejemplos de este hermanamiento son las maclas en forma de cruz de la estauroлита y las maclas de Carlsbad en la ortoclasa. Las maclas cíclicas son causados por el maclado repetido en torno a un eje de rotación. Se produce alrededor de tres, cuatro, cinco, seis, o ocho ejes de plegado. Las maclas polisintéticas son similares a las maclas cíclicas por la presencia de maclados repetitivos aunque, en lugar de producirse alrededor de un eje de rotación, lo hacen siguiendo planos paralelos, por lo general en una escala microscópica.² :41–436 :39

El hábito cristalino se refiere a la forma general de cristal. Se utilizan varios términos para describir esta propiedad: acicular, que describe cristales en forma de aguja como en la natrolita; acuchillado; arborescente o dendrítica (patrón de árbol, común en el cobre nativo); equante, que es típico del granate; prismático (alargado en una dirección); y tabular, que se diferencia de acuchillado en que el primero es plano mientras que este último tiene un alargamiento definido. En relación con la forma cristalina, la calidad de las caras del cristal es diagnóstico de algunos minerales, especialmente con un microscopio petrográfico. Los cristales euhedrales tienen una forma externa definida, mientras que los cristales anhedrales no lo hacen; las formas intermedias se denominan subhedrales.

La dureza de un mineral define cuánto puede resistir el rayado. Esta propiedad física depende de la composición química y de la estructura cristalina, y por ello no es necesariamente constante en todas las caras; la debilidad cristalográfica hace que algunas direcciones sean más blandas que otras.² :28–29 Un ejemplo de esta propiedad se muestra en la cianita, que tiene una dureza de Mohs de $5\frac{1}{2}$ en la dirección paralela a $[001]$, pero de 7 paralela a $[100]$.³⁰

La escala más común de medición es la escala de dureza de Mohs ordinaria. Definida por diez indicadores, un mineral con un índice más alto rasca los minerales que están por debajo de él en la escala. La escala va desde el talco, un silicato estratificado, hasta el diamante, un polimorfo de carbono que es el material natural más duro.

El lustre o brillo indica cómo se refleja la luz que incide sobre la superficie del mineral, una propiedad que no depende del color y sí de su naturaleza química: es más intenso en sustancias que tienen enlaces metálicos y menor en las de enlaces iónicos o covalentes. El tipo y la intensidad del brillo dependen del índice de refracción y de la relación entre la luz absorbida y la reflejada. Hay numerosos términos cualitativos para su descripción, agrupándose en tres:

- brillo metálico, cuando reflejan casi toda la luz visible que reciben. Son opacos y con índices de refracción mayores de 3. Suelen ser metales nativos (cuando no están oxidados) y muchos sulfuros (pirita) y óxidos de metales de transición (hematites).
- brillo submetálico, cuando reflejan una pequeña parte de la luz visible que reciben. Son opacos y su índice de refracción es ligeramente inferior a 3. Suelen ser elementos semimetálicos (grafito), sulfuros y óxidos.
- brillo no metálico, cuando transmiten la luz en cierto grado. Esta condición es ambigua y se emplean varios términos para estimar los matices:
 - vítreo, con índice de refracción 1.33-2.00. Son minerales transparentes, en general compuestos por aniones oxigenados (oxoaniones), como carbonatos, sulfatos, fosfatos, silicatos, nitratos, etc. También varios halógenuros y óxidos (cuarzo hialino o cristal de roca);
 - adamantino, con índice de refracción 2.00-2.50. Es el brillo típico del diamante y de algunas otras variedades aunque a veces para estas se usa el término subadamantino;
 - nacarado o perlado, un brillo irisado típico de minerales fácilmente exfoliables, como las micas, el yeso y la apofilita;
 - craso o graso, motivado por la presencia de pequeñas rugosidades en la superficie, a veces microscópicas. Lo tienen algunas blendas, la nefelina y el cuarzo en masa o lechoso;
 - resinoso o céreo, de minerales como el azufre y ciertas blendas y granates;
 - sedoso, característico de minerales fibrosos, como el yeso fibroso, la crisotila y la ulexita;
 - mate, cuando no presentan ningún reflejo, como la creta (calcita) o las arcillas. En este caso también se dice que el mineral no tiene brillo.

La diafanidad de un mineral describe la capacidad de la luz de pasar a través de él. Los minerales transparentes no disminuyen la intensidad de la luz que pasa a través de ellos. Un ejemplo de estos minerales es la moscovita (mica de potasio); algunas variedades son lo suficientemente claras como para haber sido utilizadas como vidrios en las ventanas. Los minerales translúcidos permiten pasar algo de luz, pero menos que los que son transparentes. La jadeíta y nefrita (formas minerales del jade) son ejemplos de minerales con esta propiedad. Los minerales que no dejan pasar la luz se denominan opacos.