

LOS MINERALES 3

El color es la propiedad más obvia de un mineral, pero a menudo no sirve para caracterizarlo.² :23 Es causada por la radiación electromagnética que interactúa con los electrones (excepto en el caso de incandescencia, que no se aplica a los minerales).² :131–144 Por su contribución en el color, se definen tres grandes clases de minerales:

- minerales idiocromáticos (o 'autocoloreados'), que deben su color a los constituyentes principales y que son diagnosticables.³¹ <2 :24 Son minerales siempre del mismo color, como la malaquita (verde), la azurita (azul) y muchos minerales metálicos. Sus colores suelen variar ligeramente debido a la presencia de pequeñas cantidades de otros metales: el oro, por ejemplo, es menos amarillo cuando se mezcla con un poco de plata, y más rosado cuando es mezclado junto con cobre.
- minerales alochromáticos (o 'coloreados por otros'), que deben su coloración a pequeñas cantidades en la composición consideradas como impurezas, a las que se llama cromóforos, usualmente metales (hierro, cromo, cobre, vanadio o manganeso). Son capaces de adoptar más de una coloración, como el berilo o las dos variedades del corindón, el rubí y el zafiro.² :24 Algunos minerales alochromáticos que pueden tener prácticamente cada color imaginable, e incluso pueden tener muchos colores en un solo cristal.
- minerales *pseudocromáticos* (o 'de color falso'), cuya coloración proviene de la estructura física del cristal y la interferencia con las ondas de luz. Son ejemplos la labradorita, la bornita y el ópalo, que está formado por capas microscópicas de esferas de sílice. Al pasar a su través la luz se separa en los colores que la componen, más o menos como ocurre cuando se refleja en una capa de aceite sobre el agua.

Algunos metales, como el hierro, pueden ser tanto alochromático como idiocromático: en el primer caso es considerado como una impureza, mientras que en el segundo forma parte intrínseca del mineral coloreado.

El color de algunos minerales puede cambiar, ya sea de manera natural o con un poco de ayuda. Los bajos niveles de radiación, que se dan a menudo en la naturaleza, pueden contribuir a oscurecer algunos minerales incoloros. Los mismos berilos de color amarillo verdoso se tratan artificialmente ahora con calor para darles una coloración más azulada.

Además del simple color del cuerpo, los minerales pueden tener otras propiedades ópticas distintivas que pueden implicar variabilidad del color:

- juego de colores, como en el ópalo, significa que la muestra refleja diferentes colores cuando se ilumina, a causa de que la luz se refleja desde las ordenadas esferas de sílice microscópicas de su estructura física.³²
- pleocroísmo, facultad de absorber las radiaciones luminosas de distinta manera en función de la dirección de vibración: un mismo cristal puede aparecer con coloraciones diferentes dependiendo de la orientación en que haya caído en la preparación microscópica

- iridiscencia, una variedad del juego de colores por la que la luz se dispersa en un recubrimiento sobre la superficie del cristal, planos de exfoliación o capas desactivas que tienen gradaciones químicas menores.
- chatoyancia ("ojo de gato") es el efecto de bandas onduladas de color que se observan cuando se rota la muestra;
- asterismo, una variedad de la chatoyancia, un fenómeno sobre un área que hace aparecer una estrella sobre la superficie reflectante de un corte de cabujón. Se da en algunos rubíes, zafiros y otras gemas (granate-estrella, diópsido-estrella, espinela-estrella, etc.) y particularmente en el corundum de calidad gema.
- empañamiento

La raya de un mineral se refiere al color de un mineral en forma de polvo, que puede o no ser idéntico al color de su cuerpo.² :24 La forma más común de evaluar esta propiedad se hace con una placa de raya, que está hecha de porcelana y es de color blanco o negro. La raya de un mineral es independiente de los elementos traza³¹ o de cualquier alteración de la superficie a causa de la intemperie.² :24 Un ejemplo común de esta propiedad se ilustra con la hematita, que es de color negro, plata o rojo en la muestra, pero que tiene una raya de color rojo cereza.³¹ a marrón rojizo.² : 24 La raya es más a menudo distintiva de los minerales metálicos, en contraste con los minerales no metálicos, cuyo color de cuerpo está creada por elementos alocromáticos.³¹ La prueba de la raya se ve limitada por la dureza del mineral, ya que los minerales de dureza superior a siete rayan ellos la placa.

Por definición, los minerales tienen una disposición atómica característica y cualquier debilidad de esa estructura cristalina es la causa de la existencia de los planos de debilidad. La rotura del mineral a lo largo de esos planos se denomina exfoliación. La calidad de la exfoliación puede ser descrita en función de cómo de limpia y fácilmente se rompa el mineral; los términos con los que se describen comúnmente esa calidad, en orden decreciente , son «perfecto», «bueno», «distinto» y «pobre». En particular en los minerales transparentes, o en una sección delgada, la exfoliación se puede ver como una serie de líneas paralelas que señalan las superficies planas cuando se ven de lado. La exfoliación no es una propiedad universal de los minerales; por ejemplo, el cuarzo, compuesto por tetraedros de sílice muy interconectados, no tiene ninguna debilidad cristalográfica que le permitiría exfoliarse. Por el contrario, las micas, que tienen una exfoliación basal perfecta, consisten en láminas de tetraedros de sílice que se mantienen juntas muy débilmente .² :39-406 :29–30

Como la exfoliación es función de la cristalografía, hay gran variedad de tipos de exfoliación produciéndose en uno, dos, tres, cuatro o seis direcciones. La exfoliación basal en una única dirección es una característica distintiva de las micas. La exfoliación en dos direcciones, denominada prismática, se produce en anfíboles y piroxenos. Los minerales como la galena o la halita tienen exfoliación cúbica (o isométrica) en tres direcciones, a 90°; cuando hay tres direcciones de exfoliación, pero no a 90°, como en la calcita o en la rodocrosita, se denomina exfoliación romboédrica. La exfoliación octaédrica (cuatro direcciones) está presente en la fluorita y en el diamante, y la esfalerita tiene seis direcciones de exfoliación del dodecaedro.² :39-406 :30-31

Los minerales con muchas exfoliaciones pueden no romper igual de bien en todas las direcciones; por ejemplo, la calcita tiene buena exfoliación en tres direcciones, pero el yeso solo tiene una exfoliación perfecta en una dirección, y pobre en las otras dos. Los ángulos entre los planos de exfoliación varían entre los minerales. Por ejemplo, dado que los anfíboles son silicatos de cadena doble y los piroxenos son silicatos de cadena única, el ángulo entre sus planos de exfoliación es diferente: los piroxenos exfolian en dos direcciones a aproximadamente 90°, mientras que los anfíboles lo hacen claramente en dos direcciones separadas aproximadamente a 120° y 60°. Los ángulos de exfoliación se pueden medir con un goniómetro de contacto, que es similar a un transportador.2 :39-406 :30-31

La partición, a veces llamada "falsa exfoliación", es similar en apariencia a la exfoliación pero se produce por defectos estructurales en el mineral en lugar de por una debilidad sistemática. La partición varía de cristal a cristal de un mismo mineral, mientras que todos los cristales de un mineral determinado exfoliarán si la estructura atómica permite tal propiedad. En general, la partición es causada por una cierta tensión aplicada a un cristal. Las fuentes de las tensiones incluyen la deformación (por ejemplo, un aumento de la presión), exsolution o maclado. Los minerales que a menudo muestran partición son los piroxenos, la hematita, la magnetita y el corindón.2 :39-406 :30-31

Cuando un mineral se rompe en una dirección que no corresponde a un plano de exfoliación, se habla de fractura. Hay varios tipos:

- concoidea, cuando se forman superficies redondeadas cóncavas o convexas, de relieve suave. Se produce sólo en minerales muy homogéneo, siendo el ejemplo clásico la fractura del cuarzo;
- lisa, cuando aparecen superficies planas, suaves y sin asperezas;
- desigual o irregular, cuando surgen superficies rugosas e irregulares. Se da en el cobre nativo2 :31-33;
- fibrosa o astillosa, cuando se rompe como una madera, formando astillas;
- ganchuda, cuando la superficie de rotura aparece dentada;
- terrosa, cuando se desmorona como un terrón.

La tenacidad está relacionada tanto con la exfoliación y la fractura. Mientras que la fractura y la exfoliación describen las superficies que se crean cuando el mineral se rompe, la tenacidad describe la resistencia que ofrece el mineral a tal ruptura. Los minerales pueden ser:2 :30-31

- frágiles, cuando rompen con facilidad con poco esfuerzo;
- maleables, cuando se laminan mediante golpes;
- sectiles, cuando se secciona con una cuchilla formando virutas;
- dúctiles, cuando se puede estirar convirtiéndose en un hilo;
- flexibles, cuando al ser doblados no recuperan la forma al cesar el esfuerzo;
- elásticos, cuando al ser doblados recuperan la forma al cesar el esfuerzo.

La densidad relativa (a veces llamada gravedad específica) describe numéricamente la densidad de un mineral. Las dimensiones de la densidad son unidades de masa divididas por unidades de

volumen: kg/m^3 o en g/cm^3 . La densidad relativa mide la cantidad de agua desplazada por una muestra mineral. Se define como el cociente de la masa de la muestra y la diferencia entre el peso de la muestra en el aire y su correspondiente peso en agua; la densidad relativa es una relación adimensional, sin unidades. Para la mayoría de los minerales, esta propiedad no sirve para caracterizarlos. Los minerales que forman las rocas —normalmente silicatos y ocasionalmente carbonatos— tienen una densidad relativa de 2.5–3.5.² :43–44

Una alta densidad relativa si permite diagnosticar algunos minerales. La variación química (y por consiguiente, en la clase mineral) se correlaciona con un cambio en la densidad relativa. Entre los minerales más comunes, los óxidos y sulfuros tienden a tener una alta densidad relativa, ya que incluyen elementos con mayor masa atómica. Una generalización es que los minerales metálicos o con brillo diamantino tienden a tener densidades relativas más altas que las que tienen los minerales no-metálicos o de brillo mate. Por ejemplo, la hematita, Fe_2O_3

tiene una densidad relativa de 5.2633 mientras que la galena, PbS , tiene una gravedad específica de 7.2–7.6,³⁴ que es el resultado de su alto contenido en hierro y en plomo, respectivamente. La densidad relativa es muy alta en los metales nativos; la kamacita, una aleación de hierro-níquel común en los meteoritos de hierro, tiene una densidad relativa de 7.9,³⁵ y el oro tiene una densidad relativa observada entre 15 y 19.3

Se pueden utilizar otras propiedades para identificar minerales, aunque son menos generales y solo aplicables a ciertos minerales.

La inmersión en ácido diluido (a menudo en HCl al 10%) ayuda a distinguir los carbonatos de otras clases de minerales. El ácido reacciona con el grupo del carbonato ($[\text{CO}_3]^{2-}$), lo que causa que el área afectada sufra efervescencia, con desprendimiento de gas dióxido de carbono. Esta prueba se puede ampliar para poner a prueba el mineral en su forma original de cristal o en polvo. Un ejemplo de esta prueba se realiza para distinguir la calcita de la dolomita, especialmente dentro de las rocas (caliza y dolomía, respectivamente). La efervescencia de la calcita es inmediata en ácido, mientras que para que lo haga la dolomita el ácido debe aplicarse a muestras en polvo o sobre una superficie rayada en una roca.² :44–45 Los minerales de zeolita no sufren efervescencia en ácido; en vez de eso, se vuelven esmerilados después de 5-10 minutos, y si se dejan en ácido durante un día, se disuelven o se convierten en un gel de sílice.³⁷

El magnetismo es una propiedad muy notable de ciertos minerales. Entre los minerales comunes, la magnetita muestra esta propiedad con fuerza, y también está presente, aunque no con tanta intensidad, en la pirrotita y la ilmenita.² :44-45

Algunos minerales también pueden identificarse mediante la prueba del sabor u olor. La halita, NaCl , es la sal de mesa; su homólogo de potasio, la silvita, tiene un sabor amargo pronunciado. Los sulfuros tienen un olor característico, sobre todo cuando las muestras están fracturadas, reaccionando o en polvo.² :44-45

La radiactividad es una propiedad poco frecuente, aunque algunos minerales pueden integrar elementos radiactivos. Pueden ser constituyentes que los definen, como el uranio en la uraninita, la

autunita y la carnotita, o como impurezas traza. En este último caso, la desintegración de los elementos radiactivos daña el cristal mineral; el resultado, denominado *halo radiactivo* o *halo pleocroico*, es observable mediante diversas técnicas, en especial en las láminas finas de petrografía.

Dado que la composición de la corteza terrestre está dominada por el silicio y el oxígeno, los elementos con silicatos son, con mucho, la clase de minerales más importante en términos de formación de rocas y diversidad: la mayoría de las rocas se componen en más de un 95% de minerales de silicato, y más del 90% de la corteza terrestre está compuesta por estos minerales.² : 104 Además de los componentes principales, silicio y oxígeno, son comunes en los minerales de silicato otros elementos comunes en la corteza terrestre, como el aluminio, el magnesio, el hierro, el calcio, el sodio y el potasio.² :5 Los silicatos más importantes que forman rocas son los feldespatos, los cuarzos, los olivinos, los piroxenos, los anfíboles, los granitos y las micas.

A su vez, los minerales no-silicatos se subdividen en varias clases por su química dominante: elementos nativos, sulfuros, haluros, óxidos e hidróxidos, carbonatos y nitratos, boratos, sulfatos, fosfatos y compuestos orgánicos. La mayoría de las especies minerales no silicatos son extremadamente raras (constituyen en total un 8% de la corteza terrestre), aunque algunas son relativamente comunes, como la calcita, piritita, magnetita y hematita. Hay dos estilos estructurales principales observados en los no-silicatos: el empaquetamiento compacto y los tetraedros enlazados como aparecen en los silicatos. Las estructuras compactas son una manera de empaquetar densamente átomos y reducir al mínimo el espacio intersticial. El empaquetado compacto hexagonal consiste en apilar capas en las que cada capa es la misma ("ababab"), mientras que el empaquetado cúbico consiste en grupos de apilamiento de tres capas ("abcabcabc"). Análogos a los tetraedros de sílice enlazados son los tetraedros que forman los iones SO₄ (sulfato), PO₄ (fosfato), AsO₄ (arseniato), y VO₄ (vanadato).

Los minerales no-silicatos tienen una gran importancia económica, ya que concentran más elementos más que lo hacen los minerales de silicato : y se explotan especialmente como menas.

Los silicatos son sales que combinan la sílice SiO₂ con otros óxidos metálicos. La base de la unidad de un mineral de silicato es el tetraedro [SiO₄]⁴⁻ : en la mayoría de casos, el silicio se encuentra coordinado cuatro veces, o en coordinación tetraédrica, con el oxígeno; en situaciones de muy altas presiones, el silicio estará coordinado seis veces, o en coordinación octaédrica, como en la estructura de perovskita o en el cuarzo polimorfo stishovita (SiO₂). (En el último caso, el mineral ya no tiene una estructura de silicato, si no de rutilo (TiO₂) y su grupo asociado, que son óxidos simples.) Estos tetraedros de sílice son luego polimerizados en algún grado para crear otras estructuras, como cadenas unidimensionales, láminas bidimensionales o armazones tridimensionales. El mineral de un silicato básico sin polimerización de tetraedros requiere de otros elementos que equilibren la base cargada 4-. En las otras estructuras de silicato son varias las combinaciones de elementos que equilibran esa carga negativa. Es común que el Si⁴⁺ sea sustituido por Al³⁺ debido a la similitud en radio iónico y en carga; en otros casos, los tetraedros de [AlO₄]⁵⁻ forman las mismas estructuras que lo hacían los tetraedros no sustituidos, pero los requisitos del equilibrio de cargas son diferentes.