

DANA · HURLBUT

T3

MANUAL DE MINERALOGÍA

TRATADO MODERNO PARA LA ENSEÑANZA
EN UNIVERSIDADES Y ESCUELAS ESPECIALES
Y PARA GUÍA DE INGENIEROS DE MINAS Y GEÓLOGOS

2.^a EDICIÓN

Compra Libro

Renacimiento

\$... *1.700 +*

Fecha

21 - XI - 69

Inv. #

60479

Inv. B.

40908



EDITORIAL REVERTÉ, S. A.
BARCELONA - BUENOS AIRES - MÉXICO

MCMLX

PRÓLOGO

En la 16.^a edición del *Manual de Mineralogía*, de Dana, se decía que «...la relación, más íntima cada día, entre la Mineralogía, la Química y la Física, ha sido puesta de manifiesto por muchas técnicas mineralógicas nuevas y lo que es más importante, por nuevos puntos de vista». Afirmación que se aplica lo mismo a los últimos siete años transcurridos como al decenio anterior. Los cambios habidos en la ciencia mineralógica la han hecho más cuantitativa, cambios reflejados en esta edición por los nuevos conceptos que han sido incorporados. Los métodos cuantitativos han sido introducidos siempre que ha sido posible pero de tal modo que no perjudiquen a la utilidad de la parte descriptiva que ha de subsistir como tal en cualquier tratado elemental de Mineralogía.

El capítulo dedicado a la Cristalografía ha sido ampliado para dar entrada al estudio de: 1) la proyección estereográfica, 2) las 32 clases cristalinas, 3) el cálculo de las relaciones axiales y 4) la roentgenocristalografía, materias que se complementan para hacer una exposición más completa de la cristalografía y enseñar al principiante a pensar cuantitativamente como mejor base para el estudio más avanzado. La variación más importante introducida en este libro ha sido el amplio uso que se hace en todo él de la Cristalquímica, como enlace básico y unificador que relaciona entre sí las propiedades de los minerales a través de consideraciones estructurales y químicas. La sección de «Cristalquímica» ha sido ampliada para incluir en ella lo suficiente en los principios generales que sirva de base para una mejor comprensión e interpretación de los grupos minerales. En la Sección de «Mineralogía Descriptiva» una breve exposición de la cristalquímica de cada clase precede a la descripción de las especies incluidas en esa clase.

La clasificación de los minerales, a excepción de los silicatos, es la utilizada en los tomos I y II de la séptima edición del *Sistema de Mineralogía*. Las subdivisiones más importantes de los silicatos y la disposición en ellas de las especies sigue la clasificación de Hugo Strunz en sus *Mineralogische Tabellen*, que es, en esencia, la utilizada en el tomo III del *Sistema de Mineralogía*.

En la preparación del original de esta edición he contado con la valiosa ayuda del Dr. Henry E. Wenden, Profesor de Mineralogía de la Universidad del Estado de Ohio y estoy muy agradecido al Profesor B. M. Shaub, del Smith College por las fotografías de los modelos de cristales.

CORNELIUS S. HURLBUT, JR.

Julio 1959.

1. HISTORIA DE LA MINERALOGÍA

La práctica de la Mineralogía es tan vieja como la civilización humana. Las pinturas de las tumbas del Valle del Nilo, realizadas hace unos 5000 años, muestran ya artifices ocupados en pesar malaquita y metales preciosos, en fundir menas de mineral y trabajando con gemas de lapislázuli y esmeralda. Los minerales y los productos de ellos derivados han figurado primordialmente en el desarrollo de nuestra cultura técnica actual, desde los preciados sílex del hombre de la Edad de la piedra hasta las menas de uranio del científico atómico de nuestros días. Las sustancias y productos minerales son indispensables para el bienestar, la salud y el nivel de vida del hombre moderno, y son los recursos naturales más valiosos que guarda celosamente una nación.

Es sorprendente que, a pesar del antiguo contacto del hombre con los minerales, empleados para su defensa, confort, ornato y, frecuentemente, para sus necesidades apremiantes, muchas personas tengan sólo una vaga idea sobre la naturaleza de un mineral e ignoren la existencia de una ciencia sistemática a ellos concerniente. Con todo, aquel que haya escalado una montaña, caminando por una playa o trabajado un jardín, habrá visto minerales en su estado natural. Las rocas de la montaña, la arena de la playa o el abono del jardín están totalmente, o en gran parte, formados por minerales. Más familiares nos son aún, en nuestra experiencia cotidiana, los productos hechos de minerales, ya que todos los artículos del comercio que son inorgánicos, si no son minerales por sí mismos, lo son por origen. Todos los materiales de uso común empleados en las modernas edificaciones, tales como el acero, el cemento, los ladrillos, el vidrio y el yeso, tienen su origen en minerales.

En general, podemos estimar los minerales como los materiales que forman las rocas de la corteza terrestre, y como tales constituyen el eslabón, tangible y físico, más importante de la historia de la Tierra. Debido a que la meta fundamental del mineralogista es dilucidar los aspectos históricos, químicos y físicos de la corteza terrestre, la denominación *mineral* y el estudio de la Mineralogía se limita a materiales de *origen natural*. De esta forma, el acero, el cemento, el yeso y el vidrio, aunque todos ellos derivan de minerales naturales como materia prima, no se consideran como tales, ya que han sufrido un proceso de transformación por la mano del hombre. El rubí sintético, aunque es idéntico física, estructural y químicamente al rubí en su estado natural, no es un mineral. Otra limitación impuesta a los minerales es que éstos deben ser de origen inorgánico. Así, quedan

eliminados el carbón, el aceite, el ámbar y el abono animal, aunque se presentan naturalmente en la corteza terrestre. La perla y la concha misma de la madreperla, aunque química y estructuralmente son iguales a los minerales aragonito y calcita, no son clasificadas como minerales.

Quizá, la limitación más significativa e importante que pone el mineralogista sobre la definición de un mineral, es que éste debe ser un *elemento o un compuesto químico*. Aun cuando son posibles variaciones en la composición dentro de la fórmula, debemos estar en situación de expresar la composición de un mineral por medio de una fórmula química. De esta forma se eliminan todas las mezclas mecánicas, aun cuando sean homogéneas y uniformes.

Ahora que hemos determinado lo que incluye y excluye el término mineral, podemos dar una definición del mismo como un *elemento o combinación química formado mediante un proceso inorgánico natural*. Esta definición limita lógicamente la esfera de actividad del mineralogista y permite la elaboración de una clasificación consecuente de los minerales.

La ciencia de la Mineralogía es un campo sintético de estudio íntimamente relacionado con la Geología por un lado y la Química y la Física por otro. El mineralogista puede encontrar en los mapas de campo formaciones de roca, depósitos minerales y aspectos estructurales de la corteza terrestre, y entonces someter las especies que recoja al trabajo de laboratorio, usando las técnicas de los químicos y de los físicos. No es ni mucho menos necesario, ni tan siquiera deseable, considerar la Mineralogía dividida en diferentes secciones; pero en este libro, con vistas a que resulte un tratado más sencillo, se han empleado las divisiones arbitrarias siguientes: *Cristalografía, Mineralogía física, Mineralogía química, Mineralogía descriptiva y Mineralogía determinativa*.

Aunque los mineralogistas modernos comparten las disciplinas científicas del físico y del químico y emplean técnicas físicas y químicas para la obtención de imágenes más ciertas y exactas de la naturaleza intrínseca de los minerales cristalinos, nunca han olvidado que son científicos naturales cuya finalidad propia es la búsqueda de las claves de los problemas de la historia de la tierra. Ni siquiera los mineralogistas, en su trato con los átomos y redes espaciales, han quedado insensibles a la llamada imaginativa del mundo de la belleza ordenada que se extiende a sus pies.

La historia de la mineralogía demuestra que técnicas y filosofía se han cambiado repetida y profundamente por la introducción de nuevos métodos y conceptos. La mineralogía está hoy en día en crecimiento vivo y debemos esperar revisiones fundamentales de puntos de vista y métodos en el futuro.

2. CRISTALOGRAFÍA

A) INTRODUCCIÓN

Los minerales, con pocas excepciones, poseen la distribución interna ordenada característica del estado sólido. Cuando las condiciones son favorables, pueden estar limitados por caras planas y pulidas y adquirir formas geométricas regulares conocidas como *crisales*. La mayor parte de los cristalógrafos emplean hoy en día el término crystal al referirse a cualquier sólido con estructura interna ordenada, posean o no caras externas. Caras limítrofes y pulidas son, en general, sólo un accidente del crecimiento y puesto que su destrucción no cambia en absoluto las propiedades fundamentales de un cristal, este empleo es razonable. Debemos, por tanto, trazar una definición más amplia de un crystal considerándolo como un sólido homogéneo que posee un orden interno tridimensional, que, bajo condiciones favorables, puede expresarse externamente por la formación de superficies planas y pulidas. El estudio de estos cuerpos sólidos y las leyes que gobiernan su crecimiento, forma externa y estructura interna, se denomina *cristalografía*. Aunque la cristalografía se desarrolló como una rama de la mineralogía, es hoy en día una ciencia aparte que no sólo trata con los minerales sino también con toda la materia cristalina. De esta manera, la cristalografía ha llegado a ser una herramienta poderosa en química, física, metalurgia y cerámica y se ha usado para resolver problemas relativos a refractarios, fármacos, semiconductores, aleaciones, jabones, gemas sintéticas y un cúmulo de otras sustancias hechas por el hombre.

En este capítulo se presentan los elementos de cristalografía de manera breve y elemental para introducir al lector en los hechos y principios más esenciales que son útiles para la mineralogía elemental. La exposición tratará principalmente de la geometría externa, o *morfología*, de los cristales bien formados, ya que una exposición sistemática de la estructura interna cae fuera de los límites de esta obra. Sin embargo, se está mejor equipado para comprender las estructuras cristalinas si se posee una sólida formación en morfología cristalina. Además, el hábito cristalino característico de muchos minerales constituye una ayuda valiosa en su identificación.

El término general *cristalino* será empleado en este libro para denotar la posesión de una distribución ordenada de átomos en la estructura, mientras que el término *crystal*, sin adjetivo, se empleará en el sentido tradicional de una forma geométrica regular limitada por caras planas. El término *crystal* se empleará en su

una solución. El ejemplo más familiar de cristalización por fusión es la formación de cristales de hielo, cuando el agua se hiela. Aunque ordinariamente no se considere así, el agua es hielo fundido. Cuando la temperatura es suficientemente baja, el agua no puede en modo alguno permanecer en su estado líquido, y se convierte en sólida por la cristalización en hielo. Las partículas de agua que estaban libres y podían moverse en cualquier dirección en el estado líquido, se encuentran ahora sujetas en una posición dada y dispuestas ellas mismas en un orden definido para formar una masa cristalina sólida. La formación de rocas ígneas de magmas fundidos, aunque más complicado, es un proceso similar a la congelación del agua.

En el magma hay muchos elementos disociados. Cuando el magma se enfría, los diferentes iones son atraídos unos por otros para formar los núcleos cristalinos de los diferentes minerales. La cristalización se produce por el aporte de iones en las mismas proporciones que forman las partículas minerales de la roca sólida resultante.

La tercera forma de cristalización es mucho menos frecuente que las otras dos mencionadas ya. Se trata de los cristales producidos directamente de un vapor. Los principios fundamentales de la cristalización son los mismos: los átomos químicos disociados, cuando se enfría el gas, se agrupan poco a poco hasta que al fin forman un sólido con una estructura cristalina definida. El ejemplo más conocido de esta manera de cristalización es la formación de los copos de nieve: el aire se carga con vapor de agua frío, y los cristales de nieve se forman directamente del vapor. Otro ejemplo de este tipo de cristalización lo tenemos en la formación de cristales de azufre en las fumarolas de las regiones volcánicas, donde los cristales han sido depositados por los vapores cargados de azufre.

La estructura interna de los cristales

El hecho más importante y fundamental relativo a las sustancias cristalinas es que las partículas que las forman están dispuestas de manera ordenada. Un cristal debe, por tanto, ser descrito como formado por un gran número de unidades extraordinariamente pequeñas distribuidas en una serie de repetición tridimensional. La nota característica de la estructura cristalina es repetición, y mecanismos de repetición de la disposición interna de los cristales han sido parangonados a los de los papeles de empapelar paredes, linóleo o estampados. La geometría de la distribución de las unidades que forman un cristal puede ser descrita, como la imagen de un papel, en función de un motivo o unidad fundamental y las reglas según las cuales este motivo se repite.

Estas unidades idénticas se distribuyen en los puntos de una red tridimensional de tal manera que todos ellos tienen idéntico alrededor. La red viene definida por las tres direcciones y las distancias según las cuales el motivo se repite. Se ha demostrado que sólo es posible tener catorce tipos de redes espaciales; otras combinaciones de puntos destruyen lo requerido por la red según la cual la distribución

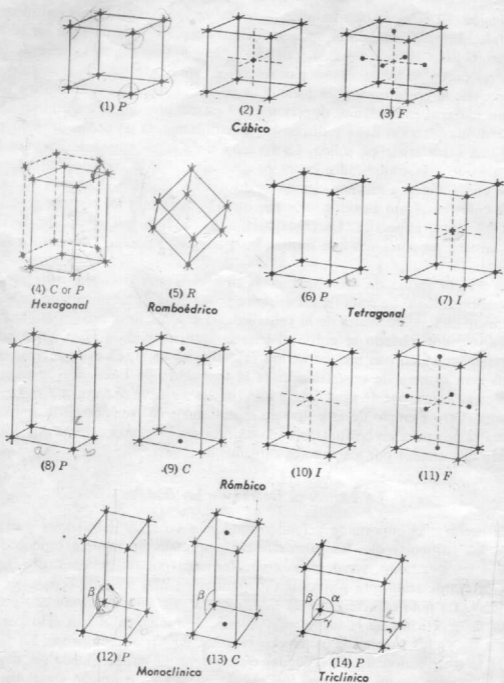


Fig. 1. Las catorce redes de Bravais.

de puntos alrededor de cada punto debe ser idéntico a los demás puntos. Esto fue demostrado por Bravais en 1848, y, por tanto, las redes se conocen como las 14 redes espaciales de Bravais (fig. 1).

La unidad más simple de una red es un paralelepípedo conocido como celda



Simetría Ángulos Traslaciones	Tipo de red Figura N.º y símbolo	Puntos reticulares *	Puntos por celda
Cúbico			
$\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$ $(a = b = c)$	(1) <i>P</i>	Puntos sólo en los vértices	1
	(2) <i>I</i>	Puntos en los vértices más un punto en el centro	2
$a_1 = a_2 = a_3$	(3) <i>F</i>	Puntos en los vértices más puntos en los centros de todas las caras	4
Hexagonal			
$\alpha = \beta = 90^\circ$ $\gamma = 120^\circ$ $(a = b \neq c)$	<i>P</i> (4) <i>o</i>	Puntos sólo en los vértices <i>o</i>	1
$a_1 = a_2 = a_3 \neq c$	<i>C</i>	Celda hexagonal con puntos en los vértices más puntos en los centros de aristas	4
Romboédrico			
$\alpha = \beta = \gamma \neq 90^\circ$ $a = b = c$	<i>P</i> (5) <i>o</i> <i>R</i>	Puntos sólo en los vértices	1
Tetragonal			
$\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$ $(a = b \neq c)$	(6) <i>P</i>	Puntos sólo en los vértices	1
$a_1 = a_2 \neq c$	(7) <i>I</i>	Puntos en los vértices más punto en en el centro de la celda.	2
Rómbico			
$\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$ $a \neq b \neq c$	(8) <i>P</i>	Puntos sólo en los vértices	1
	(9) <i>C</i>	Puntos en los vértices más puntos en los centros de 2 caras opuestas	2
	(10) <i>I</i>	Puntos en los vértices más punto en en el centro de la celda	2
	(11) <i>F</i>	Puntos en los vértices más puntos en los centros de todas las caras	4
Monoclínico			
$\alpha = \gamma = 90^\circ \neq \beta$ $a \neq b \neq c$	(12) <i>P</i>	Puntos sólo en los vértices	1
	(13) <i>C</i>	Puntos en los vértices más puntos en los centros de aristas	2
Triclínico			
$\alpha \neq \beta \neq \gamma$ $a \neq b \neq c$	(14) <i>P</i>	Puntos sólo en los vértices	1

(*) Aunque existan puntos en los ocho vértices de la celda unidad de una red primitiva, la tabla sólo cita uno por celda. Esto es debido a que cada punto queda compartido por ocho celdas próximas, y sólo un octavo del mismo pertenece a la celda. Un punto en el centro de una cara está compartido por dos celdas, y sólo medio pertenece a cada una de ellas.

unidad. En la figura 1 puede verse que algunas de ellas sólo tienen puntos en los vértices y se denominan *primitivas*; cada una contiene sólo una unidad del dibujo. Se diferencian entre sí por la longitud de las aristas y los ángulos (α , β y γ) entre las aristas. Otras redes tienen otros puntos en el centro de las caras o en la diagonal espacial y son celdas múltiples.

Las unidades estructurales que se unen en el espacio en el esquema reticular para formar los cristales y que podemos coger y ensayar, son átomos o grupos de átomos. En ciertos casos, como en los elementos nativos, estos átomos no están cargados, pero con más frecuencia llevan cargas eléctricas y se denominan *iones*. Los iones son átomos que se han cargado eléctricamente. Los iones cargados positivamente se denominan *cationes* porque se dirigen hacia el cátodo de una celda electrolítica; los cargados negativamente son *aniones* porque emigran al ánodo durante la electrolisis. La mayor parte de los minerales están formados por iones o grupos de iones unidos entre sí por fuerzas eléctricas que surgen entre cuerpos cargados con electricidad opuesta. La distribución en el espacio de estos iones y grupos iónicos y la naturaleza de las fuerzas eléctricas que los mantienen unidos forman la *estructura* del cristal. De manera semejante a como los educadores se refieren a los «ladrillos y mortero» al hablar de los edificios e instalaciones de una escuela, también reunimos en el término *estructura* los «ladrillos», es decir, átomos, iones y las cargas eléctricas el «mortero» que los une.

La celda unidad no puede ser jamás menor que un átomo, debido a que las relaciones entre los átomos y las fuerzas que los unen son factores importantes que determinan las propiedades del cristal. El número de átomos en una celda unidad es, en general, pequeño, entero o un múltiplo de la fórmula química más sencilla. Así, en el cuarzo la unidad estructural tiene 3 (SiO_2), en halita 4 (ClNa). Cualquier otra subdivisión menor no tendría las propiedades de la especie mineral.

Los átomos, iones o grupos iónicos que forman el cristal pueden considerarse como empaquetados o apilados según reglas geométricas, alrededor de los nudos, o puntos que definen la red de Bravais. Sin embargo, se ha demostrado que las distintas maneras de empaquetar, combinados con los catorce tipos reticulares, dan lugar a sólo 230 maneras posibles de distribución. Éstas se conocen como los *grupos espaciales*.

Evidencia de la estructura interna regular de los cristales

La evidencia de que los cristales poseen estructuras internas regulares la tenemos cuando consideramos sus diversas propiedades, especialmente exfoliación, forma externa y comportamiento ante la luz y los rayos X.

Forma externa. Si consideramos que los cristales están formados por la repetición tridimensional de una unidad estructural, la celda unitaria, las caras que la limitan dependen tanto de tales unidades como del medio ambiente en el cual aquéllas se agrupan. Tal como se emplea aquí, el medio ambiente incluye

influencias externas tales como la temperatura, presión, naturaleza de la solución, velocidad en la formación del cristal, tensión superficial y dirección de difusión en la solución.

Como ejemplo sencillo, consideremos un montón de ladrillos ordinarios, de idéntico tamaño y forma. Si se amontonan juntos de acuerdo con un plan ordenado, la forma de la masa resultante dependerá del tamaño de los ladrillos individuales y de las condiciones que rijan su disposición. Podrá resultar un conjunto cúbico si hacemos el apilamiento de una forma, y si de otra forma, un conjunto piramidal. En cualquier caso, si se ha seguido una ley en la agrupación, el resultado global, la pila, aparecerá como un cuerpo sólido y definido. Por otra parte, si se amon-

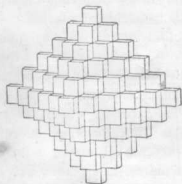


Fig. 2. Octaedro formado por pequeños cubos.

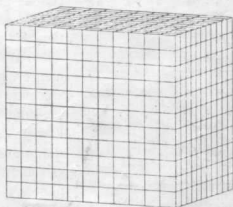


Fig. 3. Cubo formado por pequeños cubos.

tonan ladrillos de diferentes medidas y formas, y de cualquier manera, la apariencia externa del conjunto carecerá por completo de regularidad.

Es concebible que, si se han amontonado los ladrillos sin seguir un plan definido, por casualidad puede producirse una forma externa regular. Pero si nos encontrásemos cientos de montones regulares, todos ellos con la misma apariencia exterior, y formados siempre de ladrillos de igual forma y medida, sería imposible suponer que se tratase de una casualidad; todos tendrían que haber sido construidos de acuerdo con un plan.

Lo mismo ocurre con los cristales. La presencia de un sólido limitado por caras planas no podría, por sí solo, considerarse como una prueba de un orden interior; pero entre los minerales, si cientos de cristales de la misma substancia tienen todos una forma similar, puede afirmarse que la forma es el resultado de la misma estructura interna ordenada en cada cristal.

No es extraordinario encontrar en una determinada localidad muchos cristales del mismo mineral, todos ellos con apariencia idéntica. Sin embargo, los cristales de un mismo mineral de distintas localidades suelen tener una apariencia completamente diferente. Están contruidos con las mismas piezas fundamentales

(celdas unitarias), pero éstas se montan de tal forma que producen un aspecto exterior diferente.

Las figuras 2 y 3 demuestran cómo es posible que cristales de un mineral dado tengan formas externas diferentes, como expresión externa de la misma estructura interna. Como en el caso de los ladrillos, las unidades estructurales son las mismas en el tubo que en el octaedro, pero varía el régimen del crecimiento en diferentes direcciones. Estas formas son corrientes en la galena, pero las unidades componentes son tan pequeñas que las caras resultantes externas son superficies planas. La fluorita, por el contrario, tiene con frecuencia la forma de octaedros

formados por muchos cubos pequeños, y se parecen al grabado de la figura 2. Debe tenerse en cuenta que cada uno de los pequeños cubos contiene en realidad muchas celdas unitarias.

Para una estructura interna dada existen solamente cierto número de planos probables que sirven para limitar un cristal. Más aún: debe tenerse presente que, comúnmente, aparecen muy pocos. Las posiciones de las caras de un cristal vienen determinadas por las direcciones en las que la estructura interna presenta el mayor número de puntos o nudos reticulares. Los planos que incluyen el mayor número de nudos son los que con mayor frecuencia se encuentran como caras en los cristales. Consideremos la figura 4, que representa

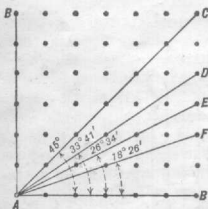


Fig. 4. Plano reticular en una red cristalina.

un plano de nudos en una determinada red cristalina. Los nudos están igualmente espaciados unos de otros y tienen una disposición rectilínea. Puede observarse que hay varias filas posibles a través de la red que incluyen mayor o menor número de nudos. Estas filas representarían la traza, en esta sección, de planos posibles, los que incluyen el mayor número de nudos reticulares, los que cortan AB y AC , serían los más comunes.

La regla que acabamos de mencionar, conocida por la ley de Bravais, es, generalmente, confirmada por la observación. Aunque la citada ley tiene excepciones, como fue señalado por Donnay y Harker,¹ es posible escoger las redes de tal forma que la regla se mantenga como válida.

Teniendo en cuenta que la estructura interna de cualquier substancia cristalina es constante, dado que las caras del cristal tienen una relación definida con esta estructura, es lógico que las caras tengan también una relación definida entre ellas. Esta realidad es conocida con el nombre de ley de la constancia de los ángulos interfaciales, que podrían definirse como sigue: los ángulos entre caras correspon-

¹ J. D. H. DONNAY y DAVID HARKER, «A New Law of Crystal Morphology Extending the Law of Bravais», *Am. Min.*, Vol. 22, 1937.

dientes en cristales diferentes de la misma substancia, son constantes. La figura 3 ilustrará también este punto. Dado que es una red cuadrada, la cara que corta a lo largo la línea *AC* forma un ángulo de 45° con la cara que corta a lo largo la línea *AB*, etc. Esto es fundamental y de gran importancia en la ciencia de la cristalografía, puesto que permite identificar un mineral por la medición de los ángulos interfaciales de sus cristales. Un mineral puede hallarse en cristales de forma y medidas ampliamente diferentes, pero los ángulos entre pares de caras correspondientes son siempre los mismos.

× **Exfoliación.** Aunque el concepto de la celda unidad es relativamente moderno, la idea de la formación de los cristales por unidades estructurales independientes es ya vieja. Hacia finales del siglo XVIII, HAÜY sugirió, en sus estudios de exfoliación de la calcita, que las unidades básicas de este mineral eran fragmentos exfoliados unidos entre sí. La exfoliación es esa propiedad que poseen muchos cristales de romperse según caras planas. En la calcita existen tres direcciones de exfoliación que le permiten romperse en fragmentos romboédricos, no teniendo importancia para ello el tamaño de las partículas finales. Uniendo estos fragmentos romboédricos en una forma regular, HAÜY construyó modelos con la misma configuración de caras y ángulos que mostrara cualquier cristal de calcita. Si la estructura interna de la calcita fuera heterogénea hubiera sido inexplicable la exfoliación. Esto solamente puede explicarse aceptando cierta estructura interna definida que permita y controle dicha exfoliación.

⊙ **Propiedades ópticas.** Otra evidencia que indica la regularidad de la estructura interna de los cristales se encuentra en el comportamiento de la luz en los cristales. Si los cristales carecieran del orden de la distribución interna y estuvieran formados por átomos mezclados al azar y de manera caótica, deberíamos esperar de las reglas generales de la probabilidad que la luz que se mueve a través de los cristales hallaría, en promedio, la misma distribución atómica a lo largo de cualquier camino. Sería, por tanto, frenada una cantidad igual independientemente de la dirección. Esto es cierto para los vidrios y deducimos de esta uniformidad en el comportamiento de la luz en los vidrios que tienen estructura interna caótica y desordenada. En la mayoría de los cristales, sin embargo, la velocidad de la luz es una función de la dirección en la que vibra.¹ En la calcita la diferencia en velocidad entre la luz que vibra en dos planos normales entre sí es tan grande que cuando un objeto se examina a través de un bloque transparente del mineral, se ve una imagen doble (ver fig. 369). La separación entre las dos imágenes es proporcional al espesor del bloque de calcita y puede decirse que cada imagen está formada por luz que está completamente polarizada, es decir, tiene un plano definido de vibración relacionado con direcciones cristalográficas. Tal fenómeno no puede ser explicado a no ser por la influencia decisiva del cristal.

¹ La luz vibra normalmente a la dirección de propagación y en todos los cristales, excepto los cúbicos, se descompone en dos rayos que vibran no sólo normalmente a la dirección del movimiento, sino también entre sí.

X Propiedades de los cristales

Debido a que los cristales poseen una estructura interna regular y ordenada, planos y direcciones diferentes, en el cristal tienen distribución atómica diferente. Consideremos la figura 5, que representa un modelo del empaquetado de átomos en el cloruro sódico, el mineral halita. Puede verse que cualquier plano paralelo a la cara frontal del modelo cúbico contendrá átomos alternantes de sodio y cloro

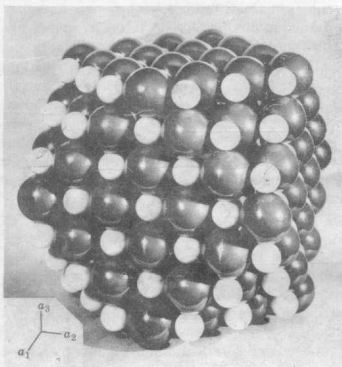


Fig. 5. Halita, ClNa , modelo del empaquetado, cuboctaedro. Na blanco, Cl oscuro. Fijarse en que los planos (001) están formados por hojas con igual número de iones Na y Cl, mientras los planos (111) están formados por hojas alternantes de iones de Na y iones de Cl. Tanto el Cl como el Na tienen coordinación 6 en una red cúbica de caras centradas. Esta estructura se halla también en la galena SPb.MgO y muchos otros compuestos AX.

según sus direcciones paralelas a las aristas y filas alternantes de átomos de sodio y cloro paralelas a las diagonales. Por otra parte, un plano que corte el vértice del cubo, tal como el que se ve en la figura 5, contendrá sólo átomos de sodio o de cloro, formando hojas bastante espaciadas. Los planos que cortan las aristas del cubo e inclinadas 45° con respecto a las caras del cubo contienen cintas bastante separadas de átomos alternantes de cloro y sodio paralelos a las aristas del cubo. Si se estudian cristales más complejos, nuevas dependencias más elaboradas se revelarán en la disposición atómica en el plano interceptor.

Esta condición da lugar a la variación regular de ciertas propiedades en función del plano o dirección considerado. Propiedades que varían con la dirección crista-

lográfica se denominan vectoriales. La propiedad tiene tanta magnitud como dirección; esto es, para una dirección dada en el cristal tiene una cierta magnitud, diferente de la magnitud en otras direcciones. Propiedades vectoriales de los cristales son dureza, conductividad térmica y eléctrica; dilatación térmica; velocidad de la luz; velocidad de crecimiento; velocidad de disolución; difracción de rayos X, electrones y neutrones; y muchas otras.

De estas propiedades, algunas varían de forma continua con la dirección; es decir, que si se elige una dirección cualquiera puede decirse que tiene una magnitud característica para la propiedad considerada. Tales propiedades pueden ser representadas gráficamente por sólidos redondeados cuya superficie se halla siempre a una distancia del centro proporcional a la magnitud de la propiedad. Dureza, conductividad eléctrica y térmica, expansión térmica y velocidad de la luz en el cristal son ejemplos de estas propiedades vectoriales continuas.

La dureza de algunos cristales varía tanto con la dirección cristalográfica que la dirección puede detectarse con sólo la prueba del rayado. Así, la cianita, un mineral con cristales característicos alargados en forma de hoja, pueden ser rayados con un simple cortaplumas en la dirección paralela a la elongación de los cristales; pero no se produce ninguna raya normalmente a la dicha dirección. La talla y pulimento de los diamantes depende del hecho de ser mucho más duros los diamantes en unas direcciones que en otras. Por ello, cuando un polvo de diamantes se emplea para cortar o pulir, una cierta proporción de los granos siempre presentan la superficie más dura y, por tanto, es capaz de cortar planos de cristal menos duros. Si una esfera perfecta tallada de un cristal se coloca en un cilindro con abrasivo y se hace girar durante cierto tiempo, las porciones más blandas del cristal se gastan más rápidamente. Resulta de ello un sólido no esférico que sirve como modelo de dureza de la substancia que se ha ensayado.

El carácter direccional de la conductividad eléctrica es de gran importancia en la manufacturación de los diodos de silicio y germanio, pequeños trozos de cristales de dichos elementos que sirven para rectificar la corriente alterna. Con el fin de obtener el efecto óptico el pequeño trozo del mineral debe estar orientado cristalográficamente, ya que la conducción eléctrica en tales cristales varía mucho con la orientación.

Los rodamientos de bolas de rubí sintético parecen muy útiles, debido a la gran dureza del rubí, dando así gran vida a dicho rodamiento. No obstante, el rubí, cuando se calienta, se dilata vectorialmente y la bola de rubí se haría rápidamente no esférica al elevarse la temperatura con la fricción. Sin embargo, ya que la figura de la expansión térmica del rubí es un elipsoide de revolución con una sección cíclica, los rodamientos de rubí son prácticos. La mayoría de los minerales tienen coeficiente de dilatación térmica diferentes en direcciones diferentes, por lo que son frágiles ante los cambios de temperatura y se craquelan fácilmente al calentarlos o enfriarlos. Vidrio de cuarzo, que tiene una estructura mucho menos regular que el cuarzo mismo, es más resistente a cambios térmicos que el mineral

Las propiedades vectoriales discontinuas, por otra parte, pertenecen sólo a ciertos planos y direcciones definidas del cristal y no pueden ser representadas por sólidos redondeados continuos. No existen valores intermedios de estas propiedades conectados con direcciones cristalográficas intermedias. Un ejemplo de tales propiedades lo constituyen la *velocidad de crecimiento*. La velocidad de crecimiento de un plano en un cristal está íntimamente conectado con la densidad de puntos de dicho plano. Vemos que un plano tal como *AB* en la figura 4 tiene mucha mayor densidad de puntos que los planos *AD*, *AE*, o *AF*. El cálculo de energía nos indica que la energía de las partículas en un plano tal *AB*, en el cual existe una gran densidad de puntos, es menor que la energía de las partículas en planos menos densos tales como *AF*. Por lo tanto, el plano *AB* será el más estable, debido a que en los procesos de cristalización la configuración de energía mínima es la de máxima estabilidad. Los planos *AF*, *AD*, *AE*, etc., crecerán más rápidamente que *AB* debido a que se necesitan menos partículas por unidad de superficie. En el crecimiento de un cristal a partir de un núcleo, las formas primitivas que aparecen en el cristal juvenil serán las de energía relativamente alta y crecimiento rápido. La adición continua de material a estos planos los desarrollará hacia fuera del cristal mientras que los planos que crecen con menor rapidez quedarán retrasados. Así, las aristas y los vértices del cubo pueden formarse por adición de materiales a los planos que cortan estas aristas y vértices. A medida que el crecimiento progresa las caras que crecen rápidamente desaparecen, llevándose a sí misma fuera de existencia, y edificando las formas de crecimiento más lento y más estables durante el proceso. En cuanto este estado se ha completado, el crecimiento es mucho más lento puesto que la adición de material nuevo se realiza enteramente en las formas de crecimiento lento y energía más baja. De esta manera, los cristales si se toman en distintos momentos de su desarrollo sirven como modelos de la velocidad de crecimiento del compuesto que se estudia.

Velocidad de disolución de un cristal en un disolvente químico que le ataca es de manera semejante un proceso de vectorial continuo y la solución de un cristal o de cualquier fragmento de un cristal único puede llevar a un poliedro más o menos definido. Un ejemplo más claro de la naturaleza vectorial de elaboración de la solución viene representado por las figuras de corrosión. Si un cristal se trata brevemente con un disolvente químico que le ataque, las caras se corroen. La forma de estos pozos de corrosión es regular y depende de la estructura del cristal, de la cara que ha sido atacada y de la naturaleza del disolvente. Se obtiene información muy valiosa sobre la geometría interna del cristal por el estudio de tales figuras de corrección.

La *difracción de rayos X*, *electrones* y *neutrones* por los cristales constituyen las técnicas de investigación más directas y poderosas que puede utilizar el mineralogista. Los fenómenos de difracción son ejemplos de propiedades vectoriales discontinuas de los cristales. (Ver página 119.)

La *exfoliación* puede considerarse como una propiedad vectorial discontinua

Las propiedades vectoriales discontinuas, por otra parte, pertenecen sólo a ciertos planos y direcciones definidas del cristal y no pueden ser representadas por sólidos redondeados continuos. No existen valores intermedios de estas propiedades conectados con direcciones cristalográficas intermedias. Un ejemplo de tales propiedades lo constituyen la *velocidad de crecimiento*. La velocidad de crecimiento de un plano en un cristal está íntimamente conectado con la densidad de puntos de dicho plano. Vemos que un plano tal como *AB* en la figura 4 tiene mucha mayor densidad de puntos que los planos *AD*, *AE*, o *AF*. El cálculo de energía nos indica que la energía de las partículas en un plano tal *AB*, en el cual existe una gran densidad de puntos, es menor que la energía de las partículas en planos menos densos tales como *AF*. Por lo tanto, el plano *AB* será el más estable, debido a que en los procesos de cristalización la configuración de energía mínima es la de máxima estabilidad. Los planos *AF*, *AD*, *AE*, etc., crecerán más rápidamente que *AB* debido a que se necesitan menos partículas por unidad de superficie. En el crecimiento de un cristal a partir de un núcleo, las formas primitivas que aparecen en el cristal juvenil serán las de energía relativamente alta y crecimiento rápido. La adición continua de material a estos planos los desarrollará hacia fuera del cristal mientras que los planos que crecen con menor rapidez quedarán retrasados. Así, las aristas y los vértices del cubo pueden formarse por adición de materiales a los planos que cortan estas aristas y vértices. A medida que el crecimiento progresa las caras que crecen rápidamente desaparecen, llevándose a sí misma fuera de existencia, y edificando las formas de crecimiento más lento y más estables durante el proceso. En cuanto este estado se ha completado, el crecimiento es mucho más lento puesto que la adición de material nuevo se realiza enteramente en las formas de crecimiento lento y energía más baja. De esta manera, los cristales si se toman en distintos momentos de su desarrollo sirven como modelos de la velocidad de crecimiento del compuesto que se estudia.

Velocidad de disolución de un cristal en un disolvente químico que le ataca es de manera semejante un proceso de vectorial continuo y la solución de un cristal o de cualquier fragmento de un cristal único puede llevar a un poliedro más o menos definido. Un ejemplo más claro de la naturaleza vectorial de elaboración de la solución viene representado por las figuras de corrosión. Si un cristal se trata brevemente con un disolvente químico que le ataque, las caras se corroen. La forma de estos pozos de corrosión es regular y depende de la estructura del cristal, de la cara que ha sido atacada y de la naturaleza del disolvente. Se obtiene información muy valiosa sobre la geometría interna del cristal por el estudio de tales figuras de corrección.

La difracción de rayos X, electrones y neutrones por los cristales constituyen las técnicas de investigación más directas y poderosas que puede utilizar el mineralogista. Los fenómenos de difracción son ejemplos de propiedades vectoriales discontinuas de los cristales. (Ver página 119.)

La exfoliación puede considerarse como una propiedad vectorial discontinua

y, como la forma del cristal, refleja la estructura interna, ya que la exfoliación se produce siempre a lo largo de aquellos planos que cortan a las fuerzas eléctricas más débiles. Esos planos son, en general, los que tienen espaciado y densidad mayores. *o menor*

B) SIMETRÍA

✓ Todos los cristales presentan una simetría definida por la disposición de sus caras, lo que permite agruparlos en diferentes clases. Las diversas operaciones que pueden realizarse sobre un cristal con el resultado de hacerlo coincidir con la posición inicial se conocen con el nombre de *operaciones de simetría*. Las operaciones de simetría fundamentales son las siguientes: 1) rotación alrededor de un eje, 2) reflexión sobre un plano, 3) rotación alrededor de un eje combinado con inversión (inversión rotatoria). La inversión alrededor de un solo centro es considerada por algunos como otra operación de simetría. Dado que es equivalente al eje monario de inversión rotatoria, no lo consideramos como operación, aunque por conveniencia se emplee el término *centro*.

✓ **Plano de simetría.** Un plano de simetría es un plano imaginario que divide un cristal en dos mitades, cada una de las cuales es la imagen especular de la otra. La parte sombreada de la figura 6 ilustra la naturaleza y posición de dicho plano de simetría. A cada cara, arista o vértice de un lado del plano corresponde una cara, arista o vértice en una posición similar al otro lado del plano de simetría.

✓ **Eje de simetría.** El eje de simetría es una línea imaginaria a través del cristal, alrededor del cual puede hacerse girar el cristal y repetir éste su aspecto dos o más veces durante una revolución completa. En la figura 7 la línea CC' es un eje de simetría, pues el cristal, cuando gira sobre él tendrá, después de una revolución de 180° , el mismo aspecto que al principio; o, en otras palabras, las caras, aristas y ángulos sólidos similares aparecerán en el lugar de los planos, aristas y ángulos sólidos correspondientes a la posición original. El punto A' ocuparía la posición original de A , B' , la de B , etc. Dado

que, en apariencia, el cristal se repite dos veces durante una revolución completa, a este eje se le denomina binario. Además de los ejes de simetría binarios (orden 2), existen el ternario (orden 3, o trigonal), el cuaternario (orden 4, o tetragonal) y el senario (orden 6, o hexagonal). La naturaleza de los cristales es tal, que no pueden existir otros ejes de simetría que los de orden 2, 3, 4 y 6 mencionados.

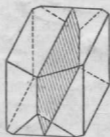


Fig. 6. Plano de simetría.

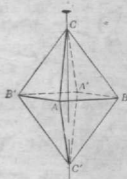


Fig. 7. Eje de simetría.

Centro de simetría. Se dice que un cristal tiene centro de simetría cuando al hacer pasar una línea imaginaria desde un punto cualquiera de su superficie a través del centro se halla sobre dicha línea y a una distancia igual, más allá del

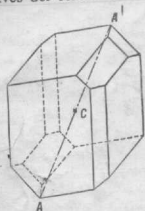


Fig. 8. Centro de simetría.

centro, otro punto similar al primero. Esta operación se la conoce con el nombre de *inversión*. De este modo el cristal en la figura 8 tiene un centro de simetría, ya que el punto *A* se repite en el punto *A'* sobre la línea que pasa desde *A* a través del centro, *C*, del cristal; las distancias *AC* y *A'C* son iguales. Caras paralelas y similares en lados opuestos del cristal indican un centro de simetría.

✓ **Eje de inversión rotatoria.** Este elemento de simetría compuesto combina una rotación alrededor de un eje con inversión sobre un centro. Ambas operaciones deben completarse antes de que se obtenga la nueva posición. Si la única simetría que posee un cristal es un centro, la rotación correspondiente es un eje monario (de orden 1) de inversión. Existen también ejes de inversión de orden 2, 3, 4 y 6. Consideremos el mecanismo de un eje de inversión. En la operación de un eje cuaternario aparecerán cuatro puntos idénticos, cada uno a los 90° de giro, todos en la parte superior o todos en la parte inferior del cristal. En la operación de ejes cuaternarios de inversión, por el contrario, se hallarán también cuatro puntos idénticos, pero dos estarán en la parte superior y dos en la parte inferior del cristal. La operación de tal eje implica cuatro rotaciones de 90° , cada una de ellas seguida por una inversión. De este modo, si el primer punto está en la parte superior del cristal, el segundo está en la inferior, el tercero en la superior y el cuarto nuevamente en la inferior. La figura 9 representa un cristal con un eje cuaternario de inversión.

Otro elemento de simetría compuesta combina la rotación alrededor de un eje con la reflexión sobre un plano, y se denomina reflexión rotatoria. Con dicha operación se puede obtener la misma simetría que con la inversión rotatoria, pero, teniendo en cuenta que la inversión rotatoria ha sido adoptada por acuerdo internacional, le daremos preferencia en este libro.

Notación de la simetría. El eje, el plano de inversión y el centro se conocen con el nombre de *elementos de simetría*. Para describir la simetría completa de un cristal, es conveniente emplear una especie de notación taquigráfica de los elementos de la simetría. El eje de rotación viene indicado por A_n , el eje de inversión rotatoria por P ; y el centro por C . De esta forma la simetría

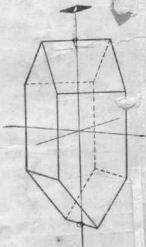


Fig. 9. Eje cuaternario de inversión.

de un cristal con un centro, cuatro ejes binarios, un eje cuaternario y cinco planos, se escribiría: $C, 4A_2, 1A_4, 5P$.

La notación arriba indicada es una de las muchas que han sido propuestas por los cristalógrafos, pero se expone porque es la más generalizada y fácil para el estudiante. No obstante, los símbolos que han sido aceptados internacionalmente se conocen con el nombre de *Hermann-Mauguin*. La describiremos a continuación, pues su uso es constante en todos los trabajos modernos de cristalografía. A primera vista, puede parecer que los símbolos Hermann-Mauguin son innecesarios. No obstante, con ellos se puede, no solamente expresar la simetría externa (*simetría puntual*) sino también la simetría interna del cristal, mucho más complicada (*simetría espacial*). A continuación se da una descripción general de los símbolos Hermann-Mauguin:

1. Los ejes de simetría se denotan por números, y los ejes de inversión por números con un trazo en la parte superior, por ejemplo $\bar{6}, 4, \bar{3}$. Los planos de simetría se indican con la letra m . Un eje de simetría con un plano normal se representa además por un quebrado, como por ejemplo $2/m, 4/m$.

2. En los sistemas hexagonal, tetragonal, cúbico y monoclínico, la primera parte del símbolo se refiere al eje de simetría principal, como el 4 e nel símbolo.

3. En el sistema cúbico, la segunda y tercera parte del símbolo se refieren a los elementos de simetría ternaria y binaria, respectivamente. El elemento binario puede ser un eje, como en el caso de la clase 432 , o un plano, como en el caso de la clase $\bar{4}3m$, o la combinación de un eje y un plano como en la clase $4/m\bar{3}2/m$.

4. En el sistema tetragonal, los símbolos segundo y tercero se refieren a los elementos de simetrías axial y diagonal. Por ejemplo, en el de clase $42m$, el 2 se refiere al eje binario que coincide con el eje cristalográfico a ; la m se refiere a un plano de simetría en la posición de 45° .

5. En el sistema hexagonal, los símbolos segundo y tercero se refieren a los elementos de simetría axial y axial alterna. Así, en la clase $\bar{6}m2$, existen planos de simetría verticales que comprenden los tres ejes cristalográficos, y ejes binarios que están a 30° de aquéllos.

6. En el sistema rómbico, los símbolos se refieren a los elementos de simetría por el orden de a, b, c . Por ejemplo, en la clase $mm2$, los ejes a y b están sobre planos de simetría verticales y el eje c es un eje binario. Este orden es mucho más útil para denominar grupos espaciales que clases cristalinas.

Clases de simetría. Las combinaciones posibles de los elementos de simetría que acabamos de describir, dan origen a treinta y dos *clases cristalinas* distintas (grupos puntuales). Ha sido demostrado por consideraciones teóricas, que éstas son todas las clases posibles de simetría de un cristal. Estas treinta y dos clases pueden ser agrupadas en seis *sistemas*, teniendo en cuenta la gran relación existente entre la simetría de ciertas clases. La mayor parte de los minerales corrientes cristalizan en 10 ó 12 de las 32 clases cristalinas posibles, y de este modo éstas son de mayor importancia para el mineralogista.

En el cuadro que figura en esta página aparece la lista de todas las clases cristalinias con sus elementos de simetría. Se indican con negritas las 15 clases más importantes para el mineralogista, y que son las que se describen con detalle en las páginas siguientes.

Se han propuesto nombres muy diferentes para designar cada una de estas clases cristalinias. Los usados en este cuadro fueron propuestos por Groth y derivan del nombre de la *forma general* en cada clase cristalina, es decir, la forma cuyas caras cortan a los ejes cristalográficos a distancias diferentes entre sí.

LAS 32 CLASES CRISTALINAS

<i>Sistema cristalinio</i>	<i>Clase cristalina</i>	<i>Simetría</i>	<i>Símbolos de Hermann-Mauguin</i>
Cúbico	Hexaquisoctaédrica	$C, 3A_4, 4A_2, 6A_2, 9P$	$4/m\bar{3}2/m$
	Icositetraédrica pentagonal	$3A_4, 4A_2, 6A_2$	432
	Hexaquistetraédrica	$3A_2, 4A_2, 6P$	$43m$
	Diploédrica	$C, 3A_2, 4A_2, 3P$	$2/m\bar{3}$
	Tetartoédrica	$3A_2, 4A_2$	23
Hexagonal División hexagonal	Bipiramidal dihexagonal	$C, 1A_6, 6A_2, 7P$	$6/m2/m2/m$
	Trapezoédrica hexagonal	$1A_6, 6A_2$	622
	Piramidal dihexagonal	$1A_3, 6P$	6mm
	Bipiramidal ditrigonal	$1A_3, 3A_2, 4P$	$\bar{6}m2$
	Bipiramidal hexagonal	$C, 1A_6, 1P$	6/m
	Piramidal hexagonal	$1A_6$	6
	Bipiramidal trigonal	$1A_3, 1P$	6
Hexagonal División romboédrica	Escalenoédrica hexagonal	$C, 1A_3, 3A_2, 3P$	$\bar{3}2/m$
	Trapezoédrica trigonal	$1A_3, 3A_2$	32
	Piramidal ditrigonal	$1A_3, 3P$	3m
	Romboédrica	$C, 1A_3$	3
	Piramidal trigonal	$1A_3$	3
Tetragonal	Bipiramidal ditetragonal	$C, 1A_4, 4A_2, 5P$	$4/m2/m2/m$
	Trapezoédrica tetragonal	$1A_4, 4A_2$	422
	Piramidal ditetragonal	$1A_2, 4P$	4mm
	Escalenoédrica tetragonal	$3C_2, 2P$	$42m$
	Bipiramidal tetragonal	$C, 1A_4, 1P$	4/m
	Piramidal tetragonal	$1A_4$	4
	Biesfenóidica tetragonal	$1AP_4$	$\bar{4}$
Rómbico	Bipiramidal rómbica	$C, 3A_2, 3P$	$2/m2/m2/m$
	Biesfenóidica rómbica	$3A_2$	222
	Piramidal rómbica	$1A_2, 2P$	mm2
Monoclínico	Prismática	$C, 1A_2, 1P$	2/m
	Esfenóidica	$1A_2$	2
	Domática	1P	m
Triclínico	Pinacoidal	C	$\bar{1}$
	Pedral	Sin simetría	1

C) NOTACIÓN CRISTALOGRAFICA

➤ **Ejes cristalográficos.** / Al describir cristales resulta muy conveniente tomar, siguiendo los métodos de la geometría analítica, como líneas de referencia ciertas líneas que pasen por el centro del cristal ideal. A estas líneas imaginarias se las conoce con el nombre de *ejes cristalográficos* y se toman paralelas a las aristas de intersección de las caras principales del cristal. Además, la posición de los ejes cristalográficos viene fijada por la simetría de los cristales, ya que en muchos de ellos son precisamente los ejes de simetría, o bien son normales a los planos de simetría existentes en el cristal.

Todos los cristales, con excepción de los que pertenecen al sistema hexagonal (véase pág. 58), se refieren a tres ejes cristalográficos. En el caso general (sistema triclínico), los ejes tienen longitud diferente y son oblicuos entre sí; mas, para simplificar en la descripción de su orientación convencional, consideremos la fig. 10. Aquí los ejes son mutuamente perpendiculares y cuando se coloquen en su posición correcta quedan orientados como sigue:

Un eje, al que llamaremos *a*, es horizontal y está en posición frontal-lateral; otro eje, al que llamaremos *b*, es horizontal también y su posición es de derecha a izquierda; el tercer eje, llamado *c*, es vertical.

Los extremos de cada eje se designan con el signo + ó —: el extremo frontal de *a*, el extremo derecho de *b* y el extremo superior de *c*, son positivos; los extremos opuestos, son negativos.

➤ **Sistemas cristalinos.** / Algunas de las treinta y dos clases cristalinas arriba citadas tienen características simétricas comunes, lo cual permite su agrupación en grandes grupos, denominados *sistemas cristalinos*. A continuación se citan los seis sistemas cristalinos con los ejes cristalográficos y la simetría característica de cada uno.

Sistema cúbico. / Todos los cristales del sistema cúbico tienen cuatro ejes de simetría ternarios, y los ejes cristalográficos son perpendiculares entre sí y de igual longitud.

Sistema hexagonal. / Todos los cristales del sistema hexagonal tienen un eje de simetría ternario o senario. Se toman cuatro ejes cristalográficos; tres ejes horizontales, iguales entre sí, que se cortan en ángulos de 120° , siendo el cuarto de longitud diferente a aquéllos y perpendicular al plano de los otros tres.

Sistema tetragonal. / Los cristales del sistema tetragonal se caracterizan por tener un solo eje cuaternario. Los cristales se refieren a tres ejes perpendiculares entre sí, siendo de igual longitud los dos horizontales, pero el eje vertical es de longitud diferente de los otros dos.

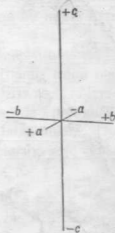


Fig. 10. Ejes cristalográficos rómicos.

Sistema rómbico. Los cristales del sistema rómbico tienen tres elementos de simetría binaria, es decir, planos de simetría o ejes binarios. Se toman como referencia tres ejes perpendiculares entre sí, todos ellos de diferente longitud.

Sistema monoclinico. Los cristales del sistema monoclinico se caracterizan por poseer un eje binario o un plano de simetría, o la combinación de un eje binario y un plano. Los cristales se refieren a tres ejes desiguales, dos de los cuales se cortan según un ángulo oblicuo y el tercero es perpendicular al plano de los otros dos.

Sistema triclinico. Los cristales en el sistema triclinico tienen un eje monario como única simetría. Éste puede ser un eje giratorio sencillo o un eje monario de inversión. Los cristales se refieren a tres ejes desiguales, todos ellos de intersección oblicua entre sí.

Relación axial. En todos los sistemas cristalinos, con la excepción del cúbico, existen ejes cristalográficos de longitud diferente entre sí. Si fuese posible aislar una celda unidad y medir cuidadosamente las dimensiones de las aristas paralelas a los ejes cristalográficos estaríamos en situación de hallar inmediatamente las relaciones existentes entre la longitud de cada arista.

El cristalógrafo, empleando los rayos X, no puede aislar la celda elemental, pero sí puede medir con exactitud las dimensiones de la misma en unidad angstrom, (Å).¹ Así, para el mineral rómbico azufre, las dimensiones de la celda son 10,48 Å, a lo largo del eje *a*; 12,92 Å, a lo largo del *b*, y 24,55 Å a lo largo del eje *c* (fig. 11). Haciendo que el valor de *b* sea igual a 1, podemos escribir que $a : b : c = 0,81 : 1 : 1,90$. De esta forma se expresan las longitudes relativas, no las absolutas de las aristas de la celda que corresponde a los ejes cristalográficos.

Las relaciones axiales fueron calculadas muchos años antes que los rayos X hicieran posible determinar las dimensiones absolutas de la celda unidad. Midiendo los ángulos interfaciales en el cristal, y mediante ciertos cálculos, es posible llegar a las relaciones axiales que expresen las longitudes relativas de los ejes cristalográficos.

Resulta interesante observar que las relaciones de los ejes calculadas actualmente a base de las dimensiones de la celda unidad, son las mismas que las relaciones antiguas derivadas de las medidas morfológicas. Por ejemplo, la relación axial para el azufre es como sigue:

$$a : b : c = 0,8131 : 1 : 1,9034 \text{ de acuerdo con los cálculos morfológicos;}$$

$$a : b : c = 0,811 : 1 : 1,900 \text{ obtenidas por medida de la celda unidad.}$$

Una unidad angstrom equivale a 0,00000001 cm.

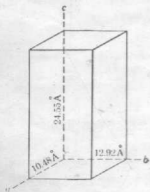


Fig. 11. Celda unidad del azufre.

Más adelante, en la página 110, haremos un breve estudio sobre Cálculo de la relación axial.

➤ **Parámetros.** Las caras del cristal se definen mediante su intersección en los ejes cristalográficos. Así, al describir una cara de un cristal es necesario determinar si es paralela a dos ejes y corta al tercero, o si es paralela a un eje y corta a los otros dos, o bien, si corta a los tres. Además debe determinarse a qué distancia relativa corta la cara a los diferentes ejes. Ya hemos visto al tratar de las relaciones axiales que tal relación expresa las longitudes relativas de los ejes. Para el azufre, el eje a es 0,8 con relación al eje b , y el c es 1,9 veces más largo que el

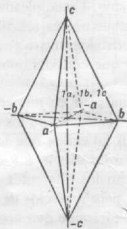


Fig. 12. Bipirámide de azufre.

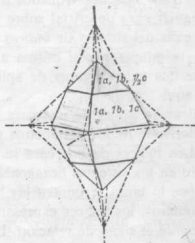


Fig. 13. Azufre.

eje b . Para la cara de un cristal que corte los ejes cristalográficos a estas distancias relativas (tomándolas como distancias unidad), las intersecciones deberían darse como: uno sobre a , uno sobre b , y uno sobre c , o sea $1a, 1b, 1c$ (véase fig. 12).

Una cara que corte los dos ejes horizontales a distancias proporcionales a las longitudes unidad, y corte al eje vertical a una distancia dos veces su longitud unidad relativa, tendrá por parámetros $1a, 1b, 2c$. Hay que tener presente que estos parámetros son estrictamente relativos en sus valores y no indican ninguna longitud real. Para ilustrar esto mejor aún, consideremos la figura 13, que representa un cristal de azufre. Las formas que presenta son dos pirámides de diferente pendiente, pero cada una corta los tres ejes del cristal, una vez prolongados convenientemente. La bipirámide inferior corta los dos ejes horizontales a distancias que son proporcionales a sus longitudes unitarias. Los parámetros de la cara de esta bipirámide que corta los extremos positivos de los tres ejes cristalográficos son: $1a, 1b$ y $1c$. La bipirámide superior corta los dos ejes horizontales tal como muestran las líneas de puntos, también a distancias que, aunque mayores que en la bipirámide inferior, son aún proporcionales a las longitudes unitarias. Sin em-

bargo, corta al eje vertical a una distancia que, considerada en relación con su intersección con los ejes horizontales, es proporcional en la mitad de la longitud unitaria de c . Los parámetros de una cara de esta forma serían por lo tanto, $1a$, $1b$, $1/2c$. De esto se deduce que los parámetros $1a$, $1b$, en los ejemplos representados, no tienen las mismas distancias reales, sino que expresan solamente valores relativos. Los parámetros de una cara no determinan, en modo alguno, su tamaño, ya que una cara puede ser desplazada paralelamente a ella misma a cualquier distancia, sin variar los valores relativos de sus intersecciones con los ejes cristalográficos.

Índices. Han sido desarrollados diversos métodos para expresar la intersección de cualquier cara de cristal sobre los ejes del mismo. La empleada más universalmente es la del sistema de *Índices de Miller*. Aunque no sea sencilla para un principiante, se adapta por sí misma a los cálculos cristalográficos y, por consiguiente, tiene una extensa gama de aplicación, por lo que consideramos útilísimo introducirla aquí.

Los índices de Miller de una cara consisten en una serie de números enteros que se han derivado de los parámetros por inversión y reducción de los quebrados resultantes. Los índices de una cara se dan siempre en tal orden que los tres números (cuatro en los sistemas hexagonales) se refieren a los ejes a , b y c , respectivamente, y por lo tanto se omiten las letras que indican los diferentes ejes. Igual que los parámetros, los índices expresan una relación, pero a efectos de brevedad, también se omite el signo de relación. La cara de la bipirámide que aparece en la figura 13, que tenía $1a$, $1b$, $1c$ por parámetros, tendrá como índices (111) (léase: uno, uno, uno). La cara de la figura 14 tiene $1a$, $1b$, ∞c como parámetros, e invirtiendo, $\frac{1}{1}$, $\frac{1}{1}$, $\frac{1}{\infty}$, de donde el índice es (110). Caras que tengan respectiva-

mente los parámetros $1a$, $1b$, $1/2c$ y $1a$, $1b$, $2c$, tendrían como ecuación $\frac{1}{1}$, $\frac{1}{1}$, $\frac{2}{1}$

y $\frac{1}{1}$, $\frac{1}{1}$, $\frac{1}{2}$. De este modo, procediendo a la reducción de las fracciones, resultará, respectivamente, (112) y (221).

Es conveniente algunas veces, cuando se desconocen las intersecciones exactas, emplear un símbolo general (hkl) para los índices Miller: aquí, la h , la k y la l representan cada una un número entero. En este símbolo, la h , la k y la l son, respectivamente, los recíprocos¹ de las intersecciones racionales, pero desconocidas, sobre los ejes a , b y c . El símbolo (hkl) indicará que una cara corta los tres ejes cristalográficos. Si la cara es paralela a uno de los ejes cristalográficos y corta los otros dos, los símbolos generales se escribirían como sigue ($0kl$), ($h0l$) y ($hk0$). Una

¹ Corresponden realmente a los numeradores de las fracciones paramétricas una vez reducidas a su mínimo común denominador. (N. T.)

cara paralela a dos ejes se considera que corta el tercero a distancia unidad, y por lo tanto los símbolos serían (100), (010), (001).¹

Hasta aquí hemos considerado solamente aquellas caras que intersectan los extremos positivos de los ejes cristalográficos. Para denotar si corta el extremo ne-

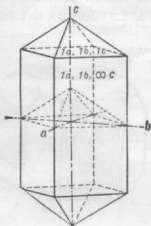


Fig. 14 Prisma y bipirámide.

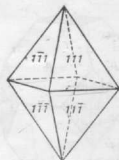


Fig. 15. Bipirámide.

gativo de un eje, se pone una línea sobre el número o letra correspondiente, tal como se ilustra en la figura 15.

Cuando empezó el estudio de los cristales se descubrió que, para una cara cualquiera, los índices deben expresarse siempre por números enteros. Las relaciones entre ellos podrán ser 1 : 2, 2 : 1, 2 : 3, 1 : ∞, etc., pero nunca 1 : √2, etc. Esto se conoce con el nombre de *ley de la racionalidad de los índices*.

× **Forma.** Aunque el término *forma*, se emplea muchas veces para indicar la apariencia exterior general de un cristal, deberá reservarse para emplearlo en un sentido estricto y especial. Así, en cristalografía, la forma incluye todas aquellas caras que tienen una apariencia similar, aun en el caso en que sean de diferentes tamaños y aspectos, debido a la deformación del cristal. La equivalencia de caras viene frecuentemente evidenciada por las estriaciones, corrosiones o crecimientos naturales, según se indica en las figuras 16 y 17; pero en algunos cristales la similitud de las caras de una forma puede verse solamente después de la corrosión con algún ácido.

Todas las caras de una forma tienen una posición similar con relación a los elementos de simetría. En la figura 15 aparece una forma cristalina sencilla, conocida con el nombre de bipirámide. En la clase particular de simetría a la cual pertenece, los tres ejes del cristal son ejes binarios y los planos axiales son planos de simetría. En estas condiciones, si suponemos la presencia de la cara (111), deberán existir las otras siete caras, ya que todas ellas tienen relaciones similares con los elementos de simetría. Estas ocho caras constituyen una forma, y, dado que

Aquellas formas ρ^1

limitan un espacio, se denominan *formas cerradas*. (Ver figs. 33-42.) Las formas de las figuras 23-32 no limitan espacio, y por lo tanto se denominan *formas abiertas*.

Teniendo en cuenta que las formas de los cristales dependen de la simetría, existen muchas clases de formas. Y serán tratadas con detenimiento al estudiar la clase o clases de simetría en que se las encuentre. Las formas del sistema cúbico

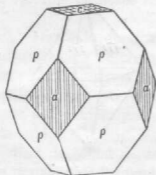


Fig. 16. Apofillita.

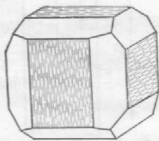


Fig. 17. Pirita.

tienen nombres individuales especiales. Para las formas de los otros sistemas, se emplean las mismas denominaciones generales:

Pedión. Forma cristalina integrada por una cara sencilla (fig. 18).

Pinacoide. Con este nombre se conoce la figura formada por dos caras opuestas y paralelas (fig. 19):

Domo. Dos caras no paralelas, simétricas con relación a un plano de simetría (fig. 20).

Esfenoide. Dos caras paralelas simétricas con respecto a un eje binario o tetragonal (fig. 21).

Biesfenoide. Forma de cuatro caras en la que las dos caras del esfenoide superior alternan con las dos caras del esfenoide inferior (fig. 22).

Prisma. Es la forma compuesta de 3, 4, 6, 8 ó 12 caras, todas ellas formando una zona. Excepto para ciertos prismas en el sistema monoclinico, el eje de zona es uno de los ejes cristalográficos principales (figs. 23-28).

Pirámide. Así se denomina a la forma compuesta de 3, 4, 6, 8 ó 12 caras no paralelas entre sí que se cortan en un punto (figs. 29-32).

Escalenoedro. Forma cerrada de 8 caras (tetragonal, fig. 33) ó 12 caras (hexagonal, fig. 34), con las caras agrupadas en pares simétricos. En las formas de 8 caras aparecen dos pares de caras arriba y dos pares abajo, en posición alterna. En las formas de 12 caras, tres pares de caras arriba y tres pares abajo, en posición alterna. En los cristales perfectamente desarrollados, cada cara es un triángulo escaleno.

Trapezoedro. Forma cerrada de 6, 8, 12 ó 24 caras (figs. 35-37), con 3, 4



Fig. 18. Pedión.

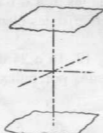


Fig. 19. Pinacoide.

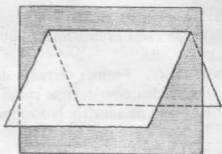


Fig. 20. Domo.

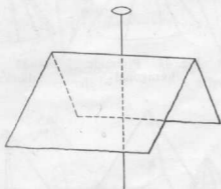


Fig. 21. Esfenoide.



Fig. 22. Biesfenoide.



Fig. 23. Prisma trigonal.

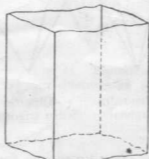


Fig. 24. Prisma tetragonal.

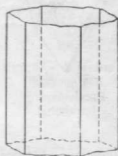


Fig. 25. Prisma hexagonal.



Fig. 26. Prisma dihexagonal.



Fig. 27. Prisma rómbico vertical.

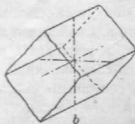


Fig. 28. Prisma rómbico horizontal.

ó 6 caras superiores giradas con respecto de las 3, 4 ó 6 caras inferiores. El trapezoedro de 24 caras es una forma cúbica. En cristales bien desarrollados, cada cara es un trapezoide.

Bipirámide. Formas cerradas de 6, 8, 12, 16 o 24 caras (figs. 38-42). Las bipirámides pueden considerarse como formadas por reflexión de una pirámide mediante un plano de simetría horizontal.



Fig. 29. Pirámide trigonal.



Fig. 30. Pirámide tetragonal.

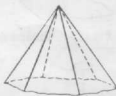


Fig. 31. Pirámide hexagonal.



Fig. 32. Pirámide dihexagonal.

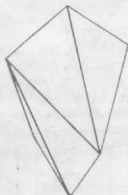


Fig. 33. Escalenoedro tetragonal.



Fig. 34. Escalenoedro hexagonal.

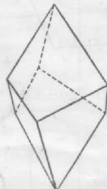


Fig. 35. Trapezoedro trigonal.

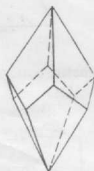


Fig. 36. Trapezoedro tetragonal.

Romboedro. Seis caras que constituyen una forma cerrada. Todas las caras son idénticas, pero difieren del cubo en que las aristas de intersección de las caras no son normales entre sí. Los romboedros se encuentran solamente en los cristales de la subclase romboédrica del sistema hexagonal.

Los índices de Miller se emplean con frecuencia como el símbolo de una forma. Dicho símbolo es sencillamente el de la cara más simple y comprende todas las de la forma. Cuando son empleados en esta forma, el símbolo deberá cerrarse entre paréntesis, como (hkl) , para distinguirlos de los índices, como hkl , y que se refieren a una cara individual.

Es muy conveniente indicar en los dibujos de los cristales las caras de la forma por la misma letra. La selección de la letra que debe asignarse a una forma dada depende principalmente de la persona que describió por primera vez el cristal. No obstante, existen ciertas formas sencillas que, por convencionalismo, reciben

usualmente la misma letra. Así, a los tres pinacoides que cortan los ejes a , b y c , se les asignan las letras a , b y c respectivamente (fig. 43). La letra m se usa normalmente para $\{100\}$ y la p para $\{111\}$ (fig. 44).

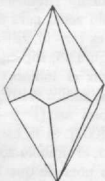


Fig. 37. Trapezoedro hexagonal.

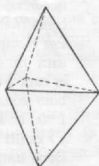


Fig. 38. Bipirámide trigonal.

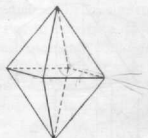


Fig. 39. Bipirámide tetragonal.

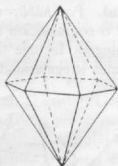


Fig. 40. Bipirámide hexagonal.



Fig. 41. Bipirámide ditetragonal.

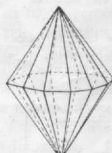
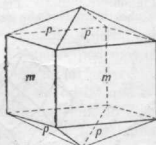
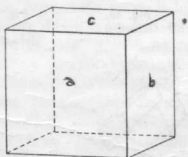


Fig. 42. Bipirámide dihexagonal.



Figs. 43 y 44. Simbolismo convencional en el dibujo de cristales.

Zonas. Uno de los hechos claramente visibles en muchos cristales es una disposición tal de un grupo de caras, que sus aristas de intersección sean mutuamente paralelas. Consideradas en conjunto, estas caras forman una zona. La línea a través del centro del cristal que sea paralela a aquella arista, se conoce con el

nombre de eje de zona. En la figura 45 las caras m' , a , m y b están en una zona, y la b' , r , c , y r' en otra. Las líneas $[001]$ y $[100]$ son los ejes de la zona.

Una zona se puede simbolizar de manera similar a los índices de Miller, y su expresión generalizada es $[uvw]$. Dos caras cualesquiera no paralelas determinan una zona y el símbolo zonal para dicho par de caras (hkl) y (pqr) , es $[kr-lq, lp-hr, hq-kp]$. Por ejemplo, en la figura 45, supongamos que la cara m es (hkl) con el índice (110) y que la cara b es (pqr) con índice (010) . Así, el símbolo zonal se escribirá así $[1 \cdot 0 - 0 \cdot 1, 0 \cdot 0 - 1 \cdot 0, 1 \cdot 1 - 1 \cdot 0]$ ó $[001]$. Si la cara c es (001) y r es (011) , figura 45, el símbolo zonal es $[100]$. Debe tomarse buena nota de que los símbolos zonales se escriben entre corchetes como $[uvw]$, para distinguirlos de los símbolos de la cara y de la forma.

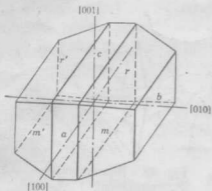


Fig. 45. Zonas cristalinias y ejes de zona.

➤ **Hábito del cristal.** Por hábito del cristal se entiende la forma o combinación de formas comunes y características en las cuales cristaliza un mineral. Incluye también la forma general y las irregularidades de crecimiento, si tales irregularidades son de

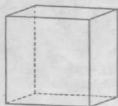


Fig. 46. Cubo.



Fig. 47. Cubo deformado.

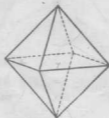


Fig. 48. Octaedro.

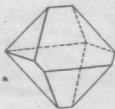


Fig. 49. Octaedro deformado.

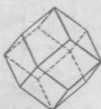


Fig. 50. Dodecaedro.



Fig. 51. Dodecaedro deformado.

aparición corriente. La galena, por ejemplo, tiene un hábito cúbico; la magnetita, octaédrico, y la malaquita, fibroso. Esto quiere decir, que aunque estos minerales se encuentren en cristales que puedan mostrar otras formas, tales hallazgos resultan

escasos, y su «hábito» es cristalizar como hemos indicado. Se conoce muy poco acerca de los factores que determinan el hábito; pero el tipo de disolución, el régimen de crecimiento del cristal, la temperatura y la presión desempeñan un importante papel.

Los cristales pueden crecer más rápidamente en un sentido que en otro; en otros casos pueden interferir cristales ya formados impidiendo un crecimiento simétrico. Tales cristales se dice que están deformados. Por lo corriente, la deformación no es tan grande que pueda impedir imaginar inmediatamente cómo debería ser el cristal idealmente desarrollado, determinando así su simetría. Es de notar que la simetría real de un cristal no depende del tamaño ni forma de sus caras, sino más bien de las propiedades físicas de sus caras y de la disposición simétrica de sus ángulos interfaciales. Las figuras 46-51 representan varias formas de cristales, una de ellas de desarrollo ideal, y la otra, deformada.

D) PROYECCIONES CRISTALINAS

Introducción. Una proyección de un cristal es un medio de representar un cristal tridimensional en una superficie plana bidimensional. Diferentes tipos de proyección se usan para fines distintos, pero cada una de ellas se lleva a cabo según reglas definidas de tal manera que la proyección tiene una relación conocida y constante con el cristal. Los dibujos de los cristales que se presentan en este libro se conocen como *proyecciones clinográficas* y son de un tipo tal de perspectiva que parecen una fotografía en dos dimensiones del cristal. Éste es el método mejor para representar el cristal y muchas veces es superior a la fotografía.

Ya que el tamaño y forma de las distintas caras de un cristal son accidentes del proceso de crecimiento, se desea reducir a un mínimo este aspecto en la proyección del cristal. Al mismo tiempo es importante realzar la relación angular entre las caras, pues, como señala la ley de Steno, existe una constante en los ángulos interfaciales de todos los cristales de la misma especie mineral.

Proyección esférica. Con el fin de situar las caras de acuerdo con sus relaciones angulares y sin consideración de su forma o tamaño, podemos usar la *proyección esférica*. Podemos comprender la construcción de tal proyección de la siguiente manera. Imaginémos un modelo hueco de un cristal que contenga un punto brillante de luz en su interior. Situemos ahora este modelo dentro de una gran esfera hueca de material traslúcido y hagamos que el foco luminoso ocupe su centro. Si ahora hacemos un orificio en cada cara de tal manera que el rayo de luz que emerge por el orificio sea perpendicular a la cara, estos rayos de luz incidirán en la superficie interna de la esfera y harán una mancha brillante. El conjunto se parece a un planetario en el cual el modelo cristalino con su luz y los orificios es el proyector y la esfera traslúcida el domo. Si ahora marcamos en la esfera la posición de cada mancha de luz, podemos eliminar la luz y tendremos un registro permanente de las caras del cristal. Cada una de estas caras viene repre-

sentada por un punto denominado *polo* de la cara. Ésta es la proyección esférica.

La posición de cada polo y por tanto sus relaciones angulares con los demás pueden fijarse mediante sus *coordenadas angulares* en la esfera. Esto se lleva a cabo de manera similar a la localización de puntos en la superficie terrestre por

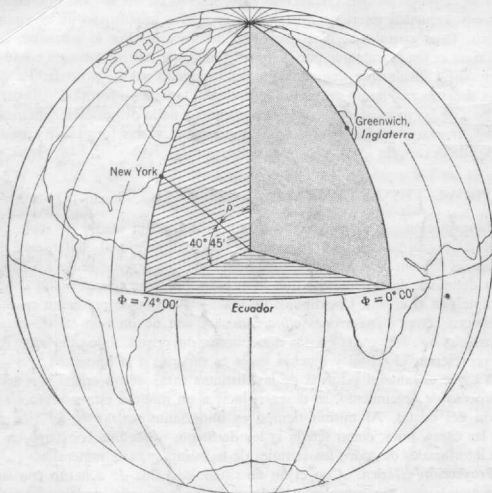


Fig. 52. Latitud y longitud de la ciudad de New York.

medio de la longitud y latitud. Por ejemplo, las coordenadas angulares $74^{\circ}00'$ longitud oeste y $40^{\circ}45'$ latitud norte sitúan un punto en la ciudad de Nueva York. Esto significa que el ángulo, medido en el centro de la tierra, entre el plano del ecuador y una línea trazada desde el centro de la tierra a aquel punto en Nueva York es exactamente $40^{\circ}45'$ y el ángulo entre el meridiano de Greenwich y el meridiano que pasa por el punto citado, medido hacia el oeste en el plano del ecuador, es exactamente $74^{\circ}00'$. Estas relaciones se expresan en la figura 52.

Un sistema similar puede emplearse para situar los polos de las caras en la proyección esférica de un cristal. Existe, no obstante, una diferencia fundamental

entre situar puntós en una projecció esférica y situarlos en la superficie de la tierra. En la tierra, la latitud se mide en grados norte o sur desde el ecuador, mientras que el ángulo que se emplea en la proyección esférica es la colatitud, o *ángulo polar*, que se mide en grados desde el polo norte. El polo norte de una proyección cristalina tiene por tanto una colatitud de 0° , el ecuador 90° . La colatitud de la ciudad de Nueva York es $49^\circ 15'$. Este ángulo se expresa en cristalografía por la letra griega ρ (rho).

La «longitud cristalina» del polo de una cara en proyección esférica se mide, como lo son las longitudes en la tierra, en grados hasta 180° , en sentido de las agujas del reloj o en sentido inverso desde un meridiano origen análogo al meridiano de Greenwich en Geografía. Para situar este meridiano de referencia, el cristal se orienta de manera convencional con la cara (010) a la derecha del cristal. El meridiano que pasa por el polo de esta cara se toma como origen. Así, para determinar la longitud cristalina de cualquier cara del cristal, se hace pasar un meridiano por el polo de esta cara y el ángulo entre éste y el meridiano cero se mide en el plano del ecuador. Este ángulo se designa con la letra griega Φ (phi).

Si la esfera se corta por un plano, la intersección será una circunferencia. Los círculos de diámetro máximo son los formados por planos que pasan por el centro y tienen por diámetro el de la esfera. Se denominan *círculos máximos*. Todos los demás círculos formados por otros planos que corten la esfera son *círculos menores*. Los meridianos en la tierra son círculos máximos, así como el ecuador, mientras que los paralelos de la latitud son círculos menores.

La proyección esférica de un cristal nos suministra relaciones zonares interesantes, pues los polos de las caras de una zona se sitúan en un círculo máximo de la proyección. En la figura 53 (proyección esférica) las caras (001), (101), (100), (10 $\bar{1}$) y (00 $\bar{1}$) forman una zona cuyo eje de zona es [010]. Ya que el círculo máximo según el cual los polos de estas caras se hallan dispuestos, pasa por los polos norte y sur de la proyección, se denomina *círculo máximo vertical*. El eje de zona es siempre perpendicular al plano que contiene los polos de las caras y por tanto todos los círculos verticales tienen ejes de zona horizontales.

Proyección estereográfica. La proyección esférica es análoga al globo terrestre, es decir, un mapa de la tierra dibujado sobre la superficie de una esfera. El proceso, por tanto, de reducir la proyección esférica a una proyección bidimensional es análogo al proceso por el cual los cartógrafos reducen la superficie de la tierra prácticamente redonda a un mapa plano. El que hace un mapa se preocupa de conservar la forma y área, así como en mantener relaciones reproducibles entre puntos separados. La selección de la proyección es, a lo más, un compromiso, puesto que la esfera no puede ser representada sin distorsión por una hoja de papel. Afortunadamente al hacer el mapa de las caras de un cristal no nos preocupa ni su tamaño ni forma. Queremos representar sólo las posiciones angulares de las caras de tal manera que pueda representarse una visión idealizada del cristal que revele su simetría real. Queremos también poder llevar a cabo cálculos a partir de

la proyección, recoger los datos angulares que nos han servido para prepararla y en ciertas ocasiones trazar un dibujo del cristal con su ayuda. Para estos propósitos, dos proyecciones son las más útiles: 1) la *proyección estereográfica* es la mejor para determinar la simetría, es la más compacta y la de construcción más

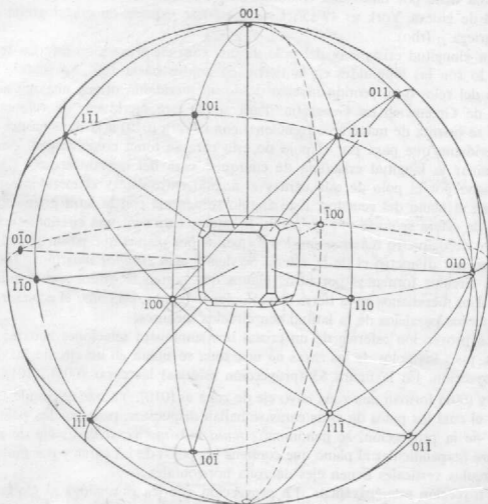


Fig. 53. Proyección esférica de formas cúbicas.

fácil, y por tanto la única que trataremos. 2) La *proyección gnomónica* es mejor para trazar los dibujos de los cristales (proyecciones clinográficas) y determinación gráfica de la relación axial y para relacionar y numerar las caras del cristal con los datos obtenidos por medidas de difracción de rayos X.

La proyección estereográfica es una representación en un plano de la mitad de la proyección esférica, generalmente el hemisferio norte. El plano de la proyección es el plano ecuatorial de la esfera y el círculo *primitivo* (la circunferencia que limita la proyección) es el mismo ecuador. Si uno viera los polos de las caras si-

tuados en el hemisferio norte de la proyección esférica con el ojo puesto en el polo sur, la intersección de las líneas de vista con el plano ecuatorial serian los polos en la proyección estereográfica. Podemos así construir una proyección estereográfica trazando las líneas que unen el polo sur con los polos de las caras en el he-

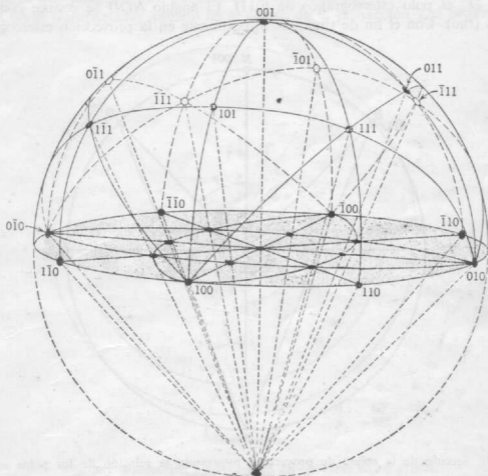


Fig. 54. Relación entre la proyección esférica y la estereográfica. (Según E. E. Wahlstrom, *Optical Crystallography*, John Wiley & Sons, New York, 1951.)

misferio norte. Los polos correspondientes en la proyección estereográfica están situados donde estas líneas cortan el plano ecuatorial. La relación entre estas dos proyecciones pueden verse en la figura 54.

Puesto que en la práctica se sitúan los polos directamente en la proyección estereográfica, es necesario determinar las distancias estereográficas en relación con los ángulos de la proyección esférica. La figura 55 representa una sección vertical a través de la proyección estereográfica de un cristal en el plano «meridiano origen», es decir, el plano que contiene el polo de (010). El ángulo Φ de cualquier cara que esté situada en esta sección es 0° a la derecha del centro y 180° a la

izquierda del mismo. N y S son respectivamente el polo norte y sur de la esfera de proyección, O es el centro del cristal proyectado. Consideremos la cara (011). OD es la perpendicular a la cara (011) y D es el polo de esta cara en la esfera proyección. La línea desde el polo sur, SD , corta la traza del plano del ecuador FG en el punto D' , el polo estereográfico de (011). El ángulo NOD se conoce como ángulo ρ (rho). Con el fin de situar D' directamente en la proyección estereográfica,

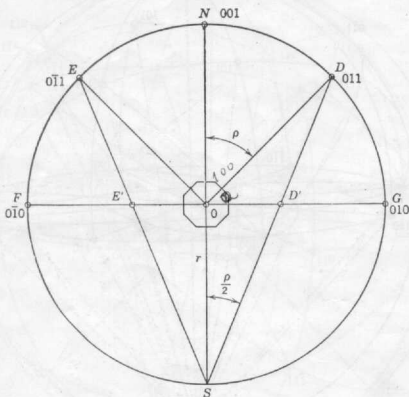


Fig. 55. Sección de la esfera de proyección mostrando la relación de los polos esféricos a los estereográficos.

es necesario determinar la distancia OD' en función del ángulo ρ , ya que el triángulo SOD es isósceles $\angle ODS = \angle OSD$. $\angle ODS + \angle OSD = \angle NOD = \rho$. Por tanto, $\angle OSD = \rho/2$, $OS = r$, el radio de la proyección.

$$\operatorname{tg} \rho/2 = OD'/r, \text{ ó } OD' = r \operatorname{tg} \rho/2$$

Como resumen, con el fin de hallar la distancia proyectada estereográficamente de un polo de una cara dada, se multiplica la tangente de la mitad de ρ por el radio de la proyección. La distancia así obtenida se tendrá expresada en unidades del radio de la proyección.

Además de determinar la distancia a la que el polo debe situarse del centro de la proyección es también necesario determinar su «longitud» o ángulo Φ (phi).

Puesto que el ángulo se mide en el plano del ecuador, que también es el plano de la proyección estereográfica, puede deducirse directamente por medio de un transportador circular. Es necesario primeramente fijar la posición del meridiano origen situando un punto sobre el círculo primitivo que representará el polo de (010). Una línea recta que pase por este punto y el centro de la proyección es el meridiano cero. Con el transportador situado en el centro de la proyección y el origen en la

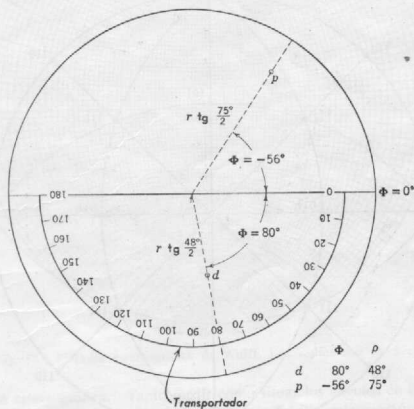


Fig. 56. Proyección estereográfica de las caras de un cristal.

línea citada, el ángulo Φ puede marcarse inmediatamente. Sobre la línea recta que se trace desde el centro de la proyección hasta este punto se encuentran todos los polos de las posibles caras con Φ dado. Los ángulos Φ positivos se sitúan en sentido de las agujas del reloj a partir de (010); los negativos en sentido opuesto, como se indica en la figura 56.

Para situar el polo de la cara que tenga este valor Φ , es necesario buscar la tangente natural de una mitad de ρ , multiplicarla por el radio de la proyección y situar la distancia resultante sobre la línea Φ . Aunque pueda elegirse cualquier radio para la proyección, se emplea generalmente el de 10 cm. Este valor es suficientemente grande para obtener exactitud sin ser molesto y al mismo tiempo simplifica el cálculo. Con un radio de 10 cm es sólo necesario buscar las tangentes,

correr la coma un lugar y poner el resultado en centímetros desde el centro de la proyección.

Cuando los polos de las caras del cristal se sitúan estereográficamente como se acaba de explicar, la simetría de su distribución es aparente. (Ver fig. 57.) Hemos

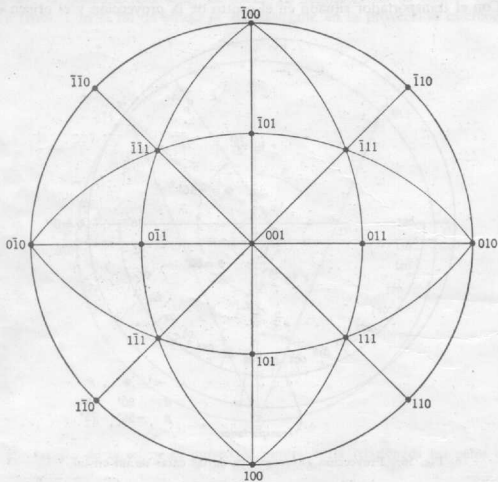


Fig. 57. Proyección estereográfica de las caras de un cristal cúbico. (Según E. E. Wahlstrom, *Optical Crystallography*, John Wiley & Sons, New York, 1951.)

visto (pág. 33) que un círculo máximo en la proyección estereográfica es el locus de los polos de las caras que forman una zona. Cuando se proyectan estereográficamente, los círculos máximos verticales son diámetros de la proyección; todos los demás círculos máximos se proyectan como arcos circulares sustentados por un diámetro. El caso extremo de estos círculos máximos es el círculo primitivo de la proyección que es el círculo máximo común a las proyecciones esférica y estereográfica. Los polos de las caras verticales en el cristal se hallan sobre el círculo primitivo y así se proyectan sin distorsión.

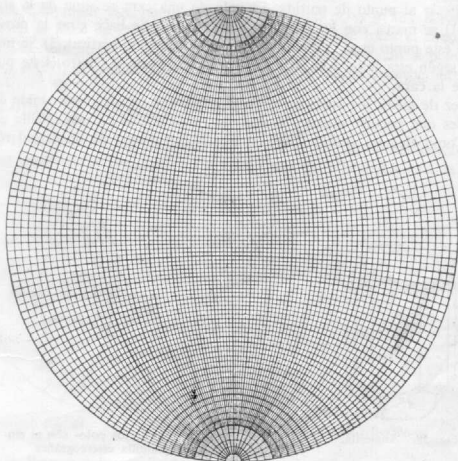


Fig. 58. Plantilla estereográfica de Wulff. Los radios son de 5 cm.

Falsilla estereográfica. Tanto medir como situar los ángulos en la proyección estereográfica queda muy facilitada mediante la falsilla estereográfica¹ (fig. 58). Tanto los círculos máximos como los menores están dibujados en la falsilla a intervalos de 1° ó 2°. En la figura 58 los intervalos son de dos grados. Sobre esta falsilla se puede situar una proyección trazada en papel transparente y se pueden leer directamente los ángulos. Los ángulos Φ se determinan donde corta al círculo de la proyección una línea recta que trazada desde el centro de la proyección pasa por el polo de la cara. Para determinar el ángulo ρ , la proyección debe girarse hasta que el polo de la cara coincide con uno de los círculos máximos verticales. El ángulo en este caso puede medirse directamente en la falsilla.

Si se conocen los ángulos Φ y ρ se puede construir un estereograma con sólo invertir el proceso. Primero, se debe marcar la posición $\Phi = 0^\circ$ con el fin de

¹ La falsilla estereográfica se denomina también de Wulff, en honor de G. V. Wulff, cristalógrafo ruso (1863-1925).

Ver en la tapa posterior una falsilla estereográfica de 10 cm de diámetro

poder regresar al punto de partida. El polo de una cara se sitúa de la siguiente manera: 1) se marca con un punto el ángulo Φ . 2) Se hace girar la proyección hasta que este punto es el extremo de un círculo máximo vertical. 3) Se marca el ángulo ρ según esta línea a la distancia apropiada desde el centro. Este punto es el polo de la cara.

En vez de medir los ángulos Φ y ρ el estudiante que comienza mide ángulos interfaciales que pueden situarse fácilmente con la ayuda de una falsilla estereográfica. Como ejemplo consideremos la fig. 59, un dibujo de un cristal rómbico

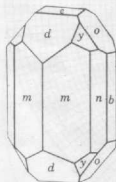


Fig. 59. Anglesita.

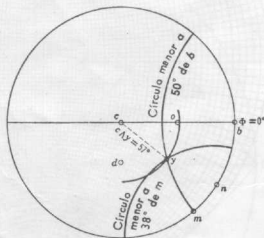


Fig. 60. Situación de los polos con el empleo de la plantilla estereográfica.

de anglesita. El punto de partida, como en todas las proyecciones, es el segundo pinacoide, (010), la cara b (fig. 60). El polo de esta cara debe situarse sobre la circunferencia primitiva en el 0° . Los ángulos interfaciales $b \wedge n = 32\frac{1}{2}^\circ$ y $b \wedge m = 52^\circ$ pueden medirse y se sitúan como ángulos Φ . La cara c es el tercer pinacoide, (001); forma un ángulo de 90° con b y su polo debe situarse en el centro de la proyección. La cara o está en zona con c y b y, por tanto, tiene un ángulo $\Phi = 0^\circ$. Su ángulo ρ , $c \wedge o = 52^\circ$, puede medirse directamente y situarlo a lo largo del círculo máximo vertical. La cara d está situada en una zona vertical a 90° de la zona c, o, b . Por tanto $\Phi = 90^\circ$ y $c \wedge d = 39\frac{1}{2}^\circ$, que puede situarse según el círculo vertical de la falsilla. El polo y no puede ser situado directamente, pero los ángulos $b \wedge y = 50^\circ$ y $c \wedge y = 57^\circ$ pueden ser medidos. Para localizar este polo, la proyección se gira 90° de tal manera que b esté situada según los radios de los círculos menores de la falsilla, y se traza el círculo de 50° . Este círculo menor es el lugar geométrico de todos los polos a 50° de b . La proyección se gira nuevamente hasta que esta traza del círculo corte un círculo máximo vertical a 57° ($c \wedge y$). Este es el polo de v .

Para comprobar este punto, se mide el ángulo $m \wedge y = 38^\circ$. Ahora con el polo m en la línea de radios de los círculos menores, se traza el círculo menor de 38° . Deberían cortarse en el mismo punto. Habiendo situado el polo y , su ϕ ($32\frac{1}{2}^\circ$) y ρ (57°) pueden medirse directamente en la falsilla estereográfica.

E) MEDIDA DE ÁNGULOS

En la sección precedente sobre proyección cristalina, se ha indicado cómo se sitúan gráficamente los ángulos entre las caras del cristal. La medida de estos

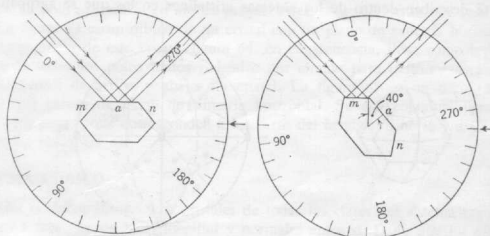


Fig. 61. Medida de ángulos con el goniómetro de reflexión.

ángulos se lleva a cabo mediante unos instrumentos denominados goniómetros. Para trabajo fino, especialmente con cristales pequeños, se usa un goniómetro conocido como de reflexión. En este instrumento el cristal que va a medirse se monta de tal manera que pueda girar sobre un eje de zona y reflejar un haz luminoso en sus caras y observarlo a través de un telescopio. El ángulo que debe girarse el cristal para que los rayos que sucesivamente inciden sobre dos caras adyacentes puedan observarse por el telescopio determina el ángulo entre las caras.

Puede verse en la figura 61 que el ángulo entre m y a puede determinarse registrando las posiciones de reflexión primero de la cara a y después de la m y anotando la diferencia angular. El ángulo así determinado es el ángulo interno. Estos ángulos internos, suplementarios de los ángulos externos interfaciales, son los que se dan como datos cristalográficos.

Un instrumento mucho más simple, útil para trabajo aproximado y con cristales gran-

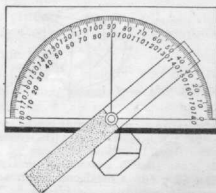
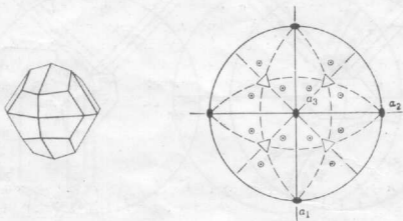


Fig. 62. Goniómetro de contacto

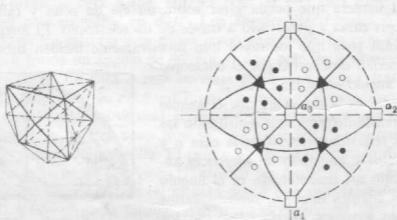
des, es el *goniómetro de contacto*. Su aspecto y empleo se representa en la figura 62; cuando se usa el goniómetro de contacto, es necesario que el plano determinado por los dos brazos del goniómetro sea normal a la arista del ángulo que se quiere medir. Debe tenerse en cuenta que en este caso es el ángulo interno el que se mide. Así en la figura 62, el ángulo que se leería es de 40° , no de 140° .

F) LAS TREINTA Y DOS CLASES CRISTALINAS

En lo que sigue, las 32 clases cristalinas, que se han enumerado en la página 20, se describen dentro de los sistemas cristalinos en los que se agrupan. La



Figs. 63 y 64. Cristal con simetría $2/m\bar{3}$. El estereograma presenta un plano de simetría en ángulo recto con cada uno de los ejes binarios de rotación y los cuatro ejes ternarios de inversión rotatoria. El círculo primitivo de línea continua representa un plano horizontal de simetría que indica la existencia en la parte inferior del cristal de caras situadas directamente debajo de las de la parte superior.



Figs. 65 y 66. Cristal con simetría $4\bar{3}m$. El estereograma presenta tres ejes cuaternarios de inversión rotatoria, seis planos de simetría y cuatro ejes ternarios de rotación. El círculo primitivo de trazos, indica la falta de plano horizontal de simetría y las caras de la parte superior del cristal no están encima de las de la parte inferior.

simetría de cada clase se da en función de planos y ejes, aunque se muestra también en estereogramas, por medio de las proyecciones de las caras de las formas generales. Estas son las formas que dan el nombre a la clase. En los estereogramas es necesario señalar caras del hemisferio norte y sur con el fin de dar la simetría completa de la clase. Esto se lleva a cabo superponiendo las proyecciones estereográficas de ambos hemisferios representando los polos del hemisferio norte por puntos llenos y los del sur por círculos. Así, si dos polos, caen uno encima de otro en la esfera, estarán representados por un punto rodeado por un círculo. Una cara vertical se representa por un punto sobre el círculo primitivo puesto que aunque su polo aparecería en ambas proyecciones, sólo representa una cara.

La figura 63 es un dibujo de un cristal con un plano de simetría horizontal¹. El estereograma de este cristal, figura 64, en consecuencia, tiene como representación de todos los polos juntos rodeados por círculo para indicar las caras correspondientes de arriba y abajo del cristal. La figura 65 es un dibujo de un cristal que carece de plano de simetría horizontal. Su estereograma, figura 66, tiene doce puntos que corresponden a las caras del hemisferio norte y doce círculos de las caras del sur.

SISTEMA CÚBICO

Ejes cristalográficos. Los cristales de todas las clases del sistema regular se refieren a tres ejes de igual longitud y normales entre sí. Dado que los ejes son idénticos, resultan intercambiables, y a todos ellos se les designa con la letra a . Cuando están debidamente orientados, un eje, el a_1 , es horizontal y está orientado de delante a atrás, el a_2 es horizontal y va de derecha a izquierda, y el a_3 es vertical (véase fig. 67).

Simbolos de las formas. Aunque el símbolo de una cara cualquiera de una forma cristalina puede emplearse como símbolo de esta forma, siempre que sea posible se usa la que tiene h, k, l todos positivos. En formas que tienen dos o más caras con h, k, l positivos, este criterio es ambiguo. En tales casos se utiliza el criterio $h < k < l$. Por ejemplo, la forma con símbolo (123) comprende también caras con símbolo (132), (213), (231), (312) y (321). De acuerdo con nuestro criterio, {123} debe tomarse como el símbolo de la forma, puesto que $h < k < l$.

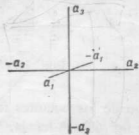


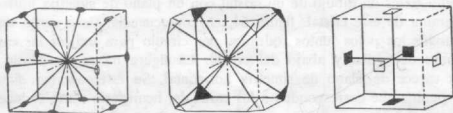
Fig. 67. Ejes cristalográficos cúbicos.

¹ Una circunferencia continua de la proyección indica un plano horizontal de simetría; una circunferencia a trazos indica la falta de este elemento de simetría. Una línea continua que represente un círculo máximo (vertical u otro cualquiera) indica un plano de simetría. Líneas rectas a trazos indican la posición de los ejes cristalinicos o ejes de simetría; los ejes cristalográficos se indican por a, b o c , mientras que los ejes de simetría se denotan por los símbolos siguientes situados en los extremos de estas líneas: \blacklozenge eje binario, \blacktriangle eje ternario, \blacksquare eje cuaternario, \bullet eje senario. Los ejes de rotación inversiva se denotan con símbolos en blanco: \triangle ternario, \square cuaternario \circ senario.

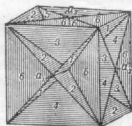
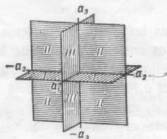
Al dar las coordenadas angulares de la forma es costumbre dar sólo las de una de las caras de la forma; las demás pueden determinarse conociendo la simetría. La cara que se elige para ello es la que tiene los valores menores de Φ y ρ . Esta es precisamente la cara para la cual $h < k < l$.

Clase hexaquisoctaédrica — $4/m\bar{3}2/m$

Simetría. — $C, 3A_4, 4A_2, 6A_2, 9P. (4/m\bar{3}2/m)$. Existe un centro de simetría. Los tres ejes cristalográficos son ejes de simetría cuaternarios (véase fig. 68). Hay también cuatro ejes ternarios diagonales. Estos ejes aparecen en medio de cada



Figs. 68, 69 y 70. Ejes de simetría de la clase hexaquisoctaédrica.



Figs. 71 y 72. Planos de simetría de la clase hexaquisoctaédrica.

uno de los octantes formados por la intersección de los ejes cristalográficos (véase fig. 69). Además, existen seis ejes diagonales binarios, cada uno de los cuales divide en partes iguales el ángulo formado por cada par de ejes cristalográficos, según se ilustra en la figura 70.

Esta clase tiene nueve planos de simetría: a tres de ellos se los conoce con el nombre de planos axiales, puesto que cada uno incluye dos ejes cristalográficos (véase fig. 71); y a los otros seis se les denomina planos diagonales, puesto que cada uno divide en partes iguales el ángulo entre pares de planos axiales (fig. 72).

Esta simetría, que es la más completa posible en cristales, define la clase hexaquisoctaédrica del sistema cúbico. Cada una de las formas del cristal y cada combinación de formas que pertenezcan a este tipo deben mostrar su simetría completa. Es muy importante recordar que en esta clase, los tres ejes cristalográficos son ejes de simetría cuaternaria. De este modo se pueden fácilmente localizar los ejes cristalográficos y orientar debidamente el cristal.

El hexaquisoctaedro, la forma general de la que deriva el nombre de la clase, se representa en la figura 73. La figura 74 es un estereograma con la simetría de la clase y los polos de las caras del hexaquisoctaedro. Una vez comprendido el empleo del estereograma, es aparente la elegancia de la representación de la simetría, pues en una sola figura se representa la simetría que ha necesitado cinco diagramas en las figuras 68-72.



Fig. 73. Hexaquisoctaedro.

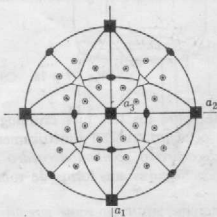


Fig. 74. Estereograma del hexaquisoctaedro.

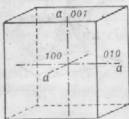


Fig. 75. Cubo.

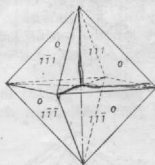


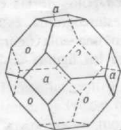
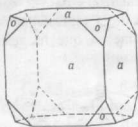
Fig. 76. Octaedro.

Formas. 1. *Cubo* o *hexaedro* $\{001\}$. El cubo es una forma constituida por seis caras cuadradas que forman ángulos de 90° entre sí.¹ Cada una de las caras corta uno de los ejes cristalográficos y es paralela a los otros. La figura 75 representa un cubo.

2. *Octaedro* $\{111\}$. El octaedro es una forma compuesta por ocho caras triangulares equiláteras, cada una de las cuales corta por igual los tres ejes cristalográficos. La figura 76 representa un octaedro, y las figuras 77 y 78 muestran

¹ En la descripción de las formas en las páginas siguientes se considera el modelo geométrico perfecto de la forma sin modificación. Debe tenerse en cuenta que, en la naturaleza, este ideal raras veces se cumple y que los cristales no sólo están deformados con frecuencia, sino que además están asociados a otras formas.

combinaciones de cubo y octaedro. Cuando está en combinación, el octaedro puede reconocerse por sus ocho caras similares, cada una de las cuales está inclinada



Figs. 77 y 78. Cubo y octaedro.

idénticamente sobre los tres ejes cristalográficos. Debe tenerse presente que las caras de un octaedro truncan simétricamente los vértices de un cubo.

3. *Dodecaedro* o *rombododecaedro* {011}. El dodecaedro es una forma compuesta por 12 caras con forma de rombo. Cada cara corta a dos de los ejes



Fig. 79.
Dodecaedro.

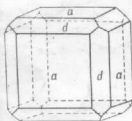


Fig. 80. Cubo
y dodecaedro.

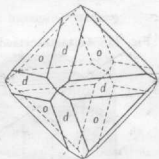


Fig. 81. Octaedro
y dodecaedro.

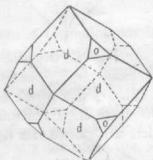


Fig. 82. Dodecaedro
y octaedro.

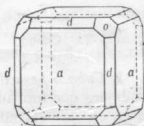


Fig. 83. Cubo, octaedro
y dodecaedro.

cristalográficos a igual distancia y es paralela al tercero. La figura 79 nos muestra un dodecaedro sencillo; la figura 80 presenta una combinación de dodecaedro y cubo; las figuras 81 y 82, combinaciones de dodecaedros y octaedros; la figura 83 una combinación de cubo, octaedro y dodecaedro. Debe tenerse muy en cuenta

que las caras de un dodecaedro truncan las aristas tanto del cubo como del octaedro. Al dodecaedro se le denomina algunas veces rombododecaedro para distinguirlo del dodecaedro pentagonal y del dodecaedro geométrico regular.

4. *Tetraquishexaedro* $\{0kl\}$. El tetraquishexaedro es una forma integrada por veinticuatro caras triangulares isósceles, cada una de las cuales corta un eje a la distancia unida y el segundo en algún múltiplo, y es paralela el tercero. Exis-

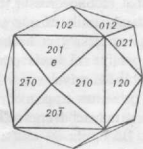


Fig. 84. Tetraquishexaedro.

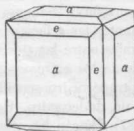


Fig. 85. Cubo y tetraquishexaedro.

ten numerosos tetraquishexaedros que difieren unos de otros solamente por la inclinación de sus caras. El más común tiene una relación paramétrica de ∞a_1 , $2a_2$, $1a_3$, cuyo símbolo sería $\{012\}$. Los índices de las otras formas son $\{013\}$, $\{014\}$, $\{023\}$, etc., o en general, $\{0kl\}$. Será de mucha ayuda tener en cuenta que el tetraquishexaedro, como indica su nombre, es como un cubo cuyas caras han sido reemplazadas por otras cuatro. La figura 84 nos muestra un tetraquishexaedro y la figura 85 un cubo con sus aristas biseladas por las caras de un tetraquishexaedro.

5. *Trapezoedro* o *triaquisoctaedro tetragonal* $\{hhl\}$. El trapezoedro es una forma integrada por veinticuatro caras de forma trapezoidal, cada una de las

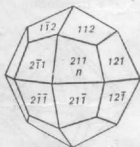


Fig. 86. Trapezoedro.

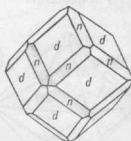


Fig. 87. Dodecaedro y trapezoedro.

cuales corta a uno de los ejes cristalográficos a distancia unida, y a los otros dos a distancias múltiples iguales. Existen varios trapezoedros cuyas caras tienen diferentes ángulos de inclinación. El trapezoedro corriente tiene como parámetros $2a_1$, $2a_2$, $1a_3$, y cuyo símbolo sería $\{112\}$. Los índices de los otros trapezoedros son $\{113\}$, $\{114\}$, $\{223\}$, etc., o en general $\{hhl\}$. Debe tenerse en cuenta que

un trapezoedro es de la misma forma que un octaedro y puede concebirse como un octaedro cuyas caras han sido reemplazadas por otras tres trapezoidales. Por consiguiente algunas veces se le denomina triaquisoctaedro tetragonal. La palabra tetragonal se emplea para indicar que cada una de sus caras tiene cuatro aristas y para distinguirlo de la otra forma triaquisoctaédrica, cuya descripción se da a continuación. Trapezoedro, no obstante, es el nombre más empleado.

A continuación se facilitan datos para ayudar a reconocer esta forma cuando se presenta en combinaciones: observar las tres caras similares que se encuentran en cada octante; las relaciones de cada cara con los ejes; y el hecho de que las aristas centrales entre las tres caras en cualquier octante va hacia puntos que son equidistantes de los extremos de los ejes cristalográficos adyacentes. La figura 86 muestra un trapezoedro sencillo, y las figuras 87 y 88 un trapezoedro en combinación con un dodecaedro. Es de notar que las caras del trapezoedro común n $\{112\}$ (fig. 87) truncan las aristas del dodecaedro. La figura 89 muestra una combinación de cubo y trapezoedro.

6. *Triaquisoctaedro* o *triaquisoctaedro trigonal* $\{hll\}$. El triaquisoctaedro es una forma integrada por veinticuatro caras triangulares isósceles cada una de

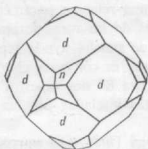


Fig. 88. Dodecaedro y trapezoedro.

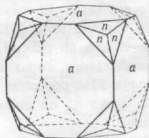


Fig. 89. Cubo y trapezoedro.

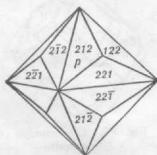


Fig. 90. Triaquisoctaedro.

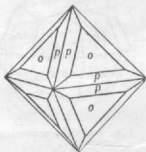


Fig. 91. Octaedro y triaquisoctaedro.

las cuales corta dos de los ejes cristalográficos a distancia unidad, y el tercer eje en algún múltiplo. Hay varios triaquisoctaedros, cuyas caras tienen diferentes inclinaciones. El triaquisoctaedro común tiene como parámetros $2a_1$, $1a_2$, $1a_3$, cuyo

símbolo es $\{122\}$. Otros triquisoctaedros tienen los índices $\{133\}$, $\{144\}$, $\{233\}$, etcétera, o en general $\{hll\}$. Es de tener en cuenta que esta forma, lo mismo que el trapezoedro, puede concebirse como un octaedro cada una de cuyas caras haya sido reemplazada por otras tres. Frecuentemente se habla de él como el triquisoctaedro trigonal, indicando la palabra modificadora que sus caras son triangulares y, por lo tanto, difieren de las del trapezoedro. Pero cuando la palabra «triquisoctaedro» se emplea sola, se refiere exclusivamente a esta forma. Los siguientes puntos ayudarán a la identificación de esta forma cuando se encuentre en combinaciones: las tres caras similares en cada octante, sus relaciones con los ejes y el hecho de que las aristas medianas se dirigen hacia los extremos de los ejes cristalográficos. La figura 90 nos muestra un triquisoctaedro, y la figura 91 una combinación de triquisoctaedro y octaedro. Debe tomarse en consideración que las caras del triquisoctaedro truncan las aristas del octaedro.

7. *Hexaquisoctaedro* $\{hkl\}$. El hexaquisoctaedro es una forma integrada por caras triangulares, cada una de las cuales corta distintamente los tres ejes cris-



Fig. 92. Hexaquisoctaedro.

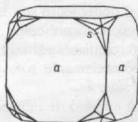


Fig. 93. Cubo y hexaquisoctaedro.

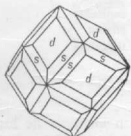


Fig. 94. Dodecaedro y hexaquisoctaedro.

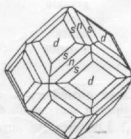


Fig. 95. Dodecaedro, trapezoedro y hexaquisoctaedro.

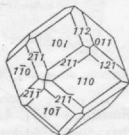


Fig. 96. Dodecaedro y trapezoedro.

talográficos. Existen hexaquisoctaedros diversos, que tienen relaciones paramétricas variables. El hexaquisoctaedro común tiene como relación paramétrica $3a_1, 2a_2, 1a_3$, con índices $\{236\}$. Otros hexaquisoctaedros tienen por índices $\{124\}$, $\{135\}$, etcétera; o en general $\{hkl\}$. Se debe tener en cuenta que el hexaquisoctaedro es una forma que puede ser considerada como un octaedro, cada una de cuyas caras

ha sido reemplazada por otras seis. Puede reconocerse en combinación por el hecho de que existen seis caras similares en cada octante y de que cada cara corta a los tres ejes a distancias diferentes. La figura 92 nos muestra un hexaquisoctaedro; la figura 93, una combinación de cubo y hexaquisoctaedro; la figura 95, una combinación de dodecaedro, trapezoedro y hexaquisoctaedro. El hexaquisoctaedro es la forma general de la cual esta clase de simetría toma su nombre.

Determinación de índices de las formas cúbicas. Para determinar las formas presentes en cualquier cristal cúbico de la clase hexaquisoctaédrica, es necesario, en primer lugar localizar los ejes cristalográficos (ejes de simetría cuaternaria). Una vez que el cristal ha sido orientado según estos ejes, son fáciles de reconocer las caras del cubo, dodecaedro y octaedro. Los índices pueden obtenerse rápidamente por las caras de otras formas que trunquen simétricamente las aristas entre caras conocidas. La suma algébrica de los índices h , k y l de las dos caras dan los índices de la cara que trunca simétricamente la arista entre ellas. Así, en la figura 96, la suma algébrica de las dos caras dodecaédricas (101) y (011) es (112), o sea los índices de una cara de trapezoedro.

Presencia de las formas cúbicas de la clase hexaquisoctaédrica. El cubo, el octaedro y el dodecaedro son las formas más corrientes. El trapezoedro se observa también frecuentemente como única forma en unos cuantos minerales. Las otras formas, el tetraquishexaedro, triaquisoctaedro y hexaquisoctaedro, son raras y se observan ordinariamente sólo como pequeñas truncaduras en las combinaciones de otras formas.

Un gran número de minerales cristalizan en la clase hexaquisoctaédrica. Entre los más comunes hallamos:

analcima	galena	leucita
querargirita	granate	plata
cobre	oro	espinelas
cuprita	halita	silvina
fluorita	lazurita	uráninita

Clase giroédrica — 432

Simetría. — $3A_2$, $4A_2$, $6A_2$. Los ejes de simetría son idénticos de los de la clase hexaquisoctaédrica como puede verse en las figuras 54-56. Sin embargo, no existen ni planos de simetría ni centro. El dibujo de la figura 97 representa el giroedro y la figura 98, su estereograma, muestra la simetría de la clase.

Formas. El giroedro $\{hkl\}$ derecho, $\{hkl\}$ izquierdo. Cada una de estas formas poseen 24 caras y son *enantiomorfas*. Es decir, que tienen las relaciones entre sí de la mano derecha e izquierda; la reflexión de una forma llena a la otra. Todas las formas de la clase hexaquisoctaédrica, con la excepción del hexaquisoctaedro, se pueden presentar en la clase giroidal.

Durante muchos años la cuprita se consideró giroédrica, pero recientes tra-



bajos han demostrado que es probablemente hexaquisoctaédrica. Con la eliminación de la cuprita no se conoce ningún mineral que cristalice en esta clase.



Fig. 97. Giroedro.

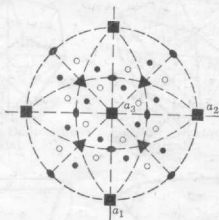


Fig. 98. Estereograma del giroedro.

Clase hexaquistetraédrica — $\bar{4}3m$

Simetría. — $3A_2, 4A_3, 6P. (\bar{4}3m)$. Los tres ejes cristalográficos son ejes de simetría binaria; los cuatro ejes diagonales son ejes de simetría ternaria, y tiene

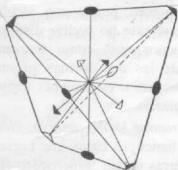


Fig. 99. Ejes de simetría.

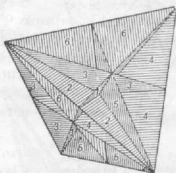


Fig. 100. Planos de simetría.

Simetría de la clase hexaquistetraédrica

seis planos diagonales (véanse las figs. 99 y 100). Es de notar que la clase hexaquistetraédrica carece de centro de simetría.

Formas. 1. *Tetraedro positivo* $\{111\}$; *negativo* $\{\bar{1}\bar{1}\bar{1}\}$. El tetraedro es una forma integrada por cuatro caras triangulares equiláteras, cada una de las cuales corta los tres ejes cristalográficos a distancias iguales. Puede considerársele como derivado del octaedro de la clase hexaquisoctaédrica por la omisión de caras alternantes y por la extensión de las restantes, como se ve en la figura 103. Esta forma, mostrada también en la figura 104, se conoce con el nombre de tetraedro positivo $\{111\}$. Si son las otras cuatro caras del octaedro las que han sido desarrolladas,

el tetraedro resultante tendría una diferente orientación, según muestra la figura 105. Este es conocido con el nombre de tetraedro negativo $\{\bar{1}\bar{1}\bar{1}\}$. El tetraedro



Fig. 101. Hexaquistetraedro.

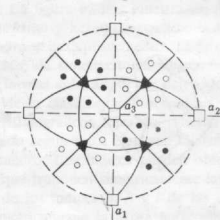


Fig. 102. Estereograma del hexaquistetraedro.

positivo y el negativo, cuando se encuentran aislados, son geoméricamente idénticos, y la única razón para reconocer la existencia de dos orientaciones diferentes

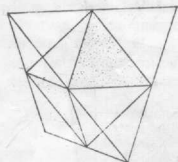


Fig. 103. Relación entre el octaedro y el tetraedro.

es que aparezcan truncándose mutuamente, tal como se representa en la figura 106. Si un tetraedro positivo y otro negativo aparecen juntos con idéntico desarrollo, el cristal resultante no podría distinguirse de un octaedro, al menos que, como frecuentemente ocurre, las caras de las dos formas presenten diferente brillo, corrosiones o estriaciones distintas que sirvan para diferenciarlas.

2. *Triaquistetraedro* $\{hhl\}$ positivo, $\{h\bar{h}\bar{l}\}$ negativo. Estas formas tienen 12 caras que corresponden a la mitad de las caras de un trapezoedro (fig. 107), tomadas en grupos alternantes de tres arriba y tres abajo. La forma positiva puede hacerse negativa por rotación de 90° alrededor del eje vertical.

3. *Dodecaedro deltoidal* $\{hll\}$ positivo, $\{h\bar{l}\bar{l}\}$ negativo. Esta es una forma con

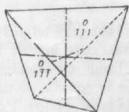


Fig. 104. Tetraedro positivo.

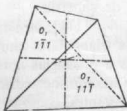


Fig. 105. Tetraedro negativo.

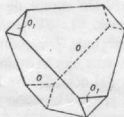


Fig. 106. Tetraedros positivo y negativo.

12 caras en la cual las caras corresponden a la mitad de las del triaquisoctaedro tomadas en grupos alternantes de tres arriba y tres abajo (fig. 108).

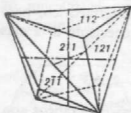


Fig. 107. Triaquistetraedro.



Fig. 108. Dodecaedro deltoidal.

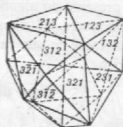
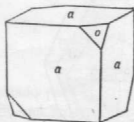


Fig. 109. Hexaquistetraedro.



Figs. 110 y 111. Cubo y tetraedro.

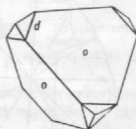
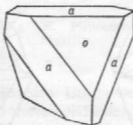


Fig. 112. Tetraedro y dodecaedro.

4. *Hexaquistetraedro* $\{hkl\}$ positivo, $\{h\bar{k}l\}$ negativo. El hexaquistetraedro (fig. 109) tiene 24 caras que corresponden a la mitad de las caras de un hexaquisoctaedro tomadas en grupos de seis de arriba y seis de abajo.



Fig. 113. Dodecaedro, cubo y tetraedro.

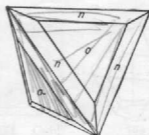


Fig. 114. Tetraedro y triaquistetraedro.

El cubo, el tetraquihexaedro y el dodecaedro se encuentran también en cristales de la clase hexaquistetraédrica. Las figuras 90 y 91 muestran combinaciones de cubo y tetraedro truncan vértices alternos del cubo, o que las caras del cubo truncan las aristas de un tetraedro. La figura 112 nos muestra la combinación de tetraedro y dodecaedro. La figura 113 representa una combinación de cubo, dodecaedro y tetraedro. La figura 114 muestra una combinación de tetraedro y triaquistetraedro.

La tetraedrita y la tennantita, relacionada con ella, son los únicos minerales comunes que muestran ordinariamente formas hexaquistetraédricas típicas. La blenda las presenta en alguna ocasión, pero por lo común sus cristales son complicados e irregulares. El diamante se cree que es hexaquistetraédrico, pero por el desarrollo normal de sus caras se clasificaría como perteneciente a la clase hexaquisoctaédrica.

Clase diploédrica (disdodecaédrica)— $2/m\bar{3}$

Simetría. $C, 3A_2, 4A_3, 3P. (2/m\bar{3})$. Los tres ejes cristalográficos son ejes de simetría binaria; los cuatro ejes diagonales, cada uno de los cuales emerge en el centro de cada octante, son ejes de simetría ternaria; los tres planos axiales son

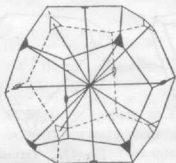


Fig. 115. Ejes de simetría.

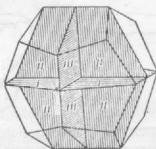


Fig. 116. Planos de simetría.

Simetría de la clase diploédrica.



Fig. 117. Diploedro.

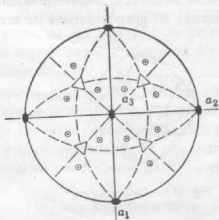


Fig. 118. Estereograma del diploedro.

planos de simetría (véanse las figs. 115 y 116). La figura 117 representa un diploedro positivo, y la figura 118 un estereograma mostrando su simetría.

Formas. 1. *Piritoedro* o *dodecaedro pentagonal positivo* $\{h0l\}$; *negativo* $\{0kl\}$. Esta forma consta de 12 caras pentagonales, cada una de las cuales corta un eje cristalográfico a la unidad, el segundo eje en algún múltiplo de la unidad,

y es paralela al tercero. Existen numerosos piritoedros que difieren unos de otros por la inclinación de sus caras. El más común de los piritoedros positivos tiene las relaciones parámetros $2a_1, \infty a_2, a_3$, y cuyos índices son $\{102\}$ (fig. 119). La figura 120 muestra el piritoedro negativo correspondiente. Deberá tenerse en cuenta que el símbolo general $\{0kl\}$ para el piritoedro positivo es el mismo que

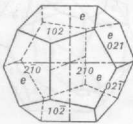


Fig. 119. Piritoedro positivo.

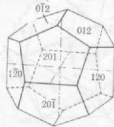


Fig. 120. Piritoedro negativo.

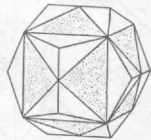


Fig. 121. Relación entre piritoedro y triaquishexaedro.

el empleado para el tetraquishexaedro. Un piritoedro puede ser considerado como derivado del tetraquishexaedro correspondiente, por la supresión de caras alternantes y la extensión de las que puedan. La figura 121 nos muestra las relaciones de las dos formas, las caras sombreadas del tetraquishexaedro son las que, al extenderse, formarían las caras del piritoedro.

2. *Diploedro positivo* $\{hkl\}$; *negativo* $\{khl\}$. El diploedro es una forma rara, pero es la forma general de la cual deriva su nombre esta clase. Se compone de 24 caras que corresponden a la mitad de caras de un hexaquisoctaedro. El diploedro está representado en la figura 117.

Además de las dos formas arriba descritas, los minerales de esta clase presentan también el cubo, el octaedro, el dodecaedro, el trapezoedro y el triaquisoctaedro. En algunos cristales estas formas pueden aparecer solas y tan perfectamente desarrolladas, que no pueden distinguirse de las hexaquisoctaédricas. Esto es frecuentemente cierto en los octaedros de la pirita. Sin embargo,



Fig. 122. Cubo estriado.

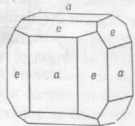
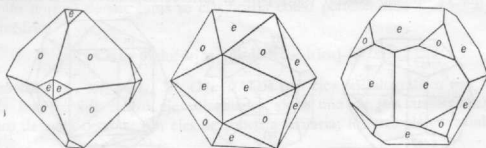


Fig. 123. Cubo y piritoedro.

normalmente por la presencia de líneas de estriación o figuras de corrosión demuestran que no poseen la simetría superior de la clase hexaquisoctaédrica, sino que corresponden a la simetría de la clase diploédrica. Esto se ve en la figura 122, que representa un cubo de pirita con estriaciones características, dispuestas de forma tal que el cristal indica su simetría más baja. La figura 123 representa una combinación de cubo y piritoedro, en la cual puede observarse que las caras del piritoedro

truncan simétricamente las aristas del cubo. Las figuras 124, 125 y 126 representan combinaciones de piritoedros y octaedros con desarrollo variado. La figura 127 muestra un cubo truncado por el piritoedro y el octaedro. La figura 128 representa una combinación de cubo y de diploedro {124}. Estas figuras deben estudiarse



Figs. 124, 125 y 126. Piritoedro y octaedro.

con cuidado, a fin de obtener una buena imagen de la simetría característica de la clase.

El principal mineral de la clase diploédrica es la pirita; otros minerales menos comunes de esta clase son la cobaltina, escuterudita, cloantita, gersdorffita y esperrilita.

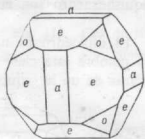


Fig. 127. Piritoedro, cubo y octaedro.

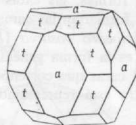


Fig. 128. Diploedro y cubo.

Clase tetartoédrica—23

Simetría— $3A_2$, $4A_3$. Los tres ejes cristalográficos son ejes binarios y los cuatro ejes diagonales son ternarios. Los ejes de simetría son los mismos que los de la clase diploédrica (fig. 115), pero no existen planos de simetría ni centro. La figura 129 es un dibujo del tetartoedro derecho positivo y la figura 130 es su estereograma.

Formas. Existen cuatro formas distintas del tetartoedro. Éstos son: derecho positivo { hkl }, izquierdo positivo { khl }, derecho negativo { $kh\bar{l}$ }, izquierdo negativo { $h\bar{k}l$ }. Forman dos pares enantiomorfos, positivo derecho e izquierdo, y negativo derecho e izquierdo. Otras formas que pueden presentarse en esta clase son el cubo, dodecaedro, piritoedros, tetraedros y dodecaedros deltoidales.

La cobaltina y la ullmanita, NiSbS, son los minerales más corrientes que pertenecen a la clase tetartoédrica.

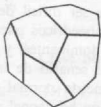


Fig. 129. Tetartoedro.

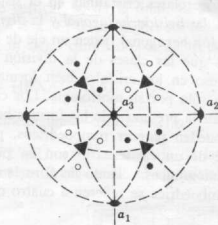


Fig. 130. Estereograma del tetartoedro.

Características de los cristales cúbicos

Las características sobresalientes de los cristales cúbicos que ayudan a su reconocimiento pueden sintetizarse como sigue:

Los cristales no deformados son equidimensionales en tres direcciones normales entre sí. Estas tres direcciones en los cristales de la clase hexaquisoctaédrica son ejes de simetría cuaternaria; en las otras dos clases son ejes de simetría binaria. Los cuatro ejes de simetría ternaria son comunes a todas las clases del sistema cúbico. Corrientemente los cristales presentan caras que son cuadrados o triángulos equiláteros, o estas figuras con vértices truncados. Están caracterizados por el gran número de caras similares; el menor número de cualquier forma de la clase hexaquisoctaédrica es de seis. Cada forma, por sí sola, formaría un sólido y es, de este modo, una forma cerrada. Los mismos índices se usan para formas en diferentes clases y, por lo tanto, al referirse a una forma por sus índices, es necesario citar la clase.

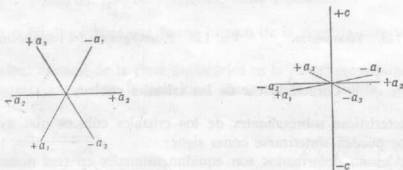
A continuación se facilitan algunos de los ángulos interfaciales más importantes del sistema cúbico que pueden ayudar a reconocer las formas más corrientes.

- Cubo (100) \wedge cubo (010) = 90° 00'
- Octaedro (111) \wedge octaedro (111) = 70° 32'
- Dodecaedro (011) \wedge dodecaedro (101) = 60° 00'
- Cubo (100) \wedge octaedro (111) = 54° 44'
- Cubo (100) \wedge dodecaedro (110) = 45° 00'
- Octaedro (111) \wedge dodecaedro (110) = 35° 16'

SISTEMA HEXAGONAL

Existen doce clases cristalinas en el sistema hexagonal que se han dividido en dos grupos, la *división hexagonal* y la *división romboédrica*. Las clases cristalinas en la división hexagonal tienen un eje de simetría senaria ordinaria o de inversión, mientras que las clases de la división romboédrica lo tienen ternario. Sin embargo, incluso en los cristales bien formados, puede ser difícil determinar la clase cristalina sólo por su morfología. Los cristales romboédricos pueden parecer hexagonales por la presencia de las formas hexagonales dominantes; y los cristales hexagonales pueden parecer romboédricos, pues un eje senario de inversión (6) es equivalente de un eje ternario con un plano de simetría normal a él (3/m).

Ejes cristalográficos. Tanto las formas de la división hexagonal como las de la división romboédrica se refieren a cuatro ejes cristalográficos, tal como propuso



Figs. 131 y 132. Ejes cristalográficos hexagonales.

BRAVAIS. Tres de éstos, los ejes a , descansan en el plano horizontal y son de igual longitud, con ángulos de 120° entre los extremos positivos; el cuarto eje, c , es vertical. La longitud de los ejes horizontales se toma como unidad; y el eje vertical, que es de distinta longitud en cada uno de los minerales hexagonales, se expresa en función de aquélla. Así, para el berilo, el eje vertical, designado por c , tiene una longitud que, en relación con la longitud de los ejes horizontales, es de $c = 0,499$.

Cuando queda orientado debidamente el cristal, uno de los ejes cristalográficos horizontales va de derecha a izquierda y los otros dos forman ángulos de 30° a ambos lados de una línea perpendicular a él. La figura 131 nos muestra la posición apropiada de los ejes horizontales mirados en la dirección del eje vertical. Como los tres ejes horizontales son intercambiables entre sí, normalmente se les designa con a_1 , a_2 , a_3 . Téngase en cuenta que el extremo positivo de a_1 se dirige hacia adelante y a la izquierda; el de a_2 , hacia la derecha, y el de a_3 , hacia atrás y a la izquierda. La figura 132 nos muestra los cuatro ejes en proyección clinográfica. Al dar el índice de cualquier cara de un cristal hexagonal, deben darse cuatro números (el *símbolo de Bravais*), puesto que hay cuatro ejes. Los números que

expresan los recíprocos de las intersecciones de una cara sobre los tres ejes horizontales se dan por el siguiente orden, a_1 , a_2 y a_3 , y el número que expresan el recíproco de la intersección con el eje vertical, se da al final. El símbolo general de la forma de BRAVAIS es $\{hkil\}$ con $h < k$. El tercer dígito del índice es siempre igual a la suma de los dos primeros con signo cambiado, o, dicho de otro modo, $h + k + i = 0$.

DIVISIÓN HEXAGONAL

Clase bipiramidal dihexagonal— $6/m2/m2/m$

Simetría. $C, 1A_6, 6A_2, 7P. (6/m2/m2/m)$. La simetría de la clase bipiramidal dihexagonal del sistema hexagonal es la siguiente: el eje cristalográfico ver-

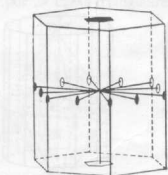


Fig. 133. Ejes de simetría.

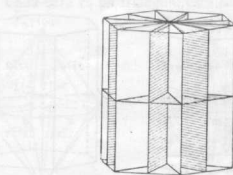


Fig. 134. Planos de simetría.

Simetría de la clase bipiramidal dihexagonal.

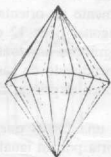


Fig. 135. Bipirámide dihexagonal.

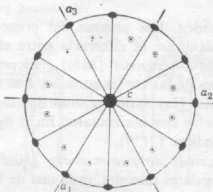


Fig. 136. Estereograma de la bipirámide dihexagonal.

(véase la fig. 133). Dispone de seis planos de simetría perpendiculares a los ejes binarios, y un plano horizontal de simetría (fig. 134). La figura 135 representa un eje de simetría senaria. Seis ejes horizontales de simetría binaria, tres de ellos coincidentes con los ejes cristalográficos y los otros tres situados entre ellos

una bipirámide dihexagonal y la figura 136 es su estereograma mostrando la simetría de la clase.

Formas. 1. *Pinacoide básico* $\{0001\}$. El pinacoide básico es una forma integrada por dos caras horizontales. En las figuras 137, 138 y 139 se muestra en combinación con diversos prismas.

2. *Prisma de primer orden* $\{10\bar{1}0\}$. Está formado por seis caras verticales, cada una de las cuales corta por igual dos de los ejes cristalográficos horizontales y es paralela al tercero. La figura 137 nos muestra un prisma de primer orden.

3. *Prisma de segundo orden* $\{11\bar{2}0\}$. Está formado por seis caras verticales, cada una de las cuales corta por igual dos de los ejes horizontales, y el intermedio entre estos dos, a la mitad de dicha distancia. La figura 138 representa el prisma

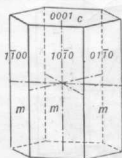


Fig. 137. Prisma de primer orden.

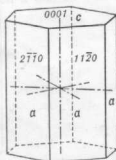


Fig. 138. Prisma de segundo orden.

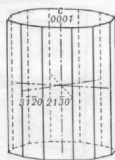


Fig. 139. Prisma dihexagonal.

Prismas hexagonales.

de segundo orden. Los prismas del primero y segundo orden son dos formas geométricas idénticas; la diferencia entre ellos es solamente su orientación.

4. *Prisma dihexagonal* $\{hk\bar{i}0\}$. El prisma dihexagonal tiene 12 caras verticales, cada una de las cuales corta los tres ejes cristalográficos horizontales a longitudes distintas. Hay varios prismas dihexagonales, dependiendo de sus diferentes relaciones con los ejes horizontales. En la figura 139 vemos el prisma dihexagonal común, con índices $\{2130\}$.

5. *Bipirámide de primer orden* $\{h0\bar{h}l\}$. Ésta es una forma que consta de 12 caras triangulares isósceles, cada una de las cuales corta por un igual dos de los ejes cristalográficos horizontales, es paralela al tercer eje horizontal y corta el eje vertical (véase fig. 140). Son posibles varias bipirámides de primer orden, debido a la diferente inclinación de las caras sobre el eje c . La forma fundamental tiene el índice $\{10\bar{1}1\}$.

6. *Bipirámide de segundo orden* $\{hh\bar{2}hl\}$. Ésta es una forma que consta de doce caras triangulares isósceles, cada una de las cuales corta por igual dos de los ejes horizontales, y el tercero e intermedio, a la mitad de esta distancia, cortando

también el eje vertical (véase la fig. 141). Resultan posibles varias bipirámides de segundo orden debido a la inclinación de las caras sobre c . Una forma común (fig. 141) tiene los índices $\{11\bar{2}2\}$. — Las relaciones entre las bipirámides del primero y segundo órdenes son las mismas que las existentes entre los prismas correspondientes.

Si en un cristal se presenta solamente una bipirámide, normalmente se la cataloga como de primer orden. Si se presentan bipirámides de ambos órdenes, en ausencia de otra evidencia, se considera la dominante como de primer orden. Si una bipirámide está combinada con formas prismáticas, la orientación de los cristales viene normalmente determinada por la bipirámide.

7. *Bipirámide dihexagonal* $\{hkil\}$. La bipirámide dihexagonal es una forma integrada por 24 caras triangulares. Cada cara es un triángulo escaleno que corta a

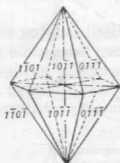


Fig. 140. Bipirámide de primer orden.

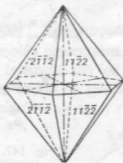


Fig. 141. Bipirámide de segundo orden.

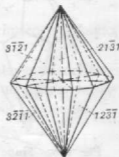
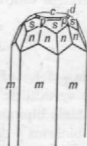
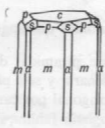
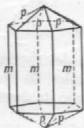


Fig. 142. Bipirámide dihexagonal.

Bipirámides hexagonales.



Figs. 143, 144 y 145. Combinaciones de formas hexagonales.

distancias distintas los tres ejes horizontales y corta también el eje vertical. Una forma corriente es $\{21\bar{3}1\}$ y se muestra en la figura 142. Las figuras 143-145 representan combinaciones de las formas de esta clase.

El berilo es el mejor representante de un mineral que pertenezca a esta clase. Otros minerales son la molibdemita, pirrotina y niquelina.

Clase trapezoédrica hexagonal—622

Simetría— $1A_6, 6A_2$. El eje vertical es un eje senario de rotación y seis ejes binarios normales a él. Los ejes de simetría son los mismos de la clase bipiramidal dihexagonal (fig. 133), pero no posee planos ni centro. La figura 146 representa un trapezoedro hexagonal y la figura 147 corresponde al estereograma de esta forma.

Formas. El *trapezoedro hexagonal* $\{hkil\}$ derecho y $\{ihkl\}$ izquierdo son formas enantiomorfas, con caras trapezoidales. Otras formas que pueden existir en



Fig. 146. Trapezoedro hexagonal.

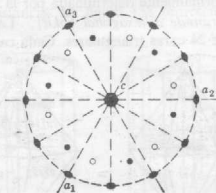


Fig. 147. Estereograma del trapezoedro hexagonal.

esta clase con el pinacoide, prismas y bibirámides hexagonales de primero y segundo orden y prismas dihexagonales.

El cuarzo de alta temperatura y kalsilita, SiO_2AlK son los únicos minerales que pertenecen a esta clase.

Clase piramidal dihexagonal—6mm

Simetría.— $1A_6, 6P$. La clase piramidal dihexagonal del sistema hexagonal tiene un eje vertical de simetría senaria y seis planos verticales. Su simetría difiere de la de la clase bipiramidal dihexagonal por carecer de plano de simetría horizontal, de ejes binarios y de centro.

La figura 148 es una pirámide dihexagonal y la figura 149 representa el estereograma de esta forma y la simetría de la clase.

Formas. Las formas de la clase piramidal dihexagonal son similares a las de la clase bipiramidal dihexagonal, pero debido a que carece de plano de simetría horizontal, aparecen formas diferentes en ambos extremos del cristal. La *pirámide dihexagonal* tiene, por tanto, dos formas: $\{hkil\}$ superior y $\{hkil\}$ inferior. Las formas pirámide hexagonal son: $\{h0hl\}$ superior y $\{h0hl\}$ inferior; y $\{h2hl\}$ superior y $\{hh2hl\}$ inferior. El pinacoide no puede existir aquí, pero en su lugar

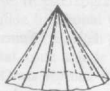


Fig. 148. Pirámide dihexagonal.

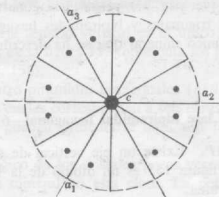


Fig. 149. Estereograma de la pirámide dihexagonal.

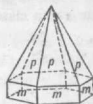


Fig. 150. Zincita.

existen dos pediones $\{0001\}$ y $\{000\bar{1}\}$. Los prismas de primero y segundo orden y el prisma dihexagonal pueden también presentarse.

La wurtzita, la greenockita y la zincita son los minerales más corrientes de esta clase. La figura 150 representa un cristal de zincita con un prisma hexagonal terminado por arriba por una pirámide hexagonal y abajo por un pedión.

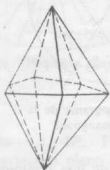


Fig. 151. Bipirámide ditrigonal.

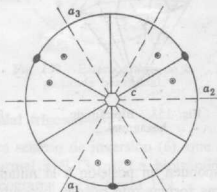


Fig. 152. Estereograma de la bipirámide ditrigonal.

Clase bipiramidal ditrigonal— $6m2$

Simetría— $1A_3, 3A_2, 4P$. El eje vertical es un eje de simetría senario de inversión que equivale a un eje ternario de rotación con un plano de simetría horizontal. Existen también tres planos de simetría que contienen el eje vertical. También tres ejes binarios están situados en un plano normal a dicho eje. La figura 151 representa la bipirámide ditrigonal y la figura 152 es su estereograma.

Formas. La bipirámide ditrigonal $\{hkil\}$ es una forma de doce caras, con seis arriba y otras seis abajo. Otras formas que pueden presentarse son: el pina-

coide, prismas trigonales (ver pág. 71), prisma hexagonal de segundo orden, prismas ditrigonales, bipirámides trigonales y bipirámides hexagonales de segundo orden.

La benitoita es el único mineral que se ha descrito con certeza como perteneciente a esta clase.

Clase bipiramidal hexagonal— $6/m$

Simetría— $C, 1A_6, 1P$. Existe un eje vertical de simetría senario, un plano horizontal y centro. La figura 153 es un dibujo de la bipirámide hexagonal y la figura 154 es su estereograma.

Formas. Las formas generales de esta clase son las bipirámides $\{hk\bar{l}\}$ positivas y $\{h\bar{k}l\}$ negativas. Estas formas constan de doce caras, seis arriba y seis abajo,

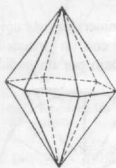


Fig. 153. Bipirámide hexagonal.

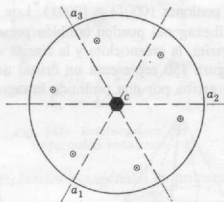


Fig. 154. Estereograma de la bipirámide hexagonal.

que corresponden en posición a la mitad de las caras de una bipirámide dihexagonal. Otras formas que pueden presentarse son el pinacoide y los prismas hexagonales $\{hki0\}$.

La clase bipiramidal hexagonal tiene como mineral principal el grupo de apatito. La bipirámide que revela la simetría de la clase se ve pocas veces, pero se representa en la cara μ de la figura 155.

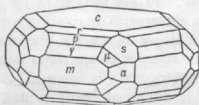


Fig. 155. Apatito.

Clase piramidal hexagonal—6

Simetría— $1A_6$. Un eje senario vertical es el único elemento de simetría de esta clase. IE estereograma de la figura 157 representa los polos de la forma general, la pirámide hexagonal (fig. 156).

Formas. Existen cuatro pirámides hexagonales $\{hkl\}$, dos arriba y dos abajo del cristal, cada una de las cuales corresponden a seis caras de la bipirámide dihexagonal. Otras formas que pueden presentarse aquí son los pedión y los prismas hexagonales $\{hki0\}$.

El desarrollo morfológico de los cristales pocas veces es suficiente para situar de manera inequívoca un mineral en esta clase. La nefelina es su principal representante.



Fig. 156. Pirámide hexagonal.

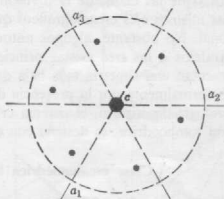


Fig. 157. Estereograma de la pirámide hexagonal.

Clase bipiramidal trigonal— $\bar{6}$

Simetría— $1A_3, 1P$. El eje vertical es senario de inversión ($\bar{6}$), que equivale a un eje ternario con plano de simetría normal a él ($3/m$). La bipirámide trigonal se representa en la figura 158 y su estereograma en la figura 159.

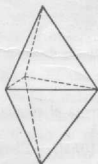


Fig. 158. Bipirámide trigonal.

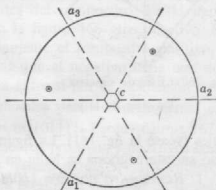


Fig. 159. Estereograma de la bipirámide trigonal.

Formas. Existen cuatro bipirámides trigonales $\{hkil\}$, cada una de ellas con seis caras correspondientes a otras tantas de la bipirámide dihexagonal. También pueden presentarse el pinacoide y los primas trigonales $\{hki0\}$. La simetría no permite la presencia de los prismas hexagonales, pero en su lugar existen dos prismas trigonales. Por ejemplo, el prisma hexagonal de primer orden $\{1010\}$ se convierte en dos prismas trigonales $\{10\bar{1}0\}$ y $\{01\bar{1}0\}$.

No existe ejemplo conocido de mineral o sustancia cristalina que pertenezca a esta clase.

DIVISIÓN ROMBOÉDRICA

Las formas de las clases de la división romboédrica del sistema hexagonal se refieren a los mismos ejes cristalográficos que las correspondientes a las de la división hexagonal. No obstante, algunos autores, para describir las formas, emplean tres ejes paralelos a las tres aristas principales del romboedro fundamental. Los cristales presentan una simetría más baja que los de la división hexagonal, la cual se reconoce normalmente por la presencia de un eje ternario en vez de un senario. En la mineralogía descriptiva, el sistema cristalino de los minerales que cristalizan en la división romboédrica, se designa con el nombre de *hexagonal-R*.

Clase escalenoédrica hexagonal— $\bar{3} 2/m$

Simetría— $C, 1A_3, 3A_2, 3P$. El eje cristalográfico vertical es de simetría ternaria y los tres ejes cristalográficos horizontales son ejes de simetría binaria (véase la fig. 160). Tres planos verticales dividen en partes iguales los ángulos entre los

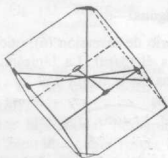


Fig. 160. Ejes de simetría.

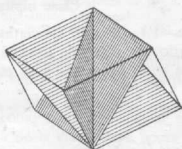


Fig. 161. Planos de simetría.

Simetría de la clase escalenoédrica hexagonal.

ejes horizontales (véase la fig. 161). La figura 162 representa el escalenoedro hexagonal así como su estereograma se halla en la figura 163.

Formas. 1. *Romboedro positivo* $\{h0hl\}$; *negativo* $\{0hhl\}$. El romboedro es una forma que consta de 6 caras rómbicas, las cuales corresponden, en posición, a las caras alternantes de una bipirámide hexagonal de primer orden. La relación

entre estas dos formas puede verse en la figura 164. El romboedro podría también suponerse como un cubo deformado en la dirección de uno de los ejes de simetría ternaria. La deformación puede presentarse, o bien como un alargamiento a lo largo del eje de simetría con producción de un ángulo sólido agudo, o como compresión a lo largo del mismo eje, con lo que el ángulo sólido es obtuso. Dependiendo de dicho ángulo, el romboedro se denomina agudo u obtuso.



Fig. 162. Escalenoedro hexagonal.

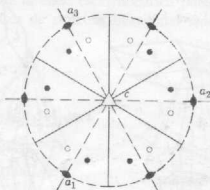


Fig. 163. Estereograma del escalenoedro hexagonal.

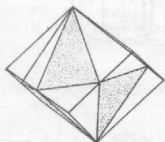


Fig. 164. Relación entre la bipirámide de primer orden y el romboedro.

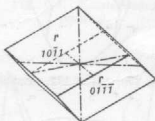


Fig. 165. Romboedro positivo.

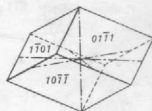
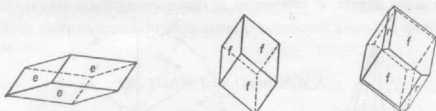


Fig. 166. Romboedro negativo.

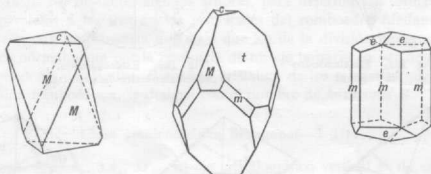
Existen dos orientaciones diferentes del romboedro. En la figura 165 se representa un romboedro positivo, y en la figura 166 otro negativo. Se debe hacer constar que, una vez orientado debidamente el romboedro positivo, tiene una de sus caras hacia el observador, mientras que el negativo tiene uno de sus vértices. Existen varios romboedros que difieren entre sí por la inclinación de sus caras con respecto al eje c . El símbolo del romboedro positivo fundamental es $\{10\bar{1}1\}$ y el correspondiente al romboedro negativo es $\{01\bar{1}\bar{1}\}$. En las figuras 167-175 aparecen combinaciones características de romboedros positivos y negativos con otras formas hexagonales. Como en el caso de los tetraedros del sistema cúbico, la distinción entre romboedro positivo y negativo es solamente cuestión de orientación.

El romboedro es una forma tan importante en el sistema hexagonal, que no necesita aparecer en un cristal para determinar la orientación del mismo. La orien-

tación de la calcita se determina por la exfoliación romboédrica y la orientación del corindón queda determinada por la fractura romboédrica (véase la pág. 140). Así, en la calcita, la única forma romboédrica externa debe ser la negativa, y en el corindón la fractura romboédrica invariablemente orienta el cristal, de tal manera que el prisma es de segundo orden.



Figs. 167, 168 y 169.



Figs. 170, 171 y 172. Calcita.

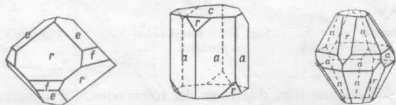


Fig. 173. Chabasita.

Figs. 174 y 175. Corindón.

mente un romboedro, éste se orienta siempre, en ausencia de otras propiedades determinativas, en la posición positiva (fig. 174).

2. *Escalenoedro positivo* $\{hkil\}$; *negativo* $\{khl\}$. Esta forma consta de 12 caras, triángulos escalenos. Estas caras corresponden en posición a los pares alternos de caras de una bipirámide dihexagonal, según se muestra en la figura 176. Las características sobresalientes del escalenoedro es la forma de zigzag de las aristas medias, que los diferencian de la bipirámide, y la alternancia de ángulos más o menos obtusos de las aristas que se cortan en los vértices de la forma. El escalenoedro está en posición positiva cuando el vértice formado por el ángulo

mayor se dirige hacia el observador y en posición negativa cuando el ángulo menor se dirige al observador (véanse las figs. 177 y 178).

Existen muchos escalenoedros posibles, dependiendo de las posibles inclinaciones de las caras. En la calcita, una forma es el escalenoedro $\{2131\}$ que aparece en la figura 177.

El romboedro y el escalenoedro de la clase escalenoédrica pueden combinarse con formas que se encuentran en clases de simetría hexagonal más elevada. Así

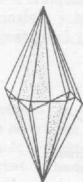


Fig. 176. Relación entre la bipirámide dihexagonal y el escalenoedro.

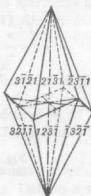


Fig. 177. Escalenoedro positivo.

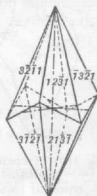


Fig. 178. Escalenoedro negativo.



Fig. 179. Escalenoedro y romboedro positivos.



Fig. 180. Escalenoedro positivo y prisma de primer orden.



Fig. 181. Prisma, escalenoedro positivo y dos romboedros positivos.

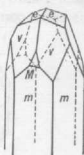


Fig. 182. Prisma, escalenoedro positivo, romboedros positivo y negativo.

los prismas hexagonales de primero y segundo orden, la bipirámide de segundo orden y el pinacoide básico se hallan en combinación con el romboedro y el escalenoedro, tal como aparece en las figuras 170-175 y 180-182.

Varios minerales corrientes cristalizan en esta clase. El más importante es la calcita y los demás miembros del grupo. Otros minerales que pertenecen a este grupo son el corindón, oligisto, brucita, nitrato sódico, arsénico, millerita, antimonio y bismuto.

Clase trapezoédrica trigonal—32

Simetría— $1A_3, 3A_2$. El eje cristalográfico vertical es un eje de simetría ternaria y los tres ejes cristalográficos horizontales son ejes de simetría binaria. Los ejes de simetría son los mismos que para la clase escalenoédrica, pero carece de



Fig. 183. Trapezoedro trigonal.

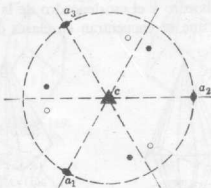


Fig. 184. Estereograma del trapezoedro trigonal.

planos de simetría. El estereograma de la figura 184 es la proyección del trapezoedro derecho positivo de la figura 183.

Formas. La única forma peculiar de esta clase es el trapezoedro trigonal. Existen cuatro formas, integrada cada una de ellas por seis caras trapezoidales. Estas caras corresponden en posición a la cuarta parte de las caras de una bipirámide

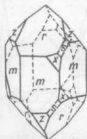


Fig. 185. Cuarzo derecho.



Fig. 186. Cuarzo izquierdo.

mide dihexagonal, y de este modo tienen símbolos similares, y que son los siguientes: derecho positivo $\{hkil\}$, izquierdo positivo $\{i\bar{k}hl\}$, izquierdo negativo $\{khl\}$, derecho negativo $\{\bar{k}i\bar{h}l\}$.

Estas formas pueden agruparse en dos pares enantiomorfos cada uno de ellos con una forma derecha y otra izquierda. Las otras formas que pueden presentarse son: pinacoide, prisma hexagonal de primer orden, prismas ditrigonales y romboedros. El prisma hexagonal de segundo orden no puede presentarse, pero en su lugar se encuentran dos prismas trigonales $\{11\bar{2}0\}$ y $\{2\bar{1}\bar{1}0\}$. De esta manera si-

milar la bipirámide hexagonal de segundo orden se transforma en dos bipirámides trigonales $\{hh\bar{2}hl\}$ y $\{2h\bar{h}l\}$.

El cuarzo de baja temperatura es el mineral común que cristaliza en esta clase, y solamente en contadas ocasiones pueden observarse caras del trapezoedro trigonal. Sólo cuando se presenta esta forma, los cristales pueden designarse como derechos (fig. 185), o izquierdos (fig. 186), dependiendo de que, cuando una cara de prisma se sitúa frente al observador, las caras trapezoédricas trigonales, x , truncan los vértices entre prisma y parte superior de las caras del romboedro a la derecha o a la izquierda. Las caras marcadas con una x son bipirámides trigonales.

El cinabrio y la berlinita, PO_4Al , un mineral raro, también cristaliza en la clase trapezoédrica trigonal.

Clase piramidal ditrigonal— $3m$

Simetría— $1A_3, 3P$. El eje vertical es un eje ternario y existen tres planos que se cortan en este eje. La figura 187 representa la pirámide ditrigonal y la figura 188 corresponde a su estereograma.

Formas. Las formas son similares a las de la clase escalenoédrica hexagonal, aunque sólo con la mitad de caras. Debido a la falta de ejes binarios, las caras de



Fig. 187. Pirámide ditrigonal.

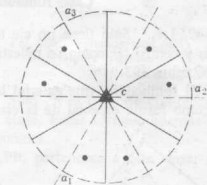
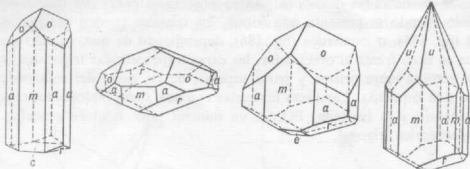


Fig. 188. Estereograma de la pirámide ditrigonal.

los extremos del cristal son diferentes. Existen cuatro pirámides ditrigonales. Cada una de estas formas corresponden a la mitad de las caras de cualquier escalenoedro positivo o negativo con índices $\{hk\bar{l}\}$, $\{k\bar{h}l\}$, $\{h\bar{k}l\}$, $\{k\bar{h}\bar{l}\}$. Las demás formas que pueden presentarse son los pedión, prisma y pirámides hexagonales de segundo orden, pirámides trigonales, prismas trigonales y prismas ditrigonales. Existen cuatro pirámides trigonales; dos de ellas en un extremo del cristal, una de ellas corresponde a las tres caras superiores de un romboedro positivo, las otras a tres caras del romboedro negativo. Sus respectivos índices son $\{h0hl\}$ y $\{0h\bar{h}l\}$. Las dos pirámides trigonales de la parte inferior del cristal corresponden a las caras inferiores del romboedro con índices $\{0h\bar{h}\bar{l}\}$ y $\{h0\bar{h}\bar{l}\}$. Los prismas trigonales

$\{10\bar{1}0\}$ y $\{01\bar{1}0\}$ corresponden a tres caras del prisma hexagonal de primer orden. Existen además dos prismas ditrigonales, $\{hk\bar{i}0\}$ y $\{kh\bar{i}0\}$, cada uno de ellos corresponde a la mitad de las caras de un prisma dihexagonal.



Figs. 189, 190, 191 y 192. Cristales de turmalina.

La turmalina es el mineral más corriente que cristaliza en esta clase, y además lo hacen la pirargirita, alunita y proustita. La figuras 189-192 representan un cristal característico de turmalina mostrando la simetría de la clase piramidal ditrigonal.

Clase romboédrica— $\bar{3}$

Simetría— $C, 1A_3$. Sólo tiene un eje ternario de inversión. Es equivalente a un eje ternario y centro tal como se muestra en el estereograma de la figura 194 del romboedro, figura 193.

Formas. El romboedro, que es aquí la forma general $\{hkil\}$, se describe en la página 66 como forma especial de la clase escalenoédrica hexagonal. Si apare-

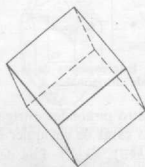


Fig. 193. Romboedro.

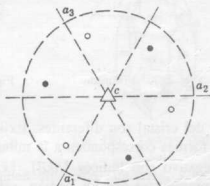


Fig. 194. Estereograma del romboedro.

ciera sólo en un cristal, éste tendría la simetría morfológica de aquella clase ($\bar{3}2/m$). Sólo cuando se presenta combinado con otras formas aparece la simetría real de esta clase. Además del romboedro, pueden existir el pinacoide y varios prismas hexagonales $\{hk\bar{i}0\}$.

La dolomita es el mineral más corriente que cristaliza en esta clase, otros representantes de la misma son la ilmenita, willemita y fenacita.

Clase piramidal trigonal—3

Simetría— $1A_3$. El único elemento de simetría es un eje ternario. La pirámide trigonal se representa en la figura 195 y su estereograma en la figura 196.

Formas. La pirámide trigonal $\{hkl\}$ es la forma general. En combinación con el pedión tiene la simetría de la clase piramidal de trigonal ($3/m$) con tres



Fig. 195. Pirámide trigonal.

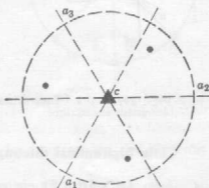


Fig. 196. Estereograma de la pirámide trigonal.

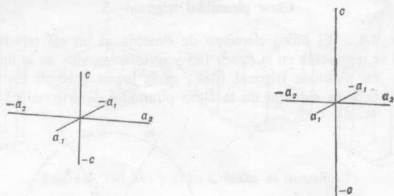
planos de simetría verticales (fig. 187). Sólo en el caso de combinarse con otras formas se revela la simetría real de la clase. Estas formas, además de pirámides trigonales, son los pedión y prismas trigonales.

Probablemente la gratonita, $S_{12}As_4Pb$, pertenezca a esta clase; no se conoce otro representante.

SISTEMA TETRAGONAL

Ejes cristalográficos. Los ejes cristalográficos del sistema tetragonal son tres y forman ángulos rectos entre sí. Los dos ejes horizontales a , son iguales en longitud y por consiguiente intercambiables, pero el eje vertical c , es de diferente tamaño, característico para cada mineral tetragonal. La figura 197 representa los ejes cristalográficos del mineral tetragonal *zircón*, donde c es menor que a . La figura 198 representa los ejes cristalográficos del mineral *anatasa*, donde c es mayor que a . La longitud de los ejes horizontales se toma como unidad, y la relativa del eje vertical se expresa en términos de la horizontal. Esta longitud puede ser determinada para cada mineral tetragonal midiendo los ángulos interfaciales de un cristal y haciendo los cálculos correspondientes (véase la pág. 116). Para el

zircón, la longitud del eje vertical viene expresada por $c = 0,901$; para la anatasa, por $c = 1,777$. La debida orientación de los ejes cristalográficos y su notación son similares a los del sistema cúbico, y se muestran en las figuras 197 y 198.



Figs. 197 y 198. Ejes cristalográficos tetragonales.

Clase bipiramidal ditetragonal— $4/m\ 2/m\ 2/m$

Simetría— $C, 1A_4, 4A_2, 5P$. El eje cristalográfico vertical es un eje de simetría cuaternaria. Existen cuatro ejes horizontales de simetría binaria, dos de los cuales son coincidentes con los ejes cristalográficos, mientras que los otros dos bisectan los ángulos determinados por ellos.

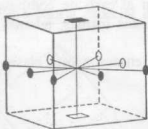


Fig. 199. Ejes de simetría.

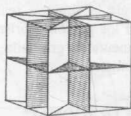


Fig. 200. Planos de simetría.

Simetría de la clase bipiramidal ditetragonal.

La figura 199 muestra los ejes de simetría. Existen cinco planos de simetría, uno horizontal y cuatro verticales. Cada uno de los ejes de simetría horizontales está contenido en uno de los planos de simetría verticales. La posición de los planos de simetría viene ilustrada en la figura 200. La figura 201 corresponde a la bipirámide ditetragonal y la figura 202 es su estereograma.

Formas. A continuación se dan las formas de la clase bipiramidal ditetragonal. Cuando se emplean los símbolos de forma general se escribe $h < k$.

1. *Pinacoide básico* $\{001\}$. El pinacoide básico, plano basal o base, que de todas estas formas se le puede llamar, es una forma que consta de dos caras hori-



Fig. 201. Bipirámide
ditrigonal.
ditetragonal

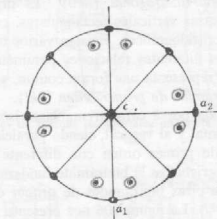


Fig. 202. Estereograma de la
bipirámide ditrigonal.

zontales. Las figuras 203, 204 y 205 lo muestran en combinación con diferentes prismas.

2. *Prisma de primer orden* $\{010\}$. El prisma de primer orden consta de cuatro caras verticales rectangulares, cada una de las cuales corta un solo eje cristalográfico y es paralela a los otros dos. Su forma viene representada en la figura 203.



Fig. 203. Prisma
de segundo orden.

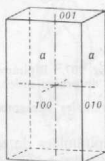


Fig. 204. Prisma
de primer orden.

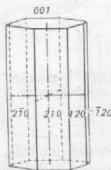


Fig. 205. Prisma.
ditetragonal.

Prismas tetragonales.

3. *Prisma de segundo orden* $\{110\}$. El prisma de segundo orden consta de cuatro caras rectangulares cada una de las cuales corta por igual los dos ejes cristalográficos horizontales. Su forma viene representada en la figura 203.

Los prismas del primero y segundo orden son de idéntica forma, excepto en su orientación. Puede pasarse de uno a otro por un giro de 45° alrededor del eje

vertical. Teniendo en cuenta que ambos pueden presentarse juntos en el mismo cristal, es necesario reconocer las dos formas.

4. *Prisma ditetragonal* $\{hk0\}$. El prisma ditetragonal es una forma que consta de 8 caras verticales rectangulares, cada una de las cuales corta por igual los dos ejes cristalográficos. Existen varios tipos de prismas ditetragonales, dependiendo de las diferentes relaciones paramétricas con los ejes horizontales. En la figura 205 se representa una forma común, y cuyo índice es $\{120\}$.

5. *Bipirámide de primer orden* $\{0kl\}$. La bipirámide de primer orden es una forma integrada por 8 caras triangulares isósceles, cada una de las cuales corta a un eje horizontal y al vertical, siendo paralela al otro eje horizontal. Existen varias bipirámides de primer orden con diferente inclinación sobre el eje vertical. La forma más corriente es la bipirámide fundamental $\{011\}$. A continuación se indican los índices de otras bipirámides de primer orden: $\{021\}$, $\{031\}$, $\{012\}$, $\{013\}$, o en general $\{0kl\}$. La figura 206 nos presenta la bipirámide $\{011\}$ del zircón.

6. *Bipirámide de segundo orden* $\{hhl\}$. La bipirámide de segundo orden es una forma que consta de 8 caras triangulares isósceles, cada una de las cuales corta a los tres ejes cristalográficos, con igual inclinación sobre los dos ejes hori-

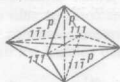


Fig. 206. Bipirámide de segundo orden.

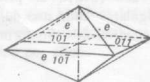


Fig. 207. Bipirámide de primer orden.

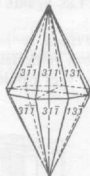
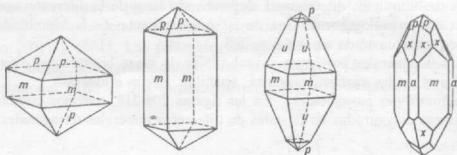


Fig. 208. Bipirámide ditetragonal.

Pirámides tetragonales.

zontales. Existen también varias bipirámides de segundo orden dependiendo éstas de la inclinación de sus caras sobre c . La más común es la fundamental $\{111\}$ que corta a todos los ejes en sus longitudes unitarias. A continuación se indican los índices de otras bipirámides de segundo orden $\{221\}$, $\{331\}$, $\{112\}$, $\{113\}$, o en general $\{hhl\}$. La figura 207 representa la bipirámide fundamental del zircón. La relación entre la bipirámide de primero y segundo orden es parecida a la que existe entre los prismas de primero y segundo orden.

Como regla general, y en ausencia de otra evidencia, si se presenta una bipirámide en un cristal, se da por sentado que es de segundo orden. Si se presentan dos bipirámides de órdenes diferentes, la más sobresaliente, normalmente, es la de segundo orden. En la orientación de un cristal, los prismas están subordinados a



Figs. 209, 210, 211 y 212. Combinaciones de formas tetragonales en cristales de zircón.

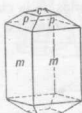


Fig. 213. Cristal de idocrasa con prisma y bipirámide de segundo orden y pinacoide básico.

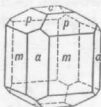


Fig. 214. Cristal de idocrasa con prisma de primer orden, prisma y bipirámide de segundo orden y pinacoide básico.

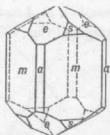


Fig. 215. Cristal de rutilo con prismas y bipirámides de primero y segundo órdenes.

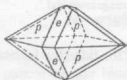


Fig. 216. Cristal de casiterita con bipirámide de primero y segundo órdenes.



Fig. 217. Cristal de apofillita con bipirámide de segundo orden y prisma de primero.

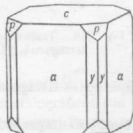


Fig. 218. Cristal de apofillita con bipirámide de segundo orden, prisma ditetragonal y pinacoide básico.

las pirámides. De esta forma, un prisma importante puede ser relegado a segundo orden, por la presencia de una bipirámide pequeña.

7. *Bipirámide ditetragonal {hkl}*. La bipirámide ditetragonal es una forma integrada por 16 caras triangulares, cada una de las cuales corta a los tres ejes cristalográficos, cortando los dos horizontales a distancias diferentes entre sí. Hay va-

rios tipos de bipirámide ditetragonal, dependiendo éstos de la diferentes inclinacion sobre los ejes cristalográficos. Una de las más corrientes es la bipirámide $\{131\}$, que puede verse ilustrada en la figura 208.

Muchos minerales corrientes cristalizan en la clase bipiramidal ditetragonal. Entre ellos el rutilo, anatasa, casiterita, apofilita, zircón e idocrasa.

Combinaciones tetragonales. En las figuras 209-218, tenemos combinaciones características encontradas en cristales de diferentes minerales tetragonales.

Clase trapezoédrica tetragonal—422

Simetría— $4A_2$. El eje vertical es cuaternario y existen cuatro ejes binarios normales a él. Los ejes de simetría son los mismos que los de la clase bipiramidal ditetragonal (fig. 199) pero no se presenta aquí plano ni centro. La figura 219



Fig. 219. Trapezoedro tetragonal.

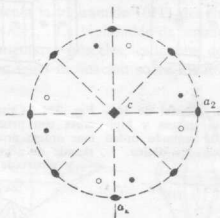


Fig. 220. Estereograma del trapezoedro tetragonal.

es un trapezoedro tetragonal y su estereograma, figura 220, muestra la simetría de la clase.

Formas. El trapezoedro tetragonal tiene 8 caras, que corresponden a la mitad de la bipirámide ditetragonal. Existen dos formas enantiomorfas, derecho $\{hkl\}$ (fig. 219) e izquierdo $\{\bar{h}\bar{k}l\}$. Las demás formas que pueden presentarse son: pinoide, prismas tetragonales de primero y segundo orden, prisma ditetragonal y bipirámide tetragonales de primero y segundo orden.

La fogenita, $\text{CO}_3\text{Cl}_2\text{Pb}_2$ es el único mineral de esta clase.

Clase piramidal ditetragonal— $4mm$

Simetría— $4A_2, 4P$. El eje vertical es cuaternario, y cuatro planos se cortan según él. La figura 221 representa una pirámide ditetragonal y la figura 222 su estereograma.

Formas. La falta de plano horizontal de simetría da lugar a formas diferentes en ambos extremos de los cristales de esta clase. Entre las formas encontramos los pedión $\{001\}$ y $\{00\bar{1}\}$. Las pirámides tetragonales de primero $\{h0l\}$ y segundo orden $\{hhl\}$ tienen sus correspondientes formas inferiores $\{h0\bar{l}\}$ y $\{h\bar{h}\bar{l}\}$. La pirámide ditetragonal $\{hkl\}$ es una forma superior y la $\{hk\bar{l}\}$ es inferior. Los prismas

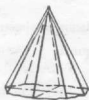


Fig. 221. Pirámide ditrigonal.

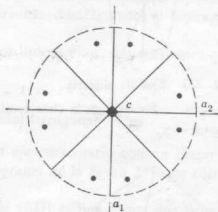


Fig. 222. Estereograma de la pirámide ditrigonal.

tetragonales de primero y segundo orden pueden presentarse así como el prisma ditetragonal.

La diaboleita, $\text{Cl}_2\text{Cu}(\text{OH})_4\text{Pb}_2$, un mineral bastante raro, es el único representante de esta clase.

Clase escalenoédrica tetragonal— $\bar{4}2m$

Simetría— $3A_2, 2P$. El eje vertical es cuaternario de inversión que morfológicamente parece un eje binario de rotación. Los ejes a cristalográficos son ejes binarios. Normalmente a ellos hay dos planos verticales de simetría que se cortan según el eje vertical. (Ver figs. 223 y 224). La figura 225 representa el escalenoedro tetragonal y la figura 226 su estereograma.

Formas. 1. Las únicas formas importantes de esta clase, son el *biesfenoide positivo* $\{hhl\}$ y el *negativo* $\{h\bar{h}\bar{l}\}$. Están formados por cuatro caras triangulares isósceles que cortan a los tres ejes cristalográficos, con idéntica inclinación sobre los dos ejes horizontales. Las caras corresponden en su posición a caras alternantes de la bipirámide tetragonal de segundo orden. Pueden existir biesfenoides diversos, dependiendo de su diferente inclinación sobre el eje vertical. En las figuras 227 y 228, vemos dos biesfenoides distintos. Pueden también estar en combinación un biesfenoide positivo y otro negativo, según se representa en la figura 229.



Fig. 223. Ejes de simetría.

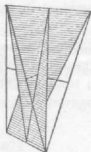


Fig. 224. Planos de simetría.

Simetría de la clase escaenoédrica tetragonal.

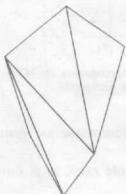


Fig. 225. Escalenoedro tetragonal.

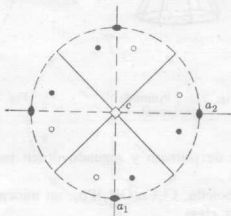


Fig. 226. Estereograma del escalenoedro tetragonal.



Figs. 227 y 228. Biesfenoides positivos.



Fig. 229. Combinación de los bielesenoides positivo y negativo.

El bielesenoide se diferencia del tetraedro por el hecho de que su eje cristalográfico vertical no es de la misma longitud que los ejes horizontales. El único mineral corriente de la clase escaenoédrica tetragonal es la calcopirita, cuyos cristales, por lo general, muestran solamente el bielesenoide {112}. Este bielesenoide se parece muchísimo a un tetraedro, y se necesita tomar las medidas con mucha exactitud para probar su carácter tetragonal.

2. El *escalenaedro tetragonal* $\{hkl\}$ es la forma general de la cual deriva el nombre de esta clase. Está integrada por ocho triángulos escalenos similares, que corresponden en su posición a los pares alternantes de caras de la bipirámide tetragonal. Esta es una forma muy poco frecuente y que se observa siempre en combinación con otras.

Las demás formas que se pueden presentar son: pinacoide, prismas tetragonales de primero y segundo orden, prismas ditetragonales y bipirámides tetragonales de segundo orden.

La calcopirita y la estamita son los únicos minerales corrientes que cristalizan en esta clase.

Clase bipiramidal tetragonal— $4/m$

Simetría— $C, 1A_4, 1P$. Existe un eje cuaternario con un plano normal a él. La simetría se representa en el estereograma de la figura 231 que corresponde a la bipirámide tetragonal de la figura 230.

Formas. La bipirámide tetragonal $\{hkl\}$ es una forma que tiene cuatro caras superiores directamente por encima de las inferiores. Esta forma tiene simetría más

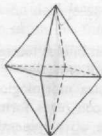


Fig. 230. Bipirámide tetragonal.

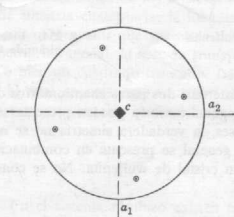


Fig. 231. Estereograma de la bipirámide tetragonal.

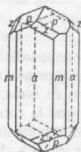


Fig. 232. Escapolita.

elevada y sólo en combinación con otras revela la ausencia de planos verticales. El pinacoide básico y los prismas tetragonales $\{hk0\}$ también pueden presentarse. El prisma tetragonal $\{hk0\}$ es equivalente a cuatro caras alternantes del prisma ditetragonal y se presenta en las clases que no tienen planos de simetría verticales o ejes binarios.

Los minerales representativos de esta clase son: fergusonita, scheelita, powellita y escapolita. La figura 232 representa un cristal de escapolita con la simetría verdadera de la clase.

Clase piramidal tetragonal—4

Simetría— $4A_2$. El eje vertical es cuaternario. No se presentan el plano ni el centro. La pirámide tetragonal se representa en la figura 233 con el correspondiente estereograma en la figura 234.

Formas. La pirámide tetragonal es una forma de cuatro caras. La forma superior $\{hkl\}$ es diferente de la inferior $\{hkl\}$ y cada una de ellas tiene su variante



Fig. 233. Pirámide tetragonal.



Fig. 235. Wulfenita.

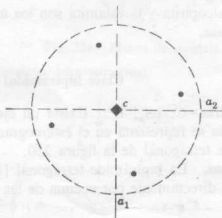


Fig. 234. Estereograma de la pirámide tetragonal.

derecha e izquierda. Existen así dos pares enantiomorfos de pirámides tetragonales. El pedión y prisma tetragonal también pueden presentarse aquí.

Como en otras clases, la verdadera simetría no se muestra morfológicamente a menos que la forma general se presente en combinación con otras formas. La figura 235 representa un cristal de wulfenita. No se conocen otros minerales que cristalicen en esta clase.

Clase biesfenoidica tetragonal—4

Simetría— $4AP_4$. El eje vertical es cuaternario de inversión. No existe otro elemento de simetría. El biesfenoido tetragonal se representa en la figura 236 y su estereograma en la figura 237.

Formas. El biesfenoido tetragonal $\{hkl\}$ es una forma cerrada integrada por cuatro caras triángulos isósceles. En ausencia de caras modificadoras, la forma posee dos planos de simetría con la simetría total $42m$. La verdadera simetría se muestra sólo en combinación con otras formas. Pueden presentarse el pinacoide y los prismas tetragonales.

El único mineral representante de esta clase es la rara cahntita, $AsO_4B(OH)_4Ca$.



Fig. 236.
Biesfenoides
tetragonales.

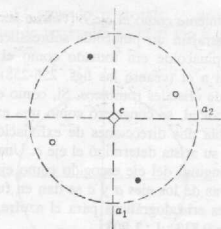


Fig. 237. Estereograma del
biesfenoides tetragonal.

Características de los cristales tetragonales

Las características más sobresalientes de los cristales tetragonales podrían resumirse así: un solo eje de simetría cuaternaria; la longitud del cristal paralelo a este eje es, generalmente, mayor o menor que sus otras dos dimensiones; visto en la dirección del eje de simetría tetragonal, la sección transversal de un cristal bien formado es un cuadrado, o bien un cuadrado truncado. La calcopirita es el único mineral común tetragonal al cual no concierne lo arriba expuesto, aunque puede ser fácilmente reconocido por sus cristales biesfenoidales y por sus propiedades físicas.

SISTEMA RÓMBICO

Ejes cristalográficos. En el sistema rómbico existen tres ejes cristalográficos de longitudes distintas y normales entre sí. La longitud relativa de los ejes, o la relación axial, deben determinarse en cada uno de los minerales rómbicos.

En la orientación de un cristal rómbico, ha sido adoptada por los cristalografos la convención $c < a < b$. No obstante, antiguamente esta convención no era, ni mucho menos, observada, y era costumbre referirse a la orientación dada en la literatura. Por lo tanto, cualquiera de los tres ejes podría ser escogido como el eje vertical, o eje c . El más largo de los otros dos se tomaba entonces como el eje b , y el más corto, como el eje a .¹

En el pasado, la elección del eje vertical c , se basó en el hábito del cristal. Si sus cristales mostraban comúnmente un alargamiento en una dirección fue escogida

¹ Eje b , ha sido llamado *macroeje*, del equivalente griego de *largo* y el a , *braquieje*, igualmente del equivalente griego de *corto*.

convencionalmente como el eje c (véanse las figs. 251-253). Si, por el contrario, los cristales mostraban un pinacoide sobresaliente, y por lo tanto eran de hábito tabular, este pinacoide era tomado como el pinacoide (básico) horizontal con el eje c normal a él (véanse las figs. 256-258). La exfoliación ayudó también en la orientación de cristales rómbicos. Si, como en el caso del topacio, había una exfoliación pinacoidal, se consideró como una exfoliación basal. Si, como ocurre en la baritina, había dos direcciones de exfoliación equivalentes, fueron tomadas como verticales, y su arista determinó el eje c . Una vez que ha sido determinada la orientación, la longitud del eje escogido como eje b se toma como unidad, y las longitudes relativas de los ejes a y c se dan en función de aquélla. La figura 238 representa los ejes cristalográficos para el azufre, mineral rómbico, cuya relación axial es $a : b : c = 0,813 : 1 : 1,903$.

Clase bipiramidal rómbica— $2/m 2/m 2/m$

Simetría— $C, 3A_2, 3P$. Los tres ejes cristalográficos son ejes de simetría binaria (fig. 239) y perpendicularmente a cada uno de ellos hay un plano de simetría (fig. 240), los tres planos axiales. Se deduce de esta combinación de planos y ejes

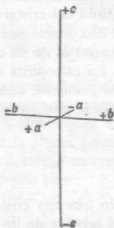


Fig. 238. Ejes cristalográficos rómbicos.



Fig. 239. Ejes de simetría.

Simetría de la clase bipiramidal rómbica.

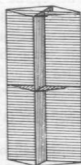


Fig. 240. Planos de simetría.

de simetría la existencia de un centro. La figura 241 es un dibujo de la bipirámide rómbica, la forma general, y la figura 242 es su estereograma que muestra la simetría de la clase.

Formas. En la clase bipiramidal rómbica hay tres tipos de formas: pinacoides, prismas y bipirámides, que son como sigue:

1. *Primer pinacoide a* $\{100\}$. El primer pinacoide son dos caras paralelas, cada una de las cuales corta el eje a y es paralela a los ejes b y c . En la figura 243 se representa una combinación de los pinacoides primero y segundo.

2. *Segundo pinacoide b $\{010\}$* . El segundo pinacoide es una forma que consta de dos caras paralelas, cada una de las cuales corta el eje b y es paralela a los ejes a y c (figs. 243 y 244).

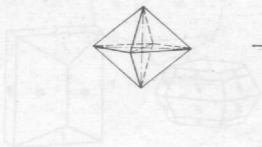


Fig. 241. Bipirámide rómbica.

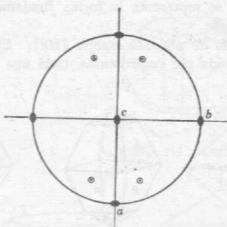


Fig. 242. Estereograma de la bipirámide rómbica.

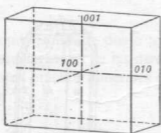


Fig. 243. Pinacoides rómbicos.

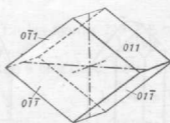


Fig. 244. Combinación del pinacoide primero y prisma de primera especie.

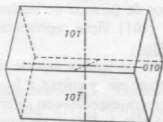


Fig. 245. Combinación de segundo pinacoide y prisma de segunda especie.

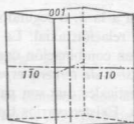


Fig. 246. Combinación de tercer pinacoide y prisma de tercera especie.

3. *Pinacoide básico o tercer pinacoide c $\{001\}$* . El pinacoide básico es una forma integrada por dos caras paralelas, cada una de las cuales corta el eje c y es paralela a los ejes a y b (figs. 243 y 244).

4. *Prisma de primera especie* $\{0kl\}$. El prisma de primera especie consiste en cuatro caras que son paralelas al eje a , o primer eje, y cortan los ejes b y c . Existen varios tipos de prismas de primera especie con relación axial diversa. En la figura 244 se representa la forma fundamental $\{011\}$ en combinación con el primer pinacoide.

5. *Prisma de segunda especie* $\{h0l\}$. El prisma de segunda especie es una forma constituida por cuatro caras, cada una de las cuales corta a los ejes a y c

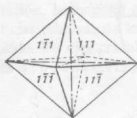
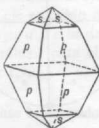


Fig. 247. Bipirámide rómbica.



Figs. 248 y 249. Azufre.

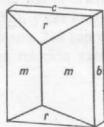
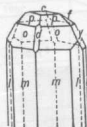
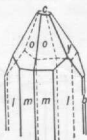


Fig. 250. Estauroлита.



Figs. 251, 252 y 253. Topacio.

y es paralela a la b , o segundo eje. Hay varios tipos de prismas de segundo orden con diversa relación axial. La forma fundamental $\{101\}$ viene representada en la figura 245, en combinación con el segundo pinacoide.

6. *Prisma de tercera especie* $\{hk0\}$. El prisma de tercera especie tiene cuatro caras verticales que son paralelas al eje c , o tercer eje, y cortan a los dos ejes horizontales. Existen varios tipos de prismas de tercera especie, con diferentes relaciones axiales, y que dan varios valores para la h y la k . El prisma fundamental es $\{110\}$, que corta los dos ejes horizontales a longitudes unitarias (fig. 246).

Teniendo en cuenta que cada uno de los prismas corta a dos ejes y es paralelo al tercero, un prisma de una especie dada puede transformarse en otra por medio de un cambio en la orientación de los ejes.

7. *Bipirámide* $\{hkl\}$. Una bipirámide rómbica tiene ocho caras triangulares, cada una de las cuales corta a los tres ejes cristalográficos. Ésta es la forma general,

de la cual la clase bipiramidal rómbica recibe su nombre. La figura 247 representa la bipirámide fundamental $\{111\}$.

Combinaciones. Prácticamente todos los cristales rómbicos están integrados

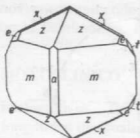


Fig. 254. Broquita.

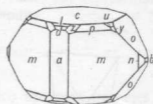
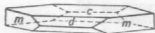


Fig. 255. Anglesita.



Figs. 256 y 257. Bárbitina.

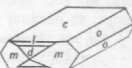
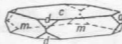


Fig. 258. Celestina.

por la combinación de dos o más formas. En las figuras 248-258 se dan combinaciones características de las diversas formas.

Existen muchos minerales que pertenecen a esta clase. Entre los más corrientes se hallan:

andalucita
antofillita
aragonito (grupo)
baritina (grupo)
brookita
crisoberilo

columbita
cordierita
danburita
enstatita
goethita
lawsonita

marcasita
olivino
sillimanita
estibina
azufre
topacio

Clase biesfenoídica rómbica—222

Simetría— $3A_2$. Existen tres ejes binarios que coinciden con los ejes cristalográficos (fig. 239). No hay planos ni centro. La figura 259 corresponde a un biesfenoide y la figura 260 a su estereograma.

Formas. El biesfenoide rómbico es una forma integrada por cuatro caras, dos en el hemisferio superior y otras dos en el inferior. Se parece a un biesfenoide tetragonal, pero las caras son triángulos escalenos. Existen dos biesfenoideos. El derecho $\{hkl\}$ y el izquierdo $\{h\bar{k}l\}$ son formas enantiomorfas.

Los tres pinacoides y los tres prismas pueden presentarse en esta clase.

Aunque existen varios minerales que cristalizan en esta clase, todos ellos son relativamente raros. Los más corrientes son la epsomita y la olivenita.



Fig. 259. Biesfenoide rómbico.

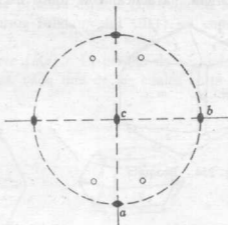


Fig. 260. Estereograma del biesfenoide rómbico.

Clase piramidal rómbica— $2mm$

Simetría— $1A_2, 2P$. En la clase piramidal rómbica, el eje c es un eje de simetría binaria. Los dos planos de simetría se cortan en el eje de simetría. La figura 261 es un dibujo de la pirámide rómbica y la figura 262, su estereograma.



Fig. 261. Pirámide rómbica.

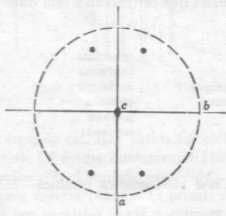


Fig. 262. Estereograma de la pirámide rómbica.

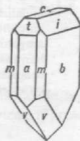


Fig. 263. Hemimorfita.

Formas. La carencia de un plano de simetría horizontal en la clase piramidal rómbica implica la presencia de formas diferentes en la parte superior e inferior del cristal. Los prismas de primero y segundo órdenes de la clase bipiramidal rómbica, que no existen tampoco aquí, se transforman en pares de caras, los *domos*. La forma $\{0kl\}$ es diferente de la $\{0k\bar{l}\}$; la $\{h0l\}$ difiere de la $\{h0\bar{l}\}$. No existe pina-

coide básico, ya que $\{001\}$ es un *pedión*, una forma de una sola cara diferente e independiente del pedión $\{001\}$. El prisma de tercer orden es el mismo que en la clase bipiramidal.

Sólo unos pocos minerales cristalizan en esta clase; los representantes más corrientes son la hemimorfita, figura 263 y la bertrandita.

SISTEMA MONOCLÍNICO

Ejes cristalográficos. En el sistema monoclinico aparecen tres ejes cristalográficos de longitudes desiguales. Los ejes a y b , y b y c , son normales entre sí, pero el a y el c forman un ángulo oblicuo. La longitud relativa de los ejes y el ángulo entre los ejes a y c varían para cada mineral monoclinico y deben ser determinados después de haber tomado las medidas apropiadas. Una vez orientado debidamente, el eje b es horizontal y queda colocado en posición de izquierda a

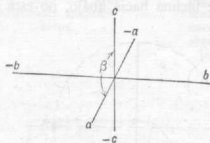


Fig. 264. Ejes cristalográficos monoclinicos.

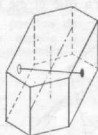


Fig. 265. Ejes de simetría. Simetría del sistema monoclinico.

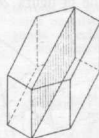


Fig. 266. Planos de simetría.

derecha; el eje a está inclinado de arriba abajo hacia adelante; y el c es vertical. La longitud del eje b se toma como unidad, y las longitudes de los ejes a y c , en función de aquélla. El ángulo obtuso que forman a y b entre sí se designa por β . La figura 264 representa los ejes cristalográficos del mineral monoclinico ortosa, y cuyas constantes axiales son $a : b : c = 0,658 : 1 : 0,555$; $\beta = 116^\circ 03'$.

En todo cristal monoclinico la posición del eje b y del plano en el cual están contenidos los ejes a y c vienen fijados por la simetría (figs. 265-266). Sin embargo, deben elegirse las direcciones que servirán como ejes a y c , y esto depende del hábito del cristal y de la exfoliación. Si los cristales de la substancia muestran un desarrollo alargado (hábito prismático) paralelo a alguna dirección en el plano a - c , esta dirección se toma, frecuentemente, como el eje c (véanse las figs. 278-280). Además, si existe un plano o planos inclinados importantes tal como los planos c en las figuras 283-285, o los planos r en las figuras 280 y 281, el eje a se considera como paralelo a éstos. Es muy posible que hayan dos o más orientaciones posibles que sean igualmente buenas en lo que a las direcciones de los ejes a y c se refiere.

Una vez establecida una orientación para los cristales de una substancia determinada, se mantiene en las descripciones subsiguientes.

La exfoliación es también un factor importante en la orientación del cristal monoclinico. Si existe una buena exfoliación pinacoidal paralela al eje b , como en la ortosa (fig. 216), se elige por regla general como exfoliación basal. Si son dos las direcciones de exfoliación equivalentes, como en el caso de los anfíboles y piroxenos, se consideran normalmente como una exfoliación prismática vertical.

Clase prismática— $2/m$

Simetría— $C, 1A_2, 1P$. En la clase prismática del sistema monoclinico, el eje cristalográfico b es un eje de simetría binaria. El plano $a-c$ de los ejes cristalográficos es un plano de simetría. Con un eje binario normal a un plano de simetría existe también un centro de simetría.

El estereograma de la figura 268 muestra la simetría del prisma (de cuarta especie) de la figura 267. Ya que el eje a se inclina hacia abajo, no está situado

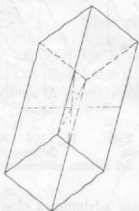


Fig. 267. Prisma monoclinico.

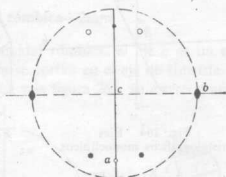


Fig. 268. Estereograma del prisma monoclinico.

en el plano ecuatorial y el extremo positivo corta a la esfera de proyección en el hemisferio sur.

Formas. No existen más que dos tipos de formas en la clase prismática del sistema monoclinico: pinacoides y prismas.

1. *Primer pinacoide* $\{100\}$. El primer pinacoide (fig. 269) está formado por dos caras paralelas, cada una de las cuales corta al eje a y es paralela a los ejes b y c . La figura 270 muestra $\{100\}$ en combinación con $\{010\}$ y $\{001\}$.

2. *Segundo pinacoide* $\{010\}$. El segundo pinacoide (figs. 269 y 270) consta de dos caras paralelas, cada una de las cuales corta al eje b y es paralela a los ejes a y c .

3. *Tercer pinacoide o pinacoide básico* $\{001\}$. El pinacoide básico (véan-

se las figs. 269 y 270) consta de dos caras paralelas, cada una de las cuales corta al eje c y es paralela a los ejes a y b . Contrariamente al pinacoide básico del sistema básico del sistema rómbico, no es perpendicular al eje c .

4. *Pinacoide de segunda especie, positivo* $\{h0l\}$; *negativo* $\{h0\bar{l}\}$. Estas formas están integradas por dos caras paralelas y, como el pinacoide básico y el

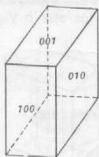


Fig. 269. Los tres pinacoides monoclinicos.

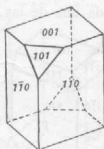


Fig. 270. Prisma de tercera especie, pinacoide positivo de segunda especie y tercer pinacoide.

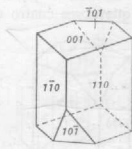


Fig. 271. Prisma de tercera especie, pinacoide negativo de segunda especie y tercer pinacoide.



Fig. 272. Segundo pinacoide y pinacoide positivo y negativo de segunda especie.

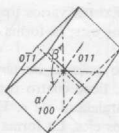


Fig. 273. Prisma de primera especie y primer pinacoide.

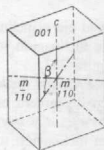


Fig. 274. Prisma de tercera especie y tercer pinacoide.

primer pinacoide, son paralelas al eje b . No obstante, tienen una posición intermedia a los otros dos pinacoides, y de esta forma cortan a los dos ejes a y c . Existen varios tipos de pinacoides de segunda especie, con diferentes relaciones axiales. Dado que los extremos opuestos del eje a en el sistema monoclinico no son intercambiables entre sí, aparecen dos tipos de pinacoides de segundo orden, dependiendo de que la cara de la parte superior del cristal corte el extremo positivo del eje a ; se le designa con el nombre de *pinacoide positivo de segunda especie*, y, por el contrario, si corta al extremo negativo del eje a , se le conoce con el nombre de *pinacoide negativo de segunda especie*. Debe considerarse que estas dos formas son enteramente independientes entre sí y la presencia de una de ellas en ningún

modo implica la presencia de la otra. El pinacoide positivo de segunda especie, fundamental $\{101\}$, y el pinacoide negativo de segunda especie $\{\bar{1}0\bar{1}\}$ vienen ilustrados en las figuras 270 y 271, respectivamente, en combinación con el prisma vertical y el pinacoide básico. Las dos formas se representan también en la figura 275, en combinación con el prisma vertical y el pinacoide básico.

5. *Prismas de primera especie* $\{0kl\}$. El prisma de primera especie es una forma que posee cuatro caras, cada una de las cuales corta los ejes b y c y es

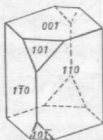


Fig. 275. Pinacoides positivo y negativo de segunda especie, prisma de tercera especie y tercer pinacoide.

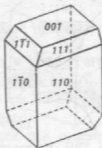


Fig. 276. Prisma positivo de cuarta especie, prisma de tercera especie y tercer pinacoide.

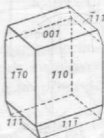


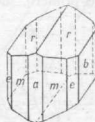
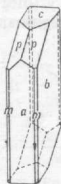
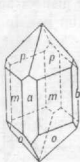
Fig. 277. Prisma de cuarta especie negativo y tercer pinacoide con prisma de tercera especie.

paralela al eje a inclinado. Existen varios tipos de prismas de primera especie con diferente inclinación sobre los ejes; la forma fundamental $\{011\}$ está representada en la figura 273.

6. *Prismas verticales o prismas de tercera especie* $\{hk0\}$. El prisma monoclinico de tercera especie, tiene cuatro caras verticales, cada una de las cuales corta los ejes a y b y es paralela al eje c . Hay varios tipos de prismas verticales según su inclinación sobre los ejes. La forma fundamental está representada en las figuras 274-277.

7. *Prismas de cuarta especie, positivo* $\{hkl\}$, *negativo* $\{h\bar{k}\bar{l}\}$. Estas formas están compuestas, cada una de ellas, por cuatro caras, y se encuentran entre los prismas $\{0kl\}$ y $\{hk0\}$, y por tanto, cortan a los tres ejes. Existen diversos prismas de cuarta especie dependiendo de su inclinación sobre los ejes. Existen también dos formas independientes que se diferencian entre sí determinando si las dos caras de la mitad superior del cristal cortan el extremo positivo o negativo del eje a . Si el par de caras de una forma cortan el extremo positivo del eje a , la forma es conocida como *prisma positivo de cuarta especie*; si cortan el extremo negativo de dicho eje, la forma es conocida como *prisma negativo de cuarta especie*. Debe hacerse resaltar que estas dos formas son completamente independientes entre sí, pudiendo existir una de ellas sin que implique la presencia de la otra. El prisma positivo fundamental de cuarta especie viene representado en la figura 276, y el negativo, en la figura 277, que los muestra en combinación con el prisma vertical y el pinacoide básico.

Deberá tomarse buena nota de que la única forma monoclinica que queda absolutamente fija es el segundo pinacoide. Las otras formas pueden variar con la elección de las direcciones de los ejes a y c . Por ejemplo, el primer pinacoide, pinacoide básico y pinacoide de segunda especie, pueden transformarse uno en otro por rotación alrededor del eje b . De la misma manera, los tres prismas pueden cambiar sus posiciones respectivas.



Figs. 278 y 279. Piroxenos.

Figs. 280 y 281. Anfíboles.

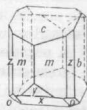
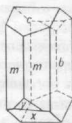
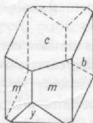
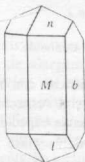


Fig. 282. Yeso.

Figs. 283, 284 y 285. Ortosa.

La clase prismática del sistema monoclinico deriva su nombre del hecho de que la forma general (hkl) es un prisma (de cuarta especie).

Combinaciones. Combinaciones características de las formas descritas arriba se dan en las figuras 278-285.

Muchos minerales cristalizan en el monoclinico, clase prismática; entre los corrientes se encuentran:

azurita
bórax
calaverita
clorita
coleanita
datolita
diópsido (y otros piroxenos)
epidota

yeso
heulandita
caolinita
malaquita
monacita
moscovita (y otras micas)
orpimente

ortosa
rejalgar
esfera
espodumena
talco
tremolita (y otros anfíboles)
wolframita

Clase esfenoidal—2

Simetría— $1A_2$. El eje b es un eje binario. El esfenoides se representa en la figura 286 con su estereograma en la figura 287.

Formas. Con la ausencia del plano de simetría $a-c$ el eje b es polar y se presentan formas diferentes en sus extremos. El segundo pinacoide $\{010\}$ de la clase $2/m$ se transforma en dos *pedión*, $\{010\}$ y $\{0\bar{1}0\}$. De manera análoga, los prismas, de primero, tercero y cuarto orden, degeneran en un par de esfenoides



Fig. 286. Esfenoides.

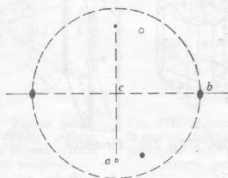


Fig. 287. Estereograma del esfenoides.

enantiomorfos. Un *esfenoides* es una forma de dos caras simétricas con respecto de un eje, b , mientras que un *domo* son dos caras simétricas con respecto de un plano. La forma general es por tanto un esfenoides $\{hkl\}$ de cuarta especie con su enantiomorfo $\{h\bar{k}l\}$. Las otras formas especiales prismáticas de la clase $2/m$ se hacen esfenoides $\{0kl\}$, $\{0\bar{k}l\}$ y $\{hk0\}$, $\{h\bar{k}0\}$. Los pinacoides $\{100\}$, $\{001\}$ y $\{h0l\}$ pueden presentarse.

La natrolita cristaliza en la clase esfenoidal. Otros representantes son raros, como los términos del grupo isoestructuras de la halotriquita, de los cuales el más corriente es la pickeringita, $(SO_4)_4Al_2Mg \cdot 22H_2O$.

Clase domática— m

Simetría— $1P$. Sólo existe un plano vertical (010) que incluye los ejes cristalográficos a y c . La figura 289 es el estereograma del domo de la figura 288.

Formas. El *domo* es una forma integrada por dos caras simétricas con respecto a un plano mientras que el esfenoides lo es con respecto a un eje binario (fig. 286). Las formas generales $\{hkl\}$ y $\{h\bar{k}l\}$ corresponden a dos de las caras del prisma de cuarta especie de la clase prismática. Los prismas especiales $\{0kl\}$ y $\{hk0\}$ de la clase $2/m$ se transforman también en domos $\{0kl\}$, $\{0\bar{k}l\}$, y $\{hk0\}$, $\{h\bar{k}0\}$. La forma $\{010\}$ es un pinacoide, pero todas las caras que son normales

al plano de la simetría con $\{100\}$, $\{\bar{1}00\}$, $\{001\}$, $\{00\bar{1}\}$ y $\{h0l\}$, $\{h0\bar{l}\}$ son pedión.

Los raros minerales hilgardita $B_{15}O_{35}Ca_5Cl_4 \cdot 4H_2O$ (fig. 290) y gliohedrita SiO_3ZnCuH , cristalizan en esta clase.

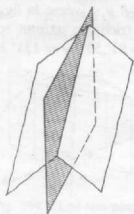


Fig. 288. Domo.

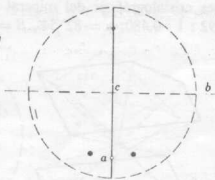


Fig. 289. Estereograma del domo.

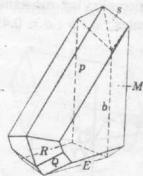


Fig. 290. Hilgardita.

Características de los cristales monoclinicos

Muchos cristales monoclinicos han sido orientados con el eje cristalográfico c como eje de alargamiento; pero otros, como el feldespato ortosa, son alargados en la dirección del eje a . Algunos minerales, como la epidota, lo son paralelamente al eje b . Los cristales monoclinicos se distinguen principalmente por su baja simetría. El hecho de que posean solamente un plano de simetría y un eje binario normal a aquél, sirve para diferenciarlos de los cristales de los otros sistemas. Generalmente la inclinación de las caras del cristal paralelas al eje a es marcada, y solamente en casos aislados el ángulo β es muy aproximado a 90° .

Sistema triclinico

Ejes cristalográficos. En el sistema triclinico hay tres ejes cristalográficos de longitud diferente, que forman ángulos oblicuos entre sí (véase la fig. 291). Las tres reglas que el estudiante elemental debe seguir en la orientación de un cristal triclinico, para determinar la posición de los ejes cristalográficos, son: 1) La zona más desarrollada se toma como la vertical. El eje de esta zona se convierte de esta manera en el eje c . 2) El pinacoide básico debe inclinarse hacia la derecha. 3) En la zona vertical se deben seleccionar dos formas: una como el primer pinacoide, la otra como el segundo. Las direcciones de los ejes a y b se determinan, respectivamente, por las intersecciones de los pinacoides frontal y lateral con el pinacoide básico. El eje b debe ser más largo que el eje a . Al dar un informe cristalográfico de un mineral triclinico nuevo, o de uno que no haya sido hallado

en la literatura, la convención que debe seguirse es $c < a < b$. La longitud relativa de los tres ejes y los ángulos entre ellos únicamente puede ser establecida con dificultad y deberán calcularse para cada uno de los minerales después de tomar las medidas apropiadas. Los ángulos entre los extremos positivos de b y c , c y a , y a y b , son designados, respectivamente, como α , β y γ (véase la fig. 291). Por ejemplo, las constantes cristalográficas del mineral triclinico axinita son las siguientes: $a : b : c = 0,492 : 1 : 0,480$; $\alpha = 82^\circ 54'$, $\beta = 91^\circ 53'$, $\gamma = 131^\circ 32'$.

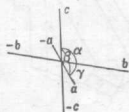


Fig. 291. Cruz axial triclinica.

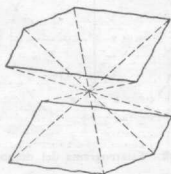


Fig. 292. Pinacoide.

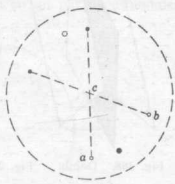


Fig. 293. Estereograma del pinacoide.

Clase pinacoidal—1

Simetría—C. La simetría de la clase pinacoidal consta solamente de un centro. La forma general, un pinacoide, se representa en la figura 292 y su estereograma en la figura 293.

Formas. Todas las formas de la clase pinacoidal del sistema triclinico son pinacoides consistentes en pares de caras paralelas y similares. Debido a que la forma general $\{hkl\}$ es un pinacoide, esta clase se denomina pinacoidal. Una vez orientado el cristal, el índice de Miller de una cara del cristal establece su posición. No obstante, es muy conveniente estar en condiciones de designar de una manera general la relación de las formas con los ejes cristalográficos. Además de los pinacoides primero, segundo y tercero o básico, existen también los de primera, segunda, tercera y cuarta especies.

1. *Primero, segundo y tercer pinacoides.* Cada uno de estos pinacoides corta un eje cristalográfico y es paralelo a los otros dos. El primer pinacoide a $\{100\}$, corta al eje a y es paralelo a los otros dos; el segundo pinacoide b $\{010\}$, corta al eje b ; el tercer pinacoide c $\{001\}$, corta al eje c . En la figura 294 aparecen estos tres pinacoides en combinación.

2. *Pinacoides de primera especie, positivo $\{0kl\}$; negativo $\{0\bar{k}l\}$.* Estas formas son paralelas al primer eje a y corta los otros dos, tal como muestra la figura 295. Las formas positivas cortan el extremo positivo del eje b , mientras que las formas negativas lo hacen sobre el extremo negativo.

3. *Pinacoides de segunda especie, positivo* $\{h0l\}$; *negativo* $\{\bar{h}0l\}$. Estas formas cortan los ejes a y c y son paralelos al b , o segundo eje (fig. 296). Las formas positivas cortan el extremo positivo del eje a ; las formas negativas, el extremo negativo de dicho eje.

4. *Pinacoides de tercera especie, positivo* $\{hk0\}$; *negativo* $\{\bar{h}k0\}$. Las caras de estas formas son paralelas al c , o tercer eje, y son verticales. Cortan los ejes

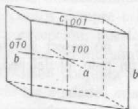


Fig. 294. Los tres pinacoides triclínicos.

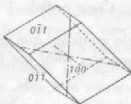


Fig. 295. Primer pinacoide y pinacoides de primera especie.

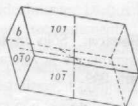


Fig. 296. Segundo pinacoide y pinacoides de segunda especie.

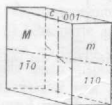


Fig. 297. Tercer pinacoide y pinacoides de tercera especie.

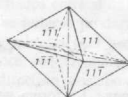


Fig. 298. Pinacoides de cuarta especie.

a y b . Las formas positivas cortan el extremo positivo del eje b ; las formas negativas, el extremo negativo de dicho eje. La figura 297 nos muestra el pinacoide básico en combinación con los pinacoides de tercera especie $\{110\}$ y $\{110\}$.

Existen varios tipos de pinacoides de primera, segunda y tercera especie según su inclinación sobre los ejes. La presencia de un pinacoide positivo en ningún modo indica que la forma negativa correspondiente haya de estar también presente.

5. *Pinacoides de cuarta especie, positivo derecho* $\{hkl\}$; *positivo izquierdo* $\{h\bar{k}l\}$; *negativo derecho* $\{\bar{h}kl\}$; *negativo izquierdo* $\{\bar{h}\bar{k}l\}$. Cada uno de ellos es una forma de dos caras y puede existir independientemente uno de otro. Son posibles varios pinacoides de cuarto orden, dependiendo ello de las intersecciones axiales. La figura 298 nos muestra una combinación de los cuatro pinacoides fundamentales de cuarta especie.

Entre los minerales que cristalizan en la clase pinacoidal encontramos:

ambligonita
calcantita
microclina
pectolita
plagioclasas

polihalita
rononita
turquesa
ulexita
wollastonita

Clase pedial—1

Simetría. Sólo existe un eje monario, que equivale a no poseer simetría. El estereograma de la figura 300 muestra sólo, por tanto, un polo, el del pedión de la figura 299.



Fig. 299. Pedión.

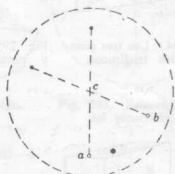


Fig. 300. Estereograma del pedión.

Formas. La forma general $\{hkl\}$ así como todas las demás formas son pedión y por tanto cada cara está sola. Cada forma pinacoidal de la clase ($\bar{1}$) se transforma en dos pedión.

La axinita es el único mineral corriente que cristaliza en la clase pedial.

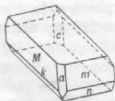


Fig. 301. Rodonita.

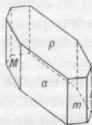


Fig. 302. Calcantita.

Características de los cristales triclinicos

Con la excepción de las plagioclasas, existen muy pocos minerales triclinicos corrientes, y éstos raras veces forman cristales distintos y bien formados. Cuando

tales cristales aparecen, se reconocen normalmente por el hecho de no tener plano o eje de simetría y porque cada forma consta solamente de pares de caras paralelas. Las figuras 301 y 302 representan cristales triclinicos tipicos.

G) MACLAS Y AGREGADOS CRISTALINOS

En la discusión anterior relativa a los diversos sistemas de cristales, han sido considerados siempre cristales aislados, desarrollados idealmente. Dichos cristales son la excepción, puesto que los minerales se presentan frecuentemente, bien en cristales que no muestran simetría ideal, o bien en cristales compenetrados. Dicha cristalización conjunta puede producir una agrupación paralela, subparalela o casual de las unidades cristalinas. Más rara aún es la cristalización conjunta de dos o más cristales según una ley definida y que se denomina con el nombre de maclas.

Maclas

Cuando dos o más cristales crecen conjuntamente de acuerdo con alguna ley, de tal forma que ciertas direcciones reticulares son paralelas, mientras otras están en posición inversa, a este grupo se le conoce con el nombre de cristal geminado o *macla*. Los componentes de una macla están relacionados entre sí de la siguiente manera: 1) Una parte se deriva de la otra como si se hubiese producido una reflexión sobre un plano común a ambas. Este plano, sobre el cual las dos partes de la macla están dispuestas simétricamente se conoce con el nombre de *plano de macla*. 2) Por una rotación alrededor de una dirección cristalina, común a ambas. Aunque existen algunas excepciones, la rotación es normalmente de 180° , y la línea alrededor de la cual se considera que ha tenido efecto dicha rotación se conoce con el nombre de *eje de macla*. 3) Los dos individuos pueden ser simétricos según un punto. En este caso se dice que la macla tiene un *centro de macla*. Las maclas se definen por su *ley de macla*, que indica si hay un centro, un eje o un plano de macla y da la orientación cristalográfica de dichos eje o plano.

La superficie según la cual los dos cristales individuales están unidos en macla se conoce con el nombre de *superficie de unión* de la macla. Si esta superficie es plana, se la conoce con el nombre de *cara de unión*. Esta cara de unión es comúnmente, pero no siempre, el plano de macla. Sin embargo, si la ley de macla puede ser definida solamente por un plano de macla, éste es siempre paralelo a una cara posible del cristal, pero nunca lo es a un plano de simetría. El eje de macla es un eje zona o una dirección perpendicular a una cara posible del cristal; pero nunca puede ser un eje de simetría si la rotación considerada es de 180° . Una rotación de 90° alrededor de un eje binario puede ser considerada como una operación de macla.

Los cristales maclados se designan generalmente con el nombre de *maclas de contacto* o *maclas de compenetración*. Las maclas de contacto tienen una super-

ficie de unión definida, que separa los dos cristales, y la ley de macla viene definida por un plano de macla (fig. 308). Las maclas de compenetración están formadas por cristales interpenetrados, que tienen una superficie de unión irregular, y la ley de macla queda definida por un eje de macla (fig. 309).

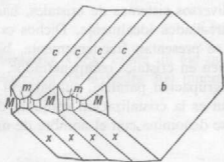


Fig. 303. Maclas de la albita.

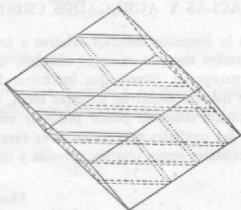


Fig. 304. Calcita maclada según el romboedro negativo.

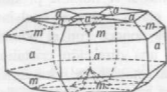


Fig. 305. Rutilo.

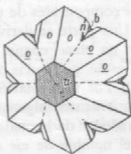


Fig. 306. Crisoberilo.

Maclas cíclicas.

Las *maclas múltiples* o *repetidas*, se forman por tres o más partes, todas ellas macladas según la misma ley. Si los planos de unión sucesivos son paralelos, el grupo resultante se denomina una *macla polisintética*. Si los planos de unión sucesivos, por el contrario, no son paralelos, resulta entonces una *macla cíclica*. Ejemplos comunes de maclas polisintéticas son la macla de la albita en las plagioclasas (fig. 303) y las maclas según el romboedro negativo {0112} en la calcita (fig. 304). Cuando un gran número de individuos en una macla polisintética están muy próximos entre sí, ciertas caras del cristal o las exfoliaciones que cruzan los planos de unión, muestran estriaciones debidas a la posición simétrica de los individuos adyacentes. Las figuras 305 y 306 corresponden a maclas cíclicas de rutilo y crisoberilo.



Las maclas en los grupos de simetría más baja producen un agregado de simetría más alta que cada uno de los individuos, ya que el plano de macla es un plano de simetría que se añade al conjunto.

Leves de macla. *Sistema cúbico.* En la clase hexaquisoctaédrica del sistema cúbico, el eje de macla es, con raras excepciones, un eje ternario y el plano

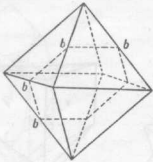


Fig. 307. Octaedro mostrando la orientación del plano de macla.

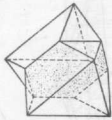


Fig. 308. Macla de la espinela.

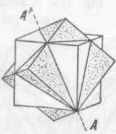


Fig. 309. Macla de compenetración de la fluorita.

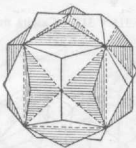


Fig. 310. Cruz de hierro de la pirita.

de macla es así paralelo a la cara del octaedro. La figura 307 nos muestra un octaedro con el plano bb como posible plano de macla, y la figura 308 un octaedro maclado según esta ley, formando una macla de contacto. Este tipo de macla es muy común especialmente en la gema espinela, y de aquí que se denomine *macla de la espinela*. La figura 309 representa dos cubos, formando una macla de compenetración con el eje ternario como eje de macla.

En la clase diploédrica del sistema cúbico son corrientes las maclas de compenetración de dos piritoedros, tal como nuestra la figura 310. Aquí el eje de macla es normal a una cara del dodecaedro rómbico. Una rotación de 90° alrededor de un eje binario produciría el mismo resultado. A esta macla se le conoce con el nombre de *cruz de hierro*.

Sistema hexagonal. En la división hexagonal de este sistema, las maclas son raras y nada importantes, pero en la división romboédrica son muy corrientes. Los carbonatos romboédricos, especialmente la calcita, sirven como ilustración exce-

lente de tres leyes de macla. El plano de macla puede ser paralelo al pinacoide básico, con el eje c como eje de macla, según muestran las figuras 311-312. Un plano paralelo a una cara del romboedro negativo $\{01\bar{1}2\}$ sirve, por lo general, como plano de macla (fig. 313). Las maclas polisintéticas generalmente aparecen de acuerdo con esta ley y pueden formarse como resultado de una presión (fig. 304).

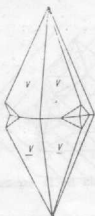


Fig. 311 y 312. Calcita maclada según la base.

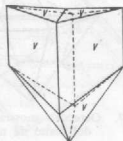
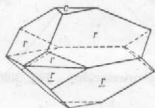


Fig. 313. Calcita maclada según $\{01\bar{1}2\}$.

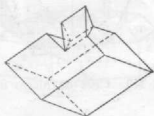


Fig. 314. Macla mecánica de la calcita.

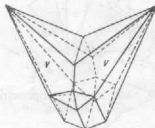


Fig. 315. Calcita maclada según $\{10\bar{1}1\}$.

Un fragmento de exfoliación de espató de Islandia puede ser maclado artificialmente por la presión de la hoja del cuchillo, de acuerdo con la misma ley, según se ve en la figura 311. En la figura 315 sirve de plano de macla un plano paralelo a una cara del romboedro positivo $\{10\bar{1}1\}$.

En la clase trapezoédrica trigonal, el mineral cuarzo nos muestra diversos tipos de maclas. En la figura 316 se representa la *ley del Brasil*, cuyo eje de macla es paralelo a uno de los ejes cristalográficos a . Aquí, los dos individuos, uno derecho y otro izquierdo, han formado una macla de compenetración. En la figura 317 se muestra una *macla del Delfinado*. Este tipo de macla es de compenetración y tiene el eje c como el eje de macla. Dichas maclas están compuestas por dos individuos derechos o izquierdos. En la figura 318 se ilustra la *ley del Japón*

con planos de macla paralelos a una cara de la bipirámide. Los ángulos entrantes, presentes normalmente en los cristales maclados, no aparecen en los tipos citados del Brasil o del Delfinado.

Sistema tetragonal. El tipo de macla más común en el sistema tetragonal tiene como plano de macla un plano paralelo a una cara de bipirámide de primer

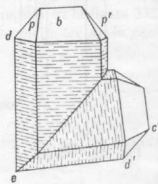
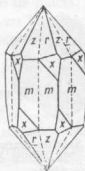
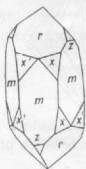


Fig. 316. Macla del Brasil. Fig. 317. Macla del Delfinado. Fig. 318. Macla del Japón.
Maclas del cuarzo.

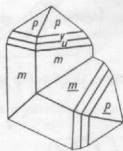
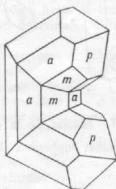
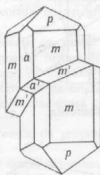
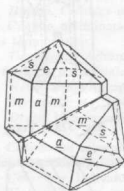


Fig. 319. Casiterita. Fig. 320. Rutilo. Fig. 321. Rutilo. Fig. 322. Zircón.

orden $\{011\}$. Las figuras 319-322, representan cristales de casiterita, rutilo y zircón, con maclas según esta ley.

Sistema rómbico. En el sistema rómbico, un plano paralelo a una cara del prisma, frecuentemente sirve como plano de macla. La figura 323 representa una macla de contacto de aragonito y la figura 324 una sección transversa de una macla cíclica del mismo mineral. La figura 325 representa una macla cíclica del mismo mineral. La figura 325 representa una macla cíclica similar de la cerusita. El aspecto pseudo-hexagonal de las figuras 324 y 325 resultan del hecho de que los ángulos del prisma son próximos a los 60° . En la estauroлита son corrientes dos tipos de macla como la de la figura 326, donde el plano de macla es un plano paralelo a una cara de prisma de primera especie $\{032\}$; y la de la figura 327.

donde el plano de macla es un plano paralelo a una cara de la bipirámide $\{232\}$, Sistema monoclinico. En el sistema monoclinico las maclas según un pina-coide $\{100\}$ o $\{001\}$, son los más corrientes. La figura 328 representa una macla

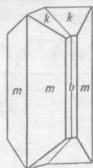


Fig. 323. Aragonito.

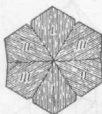


Fig. 324. Sección transversal de la macla ciclica del aragonito.

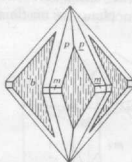
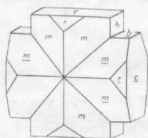


Fig. 325. Cerusita.



Figs. 326 y 327. Maclas de la estaulolita.

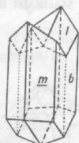
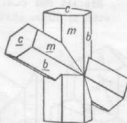


Fig. 328. Yeso.

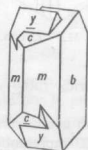


Fig. 329. Macla de Carlsbad.

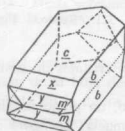


Fig. 330. Macla de Manebach.

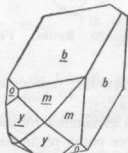


Fig. 331. Macla de Baveno.

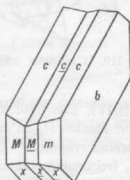


Fig. 332. Macla de la albita.

de yeso con el primer pinacoide $\{100\}$ como plano de macla. La figura 330 es una macla de Manebach de la ortosa, en la cual el pinacoide básico $\{001\}$ es el plano de macla. La ortosa forma también maclas de compenetración de acuerdo con la ley de Carlsbad, en la cual el eje cristaligráfico c es el eje de macla y los indi-

viduos se unen por una superficie irregular, paralela a {010} (fig. 329). La *macla de Baveno* se encuentra también en la ortosa. Aquí el plano de macla es paralelo a una cara de prisma de primera especie {021} (fig. 331).

Sistema triclinico. Los feldespatos son los mejores ejemplos de maclas en el sistema triclinico. Están casi siempre maclados según la *ley de la albita*, con el segundo pinacoide {010} como plano de macla, según se muestra en la figura 332.

Otro importante tipo de macla en los feldespatos es según la *ley de la periclina*, con el eje cristalográfico *b* como eje de macla.

Hábito cristalino y agregados cristalinos

A continuación se dan ciertos términos empleados para expresar el aspecto o hábito de los cristales, y de los agregados cristalinos:

1. Cuando un cristal consta de cristales aislados y distintos, deben emplearse los siguientes términos:

- a) *Acicular.* En cristales delgados como agujas.
- b) *Capilar y filiforme.* En cristales como cabellos o hebras.
- c) *Hojoso. Cristales alargados,* aplastados como hojas de cuchillo.

2. Cuando un mineral consta de un grupo de cristales distintos deben emplearse los siguientes términos:

- a) *Dendrítico.* Arborescencia en ramas divergentes y delgadas, algo parecidas a las plantas, formada por cristales más o menos distintos.
- b) *Reticulados.* Agrupación de cristales delgados en redes.
- c) *Divergente o radial.* Grupos de cristales radiales.
- d) *Drusa.* Una superficie es una drusa cuando está cubierta por una capa de pequeños cristales.

3. Cuando un mineral consta de grupos de individuos radiales o paralelos deben emplearse los términos siguientes:

- a) *Columnar.* Individuos como columnas robustas.
- b) *Hojoso.* Un agregado de cristales hojosos.
- c) *Fibroso.* En agregados fibrosos delgados.
- d) *Estrellado.* Individuos radiales que forman grupos concéntricos o como estrellas.
- e) *Globular.* Individuos radiales que forman grupos esféricos o semiesféricos.
- f) *Botroidal.* Cuando las formas globulares forman grupo. La palabra se deriva del griego «racimo de uvas».
- g) *Reniforme.* Individuos radiales terminados en masas redondas que parecen un riñón (fig. 333).

h) *Mamilar.* Grandes masas redondas que parecen mamas, formadas por individuos radiales.

i) *Coloidal.* Resulta con frecuencia difícil distinguir entre los agregados representados en los tres últimos términos, y como resultados de ello el término coloidal ha sido propuesto para incluir todas las formas más o menos esféricas.

4. Cuando un mineral está formado por escamas o laminillas, se emplean los siguientes términos:

- a) *Exfoliable.* Cuando un mineral se separa fácilmente en placas u hojas.
- b) *Micaceo.* Parecido al exfoliable, pero el mineral puede desintegrarse en hojas pequeñísimas, como en el caso de la mica.

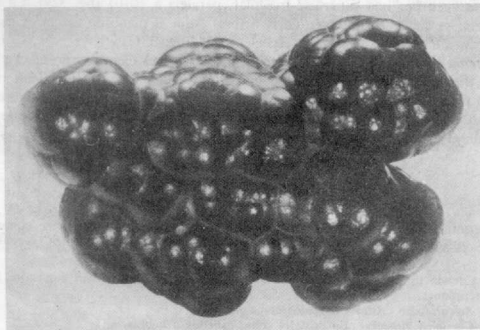


Fig. 333. Oligisto reniforme, Cumberland, Inglaterra.

c) *Laminar* o *tabular*. Cuando un mineral consta de individuos planos como placas superpuestos y adheridos unos a otros.

d) *Plumoso*. Formado por escamas finas con una estructura divergente o plumosa.

5) Cuando un mineral está formado por granos:

a) *Granular*. Formado por un agregado de granos grandes o pequeños.

6) *Diversos*.

a) *Estalactítico*. Cuando un mineral aparece en forma de conos o cilindros pendientes. Las estalactitas se forman por la deposición procedente del goteo de agua que contiene el mineral desde la bóveda de una cavidad.

b) *Concéntrico*. Consistiendo en una o más capas circulares superpuestas alrededor de un centro común.

c) *Pisolítico*. Un mineral formado por masas redondas del tamaño aproximado de un guisante.

d) *Ovolítico*. Un agregado mineral formado por pequeñas esferas semejantes a ovas de pescado.

e) *En bandas*. Cuando un mineral aparece en bandas estrechas de diferentes colores o textura.

f) *Macizo*. Un agregado mineral formado por material compacto con una forma irregular, sin ninguna apariencia peculiar como los arriba descritos.

g) *Amigdaloides*. Cuando una roca, tal como el basalto, contiene nódulos de forma de almendra.

h) *Geodas*. Cuando una cavidad ha sido recubierta por la deposición de mineral, pero no ha quedado completamente rellena, la capa mineral, más o menos esférica, se denomina geoda. El mineral se presenta frecuentemente en bandas, debido a la deposición sucesiva del material. La superficie interior aparece frecuentemente recubierta con cristales en relieve.

i) *Concreciones*. Masas aproximadamente esféricas, formadas por deposición de material sobre un núcleo.

H) REGLAS PARA ORIENTAR EL CRISTAL

En general el proceso de orientación consiste en relacionar el aspecto morfológico visible con los ejes cristalográficos. El estudiante debe hacer una distinción clara entre ejes cristalográficos, que son simplemente un concepto sintético, y los ejes y planos de simetría, que son tan reales en el cristal como las caras, aristas y ángulos que indican su presencia. Cuando orientamos un cristal, tratamos de llenar la distribución regular de átomos a una posición standard para su estudio, usando como guía la morfología y la simetría aparente.

En los cristales de cualquier simetría se pueden distinguir tres zonas principales que comprenden las caras de todas las formas, con excepción de la forma general. En los sistemas rómbico, monoclinico y triclínico estas tres zonas principales quedan definidas por los pinacoides $\{100\}$, $\{010\}$ y $\{001\}$ y tienen por tanto como ejes de zona los tres ejes cristalográficos a , b y c . Podemos designar estas zonas con cifras romanas, de tal manera que:

Zona	Determinada por	Eje de zona
I	tercero (001) y segundo (010) pinacoides	a
II	tercero (001) y primer (100) pinacoides	b
III	primer (100) y segundo (010) pinacoides	c

Los estereogramas de la figura 334 representa las relaciones entre estas tres zonas principales en los sistemas rómbico, monoclinico y triclínico.

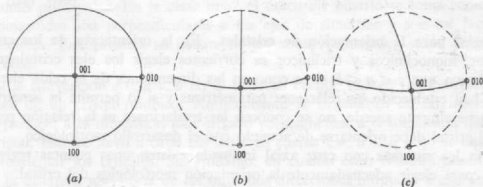


Fig. 334. Estereogramas que muestran las relaciones existentes entre las tres zonas principales: a) rómbicas, b) monoclinicas y c) triclínicas.

Con el fin de nombrar las formas de un cristal en estos tres sistemas y darles los símbolos de Miller, se orienta el cristal según las reglas generales para el sistema al cual pertenece. Después se gira el cristal alrededor de cada uno de los ejes de zonas principales.

1. Cualquier cara en la intersección de dos zonas principales es un pinacoide principal. (Ver el cuadro anterior.)

2. Cualquier cara en zona con dos pinacoides principales es de la especie dada por el número de la zona. Todas las caras en la zona I son formas de *primera especie*, las de la zona II, de *segunda especie* y las de la zona III de *tercera especie*.

3. Una cara que no se encuentre en una zona principal pertenece a una forma general cuyo nombre es el de la clase correspondiente.

Zona	Rómbico	Monoclínico	Triclínico
I	Prisma de primera especie (0kl)	Prisma de primera especie (0kl)	Pinacoide de primera especie positivo o negativo (0kl) (0 \bar{k} l)
II	Prisma de segunda especie (h0l)	Pinacoide de segunda especie positivo o negativo (h0l) (\bar{h} 0l)	Pinacoide de segunda especie positivo o negativo (h0l) (\bar{h} 0l)
III	Prisma de tercera especie (hk0)	Prisma de tercera especie (hk0)	Pinacoide de tercera especie positivo o negativo (hk0) (\bar{h} k0)
...	Bipirámide rómbica (hkl)	Prisma de cuarta especie (hkl)	Pinacoide de cuarta especie positivo o negativo, derecho e izquierdo (hkl) (h \bar{k} l) (\bar{h} kl) (\bar{h} \bar{k} l)

Reglas para la orientación de cristales. En la orientación de los cristales rómbicos, monoclínicos y triclínicos es corriente elegir los ejes cristalográficos de tal forma que $c < a < b$ si se conocen las dimensiones de la celda elemental o si se han establecido las relaciones paramétricas y si lo permite la simetría. Si, como generalmente sucede, no se conocen las traslaciones ni la relación paramétrica, el cristal debe orientarse de acuerdo con el desarrollo morfológico.

Para los sistemas con cruz axial inclinada existen unas cuantas reglas que ayudan para elegir adecuadamente la orientación morfológica del cristal.

1. La orientación que da símbolos sencillos se prefiere a las demás. La lista de formas cuyos índices lleva a los valores más bajos es más seguro que corresponde con la orientación estructural. La razón física de esta regla se halla en la mayor estabilidad y desarrollo de caras de gran densidad reticular.

2. Cuando existe posibilidad de elección entre formas positivas y negativas se elige la orientación que hace positivas las formas más desarrolladas.

3. Debe buscarse una orientación cuyos ángulos cristalográficos sean próximos a 90° . Esta orientación da unos ejes cristalográficos que son muy próximos a ser perpendiculares entre sí, señalando de esta manera la similitud morfológica con los sistemas de mayor simetría.

Triclínico. La mayor libertad en la elección de la cruz axial se encuentra en los cristales de este sistema, y como resultado de ello existe gran variedad de opiniones en cuanto se refiere a la interpretación de la morfología. Todas las formas son pinacoides en la clase $\bar{1}$, pedión en la clase 1 y su numeración depende totalmente de la orientación elegida. Es costumbre elegir la zona más importante como paralela al eje cristalográfico e . En esta zona, las caras importantes se eligen como primer y segundo pinacoides de tal forma que su ángulo γ (gamma) sea próximo a 90° . Otra cara prominente se elige como tercer pinacoide, de tal forma que los ángulos cristalográficos β (beta) y α (alfa) sean obtusos y próximos a 90° . Cuando faltan caras apropiadas para elegir los pinacoides principales, los pinacoides de primera, segunda y tercera especie se eligen de tal forma que definen un sistema axial lo más ortogonal posible. Téngase en cuenta que ningún pinacoide o pedión principal es perpendicular a un eje cristalográfico.

Monoclínico. El eje binario se toma como eje b en las clases $2/m$ y 2 ; el plano de simetría como cara $\{010\}$. No existe excepción a esta regla. Se elige una cara prominente en la zona cuya eje de zona es b como tercer pinacoide de tal manera que el eje a baje ligeramente hacia el observador. Si no existe ninguna cara apropiada, se elige un prisma de primera especie cuya arista defina el eje a . Solamente el segundo pinacoide es perpendicular al eje cristalográfico que corta.

Rómbico. Los tres ejes binarios que caracterizan el sistema rómbico se toman como los tres ejes cristalográficos. En las clases $2/m2/m2/m$ y 222 los tres ejes binarios son los ejes cristalográficos y se transforman en ejes de las tres zonas principales. En la clase $mm2$ el único eje binario se toma como eje c . Los pinacoides son perpendiculares a los ejes de simetrías y son así fácilmente reconocibles. Los prismas se hallan en las zonas principales y las bipirámides entre ellas.

Si la convención $c < a < b$ no se tiene en cuenta, existen tres posibles orientaciones de un cristal rómbico. Antiguamente se orientaban de tal manera que c era paralelo a la dimensión más larga o perpendicular a la dimensión más corta del cristal. Esto se llevó a cabo sin tener en cuenta $c < a < b$ y no se han intentado reorientar los cristales. Sin embargo, en cuanto estos cristales tienen fijo el eje c , la distancia más corta de las otras dos direcciones normales a ella se toman como a y la más larga como b .

Hexagonal. En todas las clases de este sistema existe un solo eje ternario o senario que se toma como eje c . Cuando existen tres ejes binarios normales a él, se hacen coincidir con los ejes cristalográficos a . En ausencia de ejes de simetría horizontales o si existen seis, puede haber ambigüedad entre dos posibles orientaciones. En este caso es costumbre tomar las caras más desarrolladas, ya sean verticales o inclinadas, de tal manera que una cara esté dirigida al observador.

Tetragonal. El único eje cuaternario, ya sea de rotación o inversión, se toma como eje c . En las clases con ejes binarios normales a él, los ejes cristalográficos

cos a se hacen coincidir con dos de ellos. Existen así dos posibles orientaciones. Se prefiere la que hace las caras dominantes de primer orden, es decir, las que son normales a los ejes cristalográficos.

D) RELACIÓN AXIAL. CÁLCULO

Hemos visto que los cristales se describen en referencia a unos ejes coordenados cuyos ángulos interaxiales son los mismos que los de la celda unidad que forma el cristal. En los cristales triclinicos es necesario especificar los tres ángulos interaxiales α , β , γ , ya que son diferentes entre sí. En el sistema monoclinico se sobreentiende que $\alpha = \gamma = 90^\circ$ y sólo es necesario dar β ($\neq 90^\circ$). Las direcciones áxicas en el rómbico, tetragonal y cúbico, se denominan *ortogonales* porque son perpendiculares entre sí. Aunque los cristales hexagonales y trigonales pueden describirse en función de tres ejes, la mayoría de los cristalógrafos han adoptado el esquema de cuatro ejes de Bravais. En este caso, el ángulo interaxial entre los tres ejes a horizontales es de 120° y el ángulo entre c y a es de 90° .

Ya que el tamaño de la celda elemental se difiere de un cristal a otro incluso perteneciendo a la misma simetría, no es posible establecer un sistema de ejes coordenados según una escala absoluta, como angstroms o milímetros. Esto daría lugar a intersecciones muy irracionales y haría depender los parámetros de una cara del tamaño del cristal y de la distancia de la cara al origen. Por tanto, los ejes se han concebido como proporcionales a la longitud de las aristas de la celda y la «unidad» en cada eje depende del período del cristal en aquella dirección.

Si estos períodos de identidad se han medido por métodos de difracción de rayos X, se denotan con la letra del eje paralelo al cual la traslación se ha medido, a , b , c con cero como subíndice. Por lo tanto, en el triclinico, monoclinico y rómbico, en los cuales las tres traslaciones son diferentes, las dimensiones de la celda se dan como a_0 , b_0 , c_0 , generalmente expresadas en angstroms Å.¹

En los sistemas tetragonal y hexagonal, las aristas elementales intercambiables se indican con a_0 y la traslación diferente por c_0 . En el sistema cúbico las tres traslaciones son iguales e intercambiables, y sólo se da una dimensión reticular, a_0 .

De esta manera, una celda unidad cualquiera queda perfectamente descrita dando los ángulos interaxiales y las traslaciones fundamentales.

Las dimensiones particulares de una celda no son importantes para determinar la distribución geométrica de las caras externas de un cristal. Sólo la relación entre las dimensiones de las aristas de la celda unidad determinan la pendiente de las caras, puesto que estas caras pueden tener cualquier tamaño y hallarse a cualquier distancia del origen del sistema coordenado. Es axiomático que

¹ En algunos libros se dan en kX . Un angstrom = 1,00202 kX .

cualquier cara puede considerarse trasladada paralelamente a sí misma sin que afecte a la simetría del cristal o a su índice de Miller. La forma y tamaño de las caras de un cristal son accidentes del crecimiento y no tienen significado en la interpretación de la forma externa en función de la estructura interna. Por esta razón, en la descripción morfológica es corriente substituir las dimensiones de la celda por la *relación axial*, incluso en aquellos casos en que la estructura interna está completamente determinada. La relación axial expresa el cociente entre las dimensiones de la celda unidad según los tres ejes, con respecto de uno de ellos que se toma como unidad. Se toma el eje b como unidad en los sistemas en que a , b y c son diferentes y a en aquellos en que los ejes a son iguales e intercambiables. Así, en el rómbico, monoclinico y triclinico la relación axial estructural será

$$a_0 : b_0 : c_0 = \frac{a_c}{b_c} : \frac{b_c}{b_c} : \frac{c_0}{b_c}$$

Así, en el *aragonito*, de simetría $2/m 2/m 2/m$, la celda unidad mide $a_0 = 4,94 \text{ kX}$, $b_0 = 7,94 \text{ kX}$, $c_0 = 5,72 \text{ kX}$. De estas dimensiones se calcula la relación axial $a_0 : b_0 : c_0 = 0,622 : 1 : 0,720$. Obsérvese que la relación paramétrica o axial son tres números sin dimensiones.

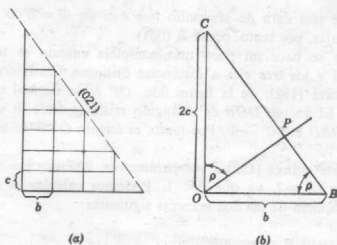


Fig. 335. Superficie que resulta del apilamiento regular de unidades rectangulares.

Ahora bien, puesto que las dimensiones relativas, y por tanto su forma, de las unidades estructurales del aragonito las conocemos, la trigonometría nos permite calcular la pendiente y las relaciones angulares de sus caras.

Supongamos la cara (021) como una superficie en pendiente (como una de las caras de las pirámides de Gizeh) formada por bloques del cristal como un conjunto de peldaños de largo una vez b y de alto dos veces c . Este conjunto se da en la figura 335. Si suponemos que el número de peldaños se hace casi infi-

nito, el perfil de los peldaños se hace en la práctica idéntico al plano paralelo a la pendiente. Esto es lo que pasa en los cristales. Obsérvese que las *intersecciones* sobre los ejes $1b$ y $2c$ deben usarse para determinar la altura con respecto a la anchura del peldaño. Los índices (021) dan las intersecciones o *parámetros* a , $1b$, $2c$ invirtiéndolos y reduciéndolos y reduciendo las fracciones — el proceso inverso nos da los índices en función de los parámetros.

En la figura 335 (b) las relaciones trigonométricas entre la cara (021), la normal (OP), los ejes cristalográficos b y c y el ángulo cristalográfico ρ (rho) se muestran claramente. El ángulo POC , entre le eje c y la normal, es el ángulo ρ y es igual al CBO . De estas relaciones se deduce:

$$\operatorname{tg} CBO = \operatorname{tg} \rho = 2c/b$$

Así, para el aragonito, debido a que b siempre se toma como 1, la tangente de $\rho = 2c = 2 \times 0,720$. Si buscamos $2 \times 0,720 = 1,440$ en una tabla de tangentes, encontraremos $\rho = 55^\circ 14'$. Como (021) está en la zona cuyo eje es a , por ser cero el primer índice, $\Phi = 0^\circ 00'$. Por tanto, podemos ahora escribir estos datos en forma de tabla:

Forma	Φ	ρ
021	$0^\circ 00'$	$55^\circ 14'$

Medidas reales de una cara de aragonito nos dan un $\Phi = 0^\circ 00'$, $\rho = 55^\circ 14 \frac{1}{2}'$. Podemos identificarla, por tanto, como la (021).

La geometría se hace un poco más compleja cuando se toma una forma general, que corta a los tres ejes a distancias distintas. Consideremos el ejemplo más sencillo, la cara (132), de la figura 336. OP es la normal a la cara, y OD la normal a AB . El ángulo DOB es el ángulo cristalográfico Φ y en el triángulo DOB , el ángulo OBD es $90^\circ - \Phi$. Por tanto, el ángulo OAB en el triángulo AOB debe ser también Φ .

Reduciendo los índices (132) a sus parámetros, tenemos las aristas $AO = 6a$, $OC = 3c$ y $OB = 2b = 2$, ya que $b = 1$. Podemos calcular el ángulo Φ de la cara (132) de cualquiera de las dos maneras siguientes:

$$\operatorname{tg} OAB = \operatorname{tg} \Phi = \frac{2}{6a} \quad \text{o} \quad \operatorname{cotg} \Phi = \frac{6a}{2}$$

Esta última expresión es en general más fácil de calcular. Substituyendo el valor de a del aragonito tenemos $\operatorname{cotg} \Phi = 1,866$ y $\Phi = 28^\circ 11'$.

Para calcular el ángulo ρ de esta cara es necesario, ante todo, haber calculado Φ , como lo hemos hecho. Ahora, en el triángulo COD , la $\operatorname{tg} \rho = 3c/OD$. En el triángulo BOD , $\cos \Phi = OD/2$. Despejando OD , tenemos.

$$OD = \frac{\operatorname{tg} \rho}{3c} \quad OD = 2 \cos \Phi$$

Eliminando OD tenemos

$$\frac{3c}{\operatorname{tg} \rho} = 2 \cos \Phi \quad \operatorname{tg} \rho = \frac{3c}{2 \cos \Phi}$$

substituyendo estos valores para el aragonito, $\operatorname{tg} \rho = 1,2253$ y $\rho = 50^{\circ} 48'$. Por tanto, la cara (132) del aragonito tiene como coordenadas angulares $\Phi = 28^{\circ} 11'$, $\rho = 50^{\circ} 48'$.

Con mucha mayor frecuencia, no se conocen datos roentgenográficos y el cristalógrafo se encuentra con el problema de determinar la relación paramétrica a partir de medidas morfológicas hechas con un goniómetro. Antes que se desarrollaran las técnicas de rayos X, todas las relaciones áxicas fueron determinadas

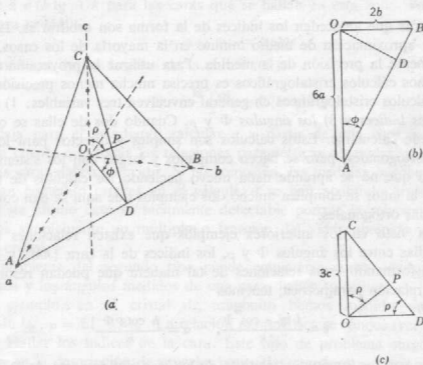


Fig. 336. Intersecciones de la cara (132).

por este procedimiento. Incluso hoy en día tales medidas se emplean para mejorar el valor de la relación paramétrica. Por lo tanto, vamos a considerar cómo se puede calcular una relación áxica a partir de datos angulares.

Con el goniómetro de contacto los ángulos que se miden en el cristal son generalmente ángulos interfaciales, que deben ser transformados en los ángulos cristalográficos Φ y ρ (ver págs. 31-40). Éstos se tabulan en forma de cuadros de ángulos como el siguiente:

CUADRO DE ÁNGULOS *

ARAGONITO $\text{CO}_2\text{Ca} - 2/m \ 2/m \ 2/m$ RÓMBICO BIPIRAMIDAL
 $a : b : c = 0,6223 : 1 : 0,7206$

Forma	Φ	ρ	Forma	Φ	ρ
<i>c</i> 001	...	0° 00'	<i>i</i> 021	0° 00'	55° 14 1/2'
<i>b</i> 010	0° 00'	90 00	<i>u</i> 101	90 00	49 11
<i>m</i> 110	58 06	90 00	<i>p</i> 111	58 06	53 45
<i>x</i> 012	0 00	19 49	<i>E</i> 132	28 10 1/2	50 48
<i>k</i> 011	0 00	35 46 1/2			

(*) Los ángulos de este cuadro, tomados del *System of Mineralogy* de Dana, proceden de datos obtenidos mediante un goniómetro de reflexión. Por tanto tienen mayor precisión que los obtenidos con uno de contacto.

Las letras que anteceden los índices de la forma son arbitrarias. Los ángulos se dan con aproximación de medio minuto en la mayoría de los casos, pues ésta es generalmente la precisión de la medida. Para utilizar la proyección estereográfica y muchos cálculos cristalográficos es precisa mucha menos precisión.

Los cálculos cristalográficos en general envuelven tres variables: 1) *la relación áxica*, 2) *los índices* y 3) *los ángulos* Φ y ρ . Cuando dos de ellas se conocen, la tercera puede calcularse. Estos cálculos son simples y directos para los sistemas cristalinos ortogonales, pero se hacen complejos y largos con los sistemas inclinados. Puesto que no se aprende nada nuevo haciendo los cálculos de un sistema inclinado y la labor se complica mucho, los ejemplos que aquí se dan corresponden a los sistemas ortogonales.

Hemos visto en los anteriores ejemplos que existen relaciones trigonométricas sencillas entre los ángulos Φ y ρ , los índices de la cara $\{hkl\}$ y la relación axial. Transformando estas relaciones de tal manera que puedan resolverse para calcular la relación paramétrica, tenemos

$$c = \frac{l \operatorname{tg} \rho \cos \Phi}{k}; \quad a = \frac{h \operatorname{cotg} \Phi}{k}$$

donde a y c son las longitudes relativas de los ejes con respecto de b ; h, k, l son los índices de Miller. Utilicemos ahora estas relaciones para nuestro cristal de aragonito, utilizando la cara E (132). (Ver los ángulos en el cuadro anterior.)

$$b = 1; \quad a = \frac{1 \times \operatorname{cotg} 28^\circ 10' 1/2''}{3}; \quad a = 0,6223$$

$$c = \frac{2 \times \operatorname{tg} 50^\circ 48' \times 28^\circ 10' 1/2''}{3} \quad c = 0,7206$$

Por tanto, $a:b:c = 0,6223:1:0,7206$.

Este resultado concuerda hasta la cuarta cifra con la relación paramétrica publicada para el aragonito. Debemos considerar este cálculo como un ejemplo

de un problema del primer tipo: dados los índices de una cara de una forma general y sus coordenadas angulares Φ y ρ , determinar la relación paramétrica. Adviértase que en este ejemplo los índices se usan en vez de los parámetros y, por tanto, los valores de h, k, l son inversamente proporcionales a los parámetros de la cara en los ejes.

La solución de un problema de este primer tipo también es posible utilizando caras que sólo cortan dos ejes, pero en este caso se necesitan dos caras, una que corte a los ejes a y b , y la segunda que corte b y c , o bien a y c . La fórmula $a = (h \cotg \Phi) / k$ no contiene l y, por tanto, puede ser empleada con la cara que no corta c . La fórmula $c = (l \operatorname{tg} \rho \cos \Phi) / k$ no contiene h y, por tanto, puede emplearse con una cara que sea paralela a a . Las caras que no cortan al eje a tienen a este eje como eje de zona y tienen $\Phi = 0^\circ 00'$. Por tanto, $\cos 0^\circ 00' = 1$ y la fórmula se reduce a $c = (b \operatorname{tg} \rho) / k$ para las caras que se hallan en esta zona. Para obtener u de una cara m (110)

$$u = \cotg \Phi_{110} = 0,6224$$

Ahora bien, de los ángulos de la cara i (021)

$$c = \frac{\operatorname{tg} \rho_{021}}{2} = 0,7206$$

* Se deja para el estudiante calcular c a partir de una cara u (101). Debe tenerse en cuenta que todas las relaciones paramétricas obtenidas de todas y cada una de las caras deben coincidir. Si no coinciden, las medidas pueden ser deficientes, se han cometido errores en el cálculo o se han atribuido erróneamente los índices. Este último caso es fácilmente detectable porque la relación paramétrica errónea es simplemente un múltiplo o fracción del valor obtenido de las demás caras del cristal.

Un problema del segundo tipo puede enunciarse como: dados la relación paramétrica y los ángulos medidos de una cara, hallar su índice.

Por ejemplo, en el cristal de aragonito hemos medido una cara con $\Phi = 38^\circ 46' \frac{1}{2}$, $\rho = 61^\circ 35' \frac{1}{2}$. La relación paramétrica se conoce (ver el Cuadro de ángulos). Hallar los índices de la cara. Este tipo de problema surge con mucha frecuencia en la descripción de especies conocidas con formas raras, como en una nueva localidad.

Primero, por simple examen vemos que la cara pertenece a una forma que corta a los tres ejes. Si no fuera así, tendríamos Φ o ρ iguales a $0^\circ 00'$ ó $90^\circ 00'$. Podemos, por tanto, escribir las ecuaciones de tal forma que nos permita calcular la relación de índices $h:k$ y $k:l$, de la siguiente manera:

$$\frac{h}{k} = \frac{a}{\cotg \Phi}, \quad \frac{k}{l} = \frac{\operatorname{tg} \rho \cos \Phi}{c}$$

Substituyendo:

$$\frac{h}{k} = \frac{0,6223}{1,2452} = \frac{1}{2}, \quad \frac{k}{l} = \frac{1,8488 \times 0,7796}{0,7206} = \frac{2}{1}$$

Por tanto, $h:k:l = 1:2:1$ y el índice es (121).

El problema del tercer tipo puede enunciarse como: dados la relación paramétrica y el índice de Miller, hallar los ángulos Φ y ρ de la cara. Este tipo de problema surge cuando se desean calcular las coordenadas angulares cuando los valores observados son poco seguros; también en cristalografía técnica, cuando se desea hallar la posición de un plano en el cristal para tallarlo o cortarlo según ella.

Supongamos que queremos cortar paralelamente a la cara (122) un cristal orientado de aragonito, cuya relación paramétrica conocemos. Primero debemos escribir las fórmulas de manera adecuada.

$$\cotg \Phi = \frac{ka}{h} \quad \text{tg } \rho = \frac{kc}{1 \cos \Phi}$$

Substituyendo

$$\cotg \Phi_{122} = 2 \times 0,6224 = 1,2448 \quad \Phi = 38^\circ 46' \frac{1}{2}'$$

$$\text{tg } \rho_{122} = \frac{2 \times 0,7206}{2 \times 0,7796} \quad \rho = 42^\circ 45'$$

Estos tres tipos de problemas pueden resolverse con caras que corten sólo a dos ejes simplemente en función de $0^\circ 00'$ y $90^\circ 00'$, recordando que la división por cero es imposible.

Cálculo en el sistema tetragonal

El cálculo de la relación paramétrica en el sistema tetragonal utiliza las mismas relaciones geométricas formales del sistema rómbico, substituyendo el eje b por a_2 y a por a_1 . La relación áxica es entonces $a_1:a_2:c = 1:1:c$ y, por tanto, puede enunciarse de manera más simple como $a:c = 1:?$ o más brevemente todavía $c = ?$.

La solución de los tres tipos de problemas utilizando una forma general (hkl) se lleva a cabo de la misma manera que en el sistema rómbico, utilizando la fórmula

$$c = \frac{l \text{ tg } \rho \cos \Phi}{k}$$

Si la bipirámide es de primer orden, en la cual $\Phi = 0^\circ 00'$, $\cos \Phi$ se hace 1 y la fórmula se transforma en $c = (l \text{ tg } \rho)/k$. Si es de segundo orden en la cual $\Phi = 45^\circ 00'$, $\cos \Phi$ es 0,70711.

Por ejemplo, la cara (231) del mineral *rutilo*, que es bipiramidal ditetragonal, $4/m2/m2/m$, tiene como $\Phi = 33^\circ 41' \frac{1}{2}'$ $\rho = 66^\circ 42' \frac{1}{2}'$. La relación áxica puede calcularse como sigue:

$$c = \frac{\text{tg } 66^\circ 42' \frac{1}{2}' \cos 33^\circ 41' \frac{1}{2}'}{3} = \frac{2,3229 \times 0,8320}{3} = 0,6442$$

y, por tanto, $a:c = 1:0,6442$.

El problema — ¿cuál es el ρ de la cara (221) del rutilo? — se simplifica porque el símbolo sea del tipo $\{hhl\}$ indica que es una bipirámide de segundo orden y, por tanto, $\Phi = 45^\circ$, con relación

$$\operatorname{tg} \rho_{hhl} = \frac{kc}{0,7071 \times l}$$

Substituyendo

$$\operatorname{tg} \rho_{221} = \frac{2 \times 0,6442}{0,7071} = 1,8220$$

$$\rho_{221} = 61^\circ 14 \frac{1}{2}'$$

Cálculo en el sistema hexagonal

La relación paramétrica en el sistema hexagonal viene expresada por $a:c = 1:?$ o eje $c = ?$ como en el sistema tetragonal, puesto que los tres ejes a son iguales e intercambiables y todos ellos iguales a uno. El mayor inconveniente

$$\rho = \frac{l \operatorname{tg} \rho_{hkl} \cos \Phi}{h + k}$$

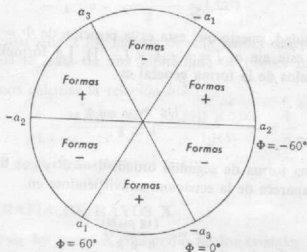


Fig. 337. Distribución de las formas romboédricas.

para el estudiante al hacer los cálculos en este sistema es la convención de que el extremo negativo de a_3 se toma como origen $\Phi = 0^\circ 00'$. Si se hiciera como en los demás sistemas, tomaríamos el extremo positivo de a_2 . Según esta convención, el Φ de una forma de segundo orden es $60^\circ 00'$. Esta aparente contradicción tiene ventajas claras, pues cuando se trabaja con cristales en la división romboédrica, todas las formas positivas tienen Φ positivo, y todas las negativas Φ negativo (ver.

fig. 337). El Φ de la cara fundamental de la forma positiva estará comprendido entre 0° y 30° . El cálculo del eje c a partir de los ángulos Φ y ρ de una cara de forma general utilizará esencialmente la misma fórmula que en el caso rómbico o tetragonal. La única diferencia reside en que c debe expresarse en función de

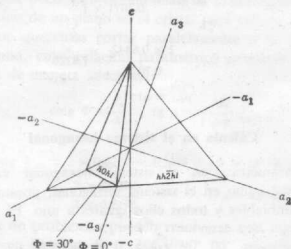


Fig. 338. Formas hexagonales de primero y segundo ordenes.

a_3 tomada como unidad, puesto que esta es la posición de $\Phi = 0^\circ$. El recíproco de los parámetros en este eje es $i = h + k \times (-1)$. La fórmula que determina c a partir de los ángulos de la forma general es

$$c = \frac{1 \operatorname{tg} \rho_{hkl} \cos \Phi}{h + k}$$

Si se utiliza una forma de segundo orden, $\Phi = 0^\circ$ y $\cos \Phi = 1$, por tanto, el término $\cos \Phi$ desaparece de la ecuación, convirtiéndose en

$$c = \frac{1 \operatorname{tg} \rho_{hkh_2k_1}}{h + k}$$

Si se utiliza una forma de primer orden $\Phi = 30^\circ 00'$ $\cos \Phi = 0,8660$ y la ecuación se transforma en

$$c = \frac{1 \operatorname{tg} \rho_{hkl} \times 0,8660}{h + k}$$

Vamos a considerar algunos ejemplos basados en el cuadro de ángulos del mineral *oligisto*.

CUADRO DE ÁNGULOS

OLIGISTO HEXAGONAL-R; ESCALENOÉDRICO HEXAGONAL $\bar{3}2/m$
 $a:c = 1:1,3652$

Forma	Φ	ρ	Forma	Φ	ρ
c 0001	...	0° 00'	p 1123	0° 00'	42° 18½'
m 10 $\bar{1}0$	30° 00'	90 00	r 10 $\bar{1}1$	30 00	57 36½'
a 11 $\bar{2}0$	0 00	90 00	i 4265	10 53½'	59 03½'
u ?	30 00	21 30½'	x 12 $\bar{3}2$	-10 53½'	64 23

Calcular la relación axial a partir de la forma general x (12 $\bar{3}2$):

$$c = \frac{l \operatorname{tg} \rho_{12\bar{3}2} \cos \Phi}{h + k} \quad c = \frac{2 \times 2,0865 \times 0,98201}{3} = 1,3659$$

Repetiendo el cálculo con los datos de la cara i (4265)

$$c = \frac{5 \times 1,6692 \times 0,98201}{6} = 1,3659$$

El buen acuerdo obtenido en el cálculo demuestra que los símbolos son mutuamente consistentes. Podemos probar el valor obtenido con una bipirámide de segundo orden (1123)

$$c = \frac{3 \times 0,9102}{2} = 1,3653$$

Podemos calcular ahora los índices de una forma desconocida u . El ángulo $\Phi = 30^\circ$ indica que se trata de una bipirámide de primer orden con índices del tipo ($h0\bar{h}l$). Podemos calcular la relación $h:l$

$$\frac{h}{l} = \frac{\operatorname{tg} \rho \times 0,866}{c} = \frac{0,3941 \times 0,866}{1,365} = \frac{1}{4}$$

Por tanto, el índice de la cara u debe ser 10 $\bar{1}4$.

J) CRISTALOGRAFÍA DE RAYOS X

La aplicación de los rayos X al estudio de los cristales fue la mayor fuerza dada jamás a la cristalografía. Antes de 1912, los cristalógrafos habían correctamente deducido, a partir de la exfoliación, propiedades ópticas y la regularidad de la forma externa, que los cristales tienen una estructura ordenada; pero su idea de la geometría de las redes cristalinas tenía sólo la fuerza de una hipótesis. Gracias al empleo de los rayos X, ha sido posible no sólo medir la distancia entre planos sucesivos de un cristal, sino determinar la posición de los átomos en el mismo.

Los rayos X fueron accidentalmente descubiertos por Wilhelm Conrad Roent-

gen en 1895 mientras estaba experimentando en la producción de rayos catódicos en tubos de descarga cubiertos con papel negro. El haz de electrones en el tubo de descarga, incidiendo en el vidrio del mismo, producía una radiación X de pequeña intensidad que provocaba la fluorescencia de un material fluorescente próximo. Roentgen dedujo correctamente que había producido un nuevo tipo de radiación electromagnética penetrante, denominándola rayos X por una serie de misterios conectados con ella. Roentgen no pudo, a pesar de sus esfuerzos, medir la longitud de onda de los rayos X y este problema sin resolver llevó al descubrimiento de la difracción de los rayos X por los cristales.

El hecho que la mayor parte de las sustancias son más o menos transparentes a los rayos X hizo que surgiera casi inmediatamente su aplicación en hospitales con fines médicos como localización de fracturas, cuerpos extraños y tejidos enfermos de manera análoga a como hoy son empleados. La producción de imágenes sombreadas por medio de rayos X se denomina radiografía y se utiliza ampliamente, no sólo con fines médicos, sino para inspección y control de procesos industriales.

No fue hasta 1912, diecisiete años después del descubrimiento de los rayos X, y por una sugerencia de Max von Laue, que estos rayos fueron usados en el estudio de los cristales. Los experimentos iniciales fueron llevados a cabo en la Universidad de Munich, donde von Laue enseñaba en el departamento del Profesor Sommerfeld. Sommerfeld estaba interesado en la naturaleza y producción de los rayos X y Laue en los fenómenos de interferencia. También en la Universidad de Munich se encontraba Paul Heinrich Groth, un eminente cristalógrafo. Con la combinación de un grupo de tal naturaleza combinando distinguidos científicos con especiales intereses, se habían establecido las condiciones precisas para el descubrimiento sensacional.

En 1912, Paul Ewald estaba trabajando bajo la dirección de Sommerfeld en su tesis sobre la difracción de ondas luminosas al pasar por un cristal. Pensando en este asunto, von Laue preguntó: ¿cuál sería el efecto si fuera posible utilizar ondas electromagnéticas con la misma longitud de onda que la distancia interatómica en los cristales? ¿Actuaría el cristal como una red de difracción tridimensional, dando lugar a espectros que pudieran ser registrados? Si sucedía así, sería posible medir con precisión la longitud de onda de los rayos X empleados, suponiendo conocidas las distancias interatómicas en el cristal; o suponiendo la longitud de onda de los rayos X, medir las distancias entre los planos en el cristal. Se discutieron los métodos para llevar a cabo el experimento y Friedrich y Knipping, dos doctorandos, acordaron llevarlo a cabo. Varios experimentos con sulfato de cobre fueron un fracaso. Finalmente, hicieron pasar un delgado haz de rayos X por una lámina de exfoliación de blenda, SZn , haciendo que el haz incidiera en una placa fotográfica. Cuando se reveló la placa mostró una serie de pequeñas manchas distribuidas geométricamente alrededor de una mancha central grande producida por el haz directo de rayos X. Esta figura era idéntica con la predicción

de la difracción de los rayos X por un conjunto regular de puntos difusores en el cristal. De esta manera, un solo experimento demostró la distribución regular de las partículas atómicas en el cristal y que los rayos X tenían una longitud de onda del orden del espacio cristalino. Aunque haya sido reemplazado por métodos mejores de investigación por rayos X, esta técnica, el método de Laue, todavía se usa hoy en día.

En los años siguientes, se lograron grandes avances como resultado del trabajo de los físicos ingleses, William Henry Bragg y William Lawrence Bragg, padre e hijo. En 1914 la estructura del primer compuesto, la halita, ClNa , fue determinada por los Bragg, que en los años sucesivos determinaron mucho más. Los Bragg también simplificaron mucho las generalizaciones matemáticas de von Laue en relación con la geometría de la difracción de los rayos X y popularizaron los resultados con una serie de bien escritos y amenos libros.¹

Las ondas electromagnéticas constituyen una serie continua que varían en su longitud de onda desde las ondas largas de radio del orden de miles de metros a los rayos cósmicos que son del orden de 10^{-12} metros (¡una millonésima de una millonésima de metro!). Todas las formas de radiación electromagnética tienen ciertas propiedades comunes como la propagación en línea recta a una velocidad de 300 000 metros por segundo en el vacío, reflexión, refracción según la ley de Snell, difracción por bordes y por rendijas o redes, y una relación entre energía y longitud de onda dada por la ley de Plank: $e = hv = hc/\lambda$, donde e es la energía, v la fre-

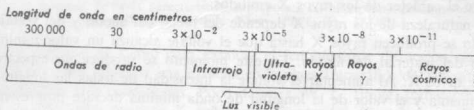


Fig. 339. El espectro electromagnético.

cuencia, c la velocidad de propagación, λ la longitud de onda y h la constante de Plank. De esta manera, cuanto más corta sea la onda mayor es la energía necesaria para su producción y mayor su poder de penetración. Los rayos X ocupan sólo una pequeña parte del espectro, cuya longitud de onda varía entre algo más de 100 Å y los 0,02 Å (fig. 3339). Los rayos X que se emplean en la investigación de los cristales tienen longitudes de onda del orden de 1 Å. La luz visible tiene una longitud de onda comprendida entre los 7200 y 4000 Å, más de mil veces mayor y por ello menos penetrante y de menor energía que los rayos X.

¹ W. H. Bragg y W. L. Bragg, *X-rays and Crystal Structures*, G. Bell and Sons, Ltd., London, 1924.

W. H. Bragg y W. L. Bragg, *The Crystalline State*, The Macmillan Company, New York, 1934.

W. H. Bragg, *An Introduction to Crystal Analysis*, G. Bell and Sons, Ltd., London, 1928.

W. L. Bragg, *Atomic Structure of Minerals*, Cornell University Press, Ithaca, New York, 1937.

Los rayos X se producen cuando los electrones que se mueven a gran velocidad chocan con los átomos de un elemento dado. Los electrones orbitales de las cubiertas K, L y M, profundos en la estructura extranuclear del átomo que es bombardeado, son llevados temporalmente a estados excitados por la energía cedida por los electrones que bombardean. De estos estados excitados el electrón orbital vuelve a su estado estable en el proceso. Esta es radiación X.

Los tubos de rayos X primitivos no eran muy diferentes de los tubos catódicos y en esencia eran tubos de vidrio con electrodos metálicos entre los que se aplicaba un alto potencial de corriente continua. En el tubo se hacía un vacío de unos 0,01 mm de mercurio. Cuando se aplica el alto voltaje la ionización del gas residual produce iones positivos que son atraídos al cátodo y lo bombardean, liberando electrones. En estos tubos, denominados *tubos de gas*, existe una mutua dependencia entre presión, voltaje y corriente. Debido a que la presión va bajando a medida que el tubo funciona, cambiando de esta manera el carácter de los rayos X emitidos, estos tubos requieren considerable atención durante su empleo.

Debido a estas desventajas, el tubo de gas ha sido reemplazado por el tubo Coolidge o *de alto vacío*. En este tubo se hace el mejor vacío posible. El cátodo es un filamento de tungsteno que emite electrones al ser calentado por el paso de una corriente. Aplicando una gran diferencia de potencial se aceleran los electrones y su impacto sobre el ánodo positivo genera los rayos X. En estos tubos, la corriente y el voltaje son prácticamente independientes y puede mantenerse constante el carácter de los rayos X emitidos.

La naturaleza de los rayos X depende del metal del ánodo y del voltaje aplicado. No se producen rayos X hasta que el voltaje alcanza un valor mínimo que depende del material del ánodo. En este momento se produce un espectro continuo de rayos X. Al aumentar el voltaje la intensidad de todas las longitudes de onda aumenta y el valor de la longitud de onda mínima decrece progresivamente (fig. 340a). Este espectro continuo que contiene todas las longitudes de onda dentro de un determinado rango es análogo a la luz blanca del espectro visible y se denomina *radiación blanca*.

A medida que se aumenta el voltaje en el tubo aparece superpuesta sobre el fondo continuo una *línea espectral* o *radiación característica* del material del ánodo. Esta radiación característica, muchas veces más intensa que la radiación blanca, consiste en varias longitudes de onda aisladas de las cuales se puede seleccionar una por filtrado (fig. 340b). Como es análoga a la luz monocromática del espectro visible se denominan rayos X monocromáticos.¹

Seguendo el experimento primario de Munich, von Laue dedujo tres ecuacio-

Las longitudes de onda de los rayos X características emitidas por metales distintos han sido bien determinadas. Las longitudes de onda K_{α} de los más corrientes son:

Molibdeno	0 7091 Å	Cobalto	1 7889 Å
Cobre	1 5405	Hierro	1 9860
Níquel	1.6578	Cromo	2.2896

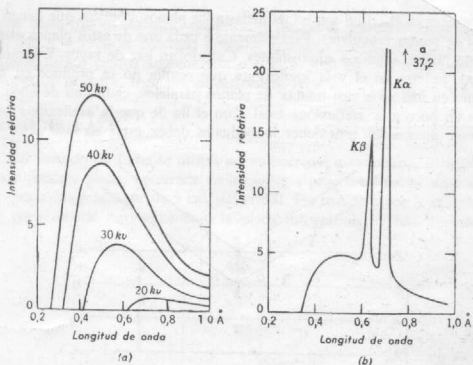


Fig. 340. Espectro de rayos X. a) Variación de la intensidad con la longitud de onda en el espectro continuo de rayos X de tungsteno a distintos voltajes. b) Curva de la intensidad con la longitud de onda característica superpuesta en el espectro continuo de rayos X del molibdeno. (Según Ubrey, *Phys. Rev* 11, 401.)

nes (las ecuaciones de Laue) para explicar el fenómeno de difracción observado. Demostró que para producir una mancha en la placa fotográfica debían satisfacerse simultáneamente tres condiciones. Poco después, W. L. Bragg, trabajando en Inglaterra en difracción de rayos X, señaló que aunque los rayos X eran difractados por los cristales, actuaban de tal manera como si se reflejaran en los planos del cristal. Sin embargo, de manera distinta a la luz ordinaria, los rayos X no son «reflejados» de manera continua por un plano cristalino dado. Usando una longitud de onda dada λ , Bragg demostró que se produce una «reflexión» en una familia dada de planos cristalográficos sólo en ciertas condiciones. Estas condiciones deben satisfacer la ecuación $n\lambda = 2d \sin \theta$ donde n es un entero (1, 2, 3, ... n), λ la longitud de onda, d la distancia entre los planos paralelos sucesivos y θ el ángulo de incidencia y reflexión de los rayos X sobre el plano considerado. Esta ecuación, conocida como la *ley de Bragg*, expresa de manera mucho más simple las condiciones simultáneas de las tres ecuaciones de Laue.

DEDUCCIÓN DE LA ECUACIÓN DE BRAGG

Hemos visto en la página 7 que los cristales están formados por átomos o grupos de átomos con una repetición periódica en puntos reticulares, y las caras que

van a aparecer en el cristal son las paralelas a los planos atómicos que tienen mayor densidad de puntos reticulares. Paralelamente a cada uno de estos planos existe una familia de planos idénticos equidistantes. Cuando un haz de rayos X incide sobre un cristal, penetra en él y la «reflexión» que resulta no se produce en un solo plano sino en una serie casi infinita de planos paralelos, cada uno de ellos contribuyendo un poco a la «reflexión» total. Con el fin de que la «reflexión» sea suficientemente intensa las reflexiones individuales deben estar en fase entre sí. Las

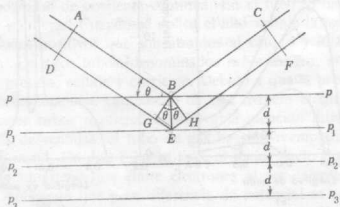


Fig. 341. Geometría de la reflexión de los rayos X.

siguientes condiciones necesarias para reforzar la intensidad reflejada fueron demostradas por W. L. Bragg.

En la figura 341 las líneas p , p_1 y p_2 representan la traza de una familia de planos de espaciado d . Los rayos X que inciden en cualquiera de estos planos serían reflejados a un ángulo igual al de incidencia θ , cualquiera que sea el valor de θ . Sin embargo, para reforzarse entre sí para dar una reflexión que pueda registrarse, los rayos reflejados deben estar en fase. El camino DEF de las ondas reflejadas en E es más largo que el camino ABC de las ondas que se reflejan en B . Si los dos conjuntos de ondas deben estar en fase, la diferencia de camino entre ABC y DEF debe ser un número entero de longitudes de onda ($n\lambda$). En la figura 341, BG y BH son perpendiculares a AB y BC respectivamente de tal manera que $AB = DG$ y $BC = HF$. Para satisfacer la condición que las dos ondas estén en fase, $GE + EH$ debe ser igual a un número entero de longitudes de ondas, BE es perpendicular a las líneas p y p_1 y es igual al espaciado d . En el triángulo GBE , $d \sin \theta = GE$; y en HBE , $d \sin \theta = EH$. Por tanto, para una reflexión en fase $GE + EH = 2d \sin \theta = n\lambda$.

Ésta es la ecuación de Bragg. Para un espaciado dado d y una λ dada, las reflexiones sólo se producen para aquellos ángulos que satisfacen la ecuación. Supongamos, por ejemplo, un haz monocromático de rayos X es paralelo a una cara de exfoliación de halita y la placa se monta de tal manera que puede girarse alrededor de un eje normal al haz de rayos X. Al girar la halita lentamente no hay

reflexión hasta que el haz incidente hace un ángulo θ que satisface la ecuación de Bragg, con $n = 1$. Si se continúa girando, aparecen nuevas reflexiones cuando la ecuación satisface ciertos ángulos con $n = 2, 3, 4, \dots$, etc. Éstas se conocen como reflexiones de primero, segundo, tercer orden, etc.

MÉTODO DE LAUE

En el método de Laue se utiliza un monocristal estacionario. Una placa fotográfica o película plana, encerrada en un sobre a prueba de luz se sitúa a una distancia conocida, generalmente 5 cm, del cristal. Un haz de rayos X blancos se hace incidir en el cristal normalmente a la placa fotográfica. El haz directo produce

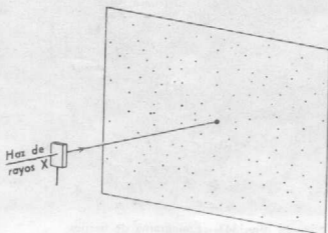


Fig. 342. Fotografía Laue.

un ennegrecimiento en el centro de la película y, por tanto, generalmente se pone un pequeño disco de plomo en frente de la película para interceptarlo y absorberlo. El ángulo de incidencia θ entre el haz de rayos X y los distintos planos atómicos con su espaciado d dado es fijo. Sin embargo, como todas las longitudes de onda se hallan presentes, la ley de Bragg, $n\lambda = 2d \sin \theta$ puede ser satisfecha para cada familia de planos atómicos si $(2d \sin \theta)/n\lambda$ está comprendido en el rango de longitudes de onda que produce el tubo. Alrededor del punto central de una fotografía Laue aparecen manchas de difracción, cada una de ellas el resultado de la reflexión de los rayos X sobre una serie dada de planos atómicos (fig. 342).

El método de Laue, aunque de gran interés histórico, ha sido en gran parte reemplazado por otros métodos más poderosos de análisis roentgenográfico. Hoy en día se emplea principalmente para determinar la simetría. Si un cristal se orienta de tal manera que el haz incidente sea paralelo a un elemento de simetría, la disposición de las manchas en la fotografía revela su simetría. Un Laue de un mineral tomado con el haz incidente paralelo al eje binario de un cristal monoclinico mostrará una disposición binaria de manchas; si el haz es paralelo al plano de simetría

tría, la fotografía presentará una línea de simetría. Una fotografía Laue de un cristal rómbico tomada con el haz paralelo a un eje de simetría mostrará una distribución binaria con dos líneas de simetría. La fig. 343 muestra una distribución senaria dada por el berilo con el haz incidente paralelo al eje senario.

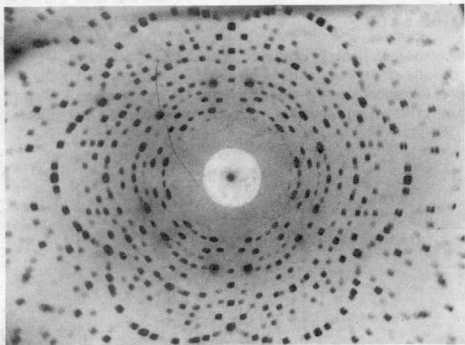


Fig. 343. Lauegrama de berilo.

MÉTODO DEL CRISTAL GIRATORIO

En el método del cristal giratorio y las técnicas que derivan de él, se emplea un monocristal. El cristal debe orientarse de tal manera que pueda hacerse girar según uno de los ejes cristalográficos principales. Si aparecen las caras la orientación se lleva a cabo más fácilmente en un goniómetro óptico; sin caras la orientación es posible pero laboriosa. La cámara es un cilindro de diámetro conocido, coaxial con el eje de giro del cristal y que lleva en su interior una película fotográfica protegida de la luz por una cubierta de papel negro. El haz de rayos X monocromático entra en la cámara a través de un colimador e incide sobre el cristal.

En estas condiciones, con el cristal quieto, sólo se producen reflexiones fortuitas. Sin embargo, si el cristal se hace girar lentamente, varias familias de planos reticulares se traerán a una posición tal que para ellos el ángulo θ con una λ dada cumpla la ecuación $n\lambda = 2d \sin \theta$. Una familia de planos dada originará reflexiones separadas cuando $n = 1, 2, 3$, etc.

Cuando se revela una fotografía de cristal giratorio (fig. 344) y la película se endereza, se encuentran manchas distribuidas sobre filas paralelas, conocidas como

niveles, perpendiculares al eje de rotación del cristal. Cada mancha es el resultado de una reflexión en una serie de planos atómicos, pero como la orientación del cristal no se conoce de manera completa, no es fácil identificar los planos que han dado lugar a una mancha dada.

La identificación de los planos que han dado origen a las reflexiones en la fotografía de rayos X se denomina *numerar* el diagrama. Varias modificaciones del método del cristal giratorio se han desarrollado para que se permita la numeración

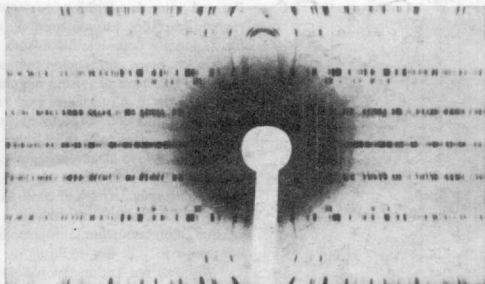


Fig. 344. Diagrama de cristal giratorio de esolecita.

completa de las reflexiones registradas. El método más corriente es el método del *cristal oscilante*, en el cual la rotación es limitada y por tanto se reduce considerablemente el número de planos que dan lugar a manchas; el método de *Weissenberg*, en el cual el chasis se traslada durante la rotación con lo que se extiende el nivel correspondiente; y el método de *precesión* en el cual una placa plana y cristal se mueven según una trayectoria giratoria compleja con el fin de separar las reflexiones individuales y poder numerarlas. El estudio de estos métodos cae fuera del alcance de este libro. Sin embargo, de un diagrama sin numerar se puede también sacar buena información.

Hemos visto que el cristal está formado por una red tridimensional con una periodicidad característica o *período de identidad* a lo largo de cada uno de los ejes cristalográficos. También sabemos que esta red actúa como un retículo tridimensional en la difracción de los rayos X. La difracción podemos imaginarla como aconteciendo de manera independiente según cada una de las filas de átomos paralelas a los ejes cristalográficos aunque para que se registre un rayo difractado en la película es necesario que la difracción según las filas en tres dimensiones estén en fase.

Consideremos una fila de puntos difractantes de periodicidad c (fig. 345). Los rayos difractados se reforzarán entre sí cuando estén en fase, es decir, cuando tienen una diferencia de camino igual a un número entero de longitudes de onda. De esta manera, la difracción en fase forma ángulos determinados con la fila de átomos dependiendo de su periodicidad y de la longitud de onda de los rayos X.

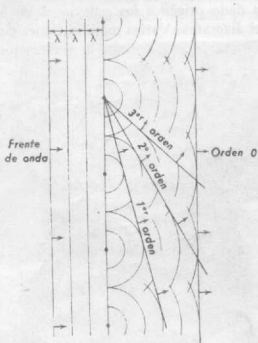


Fig. 345. Difracción de los rayos X por una fila de átomos.

En la figura 346 los rayos 1 y 2 estarán en fase sólo cuando $n\lambda = c \cos \Phi$. Para un valor de $n\lambda$, Φ es constante y los rayos difractados forman un cono con la fila de átomos como eje del mismo. Puesto que los rayos difractados también estarán en fase para el mismo ángulo Φ al otro lado del haz incidente, existirá otro cono, invertido con respecto al primero (fig. 347). Cuando $n = 0$, el cono es un plano que incluye al haz primario. Cuanto mayor sea n , mayor es el valor de Φ y por tanto más cerrado el cono. Sin embargo, todos tienen el mismo eje y vértice, que es precisamente la intersección del haz primario y la fila de átomos.

En una red tridimensional existen otras dos direcciones axiales, cada una de ellas con su periodicidad característica de puntos difractantes y cada una de ellas capaz de generar su propio conjunto de conos con ángulos característicos. Los conos de difracción de estas tres filas de átomos se cortarán entre sí, pero sólo cuando los tres se cortan según una misma recta aparecerá un haz difractado (fig. 348). Esta línea es la dirección del haz que registramos como una mancha de la película. En las demás direcciones, la interferencia cancela el rayo. Cuando los tres conos se cortan según una recta común, también se cumple la ley de Bragg, $n\lambda = 2d \sin \theta$.

Cuando se toma una fotografía de cristal giratorio, el cristal gira alrededor de una de las filas principales, generalmente un eje cristalográfico. Esta fila es normal al haz incidente. Por consiguiente, los rayos difractados estarán siempre contenidos en conos cuyos ejes son comunes con el eje de rotación del cristal. Este eje es asimismo el de la película cilíndrica y, por tanto, la intersección de los conos sobre la película serán una serie de círculos (fig. 349). Cuando la película se extiende los círculos aparecen como líneas rectas paralelas. Cada una de ellas es, como se ha dicho, un nivel, que corresponde a un cono de rayos difractados para los cuales n tiene un cierto valor. De esta forma el nivel que incluye el haz primario se denomina nivel cero o ecuador, el primer nivel es el que cumple $n = 1$, el segundo

$n = 2$ y así sucesivamente. Los niveles no son continuos puesto que las distintas manchas de difracción aparecen sólo cuando los tres conos se cortan.

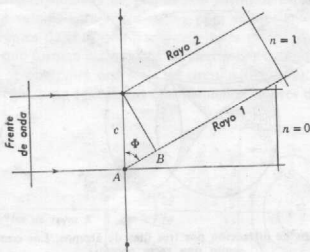


Fig. 346. Condiciones para la difracción de los rayos X por una fila de átomos.

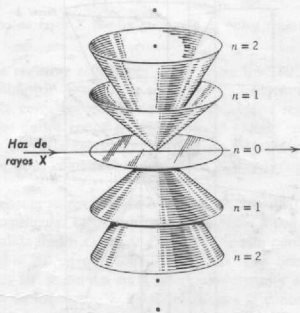


Fig. 347. Conos de difracción por una fila de átomos.

La separación de los niveles viene condicionada por los ángulos de los conos, que a su vez depende de la periodicidad de la fila reticular alrededor de la cual se hace girar el cristal. Por lo tanto, si conocemos: 1) el diámetro de la película cilíndrica ($2r$), 2) la longitud de ondas de los rayos X (λ), 3) la distancia del nivel n

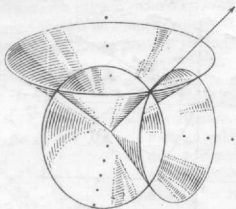


Fig. 348. Conos de difracción por tres filas de átomos. Los conos se cortan según una recta común.

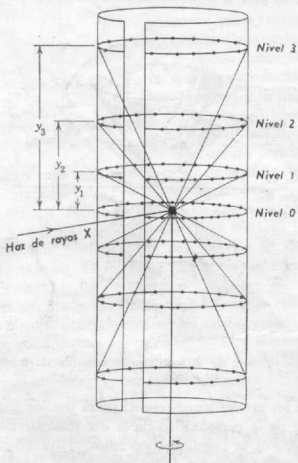


Fig. 349. Intersección de los conos de difracción por una película cilíndrica.

sobre el ecuador (y_n), podemos determinar la periodicidad o *período de identidad* (I) según el eje de rotación del cristal con las relaciones siguientes:

$$\frac{y_n}{r} = \operatorname{tg} \nu \quad (\text{fig. 350 a}) \quad I = \frac{n\lambda}{\operatorname{sen} \nu} \quad (\text{fig. 350 b})$$

Si se toman fotografías de cristal giratorio según cada uno de los ejes cristalográficos, podemos determinar las dimensiones de la celda unidad. Los períodos de

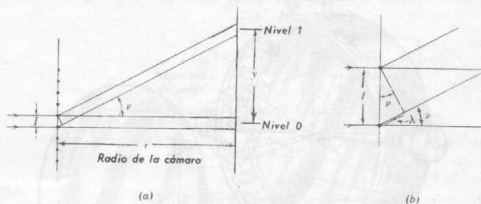


Fig. 350. Geometría para el cálculo del período de identidad I .

identidad determinados al girar el cristal sucesivamente según a , b y c son las aristas de la celda elemental, es decir a_0 , b_0 , c_0 . Esto es cierto sea cual fuere la simetría del cristal. No obstante, en el sistema cúbico una sola fotografía basta para determinar a_0 ; en el hexagonal y tetragonal, dos hacen falta, una según c y la otra según a .

MÉTODO DEL POLVO

La rareza relativa de los cristales bien formados y la dificultad de llevar a cabo la precisa orientación requerida por los métodos de Laue y de cristal giratorio llevaron al descubrimiento del *método del polvo* en la investigación de rayos X. En este método la muestra se porfiriza tan finamente como sea posible y se asocia con un material amorfo, tal como el flexible colodión, en una aguja de 0,2 a 0,3 mm de diámetro. Esta aguja o *muestra de polvo* está formada idealmente por partículas cristalinas en cualquier orientación. Para asegurar la desorientación total de estas pequeñas partículas con respecto del haz incidente la muestra, generalmente, se hace girar en el haz de rayos X durante la exposición.

La cámara de polvo es una caja plana en forma de disco, como una caja redonda de galletas con una aguja ajustable en el centro de la misma para montar la muestra. La pared cilíndrica está cortada diametralmente por un colimador desmontable y un obturador del rayo opuesto a aquél. La tapa que cierra hermética-

mente puede quitarse para situar la película, que, en la cámara más corriente, es una cinta estrecha de unos 350 mm de longitud y 25 mm de ancho. En esta película se perforan dos agujeros, que cuando ésta se sitúa en la superficie interna de la cámara el colimador y el obturador pasan a través de aquéllos. Este tipo de montaje se denomina el método de Straumanis (fig. 351).

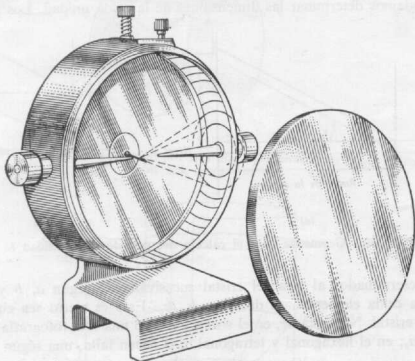


Fig. 351. Cámara de polvo.

Un fino haz de rayos X monocromático se hace pasar por el sistema colimador e incide sobre la muestra, que está cuidadosamente centrada en el eje corto de la cámara de tal manera que la muestra permanece en el haz mientras gira durante la exposición. Los rayos que no han sido desviados pasan a través y alrededor de la muestra y entra en el obturador del rayo, recubierto de plomo, a través del cual deja la cámara.

Cuando el haz monocromático de rayos X incide en la muestra, se producen simultáneamente todas las difracciones posibles. Si la orientación de las partículas cristalinas en la muestra es realmente estadística, para cada familia de planos atómicos con su característico espaciado d , existen muchas partículas cuya orientación es tal que hacen el ángulo apropiado θ con el rayo incidente de tal manera que se satisface la ley de Bragg $n\lambda = 2d \sin \theta$. Las reflexiones de un conjunto dado de planos forman conos cuyo eje es el haz incidente y con un ángulo interno de 4θ . Todos los conjuntos de planos atómicos dan una serie de conos que corres-

ponden a reflexiones de primero, segundo, tercero y órdenes más elevados ($n = 1, 2, 3, \dots$). Las diferentes familias de planos con distintos espaciados d satisfarán la ley de Bragg para valores apropiados de θ y para valores enteros de n , dando lugar a conjuntos diferentes de conos de haces reflejados.

Si los rayos que forman estos conos inciden sobre una placa fotográfica normal al haz incidente, se observará una serie de círculos (fig. 352). Sin embargo, de esta manera sólo se registrarán reflexiones con pequeños valores de 2θ .

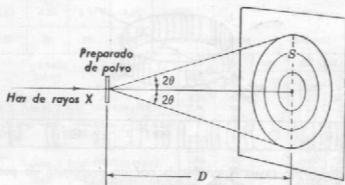


Fig. 352. Difracción de rayos X por un preparado de polvo registrada en una placa plana.

Con el fin de registrar reflexiones de 2θ hasta los 180° , la película se coloca en una cámara cilíndrica en cuyo eje se ha mostrado la muestra. En estas condiciones, la película corta los conos de rayos reflejados según curvas (fig. 353). Puesto que los ejes de los conos coinciden con el haz de rayos X, por cada cono habrá dos líneas curvas simétricas en la película dispuestas a cada lado del orificio por el cual sale de la cámara el haz de rayos X. La distancia angular entre estos arcos es 4θ .

Cuando la película se revela y se extiende, estos arcos tienen como centro los dos orificios de la película. Las reflexiones de ángulos θ pequeños tienen su centro en el orificio de salida de los rayos X. Partiendo de este punto, los arcos aumentan de radio hasta $2\theta = 90^\circ$ en que son líneas rectas. Las líneas correspondientes a reflexiones de $2\theta > 90^\circ$ se curvan en la dirección opuesta y son concéntricas con el orificio de entrada de los rayos X. Estas reflexiones se conocen como de *retroceso* y las primeras de *transmisión*.

Si se emplea película plana a una distancia D de la muestra, se puede calcular θ midiendo S , el diámetro del anillo. Puede verse en la figura 352 que $\text{tg } 2\theta = S/2D$. Cuando se emplea una cámara cilíndrica, la distancia S se mide en la película extendida. Entonces, $S = R \times 4\theta$ en radianes¹ o $\theta = S/4R$ en radianes, donde R es el radio de la cámara y S se mide en las mismas unidades que R . La mayor

¹ Un radián = $57,3^\circ$.

parte de las cámaras se construyen de tal manera con un radio tal que S , medido en milímetros, pueda convertirse fácilmente en grados. Por ejemplo, cuando el radio de la cámara son 57,3 mm la circunferencia es de 360 mm. Con una cámara así, cada milímetro de película equivale a 1° . Por tanto, una distancia S de 60 mm medida en la película es igual a $60^\circ = 4\theta$, es decir, $\theta = 15^\circ$.

No es posible medir distancias S simétricas para valores de θ mucho mayores de 40° ($S = 140$ mm) en una película con dos orificios del tipo Straumanis. Para

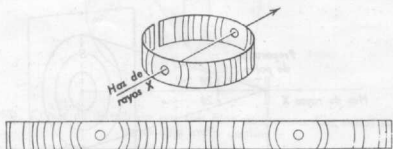


Fig. 353. Difracción de rayos X producida por un preparado de polvo registrada en una película cilíndrica.

obtener los θ para líneas con θ mayor de 40° , deben determinarse previamente los centros de las líneas de θ bajos. Entonces se mide la distancia $S/2$. Debe tenerse en cuenta que si la cámara no mide 57,3 mm debe emplearse un factor de corrección. Así, si se emplea una cámara cuyo radio es de 28,65 mm el factor de corrección es $57,3/28,65 = 2$ y los valores de S deben dividirse por 2 para obtener los grados correspondientes.

El método de Straumanis se emplea ahora en general. En las cámaras de tipo antiguo el haz de rayos X entraba entre los extremos de la película cilíndrica y salía por un orificio central. La cámara de Straumanis tiene la ventaja de permitir el cálculo del radio efectivo de la cámara directamente de la película. Durante el proceso de revelado, la película se contrae y, por tanto, para un trabajo minucioso no se tiene en cuenta el diámetro efectivo de la película al hacer los cálculos.

Una vez se ha determinado el ángulo θ de una línea dada en la fotografía de polvo, se puede calcular el espaciado correspondiente a la familia de planos que ha dado lugar a la reflexión empleando la ecuación de Bragg $n\lambda = 2d \sin \theta$, o $d = n\lambda / (2 \sin \theta)$. Puesto que en general es imposible decir el orden de una reflexión dada, n cobra el valor de 1, y d se determina en cada caso como si la línea fuera una reflexión de primer orden. Los índices de las líneas de un diagrama de polvo se pueden atribuir en sustancias cúbicas, tetragonales, hexagonales o rómbicas y determinar así las dimensiones de la celda elemental y la relación paramétrica. Este método sólo se usa, con todo, con el sistema cúbico y es imposible para sustancias monoclinicas y triclinicas.

El método de polvo encuentra su aplicación principal en Mineralogía como una técnica de identificación. Se puede utilizar en este caso sin conocimiento de la estructura o simetría. Cada sustancia cristalina da lugar a su propia foto de polvo, que, al depender de su estructura interna, es característica de la sustancia dada. Se dice, a menudo, que el diagrama de polvo constituye las huellas dactilares del mineral, porque difiere del diagrama de cualquier otro mineral. De esta manera, si se sospecha que un mineral desconocido es el mismo que otro conocido, se ob-

d	3.35	4.26	1.37	4.26	α -SiO ₂	α -SiO ₂
I/I_1	100	80	80	80	Silicon dioxide, alpha	α -Quartz
Rad.	λ 1.5405	Filter		d^*	I/I_1	hkl
Dia.	Cut off	Coll.		4.26	80	1.26 40
I/I_1		d.corr. abs.?		3.72B	30	1.23 20
Ref	J. Ch. L. Favejee, Z. Krist. 100, 430 (1939)			3.35	100	1.20 40
Sys.	Hex. (Rhomb. Div.)	S.G. D ₂ ^h , C ₃ 2, D ₃ ^h , C ₃ 2 ²		2.46	60	1.18 50
a_0	4.903	b_0	5.393	2.28	60	1.15 30
α	β	γ	Z 3	2.24	30	1.08 40
Ref	J. Ch. L. Favejee, Z. Krist. 100, 430 (1939)			2.13	50	1.05 30
B α	$n\omega\beta^*$ 1.5448	γ 1.5537	Sign +	1.98	40	1.04 30
2V	D 2.653 mp	Color Various		1.82	70+	1.02 30
Ref	C.C. 2.654	Colorless in section		1.67	50	0.988 40
Wn				1.54	70	
No calculations				1.45	20	
Transition to β at 573*				1.42	10	
*Sodium light				1.37	80	
				1.29	30	

Fig. 354. Ficha ASTM del cuarzo. En la parte superior de la misma se dan las tres rayas más intensas y su intensidad relativa. El cuarto d es el espaciado mayor.

tiene un diagrama de cada sustancia. Si las fotografías se corresponden línea a línea, los dos minerales son idénticos. Muchas organizaciones mantienen ficheros de fotografías standard de minerales conocidos y por comparación se identifican los minerales si se tiene alguna indicación de su probable naturaleza.

Sin embargo, con frecuencia se está completamente perdido en cuanto a la identidad del mineral y una comparación sistemática con los miles de fotografías del fichero sería muy largo. Cuando esto sucede, el investigador se dirige a las fichas de datos de difracción de rayos X preparadas por la American Society for Testing Materials (ASTM) (fig. 354). En estas fichas se registran los espaciados d de miles de sustancias cristalinas, como las huellas dactilares de conocidos criminales lo son en la Policía. Para poder usar estas fichas el investigador debe calcular los d de las líneas más intensas en el diagrama de polvo de su sustancia problema y estimar la intensidad relativa de las líneas en una escala en que la más fuerte se considera 100. Se busca entonces una serie idéntica en las fichas ASTM, que han sido previamente clasificadas en orden decreciente de d de las rayas más intensas. Puesto que muchas sustancias tienen líneas intensas con la misma d y muchos fac-

tores pueden alterar la intensidad relativa de las líneas en el diagrama de polvo, todas estas sustancias se examinan en la función de la segunda y tercera líneas más intensas. Cuando el «sospechoso» ha sido seleccionado del fichero, la comparación con las líneas débiles, que también se hallan en las fichas ASTM permite identificar rápidamente la sustancia en la mayor parte de los casos. De esta forma una sustancia desconocida puede ser identificada rápidamente por medio de un análisis no destructivo sobre un pequeño volumen de la muestra.

El método del polvo es de mayor utilidad y tiene otras aplicaciones donde reside su gran valor. La variación de la composición química de una sustancia conocida implica la sustitución por átomos, generalmente de tamaño algo diferente, de los que debían ocupar los lugares en red. Como resultado de esta sustitución las dimensiones de la celda y, por tanto, los espaciados reticulares se cambian ligeramente y la posición de las líneas en la fotografía de polvo correspondientes a estos espaciados se desplazan ligeramente. Midiendo estos desplazamientos de las líneas en un diagrama de polvo de sustancias de estructura conocida, se pueden detectar con exactitud cambios en la composición química.

Además, las proporciones relativas de dos o más minerales en una mezcla pueden ser convenientemente determinadas comparando las intensidades de las mismas líneas en diagramas de control de composición conocida.

DIFRACTÓMETRO DE RAYOS X

En los últimos años la utilidad del método de polvo ha crecido considerablemente y su campo se ha extendido con la introducción del *difractómetro de rayos X*. Este poderoso instrumento utiliza radiación monocromática y una muestra finamente pulverizada, como se hace en el método de polvo fotográfico, pero registra la información en una cinta de papel. El equipo suministrado por una casa comercial es el de la figura 355.

La muestra para el análisis difractométrico se prepara reduciéndola a polvo fino, que se extiende uniformemente sobre la superficie de un porta, usando una pequeña cantidad de adhesivo. El instrumento está construido de tal manera que el porta, cuando se sitúa en posición, gira en el haz colimado al mismo tiempo que un tubo contador, montado en un brazo, gira hasta registrar los rayos X reflejados.

Cuando el instrumento se sitúa en posición cero, el haz de rayos X es paralelo al portamuestra y pasa directamente al tubo contador. El portamuestras y el tubo contador se mueven mediante engranajes distintos, de tal manera que mientras el portamuestra gira un ángulo θ , el tubo contador gira 2θ . El propósito de este montaje es mantener una relación tal entre la fuente de rayos X, muestra y tubo contador que no sea posible al vidrio portamuestras cortar ninguna reflexión.

Si la muestra ha sido preparada de forma adecuada, habrán millares de partículas pequeñísimas en el porta en todas las orientaciones. Como ocurre en el método de polvo, todas las reflexiones posibles ocurren al mismo tiempo. Pero, en

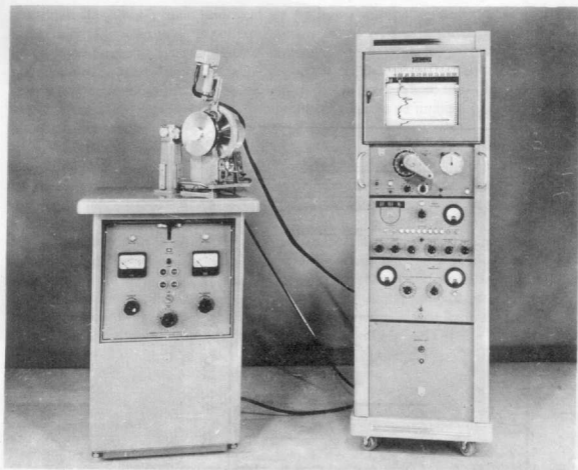


Fig. 355. Difractómetro de rayos X. (Cortesía de Philips Electronics Co. Inc. Mt. Vernon, N. Y.)

vez de registrarlas todas al mismo tiempo en una película, el tubo contador las alcanza separadamente.

Cuando se opera, la muestra, el tubo contador y el papel del registrador automático entran simultáneamente en movimiento. Si un plano tiene un espaciado d que refleje con $\theta = 20^\circ$, no aparece evidencia de esta reflexión hasta que el tubo contador ha girado 2θ , o sea 40° . En este momento el rayo reflejado entra en el tubo contador y lo hace conductor. El impulso así generado se amplifica y mueve la pluma del registrador. Así, a medida que el tubo contador recorre, el registrador de cinta de papel registra el pico de la reflexión de la muestra. El ángulo 2θ en el cual se ha producido la reflexión se puede leer directamente de la posición del pico en el papel. La altura de los picos son directamente proporcionales a las intensidades de las reflexiones que los causaron.

El papel sobre el cual se registra está dividido en décimas de pulgada y se mueve a velocidad constante, generalmente 0,5 de pulgada por minuto. Con esta

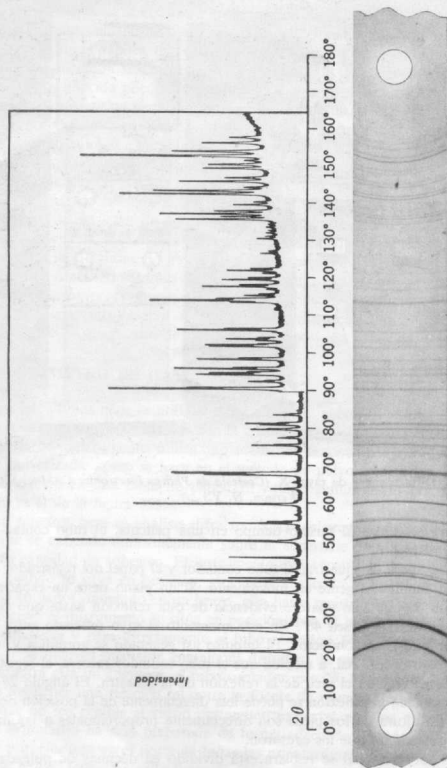


Fig. 356. Comparación entre el registro del difractómetro y un diagrama de polvo de cuarzo.
(Cortesía de W. Parrish, Phillips Laboratories, Irvington, N. Y.)

velocidad de papel y una velocidad de barrido del tubo contador de 1° por minuto, 0,05 pulgadas en el papel equivalen a 2θ de 1° . Las posiciones de los picos en el papel pueden leerse fácilmente para un 2θ de $0,05^\circ$, y los espaciados d de los planos atómicos que los han originado pueden ser determinados mediante la ecuación $n\lambda = 2d \sin \theta$. Como en el método de polvo fotográfico, todas las reflexiones se consideran de primer orden, a menos que el registro se numere para determinar las constantes reticulares.

Aun cuando el difractómetro suministra datos similares a los que se obtienen por el método de polvo clásico, tiene ventajas claras. El método de polvo requiere varias horas de exposición más el tiempo necesario de revelado, fijado, lavado y recado de la película; un registro por difractómetro puede hacerse en una hora. Con frecuencia es difícil estimar la intensidad de las líneas en una fotografía de polvo, mientras que la altura del pico en una carta difractométrica puede ser determinada gráficamente con gran exactitud. El diagrama fotográfico debe ser medido con exactitud para medir los valores 2θ , mientras que se leen directamente en el registro difractométrico. La figura 356 compara un registro difractométrico con una fotografía de polvo cristalino del mismo mineral e indica asimismo como los datos pueden utilizarse para buscarlos en las fichas de la ASTM.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Cristalografía geométrica

- F. C. Phillips, *An introduction to crystallography*. Longmans, Green and Co., New York, 1956.
 M. J. Buerger, *Elementary crystallography*. John Wiley and Sons, New York, 1956. Estudio de la cristalografía geométrica desde el punto de vista de la simetría.
 C. W. Wolfe, *Manual for geometrical crystallography*. Edwards Brothers, Ann Arbor, 1953.
 G. Tunnell y J. Murdoch, *Laboratory manual of crystallography for students of mineralogy and geology*. W. M. Brown Co., Dubuque, 1957.

Roentgenocristalografía

- H. P. Klug y L. E. Alexander, *X-ray diffraction procedures for polycrystalline and amorphous material*. John Wiley and Sons, New York, 1954, Cap. 5. Exposición acerca del empleo del difractómetro.
 L. V. Azaroff y M. J. Buerger, *The powder method in x-ray crystallography*. McGraw-Hill Book, Co., New York, 1958. Estudio detallado del método de polvo.
 K. Lonsdale, *Crystal and x-rays*. G. Bell and Sons, London, 1948. Exposición de los diversos métodos que emplean rayos X.
 C. W. Bunn, *Chemical crystallography*. Clarendon Press, Oxford, 1946. Los capítulos 5 y 6 tratan de los métodos de polvo y cristal giratorio.
 W. H. Bragg y W. L. Bragg, *X-ray and crystal structure*. G. Bell and Sons, London, 1924, páginas 103-188.

3. MINERALOGÍA FÍSICA

Las propiedades físicas son muy importantes para la determinación rápida de los minerales, dado que muchos de ellos pueden reconocerse así por una simple observación o determinarse por pruebas sencillas.

A) EXFOLIACIÓN, PARTICIÓN Y FRACTURA

× 1. **Exfoliación.** Si un mineral, al aplicar la fuerza necesaria, se rompe de manera que deje dos superficies planas, se dice que posee una *exfoliación*. Las superficies de exfoliación son siempre paralelas a caras reales o posibles del cristal, y normalmente tienen índices sencillos. Puede ser perfecta, como en el caso de la *mica*, o más o menos definida, como en el caso del *berilo* y el *apatito*.

La exfoliación está muy relacionada con la estructura del cristal, y resulta del hecho de que los enlaces son más débiles en ciertas direcciones que en otras. Debe quedar bien sentado que la exfoliación es una propiedad direccional, es decir, si existe, cualquier plano paralelo a ella en todo el cristal, es un plano de exfoliación en potencia. El número de planos posibles queda limitado teóricamente sólo por el espaciado atómico. Al describir una exfoliación deberá indicarse su calidad, facilidad de producción y dirección cristalográfica. La calidad se expresa por medio de las calificaciones perfecta, buena, fácil, etc. La dirección está expresada por el nombre o índice de la forma que es paralela a la exfoliación, como cúbica {001} (véase fig. 357), octaédrica {111}, romboédrica {10 $\bar{1}$ 1}, prismática {110}, pinacoidal {001}, etc. La exfoliación siempre es consecuente con la simetría; así, si se presenta una exfoliación octaédrica, ello implica que debe de haber otras tres direcciones de exfoliación simétricas a la primera. Si se presenta una dirección de exfoliación dodecaédrica, ello implica asimismo la existencia de cinco direcciones similares a la primera. No todos los minerales presentan exfoliación, y solamente un porcentaje muy pequeño la muestran en un grado eminente, pero en estos casos sirve como criterio decisivo para el diagnóstico.

× 2. **Partición.** Ciertos minerales, cuando están sujetos a tensión o a presión, desarrollan planos de debilidad estructural a lo largo de los cuales pueden luego romperse. Los cristales maclados, especialmente los polisintéticos, pueden separarse fácilmente a lo largo de los planos de composición. Cuando en un mineral se producen superficies planas por rotura a lo largo de alguno de dichos planos predeter-



(a)



(b)



(c)



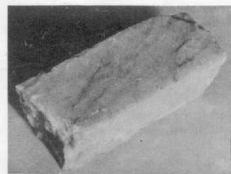
(d)



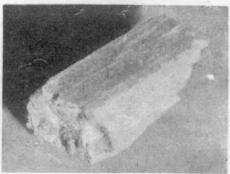
(e)



(f)



(g)



(h)

Fig. 357. Exfoliación. a) Galena {001}; b) Fluorita {111}; c) Blenda {011}; d) Calcita
e) Baritina {001}, {110}; f) Topacio {001}; g) Feldespato {001}, {010}; h) Escapolita {110}
y menor {010}.

minados, se dice que tiene *partición*. El fenómeno se parece a la exfoliación, pero hay que distinguirlo de ella por el hecho de que no lo exhibirán todos los ejem-

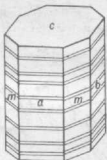


Fig. 358. Partición basal de los piroxenos.



Fig. 359. Partición romboédrica del corindón.

plares de un determinado mineral, sino solamente aquellos que estén maclados o hayan sido sometidos a una presión apropiada. Incluso en estos ejemplos existe

solamente un cierto número de planos según los cuales el mineral se rompe. Si un mineral posee exfoliación, cada ejemplar la presentará por lo general, y puede producirse en una dirección dada en cualquier parte del cristal. Tenemos ejemplos familiares de partición en la octaédrica de la *magnetita*, la básica del *piroxeno*, y la romboédrica del *corindón*. (Véanse las figs. 358 y 359.)



Fig. 360. Fractura concoide de la obsidiana

3. **Fractura.** Por fractura de un mineral se entiende la manera cómo se rompe cuando no se exfolia o parte.

A continuación se facilitan los nombres con los que se designan las diferentes clases de fracturas:

a) *Concoidal*. Cuando la fractura tiene superficies suaves, lisas, como la cara interior de una concha (véase la fig. 360). Esto se observa corrientemente en sustancias tales como el vidrio y el cuarzo.

b) *Fibrosa o astillosa*. Cuando un mineral se rompe según astillas o fibras.

c) *Ganchuda*. Cuando un mineral se rompe según una superficie irregular, dentada, con filos puntiagudos.

d) *Desigual o irregular*. Cuando un mineral se rompe según superficies bastas e irregulares.

B) DUREZA

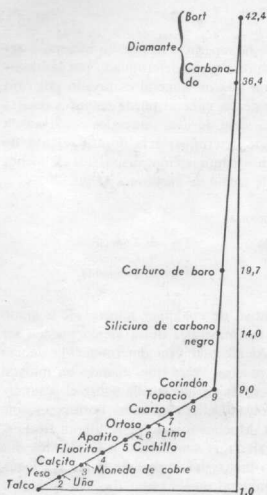
Se llama dureza la resistencia que ofrece la superficie lisa de un mineral a ser rayada (designada con una **H**). El grado de dureza viene determinado por la observación de la facilidad o dificultad relativa con que un mineral es rayado por otro o por una lima o punta de acero. La dureza de un mineral puede entonces decirse que es su «arañabilidad». Se ha elegido una serie de diez minerales como escala de dureza y por comparación con ellos puede determinarse la dureza relativa de cualquier mineral. Los minerales que se citan a continuación, dispuestos de menor a mayor dureza, se conocen con el nombre de *escala de dureza de Mohs*:

ESCALA DE DUREZA

- | | | |
|-------------|------------|---------------|
| 1. Talco | 5. Apatito | 8. Topacio |
| 2. Yeso | 6. Ortosa | 9. Corindón |
| 3. Calcita | 7. Cuarzo | 10. Diamante. |
| 4. Fluorita | | |

Con el fin de determinar la dureza relativa de cualquier mineral de acuerdo con esta escala, es necesario determinar si los minerales de la escala pueden ser rayados o no por el ejemplar en estudio. Al efectuar esta determinación deberá tenerse muy en cuenta lo siguiente: ocurre muchas veces que, cuando un mineral es más blando que otro, porciones del primero dejan una huella sobre el segundo, huella que puede ser confundida con una raya. Deberá entonces borrarse y sólo cuando sea una raya verdadera permanecerá. Muchos minerales se alteran frecuentemente en su superficie, pasando a materiales que son mucho más blandos que el mineral original. Deberá emplearse por lo tanto, una superficie fresca del ejemplar en estudio. La naturaleza física de un mineral puede evitar muchas veces una determinación correcta de su dureza. Por ejemplo, si un mineral es pulverulento, granular o astilloso, puede romperse y quedar aparentemente rayado por un mineral mucho más blando que el mismo. Cuando se efectúa la prueba de dureza, es siempre recomendable confirmarla, repitiendo la operación alterando el orden de ejecución; esto es, no tratar siempre de arañar el mineral *A* con el mineral *B*, sino también tratar de hacerlo sobre el *B* con el *A*.

Los siguientes materiales pueden servir junto a la escala arriba citada: la dureza de la uña es algo más de 2; la moneda de cobre, alrededor de 3; el acero de un cortaplumas, algo menos de 5; el vidrio de ventana, 5,5, y el acero de una lima, 6,5. Con un poco de práctica, la dureza de los minerales por bajo de 5 puede ser fácilmente determinada por la facilidad con que puedan ser rayados con una navajita. La dureza es una propiedad vectorial, y un mismo cristal puede presentar distintos grados de dureza, dependiendo de la dirección según la cual se les raya. La diferencia direccional de dureza en la mayor parte de los minerales comunes es tan ligera, que solamente se conseguiría distinguirla con el empleo de instrumentos delicados. La calcita y la cianita, son dos excepciones. La cianita tiene **H** = 5 pa-



361. Dureza relativa de los minerales.
(Según Wooddell.)

raleo a su alargamiento y $H = 7$ normalmente a aquél. La dureza de la calcita es 3 en todas sus caras, exceptuando {0001}. En esta forma puede ser rayada por una aguja y tiene una dureza de 2.

Puede verse fácilmente que sólo es posible hacer una determinación cuantitativa de la dureza dentro de límites relativamente anchos. Más aún; el intervalo de dureza entre pares consecutivos de minerales en la escala es muy diferente. Por ejemplo, la diferencia de dureza entre el corindón y el diamante es mucho mayor que la existente entre el topacio y el corindón. La figura 361 está basada en datos cuantitativos obtenidos por un investigador, que determinó que si la dureza del cuarzo es 7 y del corindón 9 en una escala absoluta, el diamante debería ser 42,4.

C) TENACIDAD

La resistencia que un mineral opone a ser roto, molido, doblado o desgarrado, en resumen, su cohesión, se conoce con el nombre de tenacidad. A continuación se facilitan los términos que se emplean para describir las diversas clases de tenacidad en los minerales.

1. *Frágil*. Un mineral que fácilmente se rompe o reduce a polvo.
2. *Maleable*. Un mineral que puede ser transformado en hojas delgadas por percusión.
3. *Sectil*. Un mineral que puede cortarse con un cuchillo.
4. *Dúctil*. Un mineral al que se le puede dar la forma de hilo.
5. *Flexible*. Un mineral que puede ser doblado, pero no recupera su forma original una vez termina la presión que lo deforma.
6. *Elastico*. Un mineral que recobra su forma primitiva al cesar la fuerza que lo ha deformado.

D) PESO ESPECÍFICO

El peso específico de un mineral es un número que expresa la relación entre su peso y el peso de un volumen igual de agua a 4° C. Si un mineral tiene peso específico 2, ello significa que una muestra determinada de dicho mineral pesa dos

veces lo que pesaría un volumen igual de agua. El peso específico de un mineral de composición determinada es constante, y su determinación es, con frecuencia, un valor importante en la identificación de un mineral. En este libro, el peso específico se indica por **G**.

El peso específico de una sustancia cristalina depende de dos factores: 1) la clase de átomos de que está compuesta y 2) la manera como estén empaquetados los átomos. En los compuestos isoestructurales (véase pág. 186) en los cuales es constante el empaquetamiento, los elementos con peso atómico más elevado tienen, por lo general, mayor peso específico, hecho que se aprecia claramente en los carbonatos rómbicos relacionados a continuación, en los cuales, la diferencia principal depende los cationes.

VARIACIÓN DEL PESO ESPECÍFICO AL CAMBIAR EL CATION

Mineral	Composición	Peso atómico del catión	Peso específico
Aragonito	CO ₃ Ca	40,08	2,95
Estroncianita	CO ₃ Sr	87,63	3,7
Baritina	CO ₃ Ba	137,36	4,3
Cerusita	CO ₃ Pb	207,21	6,55

Muchas parejas de minerales isotípicos forman series de soluciones sólidas (véase pág. 190) en las cuales puede variar de modo continuo la composición, habiendo en tales series un cambio continuo en el peso específico. Por ejemplo el mineral olivino pertenece a una serie de soluciones sólidas entre la forsterita SiO₄Mg₂ (6, 3, 2) y la fayalita SiO₄Fe₂ (6, 3, 5). Por lo tanto, con la determinación del peso específico es posible obtener con gran aproximación, la composición química.

La influencia del empaquetamiento de los átomos sobre el peso específico se aprecia claramente en los compuestos polimorfos (véase pág. 186) en los que permanece constante la composición pero varía el empaquetamiento de los átomos. El diamante y el grafito, constituidos ambos por el elemento carbono, son el ejemplo más notorio. El diamante, con peso específico 3,5 tiene una estructura de empaquetamiento compacto que da lugar a una elevada densidad de átomos por unidad de volumen, en tanto que en el grafito, con peso específico 2,2, el empaquetamiento de los átomos de carbono es menos denso.

Peso específico medio. Sosteniendo en la mano objetos de uso cotidiano, muchas personas adquieren un sentido del peso relativo de los objetos. Con muy poco esfuerzo, se desarrolla también un sentido similar con relación a los minerales. Por ejemplo, entre los minerales no metálicos, la *ulexita* (**G** 1,96) parece ligera, mientras que la *baritina* (**G** 4,5) parece pesada. Esto significa que nos hemos formado una idea del peso específico medio, o un sentido de lo que pesará un mineral no metálico de un tamaño dado. Este peso específico medio puede considerarse que

está comprendido entre 2,65 y 2,75. La razón de esto es que el *cuarzo* (G 2,65), el *faldespato* (G 2,60-2,75) y la *calcita* (G 2,71) que son los minerales no metálicos más comunes y abundantes, caen dentro de este límite. El mismo sentido se desarrolla con los minerales metálicos. El *grafito* (G 2,1) parece ligero, mientras que la *plata* (G 10,5) parece pesada. El peso específico medio de los minerales metálicos puede considerarse como 5,0, que es el caso de la *pirita*. Así, con una pequeña práctica, se puede ser lo suficientemente experto para distinguir unos minerales de otros, aun los que tengan diferencias relativamente pequeñas de peso específico, por el sencillo medio de sostener una muestra.

Con el fin de determinar con toda exactitud el peso específico de un mineral deberán observarse ciertas condiciones. El mineral deberá ser puro, requerimiento que resulta muchas veces difícil de cumplir. Debe ser también compacto, sin grietas ni cavidades dentro de las cuales puedan quedar aprisionadas burbujas o películas de aire. Para un trabajo mineralógico normal, la muestra deberá tener un volumen aproximado de 1 cm³, es decir, un cubo de 1 cm de lado. Si estas condiciones no pueden reunirse, la determinación del peso específico por métodos sencillos y rápidos tiene poco valor.

El camino a seguir para hacer una determinación del peso específico ordinario, en líneas generales es el siguiente: el mineral se pesa, primeramente, en el aire. Sea este peso P . Se sumerge, entonces, en agua y se vuelve a pesar. En estas condiciones pesará menos, ya que cualquier objeto sumergido en agua es empujado por una fuerza equivalente al peso del agua desplazada. Sea el peso en agua P' . Tenemos que $P - P'$ es la pérdida de peso producida por la inmersión en agua,

o el peso de un volumen igual de agua. La fórmula $\frac{P}{P - P'}$ dará, por lo tanto, un número que es el peso específico del mineral. Dado que el peso específico es meramente una relación, no resulta necesario determinar el peso absoluto de la muestra, sino simplemente un valor que sea proporcional al peso.

Balanza de Jolly. Uno de los mejores métodos para obtener el peso específico de un mineral es utilizar una *balanza de Jolly* (fig. 362), en la cual se obtienen los datos necesarios para los cálculos midiendo el alargamiento de un muelle, del cual penden dos cacerolitas superpuestas, c y d . El aparato está dispuesto de tal forma que la cacerolita inferior d esté siempre sumergida en un vaso de agua, el cual descansa sobre la plataforma ajustable B ; y que puede ser situada a la altura que se necesite. En todos los tipos de balanza Jolly es necesario ajustar el aparato de forma que el índice que se halla sobre el muelle marque cero cuando la cacerolita más baja está sumergida en agua. Una vez obtenido este ajuste, se coloca el mineral en la cacerolita superior, y el alargamiento del muelle P , se determina por medio de una escala unida a aquél al llevar el índice nuevamente a cero. La muestra se coloca entonces en la cacerolita inferior, se hace un nuevo ajuste y se lee P' . Entonces el peso específico se calcula como sigue:

$$G = \frac{P}{P - P'}$$

La figura 363 representa un tipo de balanza Jolly, desarrollada por Kraus. A continuación se facilita la descripción de la misma efectuada por su propio fabricante: ¹

La balanza consta de un tubo vertical al cual están acoplados una escala fija e interior, y otra doble, graduada y movable. Este tubo contiene otro redondo que puede ser movido por un tornillo. El vernier externo movable va unido a este segundo tubo. Todo movimiento del tubo hacia arriba arrastra el segundo vernier y la escala graduada con él. Dentro del tubo hay un eje de longitud ajustable, el cual lleva el muelle espiral, el índice y las cacerolitas.

Con esta forma de balanza, son necesarios solamente dos lecturas y una simple división para determinar el peso específico.

Al emplear la balanza es necesario que la escala graduada, los dos verniers y el índice unido al muelle espiral estén todos en cero cuando la cacerolita inferior está sumergida en el

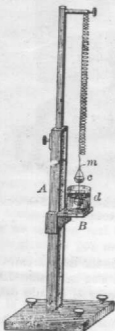


Fig. 362. Balanza de Jolly.

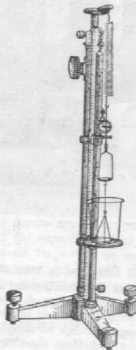


Fig. 363. Balanza de Jolly perfeccionada.

agua. Esto se consigue ajustando aproximadamente a mano la longitud del tubo que lleva el muelle, y corrigiendo después el ajuste mediante el tornillo micrométrico. Se coloca entonces un fragmento de la muestra en la cacerolita superior y, dando vuelta al tornillo, el tubo circular, la escala graduada y el vernier exterior se mueven hacia arriba hasta que el índice del muelle esté nuevamente en el cero. El vernier interior fijo *W* registra ahora el alargamiento.

¹ Fabricada por Eberbach & Son, Ann Arbor, Michigan.

miento del muelle debido al peso del fragmento en el aire. La escala se fija luego por medio de un tornillo situado en la parte baja de la misma. Se lleva entonces el fragmento a la cacerolita inferior y se sumerge en agua, y se hace bajar el tubo mediante el tornillo mencionado hasta que el índice está a cero nuevamente. Durante esta operación, el vernier exterior se

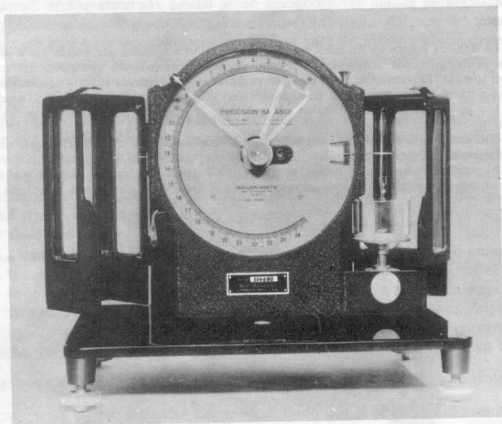


Fig. 364. Balanza de Berman.

mueve hacia abajo en la escala graduada, y su nueva posición la denotaremos por L . Es obvio que L es la reducción del alargamiento del muelle debido a la inmersión del fragmento dentro del agua. Las lecturas W y L son los datos necesarios para el cálculo del peso específico.

$$\text{Peso específico} = \frac{\text{Peso en el aire}}{\text{Pérdida de peso en el agua}} = \frac{L}{W}$$

Ni qué decir tiene que dado que todas estas lecturas se registran, puede comprobarse, si es necesario, una vez que la operación de cálculo haya sido efectuada.

H. Berman ha adaptado una delicada balanza de torsión para obtener pesos específicos de pequeñas partículas con un peso inferior a los 25 miligramos (fig. 364).¹ Resulta de gran utilidad para el investigador muy impueto en mineralogía, y a quien le interese la determinación exacta del peso específico, puesto que,

¹ Esta balanza la suministra Baird Associates, Cambridge, Massachusetts, Estados Unidos.

con frecuencia, resulta imposible obtener el mineral en fragmentos grandes completamente libres de impurezas.

En el empleo de esta balanza debe tenerse en cuenta, sin embargo, que se debe hacer la corrección de temperatura y emplear un líquido de baja tensión superficial.

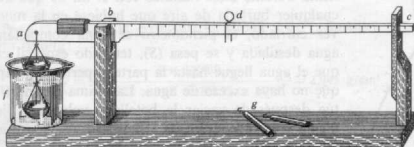


Fig. 365. Balanza de brazo.

Balanza de brazo. La balanza de brazo es un instrumento de gran exactitud, y muy conveniente para la determinación del peso específico. Más aún, debido a su sencillez, puede construirse fácilmente y casi sin gasto alguno. La balanza que se representa en la figura 365 fue diseñada por S. L. Penfield, y la descripción de su funcionamiento, ligeramente modificado, se da a continuación:

El brazo, de madera o latón, se apoya, en el punto *b*, en un alambre fino o una aguja, lo que le permite moverse con soltura. El brazo largo *bc*, está dividido en escala decimal; el brazo corto lleva dos cubetas suspendidas de tal forma, que una de ellas queda en el aire y la otra en el agua. Una pieza de plomo, colocada en el brazo más corto, sirve de contrapeso al brazo más largo. Cuando las cubetas están vacías, se lleva el brazo a la posición horizontal, marcada en *c*, por medio del reiter o caballero *d*.

Son necesarios algunos contrapesos; pero, teniendo en cuenta que es su posición sobre el brazo y no su peso real lo que se registra, no necesitan ser específicos. Una vez que se ha ajustado el brazo por medio del caballero *d*, se coloca un fragmento de mineral en la cubeta superior y se escoge un contrapeso que, al colocarse cerca del extremo del brazo, lo vuelva nuevamente a su posición horizontal. Por la posición del contrapeso en la escala, se tiene *P*, que es proporcional al peso del mineral en el aire. A continuación el mineral se traslada a la cubeta inferior, y el mismo contrapeso se lleva al punto más próximo a *b* en que el brazo recobre nuevamente su posición horizontal. La posición del contrapeso da ahora un valor, *P'*, proporcional al peso del mineral en el agua. El peso específico puede determinarse como antes.

$$G = \frac{P}{P - P'}$$

Picnómetro. Cuando no se puede obtener un mineral con una masa homogénea lo suficientemente grande que permita emplear uno de los métodos descritos, puede determinarse su peso específico con gran exactitud por medio del picnómetro. Se trata de una pequeña botella (fig. 366) con tapón de vidrio esmerilado que termina en un capilar.

Al efectuar una determinación de peso específico, se pesa primeramente la botella vacía, con su tapón (A). Los fragmentos del mineral se introducen entonces dentro de la botella y se efectúa una nueva pesada (M). La botella se llena parcialmente de agua destilada y se calienta durante unos minutos con el fin de que desaparezca cualquier burbuja de aire que hubiese en la muestra. Una vez enfriado, el picnómetro se llena completamente con agua destilada y se pesa (S), teniendo especial cuidado de que el agua llegue hasta la parte superior del capilar, pero que no haya exceso de agua. La última pesada (P) se efectúa después de vaciar la botella y volverla a llenar solamente con agua destilada. El peso específico puede determinarse así:

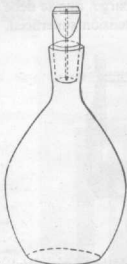


Fig. 366. Picnómetro.

$$G = \frac{M - A}{P + M - A - S}$$

Líquidos pesados. Algunas veces se emplean diversos líquidos con peso específico alto. Los dos líquidos que se utilizan corrientemente son el *bromoformo* (G 2,89) y el *yoduro de metileno* (G 3,33). Estos líquidos pueden mezclarse entre sí, y con acetona (G 0,79), y así, por mezcla, puede obtenerse una solución de peso específico intermedio. Se introduce en el líquido pesado un grano de mineral y la solución se diluye con un líquido de peso específico más bajo, hasta que el mineral ni ascienda ni se sumerja. El peso específico del líquido y el del mineral, son entonces el mismo, y el del líquido puede ser determinado rápidamente mediante la balanza de Westphal.

Los líquidos pesados se emplean para la separación de granos de minerales en mezclas de diversos componentes.

Cálculo del peso específico. Si se conoce el número de átomos de las distintas clases en la celdilla unidad y el volumen de ésta, puede ser calculado el peso específico. La fórmula química del mineral da las proporciones de los diferentes átomos pero no, necesariamente el número exacto porque algunos minerales contienen, por celdilla, varios pesos moleculares, número, pequeño por lo general, que se indica con Z. Por ejemplo, en el aragonito CO_3Ca las proporciones de los átomos son 1Ca : 1C : 3O pero hay cuatro pesos moleculares por celdilla, o sea 4Ca; 4C, 12O. El peso molecular M del CO_3Ca es 100,09 y el peso molecular del contenido de la celdilla unidad (Z = 4) es $4 \times 100,09 = 400,36$.

El volumen V de la celdilla unidad en los cristales de los sistemas ortogonales se halla multiplicando las dimensiones de la celdilla, tal como $a_0 \times b_0 \times c_0 = V$.

Para obtener el volumen en los sistemas no ortogonales, hay que tener en cuenta también los ángulos entre las aristas de la celdilla. El aragonito es rómbico y las dimensiones de su celdilla son: $a_0 = 4,95 \text{ \AA}$, $b_0 = 7,96$, $c_0 = 5,73$. Por lo tanto $V = 225,76 \text{ \AA}^3$.

Para convertir Å³ en cm³, dividimos por (10⁸)³ = 10²⁴ o sea $V = 225,76 \times 10^{-24}$ cm³. Conociendo los valores M y V , la densidad puede ser calculada empleando la fórmula:

$$D = \frac{Z \times M}{N \times V}$$

en donde N es el número de Avogadro $6,02338 \times 10^{23}$. Sustituyendo valores para el aragonito resulta:

$$D = \frac{4 \times 100,09}{0,02338 \times 10^{23} \times 225,76 \times 10^{-24}} = 2,945 \text{ g/cm}^3$$

Este valor de 2,945 del peso específico calculado para el aragonito, coincide perfectamente con los mejores valores obtenidos experimentalmente que son del orden de $2,947 \pm 0,002$. Cuando se estudian minerales nuevos, no se conoce generalmente el valor de Z y, por lo tanto, es necesario hacer ensayos sucesivos de los cálculos indicados anteriormente, empleando diversos valores para Z hasta obtener la mejor coincidencia posible con el peso específico obtenido experimentalmente. Z es siempre un número entero y generalmente pequeño.

E) PROPIEDADES QUE DEPENDEN DE LA LUZ

Brillo. El aspecto general de la superficie de un mineral cuando se refleja la luz se conoce con el nombre de brillo. El brillo de los minerales puede ser de dos tipos, *metálico* y *no metálico*. No hay una línea clara de separación entre estos dos grupos, y ciertos minerales que están entre ambos tipos se les conoce algunas veces con el nombre de *submetálicos*.

Un mineral que tenga el aspecto brillante de un metal tiene un brillo metálico. Además, dichos minerales son completamente opacos a la luz, y, como resultado de ello dan raya negra o muy oscura (véase pág. 152). La *galena*, la *pirita* y la *calcopirita* son minerales comunes con brillo metálico.

Todos los minerales sin aspecto metálico tienen, como el nombre implica, un brillo no metálico. Son, en general, de colores claros y transmiten la luz a través de láminas delgadas. La raya de un mineral no metálico es incolora o de color muy débil. A continuación se dan los términos que se emplean para describir el aspecto de los minerales no metálicos:

Vítreo. Que tiene el reflejo del vidrio. Ejemplo, el cuarzo.

Resinoso. Que tiene el aspecto de la resina. Ejemplo, la blenda.

Graso. Que parecen estar cubiertos con una delgada capa de aceite. Ejemplos: el yeso fibroso, la malaquita y la serpiente.

Adamantino. Que tiene un reflejo fuerte y brillante como el del diamante. Ello es debido a un índice de refracción alto (véase pág. 155). Los minerales transparentes de plomo, tales como la cerusita y la anglesita lo presentan.

Nacarado. Que tiene el aspecto iridiscente de la perla. Se observa por lo general en

las superficies de los minerales paralelos a los planos de exfoliación. Ejemplo: la apofilita en el plano basal.

Sedoso. Como la seda. Resultado de un agregado paralelo de fibras finas. Ejemplos: yeso fibroso, malaquita y serpentina.

Cambiantes. Algunos minerales tienen aspecto sedoso en luz reflejada debido a la presencia de muchas inclusiones dispuestas paralelamente a una dirección cristalográfica. Cuando un mineral empleado como piedra fina tallado en cabujón, es decir, pulimentado y sin facetas, es atravesado por un rayo de luz en ángulo recto a la dirección de las inclusiones. El *ojo de gato* que es una variedad del crisoberilo empleada como piedra de adorno, es un ejemplo de esta propiedad denominada *cambiante*.

Color. Una de las propiedades físicas más importantes de los minerales es el color. Para muchos minerales, especialmente los que presentan brillo metálico, el color es una propiedad constante y definida y puede servir como medio importante de identificación. El amarillo de latón de la *calcopirita*, el azul grisáceo de la *galena*, el negro de la *magnetita* y el verde de la *malaquita*, son ejemplos en los cuales el color es una propiedad sobresaliente del mineral. Debe tenerse en cuenta, sin embargo, que las alteraciones superficiales pueden cambiar el color, incluso en aquellos minerales cuyo color sea constante. Esto puede verse en la *pátina* amarilla que se observa frecuentemente en la *pirita* y la *marcasita*, la purpúrea de la *bornita*, etc. Por lo tanto, para percatarse del color de un mineral, deberá examinarse una superficie fresca. Sin embargo, muchos minerales no presentan un color constante en sus diferentes ejemplares. Esta variación de color, dentro de la misma especie, se debe a diversos factores. El cambio en el color se puede producir por el cambio de composición. La sustitución progresiva del zinc por el hierro en la *blenda* (véase pág. 190) cambiará su color desde el blanco al amarillo y del castaño al negro. Los minerales del grupo *anfíbol* presentan una variación similar. La *tremolita*, que es un silicato con calcio y magnesio, tiene color débil mientras que la *actinolita* y la *hornblenda*, que son anfíboles que contienen mayor cantidad de hierro, tienen una gama de colores del gris al negro. Un mineral puede mostrar una gran gama de colores sin cambio aparente en la composición. La *fluorita* es un ejemplo sobresaliente, ya que se encuentra en cristales que son incoloros, blancos, rosados, amarillos, azules, griseos y violetas. Sin embargo, no es muy corriente esta amplia gama de colores. Los minerales frecuentemente están coloreados por impurezas. La variedad criptocristalina roja del cuarzo, conocida con el nombre de *jaspe*, está coloreada por pequeñas cantidades de hematites. De lo arriba expuesto, puede verse que, aunque el color de un mineral es una de sus propiedades físicas más importantes, no siempre es constante, y debe, por lo tanto, emplearse siempre con precaución en la identificación de ciertas especies.

Raya. El color del polvo fino de un mineral se conoce con el nombre de *raya*. La raya se emplea frecuentemente en la identificación de minerales, porque, aunque el color de un mineral puede variar entre límites amplios, el de la raya es normal-

mente constante. Esta propiedad puede ser determinada convenientemente en el laboratorio frotando el mineral sobre un trozo de porcelana. La porcelana tiene una dureza alrededor de 7, y, por lo tanto, no puede emplearse con minerales de dureza superior.

Juego de colores. De un mineral se dice que presenta *juego de colores*, cuando al girarlo se ven diversos colores espectrales en rápida sucesión. Éste puede observarse, especialmente, en el *diamante* y en el *ópalo* precioso. Se dice que un mineral *cambia de color* cuando al girarlo los colores cambian poco a poco con la posición. Esto se observa en algunos *labradores*.

Tornasolado. Un mineral es tornasolado cuando presenta una gama de colores espectrales en su interior o en su superficie. Un tornasolado interno se origina normalmente por la presencia de pequeñas fracturas o planos de exfoliación, mientras que el tornasolado externo se origina por la presencia de una película o un revestimiento superficial fino.

Opalescencia. La reflexión lechosa o perlada en el interior de un ejemplar se conoce con el nombre de *opalescencia*. Se observa en algunos *ópalos*, *pedra de luna* y *ojos de gato*.

Pátina. Se dice que un mineral presenta *pátina* cuando el color de la superficie es diferente del interior. El patinado lo experimentan con frecuencia los minerales de cobre como la *calcosina*, *bornita* y *calcopirita*, cuando han sido expuestas al aire superficies frescas.

Asterismo. Algunos cristales, especialmente los que pertenecen al sistema hexagonal, presentan, cuando se les mira en la dirección del eje vertical, como estrellas de rayos de luz. Este fenómeno se origina por peculiaridades en la estructura según las direcciones axiales o por inclusiones dispuestas a lo largo de estas direcciones. El ejemplo principal es el *zafiro* estrellado.

Pleocroísmo. Algunos minerales poseen una absorción selectiva de la luz en diferentes direcciones cristalográficas, y pueden, de este modo, aparecer diversamente coloreados cuando se les mire en direcciones diferentes a la de la luz transmitida. A esta propiedad se la conoce con el nombre de *pleocroísmo*. Si el mineral tiene solamente dos direcciones de absorción, la propiedad se denomina *dicroísmo*.

Luminiscencia. Cualquier emisión de luz por un mineral que no sea por el resultado directo de incandescencia, se conoce con el nombre de *luminiscencia*. El fenómeno puede producirse por diversos motivos, aparentemente independientes entre sí. La mayor parte de los minerales tienen luminiscencia débil y sólo puede apreciarse en la oscuridad.

La *triboluminiscencia* es la propiedad que poseen algunos minerales de hacerse luminosos al ser molidos, rayados o frotados. La mayor parte de los minerales que poseen esta propiedad son no metálicos, anhidros y poseen una buena exfoliación. La *fluorita*, la *blenda* y la *lepidolita* pueden ser triboluminiscentes y, con menos frecuencia, lo son también la *pectolita*, la *ambligonita*, el *feldespato* y la *calcita*.

Termoluminiscencia es la propiedad que poseen algunos minerales de producir

luz visible cuando se calientan a una temperatura por bajo del rojo. Como la triboluminiscencia, este fenómeno se aprecia mucho mejor en los minerales no metálicos y anhidros. Cuando se calienta un mineral termoluminiscente, la luz visible inicial, normalmente débil, se acentúa entre los 50° y 100° y dicha luz cesa de ser emitida a temperaturas superiores a los 475°. Hace mucho tiempo que se conoce que la *fluorita* posee esta propiedad; la variedad *clorofana* fue denominada así debido a la luz verde que emite. Otros minerales termoluminiscentes son la *calcita*, el *apatito*, la *escapolita*, la *lepidotita* y, el *feldespató*.

Fluorescencia y fosforescencia. Los minerales que se hacen luminiscentes al ser expuestos a la acción de los rayos ultravioletas, rayos X o rayos catódicos, son *fluorescentes*. Si la luminiscencia continúa después de haber sido cortada la excitación, se dice entonces del mineral que es *fosforescente*. La fosforescencia se observó en algunos minerales que habían estado expuestos a la acción de los rayos del sol, y que daban luz al ser introducidos en una habitación oscura. No existe una clara diferencia entre la fluorescencia y la fosforescencia, ya que algunos minerales que a primera vista parecen solamente fluorescentes, usando métodos finos se comprueba que siguen dando luz durante una fracción de segundo después de haber sido separados de los rayos excitadores. Por consiguiente, el fenómeno se considera por algunos como el mismo.

La fluorescencia la presentan muchos minerales con más frecuencia que cualquier otro tipo de luminiscencia, y dado que aquélla es fácil de producir, se han realizado numerosos trabajos en este sentido.

Ciertas *fluoritas* son fluorescentes y de esta propiedad recibe el nombre aquel mineral. Otros minerales que frecuentemente son fluorescentes son la *willemita*, la *scheelita*, la *calcita*, la *escapolita*, el *diamante*, la *hialita* y la *autumnita*. La fluorescencia es una propiedad que no puede ser predicha, ya que algunos ejemplares de un determinado mineral pueden presentarla mientras que otros, aparentemente similares, no la poseen. No sólo varía enormemente el color de la fluorescencia en minerales diferentes y aun en ejemplares de un mismo mineral, sino que ni siquiera guardan relación alguna con el color natural aquéllos. Una exposición bien dispuesta de minerales fluorescentes constituye una exhibición bella y sobresaliente.

La fluorescencia se produce generalmente por la excitación con rayos ultravioleta, y cada año se desarrollan nuevos métodos de producción de dicha luz. Es mucho mejor tener una fuente de luz ultravioleta, con un mínimo de luz visible, al objeto de que el fenómeno de la fluorescencia no se enmascare por la simple reflexión de la luz. Se emplean corrientemente la chispa, la lámpara de vapor de mercurio y el tubo de argón, o alguna variante de estos métodos. La longitud de onda o el color de la luz emitida durante la fluorescencia varía considerablemente con la longitud de onda o fuente de la luz ultravioleta.

La fluorescencia tiene cada día mayor significación comercial e industrial, y se realizan muchos trabajos sobre material sintético. Relacionado con los minerales, la propiedad tiene un empleo práctico en Franklin, New Jersey, donde se utiliza la

luz ultravioleta para determinar el porcentaje de *willemita* que va a parar a los desechos. También, dado que la mayor parte de la *scheelita* es fluorescente, la prospección de este material se hace generalmente por la noche con la ayuda de la luz ultravioleta.

Aparentemente no existe relación alguna entre las diversas clases de luminiscencia, ya que puede existir una sola o reunida con cualquiera de las otras. Más aún, el color de los diferentes tipos de luminiscencia puede variar en el mismo ejemplar. La luminiscencia difícilmente se encuentra en compuestos puros, y, por lo tanto, un factor que debe ser común a todos los minerales que son luminiscentes es una pequeña cantidad de impureza.

Diafanidad. Se conoce con el nombre de diafanidad la propiedad que poseen algunos minerales de transmitir la luz. Para expresar los diversos grados de esta propiedad, deberán emplearse los términos siguientes:

Transparente. Un objeto mineral es transparente si puede distinguirse perfectamente el contorno de un objeto visto a través de él.

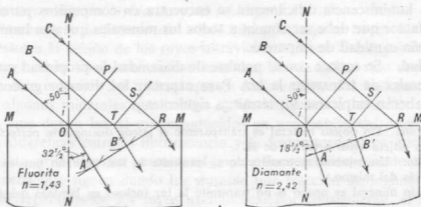
Translúcido. Un mineral es translúcido si transmite la luz, pero no pueden los objetos verse a través del mismo.

Opaco. Un mineral es opaco si no transmite la luz incluso en láminas delgadas.

Refracción de la luz. Cuando la luz incide sobre un mineral no opaco, parte de la luz se refleja en la superficie y parte atraviesa el mineral. La luz que atraviesa el mineral es, por regla general, refractada. Cuando la luz pasa de un medio no denso a otro denso, tal como ocurre al pasar del aire al interior del mineral, su velocidad se retarda. El cambio de velocidad viene acompañado por el correspondiente cambio en la dirección de la luz, y es precisamente este cambio lo que se conoce con el nombre de refracción de la luz. El valor de la refracción es directamente proporcional a la relación existente entre la velocidad de la luz en el aire y la velocidad de la luz en el mineral. La relación entre estas dos velocidades se conoce como n , índice de refracción y es igual a V/v , donde V es la velocidad de la luz en el aire y v la velocidad de la luz en el mineral. La velocidad de la luz en el aire puede considerarse igual a 1, y por lo tanto, $n = 1/v$, o sea que el índice de refracción es el inverso de la velocidad de la luz. De este modo, si el índice de refracción de un mineral es de 2.0, la luz atraviesa el mineral a velocidad mitad que en el aire.

Sea $M-M$ la superficie de un cristal de fluorita (fig. 367). Sea $N-O$ la normal a esta superficie. $A-O$ es uno de los numerosos rayos de luz paralelos que inciden en la superficie $M-M$, de tal manera que forme un ángulo i (ángulo de incidencia) con la normal $N-O$; $O-P$ es normal a los rayos y representa el frente de onda de la luz en el aire. Dado que se trata de un cristal de medio denso, la luz disminuirá su velocidad. Por lo tanto, como todo rayo a su vez incide en la superficie $M-M$, su velocidad disminuye y su dirección cambia en proporción. Al pasar de un medio menos denso a otro más denso, el rayo se acercará a la normal $N-O$. Para encontrar la dirección de los rayos y el frente de onda en el cristal, debe procederse de la

siguiente forma: dado que el índice de refracción de la fluorita es 1,43, el rayo *A* recorrerá en el cristal, en el tiempo que necesita el rayo *C* para viajar desde la *P* a *R* $1/1,43$ de esta distancia, o sea llegará a un punto sobre un arco de circunferencia cuyo radio OA' sea $1/1,43$ de la distancia *P-R*. Del mismo modo, el rayo *B* recorrerá en el mineral, durante el período de tiempo en que el rayo *C* viaje desde *S* a *R*, una distancia igual a $1/1,43$ de la distancia *S-R*, o sea el radio TB' .



Figs. 367 y 368. Refracción de la luz.

El mismo razonamiento serviría para el caso de los demás rayos. El frente de onda en el cristal puede determinarse trazando la tangente — la línea $A'B'R$ — a estos arcos de circunferencia; y las líneas perpendiculares a este frente de onda representan la dirección según la cual la luz viaja en el mineral y el ángulo NOA' , o r , será el ángulo de refracción. La figura 368 muestra la misma construcción que la figura 367, pero aquí se ha supuesto que el mineral en cuestión es el diamante. Dado que el índice de refracción del diamante ($n = 2,42$) es mucho mayor que el de la fluorita, la luz viajará aquí con una velocidad todavía más reducida. Por consiguiente, en el diamante la refracción será mayor. Esto se observa al comparar las dos figuras, ya que en ambas el ángulo de incidencia es el mismo.

El poder de refracción de un mineral produce a menudo un efecto distinto en el aspecto del mineral. Por ejemplo, una masa de *criolita* puede casi siempre identificarse a primera vista, aunque no haya formas cristalinas que ayuden a la identificación. La masa tiene un aspecto peculiar, algo así como de nieve húmeda y una forma completamente diferente de las sustancias blancas ordinarias; esto se debe al hecho de que el índice de refracción de la criolita es extraordinariamente bajo para un mineral. Puede realizarse un instructivo experimento pulverizando criolita blanca y pura y arrojando el polvo en agua, donde, aparentemente desaparecerá, como si, por un momento, se hubiese diluido. No obstante, el polvo es insoluble, y puede verse cómo se concentra en la parte inferior del vaso. La explicación de la desaparición de la criolita se halla en que su índice de refracción (alrededor de 1,34).

es cercano al del agua (1,335); de aquí que la luz viaje casi tan rápidamente a través del mineral como a través del agua, y, por consiguiente, implica poca reflexión o refracción.

Las sustancias con un índice de refracción alto poco corriente tienen un aspecto que resulta muy difícil definir, y se habla generalmente de *reflejo adamanteo*.

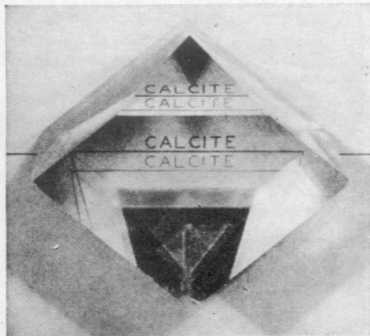


Fig. 369. Calcita vista normalmente a una cara del romboedro, mostrando la doble refracción. La palabra «calcita», repetida en la parte superior de la fotografía, es vista a través de una cara cortada en el romboedro paralelamente a la base.

tino. Esta clase de reflejo podrá comprenderse mejor examinando ejemplares de *diamantes* ($n = 2,419$) o de *cerusita* ($n =$ alrededor de 2,1). Tienen destello y calidad, y algunos diamantes casi un aspecto acerado, que no poseen los minerales de índice más bajo; comparemos, por ejemplo, la *cerusita* y la *fluorita* ($n = 1,434$). Es su alto índice de refracción lo que da a muchas gemas ese brillo y encanto.

Muchos minerales no opacos tienen un índice de refracción de 1,5, lo que da al mineral un brillo como de vidrio, designándose como *vítreos*. El *cuarzo* y el *feldespato* son buenos ejemplos.

Doble refracción. Todos los minerales cristalizados, exceptuando los que pertenecen al sistema cúbico, presentan en general la doble refracción de luz. Esto es, cuando un rayo de luz entra en el mineral se rompe en dos rayos, cada uno de los cuales viaja a través del mineral con una velocidad característica y tiene su propio índice de refracción. El ángulo de refracción será diferente para los dos rayos, y, por lo tanto, divergen. En otras palabras, la luz sufre doble refracción.

En la mayoría de los minerales, el valor de esta doble refracción es muy pequeño y su existencia puede demostrarse solamente por medio de instrumentos especiales. La *calcita*, sin embargo, presenta una doble refracción tan fuerte, que puede observarse con gran facilidad. La figura 369 representa esto: se ve una imagen doble a través de un bloque límpido de calcita (*espato de Islandia*).

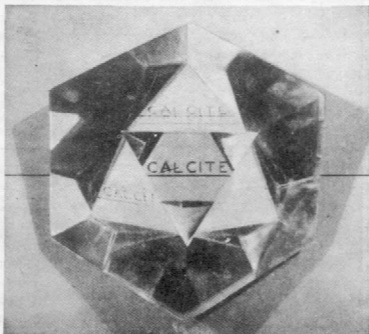


Fig. 370. Calcita vista paralela al eje *c*, en la que no se aprecia la doble refracción.

La divergencia de los dos rayos en un mineral determinado depende, en primer lugar, de su *birrefringencia* (la diferencia entre el índice de refracción mayor y menor); segundo, del *espesor* del bloque de mineral; y por último, de la *dirección* cristalográfica según la cual viaje el rayo de luz. En los minerales tetragonales y hexagonales, existe una dirección (la del eje cristalográfico vertical) en la cual no puede tener lugar la doble refracción (fig. 370). Tan pronto como un rayo de luz se desvía de esta dirección sufre la doble refracción, y su valor aumenta con la inclinación del rayo de luz y llega a un máximo cuando es normal al eje vertical. Tales minerales pertenecen a la clase óptica conocida con el nombre de *uniáxica*. En los sistemas rómbico, monoclínico y triclínico existen dos direcciones parecidas a la descrita anteriormente, en las cuales no se presenta la doble refracción y los minerales de estos sistemas son, por lo tanto, ópticamente *biáxicos*.

Las propiedades ópticas de los minerales forman una rama muy importante de la mineralogía, pero no están dentro del alcance de este libro considerarlas. Para ello el lector deberá remitirse a libros más especializados.

F) PROPIEDADES ELÉCTRICAS Y MAGNÉTICAS

Piezoeléctricidad. Si se desarrolla una carga eléctrica sobre la superficie de un cristal cuando se ejerce presión en los extremos de un eje cristalográfico, se dice que dicho cristal es *piezoeléctrico*. Solamente pueden presentar esta propiedad los minerales que cristalizan en clases de simetría que carezcan de centro y que de este modo tienen ejes polares. En el cuadro de la página 20, pueden verse estas clases, que son veintiuna. El *cuarzo* es, posiblemente, el mineral piezoeléctrico más importante, ya que una presión sumamente ligera paralela a un «eje eléctrico» (cualquiera de los tres ejes *a*) puede *detectarse* por la carga eléctrica producida. Debido a esta propiedad, el *cuarzo* se emplea muchísimo en placas cuidadosamente orientadas para controlar la frecuencia de la radio. La *turmalina* se ha empleado también con menor extensión en forma similar, pero su uso es mucho más importante en la construcción de indicadores de presión. Actualmente se fabrican diversas sustancias cristalinas sintéticas que tienen un gran poder piezoeléctrico.

Piroeléctricidad. El desarrollo simultáneo de cargas positivas y negativas en los extremos opuestos de un eje cristalográfico por cambios de temperatura, se conoce con el nombre de *piroeléctricidad*. Solamente los cristales que pertenecen a las diez clases cristalinas que tienen un único eje polar se consideran como poseedores de *piroeléctricidad primaria* o verdadera. Por ejemplo, la *turmalina* tiene un eje polar sencillo, *c*, y entra en este grupo, mientras que no lo es el *cuarzo* con sus tres ejes polares *a*. No obstante, una diferencia de temperatura en cualquier cristal que carezca de centro de simetría, tal como el *cuarzo*, produce un efecto piroeléctrico. En tales cristales la polarización es el resultado de la deformación producida por el efecto piezoeléctrico. Si el *cuarzo* se calienta hasta los 100°, desarrollará, al enfriarse, cargas positivas en las tres aristas alternas del prisma y cargas negativas en las tres aristas restantes. A estas cargas se las ha denominado *polarización piroeléctrica secundaria*.

Magnetismo. Se conocen con el nombre de magnéticos aquellos materiales que en su estado natural pueden ser atraídos por un imán. La *magnetita*, Fe_3O_4 , y la *pirrotina* Fe_{1-x}S , son los dos únicos minerales magnéticos comunes. La *pedra imán*, una variedad de la magnetita, tiene poder natural de atracción, y la polaridad de un imán verdadero.

Muchos minerales, especialmente los que contienen hierro, pueden ser atraídos por el campo magnético de un poderoso electroimán. Por esto, el electroimán es un medio importante para separar mezclas de granos de minerales que tengan diferente susceptibilidad magnética.

4. MINERALOGÍA QUÍMICA

A) INTRODUCCIÓN

La composición química de un mineral tiene importancia fundamental, ya que de ella dependen, en una gran medida, todas las demás propiedades del mismo. Sin embargo, estas propiedades no sólo dependen de la composición química sino también de la disposición geométrica de los átomos constituyentes y de la naturaleza de las fuerzas eléctricas que los unen.

Durante más de un siglo, la clasificación de los minerales ha estado firmemente asentada sobre una base química y, por consiguiente, la prueba final para la identificación de un mineral ha sido su composición química. La clasificación actual de los minerales, tiene en cuenta tanto la estructura como la composición química global y reconoce la amplia latitud del contenido químico permitida por la sustitución en un armazón estructural dado, de los átomos de un elemento por los de otro. La introducción de los conceptos estructurales en la clasificación de los minerales representa un esclarecimiento considerable de las relaciones que entre éstos existen y puede tener importancia económica.

Por ejemplo, el valor de muchas menas metálicas depende de su contenido en un metal dado que es un constituyente subordinado más que esencial. Así sucede con el torio en la monacita, la plata en las tetraeditas y, en general, con el galio, germanio, indio y muchos otros elementos. En estos casos, el conocimiento del mecanismo mediante el cual los constituyentes subordinados han llegado a estar presentes, puede tener una gran importancia económica.

En esta sección dedicada a la mineralogía química, son expuestos los principios generales que enlazan la química de los minerales, a sus propiedades cristalográficas y físicas, bajo el título de *Cristalografía química*, seguidos de una breve descripción de los métodos de ensayo de los diferentes elementos encontrados en los minerales. Debido al propósito y tamaño de este libro, es necesario dar por sentado que el lector está familiarizado, por lo menos, con los conocimientos químicos esenciales y con la nomenclatura.

B) CRISTALOQUÍMICA

En el siglo XVIII se admitió que existía una relación entre la composición química y la morfología cristalina. La posibilidad de determinar la estructura de los

cristales por los métodos de difracción de rayos X, añadió una nueva dimensión a esta relación y despertó gran interés entre los químicos y los cristalógrafos, habiendo surgido en estos últimos años una nueva ciencia: la *Cristaloquímica*. La meta de esta ciencia es la explicación de las relaciones entre la composición química, estructura interna y propiedades físicas de la materia cristalina, teniendo como meta adicional la síntesis de materiales cristalinos que tengan la combinación de propiedades que se desee.

Muchos de los conceptos de la *Cristaloquímica* son directamente aplicables a la *Mineralogía* y su introducción ha dado como resultado una considerable simplificación y aclaración de los conceptos mineralógicos. La función de la *Cristaloquímica* en *Mineralogía* es servir de hilo unificador en el cual puedan ser ensartados hechos de la *Mineralogía* descriptiva que, frecuentemente, aparecen sin relación entre sí.

RELACIÓN DE LA QUÍMICA CON LA CLASIFICACIÓN DE LOS MINERALES

La composición química es la base de la clasificación moderna de los minerales. De acuerdo con este esquema, los minerales se dividen en clases que dependen del anión dominante o del grupo aniónico presente (véase pág. 228). Existen diversas razones que explican por qué este criterio es una base para trazar el esquema general de la clasificación de los minerales. En primer lugar, los minerales que tienen en su composición el mismo anión o grupo aniónico característico gozan indudablemente de semejanzas familiares, que en general son más claras y marcadas que las que pueden tener los minerales que contengan el mismo catión. Así, los carbonatos se parecen mucho más entre sí que los minerales de cobre. En segundo lugar, los minerales relacionados entre sí por la presencia del mismo anión, tienden a aparecer juntos o en medios geológicos parecidos o idénticos. Así, los sulfuros aparecen en asociaciones mutuas, unidos en filones o depósitos de reemplazamiento, mientras que los silicatos forman la gran mayoría de las rocas en la corteza terrestre. Tercero, dicho esquema de clasificación mineral concuerda bien con la nomenclatura química corriente y la sistemática de los compuestos inorgánicos.

Sin embargo, no cabe duda que este punto de vista unilateral de la naturaleza de los minerales deja muchas cuestiones sin solución. ¿Por qué los minerales se separan tanto de las propiedades que eran de esperar sobre la base de su composición química sola? ¿Cómo podemos explicar las sustancias polimorfas? ¿Por qué los grupos aniónicos influyen en las propiedades de muchos compuestos más que los cationes? ¿Qué base une sustancias de cristalografía y propiedades similares, pero de diversa composición química? Debemos tratar estas cuestiones antes de llegar a una comprensión adecuada de la naturaleza de la sustancia mineral.

Por regla general, la primera misión del estudiante en un curso de química

general es considerar las propiedades físicas y los cambios físicos como opuestos a las propiedades químicas y los cambios químicos. Una ligera observación nos revela que tanto las propiedades físicas y químicas dependen, en gran parte, de la composición. Así, el elemento plomo tiene propiedades que lleva consigo a sus compuestos. El plomo es pesado, y los compuestos que lo contienen poseen un peso específico alto muy notable. Esto refleja la influencia de los componentes en las propiedades físicas de los compuestos. El cloruro de plomo es soluble en agua caliente, pero insoluble, relativamente, en la fría. Siempre que un compuesto de plomo se disuelva y se añadan iones cloruro a ella, se forma un precipitado de cloruro de plomo en solución fría, el cual se disuelve al calentarla. Tales reacciones, que dan origen a compuestos con propiedades de fácil identificación, son tan características que se dice son *pruebas químicas* de un elemento dado.

Asimismo, los radicales, que son grupos o combinaciones de elementos, aunque no pueden existir en el estado libre, tienen propiedades características que se transmiten a los compuestos que los contengan. Así, el radical carbonato reacciona de manera característica con los ácidos para producir anhídrido carbónico, el cual se libera de la reacción como burbujas de gas.

Podemos, por tanto, especificar en parte las propiedades químicas del compuesto carbonato de plomo, el mineral *cerusita*, por la enumeración de las reacciones características o pruebas de los elementos contenidos en él. La realización de tales pruebas nos permite colocar la *cerusita* sin ambigüedad en la sistemática de los minerales de acuerdo con su composición química. Podemos definir químicamente el mineral *cerusita* de una forma más rigurosa especificando, no sólo por las pruebas cualitativas del plomo y del carbonato, sino, además, por análisis químicos cuantitativos que nos darán las proporciones en peso de plomo y de carbonato, iguales a 83,5 % PbO y 16,5 % CO₂.

Polimorfismo. De todas estas consideraciones, parece desprenderse que la composición química cuantitativa sirve admirablemente como base para una clasificación exacta y rigurosa. No obstante, si examinamos los compuestos de los iones calcio y carbonato, vemos en seguida que la clasificación cuantitativa química es ambigua. En la Naturaleza existen dos compuestos estables que tienen precisamente el mismo porcentaje de calcio y carbonato en el análisis. Estos compuestos, los minerales *calcita* y *aragonito*, no pueden distinguirse por medios químicos, pero difieren en casi todas las propiedades. La *calcita* es escalenoédrica hexagonal; el *aragonito* es rómbico. La *calcita* tiene exfoliación romboédrica perfecta; el *aragonito* tiene prismática y pinacoidal. Los minerales se diferencian ligeramente en su peso específico y dureza, y, lo que es más definitivo para alejar cualquier idea de identidad, los diagramas de difracción de los rayos X son totalmente diferentes.

Otros ejemplos de esta ambigüedad son: la *pirita* y la *marcasita*, que comparan la composición FeS₂; el *grafito* y el *diamante*, ambos carbono elemental simple, y el sistema *silice*, que incluye no menos de ocho sustancias físicas diferentes cristalográficamente y que todas responden a la fórmula SiO₂.

COMPARACIÓN DE MINERALES DIMORFOS

Substancia química	Mineral	Sistema cristalino	Dureza	Peso específico
C	Diamante	Cúbico	10	3,5
	Grafito	Hexagonal	1	2,2
S ₂ Fe	Pirita	Cúbico	6	5,0
	Marcasita	Rómbico	6	4,85
CO ₂ Ca	Calcita	Romboédrico	3	2,71
	Aragonito	Rómbico	3,5	2,95

Este fenómeno, en el cual la misma sustancia química puede presentarse en formas distintas físicamente, se denomina *polimorfismo* o *alotropía*. Una sustancia se dice *dimorfa* cuando existe en dos modificaciones; *trimorfas*, en tres.

Estructura. Existe otro factor, o parámetro, del cual dependen tanto las propiedades físicas como las químicas del cristal y con respecto al cual hemos de describir los compuestos químicos al objeto de clasificarlos sin ambigüedad. Este factor, es la *estructura*, e incluye: 1) la disposición geométrica en el espacio de los átomos, las moléculas, los iones o grupos iónicos que constituyen los bloques que edifican la materia; 2) el empaquetamiento de estos bloques; 3) el carácter y magnitud de las fuerzas eléctricas que las unen.

La introducción en nuestro pensamiento de este factor estructural resuelve el problema planteado por las formas polimorfas. El *diamante* es más duro y más denso que el *grafito*, debido a que sus partículas de carbono se encuentran más densamente empaquetadas y ligadas entre sí con mayor intensidad. No solamente se explica por la importancia de la estructura el polimorfismo, sino que resuelve además los dificultades que surgen por la variación aparentemente irregular de las propiedades físicas de ciertos compuestos, que no siguen las previstas basándose en la composición química del mismo. Así, basándose en la composición, es previsible que todos los componentes del plomo tengan fuerte densidad. Esto es cierto, pero, en realidad, los compuestos de plomo no presentan una relación proporcional sencilla entre la densidad y el porcentaje de plomo. En términos de estructura, el no seguir la simple proporcionalidad de las propiedades con la composición puede explicarse fácilmente por las diferencias en empaquetamiento. Una consideración similar surge del hecho, difícil de explicar de otra manera, del *corindón*, Al₂O₃, formado enteramente por elementos ligeros, que es casi tan denso como la *calcopirita* S₂CuFe, un compuesto formado en gran parte por elementos mucho más pesados.

ÁTOMOS, IONES Y LA TABLA PERIÓDICA

Es conveniente revisar brevemente la naturaleza de las unidades de que está compuesta toda la materia. En esta Era atómica casi todo el mundo sabe que estas

unidades son los átomos o iones. Una revisión reciente ha revelado la existencia de 34 clases diferentes de partículas subatómicas, bien sean conocidas con seguridad o su existencia pueda ser colegida con fundamento. Afortunadamente para los estudiantes de Mineralogía, sólo es necesario tener en cuenta tres de estas partículas: el protón, el neutrón y el electrón, para llegar a tener un conocimiento satisfactorio del papel que desempeñan los átomos en la estructura de los cristales.

El átomo puede ser imaginado como la más pequeña subdivisión de la materia que conserva las características del elemento, pudiendo ser considerado como consistente en un núcleo macizo, muy pequeño, compuesto de protones y neutrones, rodeado por una región mucho más espaciosa escasamente poblada de electrones. Los átomos son tan pequeños que es imposible verlos incluso con la elevadísima amplificación que da el microscopio electrónico (100 000 diámetros) si bien con este aumento, las moléculas de mayor tamaño aparecen ya como unidades separadas. No obstante, han sido medidos los tamaños de los átomos que son expresados, generalmente, como radios iónicos en unidades angstrom. Por ejemplo, el átomo más pequeño, el del hidrógeno tiene un radio de sólo 0,48 Å en tanto que el mayor, que es cesio, tiene un radio de 2,62 Å. (Véase cuadro de la pág. 164.)

Debemos al físico danés Niels Bohr la imagen del átomo. Como resultado de su investigación en relación con los electrones y núcleos, desarrolló en 1912 el concepto del átomo «planetario», en el cual los electrones se conciben rodeando al núcleo según «órbitas» o niveles de energía a distancias que dependen de la energía propia de los electrones.

De acuerdo con este modelo mecánico, podemos considerar el átomo como un sistema solar diminuto. En su centro, correspondiente al Sol, está el núcleo que, excepto en el átomo de hidrógeno, está formado de protones y neutrones. Los núcleos de hidrógeno están formado por un protón sencillo. Cada protón lleva una carga unitaria de electricidad positiva; el neutrón, como su nombre indica, es eléctricamente neutro. Cada electrón, como un planeta del sistema solar se mueve en una órbita alrededor del núcleo y lleva una carga negativa. Dado que el átomo por sí mismo es eléctricamente neutro, existen tantos electrones como protones. El peso del átomo está concentrado en el núcleo, ya que la masa de un electrón es solamente de 1/1850 de la del núcleo más ligero. Aunque los electrones y el núcleo son extremadamente pequeños, los electrones se mueven tan rápidamente en las proximidades del núcleo que proporcionan a los átomos unos diámetros efectivos relativamente grandes, de diez mil a veinte mil veces el diámetro de un electrón.

El átomo más sencillo es el del hidrógeno, en el cual los núcleos tienen un solo electrón que se mueve a su alrededor, tal como se muestra esquemáticamente en

* Lantánidos: 58Ce 1,82 Ce²⁺ 1,07 Ce³⁺ 0,94 59Pr 1,81 Pr³⁺ 1,06 Pr⁴⁺ 0,92 60Nd 1,80 Nd²⁺ 1,04 61Pm 62Sm²⁺ 1,00 63Eu²⁺ 0,98 64Gd³⁺ 0,97 65Tb³⁺ 0,93 Tb⁴⁺ 0,81 66Dy³⁺ 0,92 67Ho³⁺ 0,91 68Er 1,86 Er³⁺ 0,89 69Tm³⁺ 0,87 70Yb²⁺ 0,86 71Lu²⁺ 0,85.

† Actínidos: 90Th 1,80 Th⁴⁺ 1,02 91Pa³⁺ 1,13 Pa⁴⁺ 0,98 Pa⁵⁺ 0,89 92U 1,38 U³⁺ 0,97 U⁴⁺ 0,80 93Np³⁺ 1,10 Np⁴⁺ 0,95 Np⁵⁺ 0,71 94Pu³⁺ 1,08 Pu⁴⁺ 0,93 95Am³⁺ 1,07 Am⁴⁺ 0,92.

la figura 371. Los átomos de los demás elementos naturales tienen desde 2 electrones (helio) a 92 (uranio), que se mueven en órbitas alrededor de su núcleo.

La diferencia fundamental entre los átomos de los diversos elementos estriba en la carga eléctrica de sus núcleos. La carga positiva es la misma que el número de protones, y este número, igual al de electrones, se conoce con el nombre de *número atómico*.

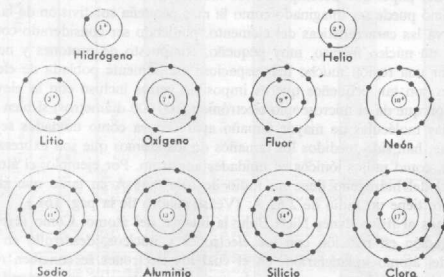


Fig. 371. Diagrama esquemático de los átomos.

mero atómico. El *peso atómico* de un elemento es un número que expresa su peso relativo en relación con el peso del átomo de oxígeno, que se toma como 16,0000. De este modo, el hidrógeno tiene un peso atómico de 1,0080 y el titanio posee un peso atómico de 47,9. Esto significa que un átomo de hidrógeno tiene alrededor de una dieciseisava parte de la masa de un átomo de oxígeno, mientras que el titanio tiene casi cuatro veces la masa de aquel átomo.

El número y pesos atómicos para todos y cada uno de los elementos se indican en el cuadro de la página 168.

Hasta el momento presente se ha demostrado la existencia de 103 elementos diferentes. Este número incluye los 11 elementos transuránicos fabricados recientemente, todos ellos desconocidos antes de 1940.

A excepción de los gases de la atmósfera, en los minerales se encuentran todos los elementos naturales.

Los atributos químicos de los elementos que interesan al mineralogista, dependen de la superestructura electrónica de sus átomos. Los electrones, cuyo número depende de la carga del núcleo, se consideran como dispuestos alrededor del núcleo en niveles energéticos o estratos llamados antiguamente estratos *K, L, M, N, O, P* y *Q* pero que actualmente son identificados por los números 1, 2, 3, 4, 5, 6 y 7. Cada estrato contiene un cierto número de subestratos, capaz cada uno de

contener dos electrones cuyo «spin» es tal que se anulan sus momentos magnéticos. Estos substratos son designados con las letras *s*, *p*, *d* y *f*.

El substrato *s* sólo contiene un par de electrones, el *p*, tres pares de electrones, el *d* cinco y el *f* siete pares. El estrato 1 sólo contiene dos electrones, ambos en el substrato *s*. El estrato 2 puede contener un máximo de ocho electrones, dos en el substrato 2-*s* y seis en el 2-*p*. El estrato 3 puede contener un total de dieciocho electrones, dos en el substrato 3-*s*, seis en el 3-*p* y diez en el 3-*d*. En todos los estratos de número más alto, el substrato *f* puede estar ocupado por un máximo de catorce electrones. En los átomos más pesados y complejos, el substrato 7-*s* está totalmente ocupado y hay algunos electrones en todos los substratos de número inferior, excepto el 6-*f*.

En los elementos más ligeros, comprendidos entre el hidrógeno y el argo (número atómico 1 al 18), los electrones son añadidos en sucesión regular al estrato 1, estrato 2 y estrato 3 hasta que están ocupados todos los substratos, dando un total de dieciocho electrones.

Existe una íntima relación entre la superestructura electrónica del átomo, las propiedades químicas del elemento y su lugar en la Tabla periódica. Los elementos entre el hidrógeno y el argo, constituyen los primeros tres periodos «cortos» de la Tabla periódica. En el primer período, el hidrógeno cuyo núcleo sólo contiene un protón y por lo tanto, tiene una carga positiva unidad, tiene un solo electrón planetario que ocupa el substrato 1-*s*.

El helio tiene 2 protones y, por lo tanto, una carga nuclear de 2 y tiene 2 electrones que ocupan por completo el substrato 1-*s*. Los átomos que tienen completamente ocupados los estratos electrónicos exteriores, son estables en extremo y forman un grupo de elementos llamado el de los gases nobles, de los cuales, el helio es el más ligero. Un tercer protón, que da lugar a una carga nuclear de tres, requiere tres electrones orbitales, dos de los cuales ocupan el estrato 1 en tanto que el tercero ocupa el substrato 2-*s*. Este tercer electrón está relativamente ligado ligeramente y puede ser perdido con facilidad, dejando un ion cargado positivamente dotado de gran actividad química: es el elemento litio, el más ligero del grupo de los metales alcalinos. La adición de otro electrón produce un núcleo con una carga de cuatro y, por lo tanto, hay cuatro electrones orbitales, dos en el substrato 1-*s* y dos en el 2-*s*. Aunque el substrato 2-*s* está completo, el estrato 2 no lo está y tenemos el metal berilio, químicamente activo, susceptible de perder sus dos electrones más externos para formar iones positivos divalentes.

De un modo análogo, podemos construir el modelo del estrato exterior electrónico del boro, en el cual, el quinto electrón entra en el substrato 2-*p*. Entre los electrones de 2-*s* y 2-*p* hay poca diferencia de energía y por ello, el boro pierde usualmente todos los tres electrones de su estrato 2 para formar iones trivalentes. El carbono, de manera similar, forma iones positivos tetravalentes.

Los siete, ocho y nueve electrones característicos respectivamente del nitrógeno, oxígeno, flúor, ocupan de modo análogo los substratos 1-*s* y 2-*s* y entran en

PESOS ATÓMICOS INTERNACIONALES
1956

Elemento	Símbolo	Número atómico	Peso atómico	Elemento	Símbolo	Número atómico	Peso atómico
Actinio	Ac	89	227	Manganeso	Mn	25	54,94
Aluminio	Al	13	26,98	Mendelevio	Mv	101	(256)
Americio	Am	95	(243)	Mercurio	Hg	80	200,61
Antimonio	Sb	51	121,76	Molibdeno	Mo	42	95,95
Argón	Ar	18	39,944	Neodimio	Nd	60	144,27
Arsénico	As	33	74,91	Neon	Ne	10	20,183
Astatino	At	85	(210)	Neptunio	Np	93	(237)
Azufre	S	16	32,06	Niobio	Nb	41	92,91
Bario	Ba	56	137,36	Níquel	Ni	28	58,71
Berilio	Be	4	9,013	Nitrógeno	N	7	14,008
Berkelio	Bk	97	(249)	Oro	Au	79	197,0
Bismuto	Bi	83	209,00	Osmio	Os	76	190,2
Boro	B	5	10,82	Oxígeno	O	8	16
Bromo	Br	35	79,916	Paladio	Pd	46	106,4
Cadmio	Cd	48	112,41	Plata	Ag	47	107,880
Calcio	Ca	20	40,08	Platino	Pt	78	195,09
Californio	Cf	98	(249)	Plomo	Pb	82	207,21
Carbono	C	6	12,011	Plutonio	Pu	94	(242)
Cerio	Ce	58	140,13	Polonio	Po	84	210
Cesio	Cs	55	132,91	Potasio	K	19	39,100
Cloro	Cl	17	35,457	Praseodimio	Pr	59	140,92
Cobalto	Co	27	58,94	Promecio	Pm	61	(145)
Cobre	Cu	29	63,54	Protoactinio	Pa	91	231
Columbio (ver Niobio)				Radio	Ra	88	226,05
Cromo	Cr	24	52,01	Radón	Rn	86	222
Curio	Cm	96	(245)	Renio	Re	75	186,22
Disproscio	Dy	66	162,46	Rodio	Rh	45	102,91
Erbio	Er	68	167,2	Rubidio	Rb	37	85,48
Escandio	Sc	21	44,96	Rutenio	Ru	44	101,1
Estaño	Sn	50	118,70	Samario	Sm	62	150,35
Estroncio	Sr	38	87,63	Selenio	Se	34	78,96
Europio	Eu	63	152,0	Silicio	Si	14	28,09
Flúor	F	9	19,00	Sodio	Na	11	22,991
Fósforo	P	15	30,975	Talio	Tl	81	204,39
Francio	Fr	87	(223)	Tántalo	Ta	73	180,95
Gadolinio	Gd	64	157,26	Tecnecio	Tc	43	(99)
Galio	Ga	31	69,72	Teluro	Te	52	127,61
Germanio	Ge	32	72,60	Terbio	Tb	65	158,93
Hafnio	Hf	72	178,50	Titanio	Ti	22	47,90
Helio	He	2	4,003	Torio	Th	90	232,05
Hidrógeno	H	1	1,0080	Tulio	Tm	69	168,94
Hierro	Fe	26	55,85	Tungsteno	W	74	183,86
Holmio	Ho	67	164,94	Uranio	U	92	238,07
Indio	In	49	114,82	Vanadio	V	23	50,95
Iridio	Ir	77	192,2	Xenón	Xe	54	131,30
Kriptón	Kr	36	83,80	Yodo	I	53	126,91
Lantano	La	57	138,92	Yterbio	Yb	70	173,04
Litio	Li	3	6,940	Yttrio	Y	39	88,92
Lutecio	Lu	71	174,99	Zinc	Zn	30	65,38
Magnesio	Mg	12	24,32	Zirconio	Zr	40	91,22

Los valores entre paréntesis indican el número másico del isótopo más estable conocido.

el 2-*p*. Las exigencias energéticas del 2-*p* hacen posible que estos átomos capten electrones de sus alrededores para formar iones negativos: trivalentes en el nitrógeno, divalentes en el oxígeno y monovalentes en el flúor. Un aumento en la carga del núcleo, requiere un total de diez electrones que completan el estrato 2. Resulta así otro gas inerte, el neon, más pesado que el primero del grupo, el helio, pero esencialmente idéntico en sus propiedades químicas.

La formación de los elementos del tercer período, entre el sodio y el argón, sigue exactamente el mismo modelo. Los estratos 1 y 2 permanecen ocupados en tanto que el estrato 3 va siendo ocupado progresivamente por un electrón cada vez, formando una serie de elementos entre el sodio y el cloro, que se parecen íntimamente a los correspondientes elementos del segundo período. La serie termina en un tercer gas inerte, el argón: Analogías químicas relacionan litio y sodio; berilio y magnesio; boro y aluminio; silicio y carbono; nitrógeno y fósforo; oxígeno y azufre; flúor y cloro y el helio, neon y argón tienen su origen en la configuración análoga de los electrones más externos de los elementos similares. En la mayoría de las reacciones químicas y en la mayor parte de los ambientes naturales sólo intervienen en los cambios que experimentan los átomos, los electrones más externos y, por lo tanto estos electrones son los únicos que determinan el comportamiento químico y las relaciones periódicas.

La adición de otro electrón a la superestructura del argón, da por resultado un átomo (potasio) químicamente igual al sodio: la adición de dos, a un átomo (calcio) que se asemeja químicamente al magnesio. Sin embargo, estos dos electrones, entran en el subestrato 4-*s* y no en el 3-*d* que permanece vacío. En el 4-*s* ya no pueden entrar más electrones y, por lo tanto, entran en el 3-*d*. De esta manera se intercala una secuencia de diez elementos antes de que se llene el 3-*d* y puede continuar la adición al estrato 4. Estos diez elementos, del escandio al cobre, son metales de transición y no se parecen a los elementos de los períodos cortos. En general, se comportan como metales y forman iones positivos. En el zinc, vuelven a entrar electrones en el estrato 4, formando una secuencia de elementos, del galio al bromo, que se asemejan a los elementos de los tres períodos cortos. El cuarto período, que es el primer período «largo», termina en un gas noble, el kriptón.

El quinto período de la Tabla periódica es análogo al cuarto; empieza con un metal alcalino (rubidio) y un metal alcalino-térreo (estroncio) y contiene una secuencia de metales de transición, desde el itrio al paladio, seguida por una secuencia parecida a los períodos cortos, de la plata al yodo y terminando con otro gas noble, el xenón.

Los períodos cortos de los metales de transición, en los cuales entra un solo electrón desaparejado en un subestrato, presentan propiedades magnéticas debido a no estar compensado el momento magnético de ese electrón: son ejemplos el hierro, cobalto y níquel.

El sexto período es como el quinto pero complicado por la larga secuencia de tierras raras, desde el cesio al lutecio. En esta secuencia, los subestratos 5-*s*,

5-*p* y 6-*s* están llenos y la entrada de electrones adicionales tiene lugar en el subestrato 4-*f*, que está tan eficazmente enmascarado por los substratos de mayor energía que lo envuelven, que las adiciones de electrones tienen poco efecto sobre las propiedades de los elementos. De aquí, que todas las tierras raras tengan propiedades similares y tiendan a presentarse juntas en la naturaleza.

Debido a la poca variación en la arquitectura general de la superestructura electrónica de todo el sexto período «largo», los átomos con que termina el sexto período, tienen casi el mismo tamaño que aquellos con los que empiezan. Esta anomalía en las dimensiones de los átomos, de la que resulta que el oro (p.a. 197) tenga el mismo radio atómico que la plata (p.a. 108), es llamada *contracción lantánida* y tiene considerable importancia para determinar la capacidad de los elementos para sustituirse mutuamente.

ABUNDANCIA DE LOS ELEMENTOS

En el Universo y en la medida que lo conocemos, los elementos más ligeros, el hidrógeno y el helio son, con mucho, los más abundantes. La abundancia de los restantes elementos está, aproximadamente, en razón inversa de sus números ató-

ABUNDANCIA DE LOS ELEMENTOS QUÍMICOS *

(En peso % para todos los elementos más abundantes del 0,01 % en peso)

En el cosmos	En las rocas igneas	En las areniscas	En las pizarras	En las calizas	En los océanos
H 63,70	O 46,60	O ~ 29,	O ~ 29,	O ~ 49,	Cl 1.898
He 34,90	Si 27,72	Si 36,75	Si 27,28	Ca 30,45	Na 1,056
Ne 2,13	Al 8,13	Al 25,30	Al 8,19	C 11,35	Mg 0,127
O 0,41	Fe 5,00	Ca 3,95	Fe 4,73	Mg 4,77	S 0,084
N 0,21	Ca 3,63	C 1,38	K 2,70	Si 2,42	Ca 0,040
C 0,084	Na 2,83	K 1,10	Ca 2,23	Al 0,43	K 0,038
Fe 0,064	K 2,70	Fe 0,99	Mg 1,48	Fe 0,40	CO ₂ (gas)
Si 0,048	Mg 2,09	Mg 0,71	C 1,53	P 0,11	
Mg 0,036	Ti 0,44	Na 0,33	Na 0,97	S 0,11	
A 0,017	P 0,12	S 0,28	Ti 0,43	Sr 0,049	
	Mn 0,10	Ti 0,096	S 0,26	Mn 0,039	
	F 0,070	P 0,035	P 0,074	Na 0,037	
	S 0,075	Rb 0,027	Cr 0,068	F 0,027	
	Rb 0,035	Cr 0,020	Mn 0,062	Cl 0,020	
	C 0,032	Ba 0,017	F 0,051	K 0,015	
	Cl 0,031		Ba 0,046	Ba 0,012	
	Sr 0,030		B 0,031		
	Ba 0,025		Rb 0,028		
	Zr 0,022		Cu 0,019		
	Cr 0,020		Sr 0,017		
	V 0,015		Zr 0,112		
			V 0,112		

* Jack Green. Geochemical Table of the Elements for 1953, *Bulletin Geological Society of America*, 64 (1953).

micos, con picos cíclicos de abundancia excepcional, como sucede con el hierro. Los elementos más ligeros no son, sin embargo, abundantes en la Tierra porque la fuerza de la gravedad terrestre es insuficiente para retenerlos. La segregación y concentración de los restantes elementos ha tenido lugar en la Tierra por efecto de diversos procesos de diferenciación geológica, tales como la separación por gravedad de minerales en los magmas y por la diferenciación química de rocas por su alteración en la superficie. Los procesos vitales de plantas y animales, la separación de diferentes minerales en el agua de los mares y la acción selectiva de los procesos sedimentarios, son todos responsables parcialmente de la diferenciación de los elementos químicos en los diferentes ambientes (véase cuadro en la pág. 170, que es el exponente del resultado de estos procesos). Hay que hacer notar que si bien los porcentajes indicados en el Cuadro suman más del 90 %, no aparecen en la lista elementos tan importantes como el zinc, plomo, plata, oro, estaño, mercurio, níquel, arsénico y antimonio. El oxígeno es, con mucho, el elemento más abundante en las rocas y como es un elemento relativamente ligero, ocupa un lugar aún más importante en la corteza terrestre desde el punto de vista volumétrico.

FUERZAS DE ENLACE EN LOS CRISTALES

Las fuerzas que unen entre sí las partículas componentes de los sólidos cristalinos tienen naturaleza eléctrica y la clase e intensidad de estas fuerzas tienen gran importancia como determinantes de las propiedades físicas y químicas de los minerales. La dureza, exfoliación, fusibilidad, conductibilidades eléctrica y térmica y el coeficiente de dilatación térmica, están relacionadas directamente con la clase e intensidad de las fuerzas eléctricas de enlace. En general, cuanto más fuerte es el enlace, más duro es el cristal, más elevado su punto de fusión y menor su coeficiente de dilatación por el calor. Por esto atribuimos la gran dureza del diamante a las fuerzas eléctricas muy intensas que ligan los átomos de carbono que lo forman. Los modelos estructurales de los minerales periclasa MgO y halita $NaCl$, son similares y sin embargo, la periclasa funde a $2800^{\circ}C$ en tanto que la halita lo hace a $801^{\circ}C$. La mayor cantidad de energía calorífica requerida para separar los átomos en la periclasa, indica la existencia en ese mineral de un enlace eléctrico más fuerte que en la halita.

Estas fuerzas eléctricas son *enlaces químicos* y son descritos como pertenecientes a uno u otro de los cuatro *tipos de enlace* principales: iónico, covalente, metálico y de Van der Waals, debiendo entenderse que se trata de una clasificación de conveniencia y de que pueden existir transiciones entre todos los tipos. Cada estructura cristalina representa una solución única del problema de encajar geométricamente unidades estructurales en un espacio compatible con la neutralidad eléctrica y un mínimo de energía reticular. La interacción eléctrica de los iones o átomos de que están constituidas las unidades estructurales, es la que condiciona las propiedades del cristal resultante y la semejanza de propiedades entre cristales

que tengan tipos similares de interacción eléctrica, justifica el empleo de la clasificación de mecanismos de enlace. Así, las fuerzas de enlace que ligan en el cuarzo los átomos de silicio y oxígeno, presentan en casi igual proporción, las características de los enlaces iónico y covalente. Análogamente, la galena, PbS , presenta algunas de las características del enlace metálico, tal como buena conductibilidad eléctrica y algunas del enlace iónico, tales como buena exfoliación y fragilidad. Además, muchos cristales, como los de mica, contienen dos o más tipos de enlace de carácter e intensidad diferentes. Tales cristales son denominados *heterodésmicos*, en contraste con otros cristales como los de diamante, cuarzo y halita, en los cuales, todos los enlaces son del mismo tipo y son llamados *homodésmicos*.

Enlace iónico

Comparando la actividad química de los elementos con la configuración del nivel de valencia externa, llegamos a la conclusión de que todos los átomos tienen una fuerte tendencia a completar la configuración estable del nivel electrónico exterior, en el cual están ocupados por electrones todos los lugares posibles. Los gases nobles, el helio, neón, argón, criptón y xenón, que son casi completamente inertes, cumplen esta condición.

Hemos visto que el sodio, por ejemplo, tiene un único electrón de valencia en el estrato 3-s, que pierde fácilmente, dejando el átomo con una carga positiva no compensada. Un átomo cargado de este tipo, es llamado un *ion*. Los átomos cargados positivamente son llamados *cationes* y un átomo que tenga una sola carga positiva, tal como el sodio, es un *cación monovalente* y se representa con el símbolo Na^+ . De modo análogo, se habla de cationes divalentes, trivalentes, tetravalentes y pentavalentes (Ca^{++} , Fe^{++} , Ti^{+++} y P^{+5}). Por otra parte, el cloro y los demás elementos del grupo quinto en la Tabla periódica, alcanza con mucha facilidad la configuración estable, capturando un electrón para llenar el único lugar vacante en sus niveles exteriores de valencia. Se originan de este modo *aniones monovalentes* (Cl^- , Br^- , F^- , I^-) con una carga negativa neta no equilibrada. El oxígeno, azufre y los elementos del sexto grupo forman aniones divalentes (O^{--} , S^{--} , Se^{--} , Te^{--}).

Por lo tanto, una solución de cloruro sódico contiene iones libres de sodio que llevan una carga eléctrica positiva y iones cloro con una carga negativa. El choque constante de las moléculas del disolvente con los iones los mantiene disociados, mientras la energía libre de las partículas en solución se mantenga alta. No obstante, si la temperatura se reduce o disminuye el volumen de la solución por debajo de un cierto valor crítico, la atracción mutua de las cargas eléctricas opuestas de los iones del sodio y cloro supera las fuerzas disruptivas de la colisión, y los iones se unen entre sí para formar el núcleo de un cristal. Cuando un número suficiente de iones se han unido entre sí para formar un núcleo, éste se separa de la solución.

Un cristal de cloruro de sodio separado de la solución en la cual ha cristalizado, tiene unas propiedades características y definidas por las cuales puede reconocerse. El hábito cúbico del cristal, la exfoliación, el peso específico, el índice de refracción, etc., sufren pocas variaciones. Estas propiedades no se parecen en modo alguno a las del metal brillante ni al gas verdoso acre, que son los elementos que forman la sustancia. Tocando el cristal con la lengua deja el gusto de la solución, que ciertamente no nos recuerda en modo alguno el gas venenoso y sofocante o el metal altamente reactivo. Las propiedades del cristal llevadas por sus partículas constituyentes, son las propiedades de los iones, no las de los elementos. Debemos añadir que el cristal está formado por iones, por lo que requiere solamente la presencia de un disolvente adecuado para quedar disociado en las partículas cargadas libres. Estos iones se juntan entre sí en la estructura del cristal por la atracción de sus cargas electrostáticas opuestas, y de aquí que tal mecanismo de enlace se conozca como un *enlace iónico o electrostático*.

Como hemos visto en el ejemplo del cloruro sódico, el enlace iónico da a los cristales en donde existe, la propiedad de disolverse en disolventes polares tales como el agua, para producir soluciones conductoras que contienen iones libres.

Físicamente, los cristales con enlace iónico son, por lo general, de dureza y peso específico moderado, tienen puntos de ebullición y fusión generalmente altos, y son poco conductores de la electricidad y del calor. Debido a que la carga electrostática que constituye la conexión iónica está repartida sobre la superficie total del átomo, este tipo de conexión no es muy direccional, y la simetría del cristal resultante es, por lo general, perfecta.

Radio iónico. Los átomos y los iones no poseen superficies definidas y debemos representárnoslos como núcleos muy diminutos, muy densos y con una fuerte carga, rodeados por un espacio ocupado por nubes de electrones muy diseminados cuya densidad varía con su distancia al núcleo disminuyendo finalmente hasta cero. De aquí, que el radio de un ion sólo pueda ser definido con precisión en términos de su interacción con otros iones.

Entre cualquier par de iones con cargas contrarias existe una fuerza de atracción electrostática directamente proporcional al producto de sus cargas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre sus centros (Ley de Coulomb). Cuando los iones se aproximan bajo la influencia de estas fuerzas, nacen fuerzas de repulsión originadas por la interacción de las nubes electrónicas cargadas negativamente y por la oposición de los núcleos electrónicos cargadas negativamente y por la oposición de los núcleos cargados positivamente y que crecen rápidamente al disminuir la distancia internuclear. La distancia a la cual estas fuerzas de repulsión equilibran las fuerzas de atracción, es el espaciamento interiónico característico de este par de iones. En el caso más sencillo, cuando los cationes y aniones son bastante grandes y sus cargas débiles y tienen ambos numerosos vecinos dispuestos simétricamente y de signo contrario, los iones pueden ser considerados como esferas en contacto. El cloruro de sodio, en el que tanto

el catión como el anión son monovalentes, bastante grandes y están rodeados por seis vecinos de polaridad opuesta, constituye un buen ejemplo. En estos cristales, la distancia interiónica puede ser considerada como la suma de los radios de los dos iones en contacto.

La distancia interiónica puede ser medida en términos de espaciamento entre planos a partir de los datos de difracción de rayos X (véase pág. 126).

Así, pues, si damos un valor al radio de uno de los iones, puede ser calculado el radio del otro, siendo de esta manera como se han obtenido los radios iónicos de la Tabla periódica (pág. 164). Los valores que en ella figuran están basados en parte, en un radio de 1,32 Å para el ion oxígeno, pero contienen numerosos factores de corrección. Estos radios iónicos sólo se aplican a los cristales con enlace iónico y, estrictamente, a aquellos en los cuales, tanto los cationes como los aniones tienen seis vecinos próximos. Los átomos y los iones no son cuerpos rígidos, sino que responden dilatándose y deformándose, a las fuerzas eléctricas externas. Un gran número de iones vecinos tiende a dilatar, distender, el ion central y un número pequeño permite que éste se contraiga un poco. A la dilatación distensión de los iones puede acompañar cierta distorsión de forma. Estos efectos son denominados colectivamente *polarización* y tienen gran importancia en las estructuras cristalinas.

Si el enlace no es predominantemente iónico, el espaciamento interiónico no coincidirá con la suma de los radios que figuran en la Tabla periódica, ni aún después de aplicar la corrección de polarización. Así la longitud del enlace silicio-oxígeno en los silicatos es, característicamente, de 1,6 Å aproximadamente, mucho menor que la suma de los radios tomados de la Tabla periódica, que es de 1,75 Å. La gran discrepancia en el caso del enlace silicio-oxígeno, que es considerado como iónico en un 50 %, y covalente en otro 50 %, puede ser contrastado con la buena coincidencia de la suma de los radios tabulados, con el espaciamento interiores medio en la halita (suma de los radios de la Tabla = 2,78 Å; espaciamento interiores medido a base de datos de rayos X = 2,81 Å).

Al hacer la suma, el tamaño de los iones de una misma familia de la Tabla periódica crece al aumentar el número atómico hasta el elemento 57; el lantano, y por encima del 57, disminuye el tamaño de los iones de una carga dada, en la secuencia de las tierras raras, dando lugar a la *contracción lantánida*, después de la cual el tamaño vuelve a aumentar. Para cualquier número atómico, el tamaño del ion depende de su estado de ionización. Los cationes son, en general, más pequeños, más rígidos y menos dilatables que los aniones y, para un elemento dado, los estados de ionización positiva son, indicadamente, más pequeños que la negativa. Así, por ejemplo, el azufre forma iones divalentes negativos e iones positivos tetra y hexavalentes, siendo típico el contraste entre los radios iónicos característicos de los diferentes estados de valencia.

S ⁻	S ⁺	S ⁺⁺	S ⁺⁺⁺
1,85	1,04	0,37	0,30

Los aniones en general son más grandes, se polarizan con mayor facilidad y son menos sensibles a los cambios de tamaño, al variar la valencia, que los cationes.

Fuerza de enlace y propiedades físicas. La fuerza de enlace iónico, es decir, la cantidad de energía necesaria para romperlo, depende de dos factores: la distancia entre los centros de los dos iones y su carga total. En un cristal con un mecanismo puramente de enlace iónico, tal como el cloruro sódico, esta ley se cumple rigurosamente.

El efecto que produce el aumento de la distancia interiónica sobre la fuerza del enlace iónico se aprecia claramente en los haluros de sodio. En el cuadro que figura a continuación se hallan los puntos de fusión y las distancias interiónicas de estos compuestos y se observa que la fuerza del enlace, medida por la temperatura de fusión, es inversamente proporcional a la longitud del enlace. Las temperaturas de fusión de los fluoruros de los metales alcalinos demuestran que no influye que lo que varíe sea el tamaño del catión o del anión: la fuerza del enlace varía en proporción inversa a la longitud del enlace. El LiF constituye una curiosa excepción a esta regla, que se explica por la repulsión entre anión y anión en una estructura que tiene un catión muy pequeño.

PUNTOS DE FUSIÓN Y DISTANCIAS INTERIÓNICAS EN COMPUESTOS CON ENLACE IÓNICO *

Compuesto	Distancia interiónica (Å)	Punto de fusión (°C)	Compuesto	Distancia interiónica (Å)	Punto de fusión (°C)
NaF	2,31	980-997	SrO	2,55	2430
NaCl	2,81	801	BaO	2,75	1923
NaBr	2,97	755			
NaI	3,23	651	LiF	2,01	870
			NaF	2,31	980-997
MgO	2,10	2800	KF	2,67	880
CaO	2,40	2580	RbF	2,82	760

* Datos del *Handbook of Chem. and Phys.*, 37 ed., Chem. Rubber Publishing Co.

DUREZA Y DISTANCIA INTERIÓNICAS EN COMPUESTOS CON ENLACE IÓNICO *

Compuesto	Distancia interiónica Å	Dureza (Mohs)	Compuesto	Distancia interiónica Å	Dureza (Mohs)
BeO	1,65	9,0	Na ⁺ F ⁻	2,31	3,2
MgO	2,10	6,5	Mg ²⁺ O ²⁻	2,10	6,5
CaO	2,40	4,5	Sc ³⁺ N ³⁻	2,23	7-8
SrO	2,57	3,5	Ti ⁴⁺ C ⁴⁻	2,23	8-9
BaO	2,77	3,3			

* Datos de *Crystal Chemistry*, R. C. Evans, Cambridge University Press, 1952.

La carga de los iones coordinados ejerce una escala más poderosa aun sobre la fuerza del enlace. La comparación de los valores absolutos de la temperatura de fusión de los óxidos de los metales alcalino-térreos con los valores absolutos correspondientes a los fluoruros alcalinos monovalentes, en los que las distancias interiónicas son perfectamente comparadas, pone de manifiesto la magnitud de este efecto. Aunque la distancia interiónica o longitud del enlace es casi la misma en los correspondientes óxidos y fluoruros, los enlaces que unen los iones de carga más elevada son, evidentemente, mucho más fuertes. El cuadro presenta el efecto del espaciamiento interiónico y de la carga sobre la dureza de un cierto número de sustancias que tienen la misma estructura y pueden ser consideradas como de enlace iónico.

Enlace covalente

Ya hemos visto que los iones de cloro pueden entrar a formar parte de cristales con enlace iónico como unidades estables de la estructura, porque, tomando un electrón libre del medio ambiente, completan un nivel de valencia. Un átomo sencillo de cloro, con un vacío de su nivel de valencia, no es estable y está en unas condiciones de elevada reactividad. Dicho cloro *monatómico* es muy reactivo en sentido químico, y se apodera o combina con casi cualquier cosa que se encuentre en sus proximidades. Generalmente, la cosa más próxima a este átomo simple de cloro es otro átomo de cloro, y los dos pronto se unen entre sí de tal forma que un electrón hace un servicio doble en las cubiertas de valencia de ambos átomos, y así obtienen ambos la configuración estable de gas inerte. Como un resultado de este reparto de un electrón, los dos átomos de cloro están unidos entre sí, en una relación íntima, extremadamente cerrada.

Este compartir electrones o *enlace covalente* es el más fuerte de los enlaces químicos. Los minerales que están unidos de esta forma se caracterizan por su insolubilidad general, gran estabilidad y puntos de ebullición y fusión muy altos. No forman iones en disolución, y de aquí que no sean conductores de la electricidad, ni en estado sólido ni en solución. Debido a que las fuerzas eléctricas que forman el enlace están justamente localizadas en la vecindad del electrón compartido, el enlace es muy direccional y la simetría de los cristales resultantes es menos perfecta que cuando se presenta un enlace iónico. En el cloro, la energía de conexión del átomo queda enteramente consumida en la unión con el vecino y las moléculas estables resultantes, Cl_2 , muestran muy poca tendencia a juntarse. Otros elementos (en general, los que están cerca del centro de la tabla periódica, tales como el carbono, silicio, aluminio y azufre), tienen dos, tres y hasta cuatro espacios vacantes en la cubierta electrónica externa y de aquí que no toda la energía de conexión quede consumida al unirse a un átomo vecino. Por lo tanto, dichos elementos tienden a unirse por enlace covalente con un cierto número de

átomos adyacentes, formando grupos atómicos muy estables, de forma fija y dimensiones definidas y que pueden juntarse entre sí para formar agregados o grupos.

El carbono es un ejemplo destacado de esta clase de átomos. Los átomos de carbono tienen cuatro lugares vacantes en sus niveles de valencia que pueden llenar compartiendo electrones con otros cuatro átomos de carbono, adoptando una configuración estable de enlaces muy firmes, que tiene la forma de un tetraedro con átomos de carbono en los cuatro vértices. Cada átomo de carbono está enlazado de esta manera con otros cuatro, formando una red continua. La energía del enlace está fuertemente localizada en la proximidad de los electrones compartidos, dando lugar a una estructura muy rígida y muy polarizada; la del diamante que es la sustancia natural más dura de todas.

Radios atómicos covalentes. En las estructuras con enlaces covalentes, la distancia interatómica es, generalmente, igual a la media aritmética de las distancias interatómicas en los cristales de las sustancias elementales. Así, en el diamante, el espaciamiento C—C es de 1,54 Å; en el silicio metálico la distancia Si—Si es de 2,34 Å.

Podemos suponer, por lo tanto, que si estos átomos se unen para formar el compuesto SiC, la distancia silicio-carbono será próximamente 1,94 Å, que es la media aritmética de los espaciamientos en estado elemental. Las medidas practicadas con rayos X nos dicen que el espaciamiento en este abrasivo sintético que es el carburo de silicio, es de 1,93 Å.

Evaluación del carácter del mecanismo de enlace. Actualmente se admite, con carácter general, que en la mayoría de los cristales con enlaces iónicos hay electrones compartidos y que los átomos en las sustancias con enlaces covalentes presentan con frecuencia algunas cargas electrostáticas. La evaluación de las proporciones relativas del carácter iónico y covalente, está basada en parte en el poder

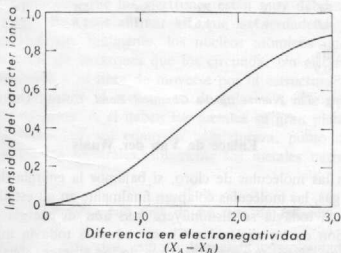


Fig. 372. Curva que relaciona la intensidad del carácter iónico de un enlace A-B con la diferencia en electronegatividad $X_A - X_B$ de los átomos. (Según Linus Pauling, *The Nature of the Chemical Bond*, Cornell University Press, Ithaca, 1948.)

y la capacidad de polarización de los iones en juego. Los compuestos de un ion muy polarizante con un ion fácilmente polarizable, tales como el AgI, pueden presentar un marcado carácter covalente. En contraste, el AgF, y debido a lo poco polarizable que es el ion flúor más pequeño, es un compuesto en el que predominan los enlaces iónicos. En general, la presencia de iones de pequeño tamaño y carga elevada, tiende a favorecer el compartir electrones como mecanismo de enlace.

Los enlaces entre elementos del primer y séptimo grupos en la Tabla periódica y entre los grupos segundo y sexto, son predominantemente iónicos, siendo ejemplos los haluros alcalinos y los óxidos de los metales alcalino-térreos. Los enlaces entre átomos iguales o muy próximos en la Tabla periódica, serán covalentes. El enlace silicio-oxígeno es 50 % iónico y el enlace aluminio-oxígeno 63 %, pero el enlace boro-oxígeno sólo es 44 % iónico. Pauling ha generalizado y hecho cuantitativo este concepto, asignando a cada elemento un valor numérico de *electronegatividad*. Cuanto mayor es la diferencia en electronegatividad entre dos elementos, tanto más iónico es el enlace entre ellos. (Véase el cuadro que sigue y la fig. 372.)

ELECTRONEGATIVIDAD DE LOS ELEMENTOS

Li	Be	B	C		N	O	F
1,0	1,5	2,0	2,5		3,0	3,5	4,0
Na	Mg	Al	Si		P	S	Cl
0,9	1,2	1,5	1,8		2,1	2,5	3,0
K	Ca	Sc	Ti	Ge	As	Se	Br
0,8	1,0	1,3	1,6	1,8	2,0	2,4	2,8
Rb	Sr	Y	Zr	Sn	Sb	Te	I
0,8	1,0	1,3	1,6	1,7	1,8	2,1	2,5
Cs	Ba						
0,7	0,9						

* Linus Pauling. *The Nature of the Chemical Bond*. Cornell University Press. Ithaca, 1948.

Enlace de Van der Waals

Volviendo a las moléculas de cloro, si bajamos la energía de estas moléculas Cl₂, enfriando el gas, las moléculas colapsan finalmente en un estado líquido, caótico y empaquetado. Si todavía se disminuyera más aún su energía calorífica, la amplitud de vibración de las moléculas Cl₂ se reduciría todavía más, y, finalmente, los débiles campos eléctricos existentes cerca de los átomos, eléctricamente neutros por compensación, servirán para fijar las moléculas que se mueven lentamente en la estructura ordenada del estado sólido. Este fenómeno de la solidificación del

cloro tiene lugar a temperaturas muy bajas, y una temperatura de -102° permite ya a las moléculas romper estos debilísimos enlaces que las fijan en las redes cristalinas y las vuelven al desordenado estado líquido. Este débil enlace que fija moléculas neutras y unidades estructurales sin carga en una red mediante débiles cargas residuales de su superficie, se conoce con el nombre de *enlace de Van der Waals*, o enlace de campo residual, y es el tipo más débil de enlace químico.

Comúnmente se encuentra sólo en los compuestos orgánicos y gases solidificados, hallándose muy pocas veces en los minerales; cuando se halla en ellos, define generalmente una zona de exfoliación fácil y poca dureza. Un ejemplo es el *grafito*, formado por hojas de átomos de carbono unidos por enlaces covalentes, hojas que se unen entre sí por fuerzas de Van der Waals.

Enlace metálico

El elemento sodio metal, cuando evitamos que reaccione con el agua o el oxígeno del aire, es blando, lustroso, opaco y sectil y buen conductor del calor y de la corriente eléctrica. El análisis por difracción de rayos X nos revela que las unidades estructurales están ordenadas, de la misma manera que las del cloruro sódico o del cloro sólido, en una forma regular periódica de un verdadero sólido cristalino. Las propiedades del metal difieren de las de las sales y de los gases solidificados, lo cual nos hace pensar que existe un tipo de enlace diferente. El sodio, lo mismo que todos los metales verdaderos, conducen la electricidad mediante electrones que pueden moverse libremente y con gran rapidez a través de la estructura. Tan pródigos con sus electrones son el sodio y sus similares cesio, rubidio y potasio, que el impacto de la luz libera un considerable número de ellos de la estructura. Este efecto fotoeléctrico, del que dependen instrumentos tales como los fotómetros, demuestra que los electrones están muy débilmente ligados en la estructura del metal. Podemos afirmar así, que las verdaderas unidades estructurales de los metales son, realmente, los núcleos atómicos unidos por la carga eléctrica de una nube de electrones que los circunda. Un electrón no pertenece a un núcleo determinado y es libre de moverse por la estructura o incluso fuera de ella sin alterar en absoluto el mecanismo de enlace. A este tipo de enlace se le denomina *enlace metálico*. A él deben los metales su gran plasticidad, tenacidad, ductilidad y conductividad, así como su baja dureza, punto de fusión y punto de ebullición. Entre los minerales, solamente los metales nativos presentan este tipo de enlace.

Cristales con más de un tipo de enlace

En las sustancias naturales, con su tremenda complejidad y diversidad, la presencia de un solo tipo de enlace resulta muy raro, y en la mayoría de los minerales coexisten dos o más tipos. Cuando ocurre esto, el cristal comparte las

propiedades de los diferentes tipos de enlace presentes, y como resultado de ello se producen con frecuencia casos de propiedades direccionales muy claras. Así, en el grafito, la cohesión de las hojas delgadas de que está formado, es el resultado de un fuerte enlace covalente en el plano de las hojas, mientras que la excelente exfoliación, una de las mejores entre los minerales, refleja el enlace de Van der Waals, manteniendo juntas entre sí las hojas. La mica, formada por hojas de tetraedros de silicio (véase pág. 454) fuertemente unidos por enlace covalente, con un enlace relativamente iónico relativamente flojo, uniendo las hojas entre sí mediante los cationes, refleja igualmente en su bien conocida exfoliación, la diferencia de los dos tipos de enlace presentes. El hábito prismático y la exfoliación de los piroxenos y anfíboles, y el hábito macizo y la exfoliación del feldespato son asimismo consecuencias de la influencia de enlaces relativamente débiles frente a unidades estructurales con enlaces covalentes formando cadenas, bandas o bloques.

EL PRINCIPIO DE COORDINACIÓN

Cuando iones de cargas contrarias se unen para formar una estructura cristalina en la que predominan fuerzas de enlace electrostático, cada ion tiende a apropiarse, o sea a coordinar tantos iones de signo contrario como permite su tamaño. Cuando los iones están ligados por simples enlaces electrostáticos, pueden ser considerados como esferas en contacto y su geometría es sencilla. Los iones coordinados se agrupan siempre en torno al ion central coordinador, de tal manera, que sus centros ocupan los vértices de un poliedro regular. De este modo, en una estructura cristalina estable, cada catión está en el centro de un poliedro de coordinación de iones. El número de aniones en el poliedro es el número de coordinación (N.C.) del catión con respecto a un anión dado y viene determinado por sus respectivos tamaños. Así, en el NaCl, cada Na tiene seis Cl como vecinos más próximos y se dice que está en coordinación 6 con el Cl (N.C. 6). En la fluorita, CaF₂, cada ion calcio está en el centro de un poliedro de coordinación 8 con respecto al flúor (N.C. 8).

También se puede considerar a los aniones como ocupando los centros de poliedros de coordinación formados por cationes. En el NaCl, cada ion cloro tiene como vecinos seis sodios y por lo tanto, está en coordinación 6 con respecto al sodio. Como el sodio y el cloro están en coordinación 6, tienen que estar en igual número, de acuerdo con la fórmula NaCl. Por otra parte, el examen de la estructura de la fluorita (véase fig. 467) revela que cada ion flúor tiene como vecinos más próximos cuatro calcio y, por lo tanto, está en coordinación 4 con respecto al calcio (N.C. 4). Aunque estos cuatro iones calcio no se tocan unos con otros, forman un poliedro de coordinación definido en torno al ion flúor central, de tal manera, que en los iones de calcio ocupan los vértices de un tetraedro regular. Como cada ion calcio tiene como vecinos ocho flúores, mientras que cada ion flúor sólo tiene como vecinos cuatro calcio, es evidente que en la estructura hay doble

número de iones flúor que iones calcio, lo que está de acuerdo con la fórmula CaF_2 y con las valencias usuales del calcio y del flúor.

Fácilmente se comprende que los tamaños relativos de los iones de calcio y de flúor permitirían una estructura que contuviera igual número de ambos iones en coordinación 8. El hecho de que en la fluorita sólo esté ocupada la mitad de los posibles lugares para el calcio, llama la atención sobre una importante restricción en la estructura de los cristales, a saber: el número total de iones de todas clases en cualquier estructura cristalina estable debe ser tal que el cristal, como un todo, sea neutro eléctricamente. Es decir, el número total de cargas positivas tiene que ser igual al número total de cargas negativas; por lo tanto, en la fluorita sólo puede haber la mitad de iones positivos divalentes de calcio de los que haya de iones negativos monovalentes de flúor.

RELACIÓN DE RADIOS

Aunque en un cristal cada ion afecta en cierta medida a todos los demás iones, las fuerzas más intensas actúan entre los iones que están más próximos entre sí y que se dice constituyen la primera esfera de coordinación. La geometría de esta esfera y, por tanto, el número de coordinación, depende de los tamaños relativos de los iones coordinados. El tamaño relativo de los iones es expresado, generalmente, como la relación de radios $R_A : R_X$, en donde R_A es el radio del catión y R_X el radio del anión, en unidades Angstrom. La relación de radios del sodio y cloro en la halita, ClNa , es, por lo tanto,

$$R_{\text{Na}} = 0,97 \text{ \AA} \quad R_{\text{Cl}} = 1,81 \text{ \AA}$$

$$R_{\text{Na}} : R_{\text{Cl}} = 0,97/1,81 = 0,54$$

La relación de radios del calcio y flúor en la fluorita, CaF_2 , es

$$R_{\text{Ca}} = 0,99 \text{ \AA} \quad R_{\text{F}} = 1,36 \text{ \AA}$$

$$R_{\text{Ca}} : R_{\text{F}} = 0,99/1,36 = 0,73$$

Cuando en una estructura hay dos o más cationes coordinados con el mismo anión, pueden ser calculadas las relaciones de radios para cada uno de aquéllos. Así, en la espinela, $\text{Al}_2\text{O}_3\text{Mg}$, el magnesio y el aluminio coordinan aniones oxígeno y, por lo tanto,

$$R_{\text{Mg}} = 0,66 \text{ \AA} \quad R_{\text{Al}} = 0,51 \text{ \AA} \quad R_{\text{O}} = 1,32 \text{ \AA}$$

$$R_{\text{Mg}} : R_{\text{O}} = 0,66/1,32 = 0,5 \quad R_{\text{Al}} : R_{\text{O}} = 0,51/1,32 = 0,39$$

Cuando los iones coordinadores y coordinados tienen el mismo tamaño, la relación de radios es 1. Haciendo una prueba con un cierto número de esferas idénticas, tales como pelotas de ping-pong, se observa que unidades esféricas idénticas pueden ser empaquetadas juntas de una manera estable en una de dos

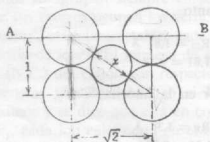
maneras igualmente económicas, llamadas empaquetado hexagonal compacto (tal como en la brucita, véase fig. 583) y empaquetamiento cúbico compacto (como en el cobre, véase fig. 389). En ambas

maneras, cada esfera tiene sus doce vecinas más próximas, todas en contacto mutuo (N.C. 12). La coordinación 12 es rara en los minerales, presentándose en los metales nativos del grupo del oro, que, sin embargo, no tienen enlaces iónicos, y en las micas en las que el catión metal alcalino tiene el número de coordinación 12 con respecto al oxígeno.

— Cuando el catión coordinador es ligeramente más pequeño que los aniones, es estable la coordinación 8, que también es llamada coordinación cúbica, porque los centros de los aniones están en los ocho vértices de un cubo (fig. 373). Si consideramos un poliedro de coordinación cúbica en el

Fig. 373. Coordinación 8 o cúbica de iones X alrededor de un ion A.
 $R_A : R_X > 0.732$.

cual los aniones se tocan entre sí, así como el catión central, podemos calcular el valor límite de la relación de radios para N.C. = 8. Suponiendo el radio del anión igual a la unidad, el radio del catión para esta condición limitadora tiene



$$(1+x)^2 = (1)^2 + (\sqrt{2})^2$$

$$1+x = \sqrt{1+2} = 1.732$$

$$x = 0.732$$

Fig. 374. Condición límite para la coordinación cúbica.

que ser 0.732 (fig. 374). De aquí que la coordinación cúbica tiene una estabilidad máxima para relaciones de radios entre 0.732 y 1.00.

Para valores de la relación de radios inferiores a 0.732, la coordinación 8 no es tan estable como la 6, en la cual los centros de los iones coordinados ocupan los vértices de un octaedro regular, y de acuerdo con esta disposición, la coordinación 6 es llamada coordinación octaédrica (fig. 375). Igual que antes, podemos calcular el valor límite de la relación de radios para la condición en la cual los seis aniones coordinados se tocan entre sí y al catión central. Se encuentra que el límite inferior de la relación de radios para la coordinación 6 estable es 0.414 (fig. 376). De esto podemos esperar que sea 6 el número de coordinación corriente

cuando la relación de radios esté entre $0,732 > 0,414$. Na y Cl en la halita, Ca y CO_3 en la calcita, los cationes de tipo B en la espinela y los iones de tipo Y en los silicatos, son ejemplos de coordinación 6.

La figura 377 ilustra el paso de la coordinación 6 a la coordinación 8 en los cloruros alcalinos al ir aumentando el radio iónico del catión. Es interesante observar que el rubidio puede entrar en coordinación 6 y 8 y, por lo tanto, el cloruro de rubidio es polimorfo.

De un modo análogo puede demostrarse que la coordinación 4 o *tetraédrica*, en la cual los centros de los iones coordinados ocupan los vértices de un tetraedro regular, tiene una estabilidad máxima entre relaciones límites de radios 0,414 y 0,225. La coordinación tetraédrica está tipificada por los grupos SiO_4 en los silicatos, por el ion de tipo A en la espinela y por la estructura del ZnS (fig. 378). La coordinación 3 o *triangular*, es estable entre los límites 0,225 y 0,155 y frecuente en la naturaleza en los grupos iónicos CO_3 , NO_3 y BO_3 (fig. 379). La coordinación 2 es muy rara en los cristales con enlaces iónicos. Son ejemplos de ella, el grupo uranilo (UO_2)', el grupo nitrato (NO_3)' y el cobre, con respecto al oxígeno, en la cuprita Cu_2O (fig. 380).

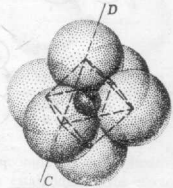


Fig. 375. Coordinación 6 u octaédrica de iones X alrededor de un ion A.
 $R_A : R_X = 0,732 - 0,414$.

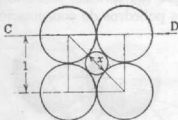


Fig. 376. Condición límite para la coordinación octaédrica

$$(1 + x)^2 = (1)^2 + (1)^2$$

$$1 + x = \sqrt{2} = 1,414$$

$$x = 0,414$$

Aunque raras, se conocen ejemplos de coordinación 5, 7, 9 y 10, que sólo son posibles en estructuras complejas y son resultado del relleno de intersticios entre otros poliedros de coordinación.

Cuando el mecanismo de enlace no es puramente iónico, las consideraciones referentes a la relación de radios no pueden ser empleadas, con seguridad, para determinar el número de coordinación. Cuanto más pequeño y más polarizante sea el catión coordinador o más grande y más polarizable sea el anión, más amplia será la divergencia que es de esperar con respecto a los límites teóricos de la relación de radios.

Es evidente que cada ion de una estructura cristalina ejerce algún efecto sobre todos los iones restantes: de atracción si las cargas son de signo contrario y de

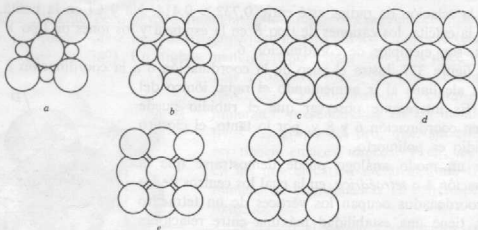


Fig. 377. Empaquetamiento de iones.

- a. Cloruro de litio
 b. Cloruro de sodio.
 c. Cloruro de potasio

- d. Cloruro de rubidio
 e. Cloruro de rubidio
 f. Cloruro de cesio.

a, b, c, y d tienen estructura de cloruro de sodio con coordinación 6; *e y f* tienen estructura de cloruro de cesio con coordinación 8. En cada figura los círculos mayores representan los aniones, los menores los cationes.

repulsión, si son del mismo signo. De aquí que los iones tiendan a agruparse en el espacio para formar redes cristalinas tales que los cationes están lo más distanciados posible unos de otros. Por lo tanto, los poliedros de coordinación formados

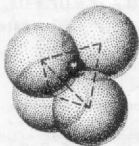


Fig. 378. Coordinación 4 o tetraédrica de iones X alrededor de un ion A.

$$R_A : R_X = 0,414 - 0,225.$$

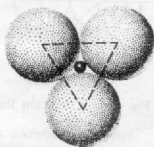


Fig. 379. Coordinación triangular de iones X alrededor de un ion A.

$$R_A : R_X = 0,225 - 0,155.$$

en torno a cada uno de aquéllos están ligados con mayor frecuencia por los vértices que por las aristas o las caras (fig. 381). Los cationes tienden a compartir el menor número posible de aniones y es raro que compartan hasta tres o cuatro aniones.

Reglas de Pauling. Todo cristal estable, con su arquitectura interna ordenada,

atestigua la intervención de ciertos principios universales que determinan la estructura de la materia en estado sólido, principios que fueron enunciados por Pauling en 1929, bajo la forma de las cinco reglas siguientes:

1.^a Alrededor de cada catión se forma un poliedro coordinado de aniones, estando determinada la distancia catión-anión por la suma de los radios y el número de coordinación del catión por la relación de los radios.

2.^a *Principio de la valencia electrostática.* En una estructura de coordinación estable la fuerza total de los enlaces de valencia que ligan un anión con todos los cationes próximos es igual a la carga del anión.

3.^a La existencia de aristas y especialmente de caras comunes a dos poliedros de aniones en una estructura coordinada, disminuye su estabilidad. Este efecto es grande para cationes de valencia alta y pequeño número de coordinación y es especialmente grande cuando la relación de radios se aproxima al límite inferior de estabilidad del poliedro.

4.^a En un cristal que contiene diferentes cationes, los de valencia elevada y número de coordinación bajo tienden a no compartir con otros elementos del poliedro.

5.^a *Principio de parsimonia.* El número de clases esencialmente diferentes de constituyentes de un cristal tiende a ser pequeño.

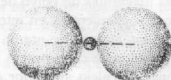


Fig. 380. Coordinación 2 ó lineal de iones X alrededor de un ion A.

$$R_A : R_X < 0,155$$

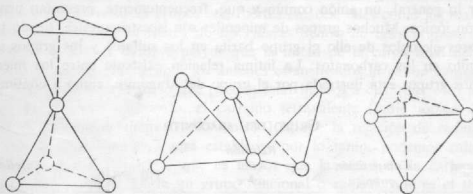


Fig. 381. Tetraedros compartiendo vértices, aristas y caras.

Estas reglas constituyen resumen formal de principios que han sido expuestos en otros lugares. La regla 5.^a, principio de parsimonia, no se refiere a las clases químicamente diferentes de constituyentes, sino a los tipos de lugares atómicamente estructuralmente diferentes. Así, en los cristales de composición muy compleja, un cierto número de iones diferentes pueden ocupar la misma posición en la estructura. Estos iones deben ser considerados como un solo constituyente, en el sentido de la regla 5.

TIPO ESTRUCTURAL

Aunque parezca haya poco de común entre la uraninita UO_2 y la fluorita CaF_2 , sus diagramas de polvo de rayos X presentan análogas líneas, si bien se diferencian en espaciamiento y en intensidad. El análisis de la estructura de la uraninita revela que los átomos de uranio están en coordinación 4 con respecto al oxígeno y que alrededor de cada uranio hay ocho oxígenos. En la fluorita hay agrupados cuatro iones de calcio alrededor de cada flúor y alrededor de cada calcio hay ocho iones flúor. La uraninita y la fluorita tienen estructuras análogas en todos aspectos, si bien las dimensiones de las celdillas son diferentes y las propiedades son, naturalmente, totalmente distintas.

Se dice que estas dos sustancias son *isoestructurales* o *isotípicas* y pertenecen al mismo *tipo estructural*. Todos los cristales en los cuales los centros de los átomos constituyentes ocupan geoméricamente posiciones similares, con independencia del tamaño de los átomos o de las dimensiones absolutas de la estructura, se dice que pertenecen al mismo tipo estructural. Por ejemplo, todos los cristales en los que haya igual número de cationes y de aniones en coordinación, 6, pertenecen al tipo estructural cloruro sódico, NaCl. A este tipo de estructura pertenece un gran número de minerales de diversa composición, incluyendo la silvita KCl, periclasa MgO , bunsenita NiO, galena PbS, alabandita MnO , querargirita AgCl, osborninita TiN y muchos otros.

En Mineralogía tiene gran importancia el concepto de *grupo isoestructural*, es decir, un grupo de minerales relacionados entre sí por estructuras análogas, que tienen, por lo general, un anión común y que, frecuentemente, presentan una gran sustitución iónica. Muchos grupos de minerales son isoestructurales, siendo tal vez los mejores ejemplos de ello el grupo barita en los sulfatos y los grupos calcita y aragonito en los carbonatos. La íntima relación existente entre los miembros de muchos grupos está ilustrada por el grupo del aragonito, como a continuación figura

GRUPO DEL ARAGONITO

Mineral	Composición química	Relación axial a:b:c	$110 \Delta \bar{1}\bar{1}0$	Exfoliación	
Aragonito	$CaCO_3$	0,622:1:0,721	$63^\circ 48'$	{110}	{010}
Witherita	$BaCO_3$	0,603:1:0,730	$62^\circ 12'$	{110}	{010}
Estroncianita	$SrCO_3$	0,609:1:0,724	$62^\circ 41'$	{110}	
Cerusita	$PbCO_3$	0,610:1:0,723	$62^\circ 46'$	{110}	{021}

VALENCIA ELECTROSTÁTICA

Un principio fundamental en la organización de los cristales con enlace iónico es que la suma de la fuerza de todos los enlaces que llegan a un ion tiene que ser igual a la valencia de ese ion. Por lo tanto, podemos calcular la fuerza relativa de

cualquier enlace en una estructura cristalina, dividiendo la carga total sobre el ion coordinador por el número de vecinos más próximos con los cuales esté enlazado.

El número resultante, llamado *valencia electrostática* (v.e.) es la medida de la fuerza de cualquiera de los enlaces que desde sus vecinos más próximos llegan al ion coordinador. Por ejemplo, en el cloruro de sodio cada ion tiene una sola carga positiva y seis vecinos más próximos, por lo tanto, la valencia electrostática es $1/6$, número que mide la fuerza del enlace que llega al sodio desde cualquier ion cloro vecino. Los iones cloro tienen también una sola carga y están en coordinación 6 con respecto al sodio; por lo tanto, la valencia electrostática del cloro es también $1/6$. Los cristales en los cuales todos los enlaces tienen igual fuerza se llaman *isodésimicos*. Esta generalización es tan sencilla que parece trivial, pero en algunos casos el cálculo de las valencias electrostáticas da resultados inesperados. Por ejemplo, los minerales del grupo de las espinelas tienen fórmulas del tipo AB_2O_4 , en donde A es el catión divalente, como magnesio o hierro ferroso, y B es el catión trivalente, como aluminio o hierro férrico. Estos compuestos han sido llamados, frecuentemente, aluminatos y ferratos por analogía con compuestos tales como los boratos y oxalatos. Esta nomenclatura sugiere la presencia en la estructura de enjambres de iones o radicales, pero los datos proporcionados por los rayos X revelan que los iones A están en coordinación 4, mientras que los iones B están en coordinación 6. No obstante el aspecto de la fórmula, todos los enlaces tienen la misma fuerza. Semejantes cristales son *isodésimicos* y son óxidos múltiples y no oxisales.

Cuando cationes pequeños de carga elevada coordinan aniones mayores con carga menos fuerte, resultan grupos con fuertes enlaces, tales como los carbonatos y nitratos. Si se calcula la fuerza de los enlaces dentro de tales grupos, el valor numérico de la v.e. es siempre mayor que la mitad de la carga total del anión. Significa esto que en tales grupos los aniones están ligados al catión central coordinador más intensamente de lo que pueden estar ligados a cualquier otro ion. Por ejemplo, en el grupo carbonato, el carbono tetravalente (radio iónico 0,16 Å) coordina el oxígeno divalente (radio iónico 1,32 Å); la relación de radios 0,121 indica que la coordinación 3 será estable y, por lo tanto, podemos calcular la v.e. como igual a $4/3 = 1\frac{1}{3}$, que es mayor que la mitad de la carga del ion oxígeno y, por lo tanto, existe un grupo funcional o radical, que es el triángulo carbonato, unidad estructural básica de los carbonatos minerales. Otro ejemplo es el grupo sulfato; el azufre hexavalente positivo (radio iónico 0,30 Å) coordina el oxígeno. La relación de radios 0,234 indica que la coordinación 4 será estable; por lo tanto, la v.e. = $6/4 = 1\frac{1}{2}$ y como es mayor que la mitad de la carga del ion oxígeno, el radical sulfato forma un grupo compacto y el oxígeno está ligado al azufre con más energía de la que pueden estar ligados a cualquier otro ion de la estructura. Es esta unidad tetraédrica la base fundamental de la estructura de todos los sulfatos. Los compuestos tales como los sulfatos y carbonatos se dice que son *anisodésimicos*.

Debe entenderse, naturalmente, que si los radicales son considerados como unidades estructurales sencillas, en un compuesto como la calcita, CaCO_3 , todos los enlaces calcio-carbonato tienen entonces la misma fuerza y se parecen a los de un cristal isodésmico. Análogamente, en los sulfatos simples, como la baritina, todos los enlaces bario-sulfato pueden tener igual fuerza. Sin embargo, los cristales son llamados anisodésmicos debido a la presencia de los fuertes enlaces carbono-oxígeno y azufre-oxígeno además de los enlaces más débiles calcio-carbonato y bario-sulfato.

Lógicamente ha de existir un tercer caso: aquél en el cual la fuerza de los enlaces que ligan el catión central coordinador a sus aniones coordinados sea, exactamente, la mitad de la energía de enlace del anión. En este caso, cada anión puede estar ligado a otra unidad de la estructura con la misma fuerza con que lo está al catión coordinador. Esta otra unidad puede ser un catión idéntico y el anión compartido por los dos cationes puede entrar en el poliedro de coordinación de ambos cationes. Veamos el caso de los grupos boro-oxígeno. El boro es trivalente con radio iónico 0,23; por lo tanto, la relación de radios con el oxígeno es 0,173, que indica una coordinación triangular, y de aquí que la v.e. sea de $3/3 = 1$, que es la mitad de la fuerza del ion oxígeno. Por consiguiente, el triángulo BO_3 puede ligarse a otro ion con la misma fuerza con que lo está el ion B central. Si este ion es otro B''', pueden resultar dos triángulos ligados por un oxígeno común para formar un solo grupo $\text{B}_2\text{O}_3^{-4}$. De modo análogo, los triángulos BO_3 pueden unirse, o *polimerizarse*, para formar cadenas, hojas o armazones compartiendo iones oxígeno. Estos cristales son llamados *mesodésmicos*, y los ejemplos más importantes se encuentran en los silicatos.

A base de la fuerza relativa de sus enlaces, todos los cristales iónicos pueden ser clasificados en isodésmicos, mesodésmicos y anisodésmicos.

VARIACIONES EN LA COMPOSICIÓN DE LOS MINERALES

En la Naturaleza, los minerales cristalizan a partir de soluciones de composición compleja, aportando así las máximas oportunidades para la sustitución de un ion por otro. Como resultado de ello, prácticamente todos los minerales de distintas localidades presentan variaciones en su composición química e incluso sucede lo mismo entre ejemplares de una misma localidad.

Las variaciones de composición de los minerales tienen lugar por sustitución, en una estructura dada, de un ion o un grupo iónico por otro ion o grupo iónico, relación que llamaremos *sustitución iónica*, existiendo varios factores que determinan su alcance. El más importante es el tamaño del ion; los iones de dos elementos sólo pueden sustituirse fácilmente si sus radios iónicos son similares y se diferencien en menos del 15 %. Si los radios de los dos iones difieren entre el 15 % y el 30 %, la sustitución es limitada y poco frecuente y si difieren en más del 30 %, hay pocas probabilidades de sustitución. Estos resultados sólo son aproxi-

mados, pero están basados en datos empíricos deducidos del estudio de algunos sistemas minerales que presentan sustitución iónica. Otro factor de gran importancia es la temperatura a que se han desarrollado los cristales. Cuanto más elevada es la temperatura, tanto mayor es el desorden térmico y menos rigurosas las exigencias espaciales de la red. Por esto los cristales desarrollados a elevadas temperaturas pueden presentar una gran sustitución iónica que no habría podido tener lugar a temperaturas más bajas. Un ejemplo de esto es el feldespato potásico, sanidina, que contiene cantidades mucho mayores de sodio de las que podrían acomodarse establemente en cristales desarrollados a temperaturas más bajas.

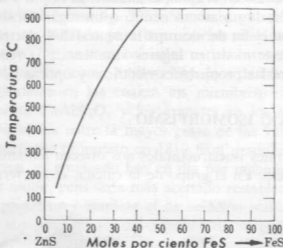


Fig. 382. Sustitución del Fe²⁺ por Zn en la blenda. (Según Kullerud.)

En algunos casos está definitivamente limitado el alcance de la sustitución iónica. Así, por ejemplo, el hierro divalente puede entrar en la red de la blenda ZnS en cantidades que tengan hasta el 36 %, aproximadamente; pero, sin embargo, el hierro no puede reemplazar totalmente al zinc en la blenda, porque la troilita FeS, es hexagonal en tanto que la blenda es cúbica. Aunque los radios iónicos indicarían la posible y amplia sustitución del zinc por el hierro ferroso, esta sustitución está muy restringida. Investigaciones recientes han demostrado que la temperatura de cristalización más bien que los radios iónicos, es el principal factor determinante del alcance en que el hierro puede reemplazar al zinc en la blenda. La relación entre el contenido en hierro y la temperatura de cristalización está representada gráficamente en la figura 382.

SUSTITUCIÓN IÓNICA POR ACOPLAMIENTO O ACOPLADA

Podría parecer que para que un ion sustituyese a otro, ambos debieran tener la misma carga, pero esto no es necesario, pues, con frecuencia, un ion puede

reemplazar a otro de carga diferente. La neutralidad eléctrica del cristal se mantiene por la sustitución simultánea en otro punto de la red de otro ion cuya carga equilibra el déficit o el exceso causados por la primera sustitución. Así, el Ca^{2+} puede sustituir fácilmente al Na^+ porque los iones tienen casi idéntico tamaño. El déficit de un electrón causado al sustituir Na^+ por Ca^{2+} puede ser compensado por la sustitución simultánea, en otro tipo de posición iónica del Al^{3+} por Si^{4+} . De esta manera, $\text{Ca}^{2+} + \text{Al}^{3+} = \text{Na}^+ + \text{Si}^{4+}$ y el cristal en crecimiento conserva su neutralidad eléctrica. Tal es el mecanismo de la variación en la composición de los feldespatos calco-sódicos, y que es llamado *sustitución acoplada*. El acoplamiento puede implicar dos cationes como en el ejemplo citado: un catión y un anión, dos aniones e incluso la sustitución de un átomo neutro o un lugar vacante de la red, por un catión o un anión, con el fin de alcanzar la neutralidad eléctrica. Los átomos neutros introducidos de este modo en lugares vacantes de la red, pueden ejercer importantes efectos sobre las propiedades eléctricas y ópticas del cristal.

SOLUCIÓN SÓLIDA O ISOMORFISMO

Los grupos minerales isoestructurales nos ofrecen numerosos ejemplos de sustitución iónica completa. En el grupo de la calcita, el ion ferroso puede entrar en

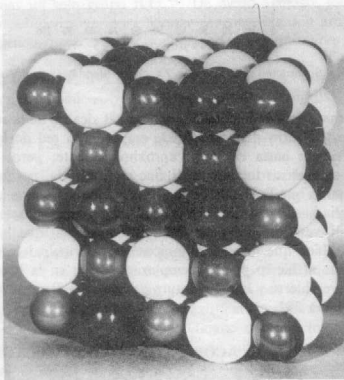


Fig. 383. Sustitución, al azar, de aniones, en la estructura del cloruro sódico. Cationes: pequeños, oscuros. Aniones: grandes, blancos y negros.

la red de la magnesita $MgCO_3$ en cualquier proporción y de modo análogo, el magnesio puede entrar en la red de la siderita $FeCO_3$, en todas proporciones. Es evidente que las exigencias espaciales de las redes en la magnesita y la siderita son lo suficientemente parecidas, de modo que ambos iones pueden cumplir con igual facilidad esas condiciones. Como la carga de ambos iones es la misma, la sustitución es simple. En un caso así, la relación entre la siderita y la magnesita puede ser considerada como de *solución sólida* y los minerales de composición intermedia considerados como si fueran soluciones homogéneas de $MgCO_3$ y $FeCO_3$ o viceversa. Naturalmente ha de entenderse claramente que no hay verdaderas moléculas de estos compuestos puros y que la sustitución iónica es absolutamente arbitraria dentro del armazón de la red (véase fig. 383). Sin embargo, el concepto de *solución sólida* es útil y puede ser utilizado para expresar las relaciones existentes en cualquier serie mineral en la que las composiciones varíen entre dos compuestos puros, llamados *miembros extremos*, como límites. Ejemplos de tales series de soluciones sólidas son las plagioclasas en las cuales, los miembros extremos son la albita $NaAlSi_3O_8$ y la anortita $CaAl_2Si_2O_8$ y los granates en los que existen relaciones completas de *solución sólida* entre la mayor parte de las variedades.

El término *isomorfismo* propuesto en 1819 para describir cristales que tengan la misma forma externa, es empleado hoy en día por muchos mineralogistas como sinónimo de *solución sólida*, pero sería más acertado restablecer el término *isomorfismo* en su sentido primitivo y emplear el de *solución sólida* para aquellos casos de sustitución iónica completa dentro del armazón de un grupo isoestructural.

DESMEZCLA

Otro aspecto del crecimiento de los cristales, en el cual desempeña un papel importante la relación de radios y la geometría de la coordinación, es el desordenado desequilibrio de los cristales. ¿Qué sucede en cristales como los que hemos citado de los haluros alcalinos, que crecen rápidamente de una disolución que contiene todos los álcalis y todos los halógenos? Si la cristalización se produce a una temperatura suficientemente alta y el crecimiento es suficientemente rápido, existe una buena parte de «juego» en la estructura, se ha perdido la organización, y pueden incorporarse a la estructura átomos e iones cuyos tamaños no encuentran el necesario equilibrio deducido por la relación de radios, como por ejemplo, Rb^+ y Cs^+ en la estructura $CaNa$.

Cuando dicho cristal se ha enfriado, existe una gran tensión interna que tiende a eliminarlos de la estructura, como resultado del difícil acoplamiento de los iones con tamaño anómalo. Si se dispone de suficiente tiempo, estos iones emigran a través de la red y tienden a agruparse localmente. Tales concentraciones de iones extraños se ordenan entonces por sí mismos según esquemas de coordinación mejor acomodadas a su tamaño y forman un núcleo de una estructura diferente que crece en el cuerpo del cristal huésped.

Este proceso de segregación y crecimiento de iones expulsados dentro del mismo cristal en el estado sólido a partir de un cristal desordenado, se denomina *desmezcla*. Es muy importante para la interpretación de muchos intercrecimientos naturales de los minerales. Así, las finas láminas de feldespato sódico en el feldespato potásico, se interpretan como resultado de la desmezcla del exceso de sodio en el feldespato potásico después de la cristalización. Estos intercrecimientos, denominados *perfitas*, son muy frecuentes en las rocas y esta explicación química de su formación cristalina representa una ayuda importante para la interpretación de la historia de la roca. Del mismo modo, las masas lenticulares de *ilmenita*, mineral de titanio, en la magnetita, se consideran como cristales de desmezcla.

Homeomorfismo. Aunque la semejanza en los cristales de diferentes minerales es normalmente producto de la identidad química o de la presencia de iones similares en la estructura, algunos minerales se parecen a otros en las formas cristalinas, aunque son completamente diferentes químicamente hablando. Pueden resultar cristales de apariencia similar si es igual la geometría de la disposición de los iones no similares, como, por ejemplo, el *rutilo* TiO_2 , y el *zircón* SiO_4Zr . Ambos minerales son tetragonales, con formas cristalinas y relaciones axiales similares, a pesar de su composición química completamente diferente. Dichos minerales se conocen con el nombre de *homeomorfos*.

SEUDOMORFISMO

Si el cristal de un mineral dado se altera de forma que la estructura interna cambie, pero la forma externa prevalezca, se dice que se ha formado una *seudomorfosis* o falsa forma. La estructura y composición química de un mineral seudomorfo es de una especie mineral, aunque la forma del cristal corresponde a otra. Por ejemplo, la *pirita* puede convertirse en *limonita*, pero conserva todo su aspecto externo. Dicho cristal se describe como una seudomorfosis de limonita en pirita. Las seudomorfosis normalmente se definen de acuerdo con la manera según la cual se formaron:

1. *Sustitución.* En este tipo de seudomorfosis existe una renovación gradual del material primario, y simultáneo reemplazamiento del mismo por otro, sin reacción química entre ambos. El ejemplo corriente de este tipo es la sustitución por sílice de las fibras de madera hasta formar una madera petrificada. Otro ejemplo es el cuarzo, SiO_2 , en la fluorita F_2Ca .

2. *Incrustación.* En la formación de este tipo de seudomorfosis se deposita una costra de un mineral sobre los cristales de otra. Un ejemplo corriente es el cuarzo incrustando cubos de fluorita. La fluorita puede, más tarde, desaparecer enteramente por disolución, pero su presencia anterior queda indicada por el *molde* que ha dejado en el cuarzo.

3. *Alteración.* En este tipo de seudomorfosis ha existido solamente una adición parcial de material nuevo, o una renovación parcial del material primario. La transformación de anhidrita, SO_4Ca , a yeso $SO_4Ca \cdot 2H_2O$, y el cambio de la galena SPb en anglesita SO_4Pb , son ejemplos de alteración seudomorfa. Pueden encontrarse en dichas seudomorfosis núcleos del mineral primario sin alterar.

4. *Paramorfosis.* Se da el nombre de paramorfosis a un cristal cuya estructura interna

se haya transformado en una forma polimorfa sin producir ningún cambio en la forma exterior. Así el aragonito se convierte en calcita y el rutilo lo hace en brookita.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Cristaloquímica

- R. C. Evans, *An introduction to crystal chemistry*. Cambridge University Press, Cambridge, England, 1952. Exposición de los principios generales de la cristaloquímica.
- W. L. Bragg, *Atomic structure of minerals*. Cornell University Press, Ithaca, 1937. Estudio de la estructura cristalina de minerales seleccionados y exposición de los principios generales relativos a las estructuras minerales.
- L. Pauling, *The nature of the chemical bond*. Cornell University Press, Ithaca, 1948. Estudio de los diversos mecanismos de enlace y su efecto sobre las propiedades físicas y químicas de las estructuras cristalinas.
- Brian Mason, *Principles of Geochemistry*, 2.^a ed. John Wiley and Sons, New York, 1958. Capítulos 1-4. Breve exposición de la estructura y composición de la Tierra, abundancia de los elementos y algunos de los principios termodinámicos de la cristaloquímica.
- P. Niggli (translated by R. L. Parker), *Rock and mineral deposits*. W. H. Freeman, San Francisco, 1954. Los capítulos 2 a 4 tratan de las estructuras de los principales minerales.
- A. N. Winchell y Horace Winchell, *Elements of optical mineralogy*. Parte II, 4.^a ed. John Wiley and Sons, New York, 1951. Contiene gran cantidad de información referente a la variación de las propiedades de los minerales con la composición química.

MINERALOIDES

Existe cierto número de sustancias minerales cuyos análisis no dan fórmulas químicas definidas y que además no muestran signos de cristalinidad. Se los ha denominado con el nombre de *geles* de minerales o *mineraloides*. Un mineral dado puede existir en una fase cristalina con una composición y estructura definida, o formado bajo condiciones diferentes, la misma sustancia puede aparecer como un mineraloide. Los mineraloides se forman en condiciones de presiones y temperaturas bajas, y son, por lo general, sustancias formadas durante el proceso de meteorización de los materiales de la corteza terrestre.

Aparecen generalmente en masas mamilares, botrioidales, estalactitas y análogos. La capacidad que tienen estos minerales para absorber otras sustancias en cantidad considerable, explica las variaciones amplias y frecuentes de su composición química. La limonita y el ópalo son ejemplos corrientes de geles minerales.

C) DERIVACIÓN DE UNA FÓRMULA QUÍMICA POR EL ANÁLISIS DE UN MINERAL

Todas las fórmulas químicas atribuidas a los minerales han sido calculadas a partir de análisis químicos. Un análisis da los porcentajes de constituyentes de un

mineral, o, en otras palabras, las partes en 100 de peso de los diversos elementos o de los radicales presentes. Consideremos el siguiente análisis de la calcopirita:

1	2	3	4
Porcentajes	Pesos atómicos	Proporciones atómicas	Relación atómica
Cu = 34,30	63,6	= 0,539	= 1
Fe = 30,59	55,9	= 0,547	= 1
S = 34,82	32,06	= 1,086	= 2
			} aprox.

En la primera columna, los números indican los porcentajes en peso de los diferentes elementos que forman el mineral; pero, como estos elementos tienen distinto peso atómico, los números no representan la relación de los átomos entre sí. Con objeto de obtener las proporciones relativas de los átomos de los diversos elementos, los porcentajes se dividen en cada caso por el peso atómico del elemento respectivo. Así se obtiene una serie de números que representan las proporciones atómicas en la molécula y de ellas pueden deducirse inmediatamente las relaciones atómicas correspondientes. En el análisis de la calcopirita, estas relaciones se convierten en S : Cu : Fe = 2 : 1 : 1. Por consiguiente, S_2CuFe constituirá la fórmula química de este mineral.

Si el mineral es un compuesto oxigenado, los resultados de los análisis se dan, por convención, en porcentajes de los óxidos presentes, y por un cálculo similar al ya explicado se determinan las relaciones de estos óxidos entre sí, siendo la única diferencia en el proceso que en este caso los porcentajes se dividen por la suma de los pesos atómicos de los elementos presentes en los diversos óxidos. Como ejemplo, consideremos el siguiente análisis del yeso:

1	2	3	4
Porcentajes	Pesos moleculares	Proporciones moleculares	Relaciones moleculares
CaO = 32,44	56,1	= 0,578	= 1
SO ₃ = 46,61	80,06	= 0,582	= 1
H ₂ O = 20,74	18,0	= 1,152	= 2
99,79			} aprox.

De esto se deduce que la relación de los óxidos entre sí en el mineral es $SO_3 : CaO : H_2O = 1 : 1 : 2$, y, por consiguiente, la composición del yeso puede representarse como $SO_3 \cdot CaO \cdot 2H_2O$, o, $SO_3Ca, 2H_2O$.

Frecuentemente se desea determinar la composición teórica de un mineral partiendo de su fórmula química como comprobación de la validez de la fórmula. El proceso de cálculo es el inverso al descrito en los párrafos anteriores. Tomemos, por ejemplo, la calcopirita, S_2CuFe . ¿Cuáles son las proporciones en peso de los diferentes elementos en 100 partes del mineral? El proceso consiste, en primer

lugar, en sumar los pesos atómicos de los diferentes elementos presentes y obtener de este modo el peso molecular del conjunto, como sigue:

	<i>Pesos atómicos</i>
Cu	= 63,6
Fe	= 55,9
S ₂	= 32,06 × 2 = 64,12
Peso molecular del S ₂ CuFe = 183,62	

De lo arriba expuesto, es obvio que en 183,62 partes de peso de calcopirita, 63,6 partes son de cobre, etc. Al objeto de calcular las partes de cobre en 100 de mineral, o en otras palabras, el porcentaje, se hace la siguiente proporción:

$$183,62 : 63,6 :: 100 : : x$$

Resuelta esta ecuación, x es 34,64, o sea, el porcentaje teórico del cobre en la calcopirita. Los porcentajes del hierro y del azufre se obtienen de manera análoga.

D) INSTRUMENTOS Y MÉTODOS DE ENSAYO

En las páginas que siguen se describen una serie de ensayos denominados colectivamente «ensayos al soplete» que ha sido el procedimiento mineralógico seguido desde mediados del siglo diecinueve. El *Manual de Mineralogía Descriptiva* (1874) de George J. Brush popularizó los ensayos y la dieciséisava edición, revisada por Samuel L. Penfield¹ ha sido una obra de consulta.

Durante el siglo xx, al aumentar el empleo de nuevos métodos para el estudio de los minerales, algunos profesores de Mineralogía han dejado de emplear los ensayos al soplete. No obstante, el autor está convencido de que el soplete tiene utilidad en la moderna Mineralogía, especialmente para los cursos preparatorios. Los minerales son elementos o compuestos químicos y su propiedad más importante es la composición. Los ensayos al soplete, aparte de ser excelentes procedimientos de determinación, enfrentan constantemente al estudiante con la química de los minerales.

El soplete y su empleo. Muchos de los ensayos químicos que se hacen con los minerales se llevan a cabo rápida y fácilmente por medio de un instrumento conocido con el nombre de soplete. El soplete corriente está formado esencialmente por un tubo cónico que termina en una pequeña abertura a través de la cual el aire sale en forma de un chorro potente y delgado. Cuando esta corriente de aire se dirige hacia una llama luminosa, la combustión es más rápida y completa, pro-

¹ George J. Brush y Samuel L. Penfield. *The Manual of determinative Mineralogy with an Introduction on Blowpipe analysis*, 16.ª edición. Editada por John Wiley and Sons, Nueva York, 1926.

lugar, en sumar los pesos atómicos de los diferentes elementos presentes y obtener de este modo el peso molecular del conjunto, como sigue:

	<i>Pesos atómicos</i>
Cu	= 63,6
Fe	= 55,9
S ₂ = 32,06 × 2	= 64,12
Peso molecular del S ₂ CuFe = 183,62	

De lo arriba expuesto, es obvio que en 183,62 partes de peso de calcopirita, 63,6 partes son de cobre, etc. Al objeto de calcular las partes de cobre en 100 de mineral, o en otras palabras, el porcentaje, se hace la siguiente proporción:

$$183,62 : 63,6 :: 100 : : x$$

Resuelta esta ecuación, x es 34,64, o sea, el porcentaje teórico del cobre en la calcopirita. Los porcentajes del hierro y del azufre se obtienen de manera análoga.

D) INSTRUMENTOS Y MÉTODOS DE ENSAYO

En las páginas que siguen se describen una serie de ensayos denominados colectivamente «ensayos al soplete» que ha sido el procedimiento mineralógico seguido desde mediados del siglo diecinueve. El *Manual de Mineralogía Descriptiva* (1874) de George J. Brush popularizó los ensayos y la dieciseisava edición, revisada por Samuel L. Penfield¹ ha sido una obra de consulta.

Durante el siglo xx, al aumentar el empleo de nuevos métodos para el estudio de los minerales, algunos profesores de Mineralogía han dejado de emplear los ensayos al soplete. No obstante, el autor está convencido de que el soplete tiene utilidad en la moderna Mineralogía, especialmente para los cursos preparatorios. Los minerales son elementos o compuestos químicos y su propiedad más importante es la composición. Los ensayos al soplete, aparte de ser excelentes procedimientos de determinación, enfrentan constantemente al estudiante con la química de los minerales.

El soplete y su empleo. Muchos de los ensayos químicos que se hacen con los minerales se llevan a cabo rápida y fácilmente por medio de un instrumento conocido con el nombre de soplete. El soplete corriente está formado esencialmente por un tubo cónico que termina en una pequeña abertura a través de la cual el aire sale en forma de un chorro potente y delgado. Cuando esta corriente de aire se dirige hacia una llama luminosa, la combustión es más rápida y completa, pro-

¹ George J. Brush y Samuel L. Penfield. *The Manual of determinative Mineralogy with an Introduction on Blowpipe analysis*, 16.ª edición. Editada por John Wiley and Sons, Nueva York, 1926.

duciéndose una llama muy caliente. La figura 384 representa un soplete corriente. La embocadura, bien sea *c* o *c'*, se coloca en el extremo superior del tubo, y el aire procedente de los pulmones e insuflado en él sale por la pequeña abertura del otro extremo. La punta del soplete *b* se coloca justamente en el interior de una llama, rica en carbón, de una vela o de gas del alumbrado ordinario. El método más recomendable de producir una llama para soplete es emplear gas del alumbrado en un mechero Bunsen, en el cual se ha colocado un tubo interior, de forma que obstruya el aporte de aire en la base del mechero y de este modo produzca una llama luminosa. El extremo final de este tubo está aplastado y cortado en ángulo, como indica la figura 385. La llama de gas se ajusta ordinariamente de tal forma que sus dimensiones sean como de unos 3 cm de altura y 1 cm de anchura. El soplete se introduce dentro de esta llama, según se indica en la figura 385. La llama de soplete resultante no será luminosa, y es estrecha, apuntada y bien delimitada. Si no se dispone de gas de alumbrado, puede utilizarse una vela.

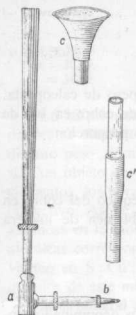


Fig. 384. Soplete ordinario.

por la abertura *s*. La principal ventaja de este tipo de soplete es que con una sola mano se puede coger el conjunto completo y al mismo tiempo orientar la dirección de la llama. Si se dispone de aire comprimido, puede conectarse a *b*, quedando

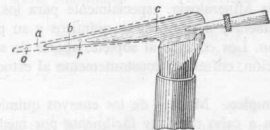


Fig. 385. Llama del soplete. *a*—llama oxidante, *b*—llama reductiva, *c*—gas sin quemar. *a* y *r* indican las posiciones del ensayo en las llamas oxidante y reductora respectivamente.

asi el operador libre de tener que soplar. También existen sopletes que se emplean con aire comprimido.

El arte de usar el soplete. Normalmente se necesita cierta práctica para producir una llama de soplete continua y firme. Se pueden realizar algunos ensayos

con el soplete antes de que sea necesario reponer el suministro de aire en los pulmones. No obstante, ocurre con frecuencia que la operación requiere más tiempo del que permiten los pulmones, y la interrupción necesaria para llenarlos nuevamente con aire impide el éxito del experimento. Por consiguiente, es muy importante estar en condiciones de saber mantener un chorro continuo de aire en el soplete durante un tiempo considerable. Esto se consigue ensanchando los carrillos de manera que se forme un depósito de aire en la boca. Cuando el suministro de

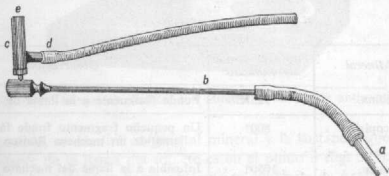


Fig. 386. Soplete perfeccionado.

aire de los pulmones se va agotando, el paso desde la boca al cuello se cierra con la base de la lengua, y mientras tanto se obtiene un nuevo suministro de aire inspirando por la nariz en tanto que se expulsa un chorro continuo del depósito formado en la boca. Siguiendo esta norma, puede obtenerse una llama constante. Pero se requiere una práctica considerable para poder efectuarlo hábilmente.

Fusión por medio de la llama del soplete. Una buena llama de soplete puede alcanzar una temperatura de 1500°C , aunque la temperatura varía algo, según el tipo de gas que se emplea y la mezcla de gas y aire. La determinación del grado de fusibilidad de un mineral es una ayuda muy importante en su identificación. Debe hacerse notar que, aunque la temperatura de la llama del soplete sea elevada, la cantidad de calor es pequeña. Por tanto, para obtener buenos resultados se deben emplear pequeños fragmentos de tamaño uniforme. Los pequeños fragmentos de mineral con los que se efectúan las pruebas con el soplete, se conocen con el nombre de *muestras*.

Al hacer el ensayo de fusión, la muestra, a ser posible un fragmento de mineral puntiagudo y con aristas, deberá colocarse en la llama del soplete justamente delante de la punta del cono interno, donde la combustión es más rápida y la temperatura más elevada. Si se funde y redondea, perdiendo su forma puntiaguda, se dice que se funde a la llama del soplete.

Por lo tanto, los minerales pueden dividirse en dos clases: los que son fusibles y los que no lo son con esta llama. Los minerales que son fusibles pueden clasificarse todavía de acuerdo con la facilidad con que fundan. Para ayudar en esta clasificación, se ha escogido una serie de seis minerales que muestran diferentes grados

de fusibilidad, y a esta escala pueden referirse los demás minerales fusibles. Por ejemplo, cuando se dice de un mineral que tiene una fusibilidad 3, significa que se funde tan fácilmente como el mineral que aparece en el tercer lugar de la escala. Al efectuar estas pruebas comparativas, es necesario emplear fragmentos del mismo tamaño y mantener uniformes las condiciones de los experimentos. En el cuadro que a continuación se da, los minerales de la escala figuran junto a la temperatura aproximada a la cual funden:

ESCALA DE FUSIÓN

N.º	Mineral	Punto de fusión aproximado	Observaciones
1	Estibina.	525°C	Funde fácilmente a la llama de una vela.
2	Calcopirita.	800°	Un pequeño fragmento funde fácilmente a la llama de un mechero Bunsen.
3	Granate. (Almandino).	1050°	Infusible a la llama del mechero Bunsen, pero fácilmente fusible a la llama del soplete.
4	Actinolita.	1200°	Una astilla puntiaguda funde con poca dificultad en la llama del soplete.
5	Ortosa.	1300°	Las aristas de los fragmentos son redondeadas con dificultad por la llama del soplete.
6	Broncita.	~1400°	Prácticamente infusible a la llama del soplete. Solamente se redondean los extremos finos de las astillitas.
7	Cuarzo.	1710°	Infusible a la llama del soplete.

Llamas oxidante y reductora. La reducción consiste, en esencia, en extraer oxígeno de un compuesto químico, y la oxidación consiste en añadirselo. Estas dos reacciones químicas opuestas, pueden ser realizadas por medio de un mechero Bunsen, o por la llama del soplete. El cono *b* de la figura 385, según se ha explicado anteriormente, contienen CO, monóxido de carbono. Es bien conocido como agente reductor, puesto que, debido a su fuerte tendencia a tomar oxígeno con el fin de convertirse en CO₂, bióxido de carbono, tomará, si le es posible, el oxígeno de cualquier sustancia en contacto con él. Por ejemplo, si un pequeño fragmento de óxido férrico, Fe₂O₃ se sostiene en esta parte de la llama del soplete, se reducirá por la pérdida de un átomo de oxígeno, a óxido ferroso, FeO, de acuerdo con la siguiente ecuación:



Este cambio puede comprobarse viendo que el óxido férrico es rojo y no magnético, mientras que el óxido ferroso es negro y fuertemente magnético. Al

como *b*, se conoce, por lo tanto, como la zona reductora de la llama del soplete, y si ha de llevarse a cabo un ensayo de reducción, el fragmento del mineral se coloca en *r*, tal como en la figura 385.

Si ha de efectuarse la oxidación, se deberá situar al mineral enteramente fuera de la llama, donde el oxígeno del aire pueda tener libre acceso, pero en un punto donde todavía pueda llegarle todo el calor de la llama. En estas condiciones, si la

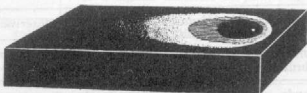


Fig. 387. Bloque de carbón con aureola de óxido de antimonio.

reacción es posible, se añadirá oxígeno al mineral y la sustancia quedará oxidada. La parte oxidante de la llama del soplete es en el punto *o* (fig. 385). Por ejemplo, la pirita FeS_2 , si se coloca en llama oxidante se convierte en óxido férrico, Fe_2O_3 , y anhídrido sulfuroso, SO_2 , de acuerdo con la siguiente ecuación:



El hierro se combina con el oxígeno para formar óxido férrico, un residuo rojo negruzco, mientras que el azufre se combina con el oxígeno para formar anhídrido sulfuroso, un gas de olor acre.

Empleo del carbón vegetal con el soplete. Se emplean en gran número de ensayos con el soplete, pequeños bloques de carbón vegetal de unos 10 cm de longitud, 3 cm de anchura y 1 cm de espesor (fig. 387). El carbón vegetal debe ser de grano fino y uniforme. No ha de ser tan blando que se deshaga fácilmente entre los dedos, ni tan duro que no pueda ser cortado con facilidad y raspado con un cuchillo. El carbón vegetal se emplea como soporte sobre el cual se efectúan varias reacciones. Por ejemplo, algunos metales, indicados en el cuadro adjunto, pueden obtenerse por reducción de sus minerales por medio de la llama del soplete, si se efectúa el experimento sobre el carbón vegetal.

Muchas veces es imposible extraer el metal de ciertos minerales por el medio ordinario del soplete. Otros pueden ser reducidos por medio de un fundente, y unos pocos calentados en el carbón vegetal. La mezcla de carbonato de sodio y carbón vegetal, en proporciones iguales, conocida con el nombre de *mezcla reductora*, sirve como un buen fundente en muchas reducciones.

Uno de los usos más importantes del bloque de carbón vegetal es la obtención sobre su superficie de aureolas de óxido características. El cuadro de la página 201 da una lista de los elementos que producen aureolas cuando se calientan sus minerales con llama oxidante en carbón vegetal. En algunos casos se obtienen aureolas

más características cuando a la muestra se le han añadido algunos reactivos químicos. El reactivo más importante es el llamado *yoduro* o *fundente de bismuto*, que es una mezcla de yoduro potásico y azufre. Cuando se emplea este reactivo pueden obtenerse aureolas de colores de los yoduros respectivos.

GLÓBULOS METÁLICOS DE CARBÓN VEGETAL.

<i>Elemento</i>	<i>Color y carácter del glóbulo</i>	<i>Observaciones</i>
Oro Au.	Amarillo, blando, sin pátina; permanece brillante.	El oro metálico puede ser fácilmente reducido en los telururos de oro sin fundente.
Plata Ag.	Blanca, blanda, sin pátina; permanece brillante.	Normalmente es necesario emplear mezclas reductoras. Para distinguirlo de otros glóbulos, disuélvase en ácido nítrico, añádase ácido clorhídrico para obtener precipitado blanco de cloruro de plata.
Estaño Sn.	Blanco; pierde el brillo al enfriarse. Pátina blanca de óxido.	Los glóbulos se forman con dificultad aun con mezcla reductora. El glóbulo metálico se oxida en ácido nítrico y pasa al hidróxido blanco.
Cobre Cu.	Rojo, blando; cuando se enfría, en su superficie es negro; difícil de fundir.	Los minerales de cobre deben ser tostados para extraerles el azufre, arsénico y antimonio, antes de mezclarlo con mezcla reductora.
Plomo Pb.	Gris, blando, fusible; brillante en la llama reductora; tornasolado en la llama oxigenada.	El carbón vegetal incandescente reducirá el plomo. Para distinguirlo de otros glóbulos, disuélvase en ácido nítrico, y de la solución clara precipítase el sulfato de plomo añadiendo ácido sulfúrico.

NOTA. — Frecuentemente se obtienen con facilidad gotas metálicas fundidas al calentar compuestos metálicos que contienen azufre, antimonio o arsénico. Dichas gotas son siempre brillantes y frecuentemente magnéticas. Las masas o glóbulos magnéticos se obtienen cuando se calientan compuestos de hierro, níquel y cobalto sobre carbón vegetal.

Empleo del yeso. En algunos casos resulta preferible recoger los sublimados sobre la superficie de un bloque de yeso en vez de hacerlo sobre el carbón vegetal. Estos bloques pueden hacerse fácilmente extendiendo una fina capa de masa de yeso sobre una placa de cristal cuya superficie haya sido previamente untada con aceite. Mientras el yeso permanece húmedo, se corta en tiras rectangulares de 3×8 cm. Una vez haya fraguado el yeso, puede romperse en bloques ya secos. El material a ensayar se coloca en una pequeña depresión hecha cerca del extremo de un bloque y se calienta entonces con el soplete, exactamente igual que si fuera sobre carbón vegetal.

El bloque de yeso se emplea para obtener el color de los sublimados que se



AUREOLAS EN CARBÓN VEGETAL.

Elemento	Composición de la aureola	Color y carácter de la aureola en carbón vegetal	Observaciones
As	Oxido de arsénico. As_2O_3	Blanco y volátil, depositándose a alguna distancia de la muestra.	Normalmente acompañado por olor a aios.
Sb	Oxido de antimonio. Sb_2O_3 Sb_2O_4	Blanco y volátil, depositándose cerca de la muestra.	Menos volátil que el óxido arsénico.
Se	Oxido de selenio. SeO_2	Blanco, volátil, de color rojo en el exterior; gris cerca de la muestra.	Acompañado de un color peculiar. La aureola atacada por llama de reducción colorea la llama de azul.
Te	Oxido de telurio. TeO_2	Blanco denso, volátil. En el exterior, de gris a castaño claro.	En llama de reducción, da una llama de un color gris azulado.
Zn	Oxido de zinc. ZnO	Si se mezcla con carbonato sódico sobre el carbón vegetal, da, cerca de la muestra, un sublimado no volátil, amarillo al calentarse, blanco al enfriarse.	La aureola humedecida con nitrato de cobalto y calentada se vuelve verde.
Sn	Oxido de estaño. SnO_2	Cuando está caliente, amarillo pálido; blanco cuando se enfría. No volátil en la llama de oxidación.	La aureola, humedecida con nitrato de cobalto y calentada, se vuelve verde azulada.
Mo	Oxido de molibdeno. MoO_3	En caliente, amarillo pálido; blanco en frío. Puede ser cristalino. Volátil en la llama de oxidación. MoO_3 rojo bajo la muestra.	Si se toca la aureola por un momento con una llama reductora se vuelve azul oscura.
Pb	Oxido de plomo. PbO	Amarillo cerca del mineral y blanco lejos de él. Volátil.	Su aureola puede estar formada por sulfito blanco y sulfato de plomo además del óxido.
	Yoduro de plomo. I_2Pb	Amarillo de cromo. Volátil.	Esta reacción se produce cuando los minerales de plomo se calientan con fundente de yoduros.
Bi	Oxido de bismuto. Bi_2O_3	Amarillo cerca del mineral y blanco más lejos. Volátil.	Se distingue del óxido de plomo por el ensayo del yoduro.
	Yoduro de bismuto. I_2Bi	Rojo brillante con anillos amarillos cerca de la muestra.	Esta reacción se produce cuando los minerales de bismuto se calientan con fundente de yoduros.

AUREOLAS SOBRE EL YESO

<i>Elementos</i>	<i>Composición de la aureola</i>	<i>Color y carácter de la aureola sobre el bloque de yeso</i>	<i>Observaciones</i>
Se	Oxido de selenio. SeO ₂	Rojo a carmesí. Volátil.	Se volatiliza dando un humo rojizo y un olor característico.
Te	Oxido de telurio. TeO ₂	Castaño oscuro. Volátil.	La aureola da, a la llama reductora, un color verde azulado.
Cd	Oxido de cadmio. CdO	Amarillo verdoso con castaño, cerca y lejos de la muestra.	No. volátil
Pb	Yoduro de plomo. I ₂ Pb	Amarillo de cromo con fundente de yoduros.	
Bi	Yoduro de bismuto. I ₂ Bi	Castaño chocolate con rojo por debajo, con fundente de yoduros.	Sometido a los vapores de amoníaco, la aureola se hace primero amarillo naranja y después roja.
Mo	Oxido de molibdeno. MoO ₂	Blanco a la llama de oxidación. Rojo MoO ₂ bajo la muestra.	La aureola se vuelve azul marino fuerte si se toca con la llama reductora.
	Yoduro de molibdeno. I ₂ Mo	Azul marino con fundente de yoduros.	
Sb	Yoduro de antimonio. I ₂ Sb	Anaranjado o rojo con fundente de yoduros.	Desaparece al tratarlo con vapores de amoníaco.

observan mal sobre el fondo negro del carbón vegetal. Las aureolas de los yoduros se aprecian así muy bien. Los ensayos más importantes se reúnen en los cuadros anteriores.

Ensayos en tubo abierto. Para realizar los llamados ensayos en tubo abierto, se emplea un tubo de vidrio fuerte. El tubo, con un diámetro interno de 5 mm, debe cortarse en secciones de unos 15 cm de longitud. El tubo abierto se emplea ordinariamente para ensayos de oxidación. Una pequeña cantidad del mineral que haya de ensayarse, se reduce a polvo y se introduce en el tubo en una zona situada aproximadamente en el tercio de su longitud total. Una estrecha banda de papel doblado en un pliegue servirá de navicilla para introducir el polvo dentro del tubo. Éste se inclina entonces con el máximo cuidado hasta un ángulo tal que permita extender el mineral hasta el extremo inferior del tubo, el cual se mantendrá sobre la llama de un mechero Bunsen de tal forma que lama su parte más alta. Esto convierte el tubo inclinado en una chimenea en la cual fluye una corriente de aire. Pasado un momento, se cambia de posición el tubo hasta que la llama caliente un punto situado justamente encima de donde se encuentra el mineral, y en ciertos

casos la llama puede dirigirse directamente debajo del mineral. El mineral se calienta en estas condiciones en una corriente constante de aire, y será oxidado si ello es posible. Pueden producirse óxidos en forma de gases, y bien escapan por el extremo del tubo o se condensan como sublimados sobre sus paredes. El cuadro que se da a continuación contiene una lista de elementos que producen reacciones características en tubos abiertos.

SUBLIMADOS EN TUBO ABIERTO

Elementos	Productos de oxidación		Observaciones
	Composición	Color y carácter	
S	Anhídrido sulfuroso. SO_2	El SO_2 , un gas incoloro, se desprende del extremo superior del tubo.	El gas tiene un olor penetrante e irritante. Si se coloca una tira húmeda de papel de tornasol azul en el extremo superior del tubo, se vuelve rojo, debido a la reacción ácida del ácido sulfuroso.
As	Oxido arsenioso. As_2O_3	Blanco, volátil y cristalino.	El sublimado se condensa a considerable distancia de la porción caliente en pequeños cristales octaédricos.
Sb	Oxido de antimonio. Sb_2O_3	Blanco, volátil y cristalino.	El sublimado forma un anillo blanco más próximo que el óxido de arsénico a la parte caliente del tubo. Se obtiene de compuestos de antimonio que no contengan azufre.
	Tetróxido de antimonio. Sb_2O_4	Amarillo pálido en caliente, blanco en frío. Denso, no volátil, amorfo.	El Sb_2O_4 se obtiene del sulfuro de antimonio y de los sulfantimoniuros. Se concentra principalmente en la parte inferior del tubo, y normalmente va acompañado de Sb_2O_3 .
Mo	Trióxido de molibdeno. MoO_3	Cristales amarillo pálidos a blancos; forman un reticulado cerca de la parte caliente.	Si se tocan los cristales con la llama de reducción, se vuelven azules.
Hg	Mercurio. Hg	Glóbulos metálicos, grises.	Los glóbulos pueden unirse entre sí con un trozo de papel. El calor debe ser aplicado con cuidado para asegurar una perfecta oxidación.

Nota. — Pueden obtenerse otras reacciones de algunos de los elementos arriba indicados si el mineral es calentado rápidamente o si no se establece una fuerte corriente de aire a través del tubo.

Ensayos en tubo cerrado. Frecuentemente es de gran utilidad en el ensayo de minerales un tubo pequeño de cristal, uno de cuyos extremos haya sido convenientemente cerrado. El tubo se hace de cristal blando y deberá tener una longitud de 10 cm y un diámetro interno de 3 a 1,5 mm. Pueden hacerse fácilmente dos tubos cerrados fundiendo el centro de un tubo de 20 cm de longitud y estirando. Los ensayos en tubo cerrado se emplean para determinar lo que ocurre cuando un

ENSAYOS EN TUBO CERRADO

<i>Elementos</i>	<i>Substancia</i>	<i>Color y carácter</i>	<i>Observaciones</i>
	Agua. H ₂ O	Líquido incoloro, fácilmente volátil.	Todos los minerales que contienen agua de cristalización o el radical hidróxilo, dan, al calentar moderadamente, una condensación de gotitas de agua en la parte fría del tubo. Si es pura, el agua es neutra, pero puede ser ácida por contener clorhídrico, fluorhídrico, sulfúrico u otros ácidos volátiles.
S	Azufre. S	Rojo en caliente y amarillo en frío. Volátil.	Dado solamente por el azufre nativo y aquellos sulfuros que contienen un gran porcentaje de azufre.
As	Arsénico. As	Dos anillos alrededor del tubo; uno, formado por material amorfo negro; el otro rodea al tubo cerca de la parte inferior con un material cristalino, gris plata, el «espejo de arsénico».	Producido por el arsénico nativo y algunos arseniuros.
	Sulfuros de arsénico. AsS As ₂ S ₃	Líquido rojo fuerte, en caliente; sólido amarillo rojizo, en frío.	Producido por el rejalgar, AsS, y oropimente As ₂ S ₃ y algunos sulfarseniuros.
Sb	Oxisulfuro de antimonio. Sb ₂ S ₂ O	Sublimado castaño, ligeramente rojiza cerca de la parte inferior del tubo.	Producido por el sulfuro de antimonio y algunos sulfantimoniuros.
Hg	Sulfuro de mercurio. HgS	Sublimado amorfo negro.	Este ensayo se obtiene cuando el cinabrio HgS es calentado solo.
	Mercurio. Hg	Gris, glóbulos metálicos.	El mercurio metálico se obtiene cuando se calientan el mercurio nativo o amalgamas, o cuando el cinabrio se calienta mezclado con carbonato de sodio.

COLORACIONES DE LA LLAMA

<i>Elementos</i>	<i>Color de la llama</i>	<i>Observaciones</i>
Estroncio. Sr	Carmesí.	Los minerales de estroncio que dan color de llama, dan también residuos alcalinos después de haber sido calentados.
Litio. Li	Carmesí.	Los minerales de litio que dan color de llama no dejan residuo alcalino después de haber sido calentados. (Diferencia del estroncio.)
Calcio. Ca	Anaranjado.	En la mayoría de los casos solamente se obtendrá una llama de calcio clara después de haber sido humedecida la muestra con CaH_2 .
Sodio Na.	Amarillo intenso.	Una reacción muy delicada. La llama debe ser muy fuerte y persistente para indicar la presencia del sodio como constituyente esencial en el mineral.
Bario Ba	Verde amarillento.	Los minerales que dan la llama del bario dejan también residuos alcalinos después de su calcinación.
Molibdeno. Mo	Verde amarillento.	Obtenido del óxido o sulfuro de molibdeno.
Boro. B	Verde amarillento.	Los minerales que dan la llama del boro, rara vez dejan residuos alcalinos una vez calcinados. Muchos minerales de boro darán una llama verde sola si han sido desintegrados por el ácido sulfúrico o el fundente de boro.
Cobre. Cu	Verde esmeralda.	Obtenido del óxido de cobre.
	Azul marino.	Se obtiene del cloruro de cobre. Cualquier mineral de cobre dará la llama de cloruro de cobre después de haber sido humedecido con ácido clorhídrico.
Cloro. Cl	Azul marino (llama del cloruro de cobre).	Si un mineral que contiene cloro se mezcla con óxido de cobre y se introducen en la llama, se obtendrá la llama del cloruro de cobre.
Fósforo. P	Verde azulado pálido	Un mineral de fósforo puede no dar el color de la llama hasta que no haya sido humedecido con ácido sulfúrico. No es una prueba decisiva.
Zinc. Zn	Verde azulado.	Aparecen normalmente como chispas brillantes en la llama.
Antimonio. Sb	Verde pálido.	La llama se observa mejor cuando el mineral ha sido fundido sobre carbón vegetal. El color surge alrededor de la muestra.
Plomo. Pb	Azul marino pálido.	Puede observarse la llama alrededor de la muestra cuando se funde un mineral de plomo en carbón vegetal.
Potasio. K	Violeta.	Puede que sea necesario descomponer el mineral con yeso como fundente, $\text{SO}_4\text{Ca} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, para obtener el color de la llama.

mineral se calienta en ausencia de oxígeno. Ordinariamente no se produce reacción química alguna. En el tubo cerrado, el mineral se disgregará en partes más sencillas si puede hacerlo, pero en general no ocurrirá nada excepto una posible fusión del mineral. Para realizar el ensayo se rompe el mineral en fragmentos pequeños o se reduce a polvo, colocándose en el extremo cerrado del tubo y calentándolo en la llama de un mechero Bunsen. El cuadro de la página 204 comprende una lista de elementos y la descripción general de los ensayos más importantes en tubo cerrado.

Ensayos a la llama. Ciertos elementos pueden volatilizarse cuando los minerales que los contienen son calentados intensamente, y dan así colores característicos a la llama. El color que da a la llama un mineral servirá con frecuencia como un medio importante para su identificación. Un somero ensayo a la llama se efectúa calentando un pequeño fragmento del mineral sosteniéndolo en las pinzas, pero la prueba es más definitiva cuando se introduce polvo fino del mineral en la llama de un mechero Bunsen en un alambre de platino. Algunos minerales contienen elementos que normalmente dan coloración a la llama, pero no la muestran, debido a la naturaleza no volátil de la combinación química, hasta que han sido desintegrados mediante un ácido o un fundente.

Frecuentemente el color de la llama queda enmascarado por la presencia de la coloración del sodio. Aunque un mineral pueda no contener sodio, puede estar revestido con polvo de un compuesto de sodio, siempre presente en un laboratorio, resultando así una llama amarilla. Observando la llama a través de un filtro azul, éste absorberá completamente la llama amarilla de sodio, y permitirá observar los colores característicos de la llama de los otros elementos.

Reacciones de colores con los fundentes (perlas). Ciertos elementos, cuando se disuelven en fundentes apropiados, dan un color característico a la masa fundida que se denomina *perla*. Los fundentes que se emplean más corrientemente son el bórax $B_2O_3 \cdot Na_2O \cdot 10 H_2O$, el carbonato sódico CO_3Na_2 y la sal de fósforo $PO_4HNaNH_4 \cdot 4H_2O$. La operación se realiza mejor fundiendo primeramente el fundente sobre un pequeño bucle de hilo de platino en forma de montura de lente. Para obtener mejores resultados, el bucle del alambre debe tener la forma y dimensiones que se indican en la figura 388. Después que el fundente se ha fundido sobre el hilo, se introduce en él una pequeña cantidad de polvo del mineral y se disuelve en él mediante un nuevo calentamiento.¹



Fig. 388. Alambre de platino.

¹ Los minerales metálicos deberán ser calcinados antes de introducirlos en el bucle de alambre, puesto que lo que se desea es el óxido del mineral. Es especialmente recomendable eliminar el arsénico, ya que incluso pequeñas cantidades de este elemento tornan frágil el platino y producen la rotura del hilo.

El color de la perla resultante depende de si fue obtenida en llama oxidante o reductora, y de si la perla se observa en caliente o en frío. El cuadro de la página 208 contiene los ensayos de las perlas más corrientes.

Además, el carbonato de sodio con óxido de manganeso, cuando se calienta con un poco de nitro en la llama oxidante da una perla opaca, verde en caliente y verde azulada en frío. Cuando se calienta en la llama reductora, se obtiene una perla incolora.

Corrosión. Durante los últimos treinta años se ha venido desarrollando un método para la determinación de los minerales metálicos, conocido con el nombre de *ensayos por corrosión*. El ejemplar debe haber sido pulimentado en primer lugar y se coloca sobre una montura adecuada con el fin de que la superficie pulimentada pueda observarse con el microscopio. Al ser examinados en esta forma, muchos minerales tienen un aspecto característico y pueden ser reconocidos por simple inspección. No obstante, los minerales que se parecen entre sí por la superficie pulimentada, pueden ser diferenciados mediante la corrosión de su superficie con reactivos apropiados. Este método es el que emplea especialmente el geólogo economista en el estudio de las menas minerales. La técnica ha llegado a tal punto de desarrollo y especialización que deben consultarse los libros especiales sobre la materia para tener un conocimiento adecuado de la misma.

Reacciones microquímicas. Otro método para la determinación de los elementos de los minerales consiste en observar las reacciones químicas y los productos de dichas reacciones con el microscopio. Este método microquímico está particularmente indicado para cantidades pequeñas de mineral, y de este modo tiene una ventaja definitiva sobre los otros métodos si sólo se dispone de una cantidad limitada de material. Su empleo requiere, no obstante, un microscopio petrográfico y el conocimiento de las propiedades ópticas de las sustancias cristalinas. Por consiguiente, la discusión de este método está, también, más allá del alcance de este libro, y el lector deberá consultar libros especializados sobre el particular.

REACTIVOS POR VÍA SECA

En los párrafos siguientes se da una descripción de los reactivos más importantes empleados en los ensayos de los minerales por vía seca.

Carbonato sódico, CO_3Na_2 . Es una sal blanca, empleada especialmente como fundente para descomponer minerales por fusión sobre el carbón vegetal, y en casos muy raros, como fundente en los ensayos de perla.

Bórax, $\text{B}_4\text{O}_7\text{Na}_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$. Es una sal blanca que se emplea especialmente para hacer ensayos de perlas y en raras ocasiones como fundente en carbón vegetal.

Sal microcósmica o sal de fósforo, $\text{PO}_4\text{HNaNH}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Es una sal blanca, empleada especialmente para efectuar los ensayos de perla.

Metafosfato de sodio, PO_3Na . Es una sal blanca que se emplea para hacer los ensayos del flúor.

REACCIONES COLOREADAS CON FUNDENTES (*Ensayo de perla*)

Oxidos de		Perla de bórax		Perla de sal de fósforo	
		Llama oxidante	Llama reductora	Llama oxidante	Llama reductora
Titanio. Ti	Caliente.	Amarillo pálido.	Grisáceo.	Amarillo pálido.	Amarillo.
	Frío.	Incoloro a blanco.	Pardo violeta.	Incoloro.	Violeta.
Volframio. W	Caliente.	Amarillo pálido.	Amarillo.	Amarillo pálido.	Azul socio.
	Frío.	Incoloro a blanco.	Amarillo a pardo amarillento.	Incoloro.	Azul fino.
Molibdeno. Mo	Caliente.	Amarillo pálido.	Pardo.	Verde amarillento.	Verde sucio.
	Frío.	Incoloro a blanco.	Pardo.	Incoloro.	Verde fino.
Cromo. Cr	Caliente.	Amarillo.	Verde.	Verde sucio.	Verde sucio.
	Frío.	Verde amarillento.	Verde fino.	Verde fino.	Verde fino.
Vanadio. Va	Caliente.	Amarillo.	Verde fino.	Amarillo.	Verde fino.
	Frío.	Verde amarillento casi incoloro.	Verde fino.	Amarillo.	Verde fino.
Uranio. U	Caliente.	Amarillo fuerte a rojo naranja.	Verde pálido.	Amarillo.	Verde sucio pálido.
	Frío.	Amarillo.	Gris pálido a incoloro.	Amarillo grisáceo.	Verde fino.
Hierro. Fe	Caliente.	Amarillo intenso a rojo naranja.	Verde botella.	Amarillo intenso a rojo pardusco.	Amarillo rojizo a amarillo verdoso.
	Frío.	Amarillo.	Verde botella pálido.	Amarillo a casi incoloro.	Casi incoloro.
Cobre. Cu	Caliente.	Verde pálido.	Incoloro a verde.	Verde.	Verde pardusco.
	Frío.	Verde azulado.	Rojo opaco con mucho óxido.	Azul.	Rojo opaco.
Cobalto. Co	Caliente.	Azul.	Azul.	Azul.	Azul.
	Frío.	Azul.	Azul.	Azul.	Azul.
Niquel. Ni	Caliente.	Violeta.	Gris opaco.	Rojizo a rojo pardusco.	Rojizo a rojo pardusco.
	Frío.	Rojizo castaño.	Gris opaco.	Amarillo a amarillo rojizo.	Amarillo a amarillo rojizo.
Manganeso. Mn	Caliente.	Violeta.	Incoloro.	Violeta grisáceo.	Incoloro.
	Frío.	Violeta rojizo.	Incoloro.	Violeta.	Incoloro.

Óxido cúprico, CuO . Es una sustancia negra que, en polvo, se emplea para efectuar el ensayo de la llama del cloro.

Hidróxido de potasio, KOH . Se emplea para realizar los ensayos del aluminio en presencia de hierro.

Mezcla de sulfato potásico y fluorita, conocido como fundente de boro. Es una mezcla de tres partes del primero y una del segundo. Se emplea para efectuar las pruebas del boro.

Mezcla de yoduro de potasio y azufre (fundente de bismuto). Es una mezcla por partes iguales de estos dos materiales, y se emplea en los ensayos del bismuto.

Estaño y zinc. Se emplean, en gránulos, para hacer ciertos ensayos de reducciones con solución de ácido clorhídrico.

Papeles de ensayo. El papel de tornasol es un papel de ensayo que cambia el color de azul al rojo al ser expuesto a la acción de un ácido. Se emplea mucho en los ensayos de tubo abierto para el azufre. El papel de cúrcuma amarillo es un papel que se vuelve castaño al ser expuesto a la acción de un álcali. Se emplea corrientemente para comprobar la presencia de un metal alcalino o alcalinotérreo en un mineral. El papel de tornasol rojo puede substituir al papel de cúrcuma amarillo; se vuelve azul cuando queda expuesto a la acción de un álcali.

REACTIVOS POR VÍA HÚMEDA

Los párrafos siguientes describen someramente los reactivos más importantes que se emplean en los ensayos de los minerales por vía húmeda.

Ácido clorhídrico (ácido muriático), ClH . Se emplea corrientemente para disolver minerales. Es un ácido hidrácido. El ácido concentrado se diluye para su uso ordinario en tres partes de agua.

Ácido nítrico, NO_3H . Es un fuerte disolvente y agente oxidante; se emplea corrientemente en su forma concentrada.

Ácido sulfúrico, SO_4H_2 . Se emplea con menos frecuencia que los otros dos como disolvente. Puede emplearse concentrado, pero generalmente se le diluye con cuatro partes de agua. Al diluirlo, el ácido debe añadirse al agua mejor que el agua al ácido.

Hidróxido amónico, NH_4OH . Es un álcali fuerte, empleado especialmente para neutralizar soluciones ácidas y para precipitar los hidróxidos de aluminio y férrico. Se emplea diluido en tres partes de agua.

Oxalato amónico, $\text{C}_2\text{O}_4\text{NH}_4$, y *carbonato amónico*, $\text{CO}_3(\text{NH}_4)_2$. Se les emplea especialmente en forma de soluciones acuosas para precipitar de sus soluciones los metales alcalinotérreos calcio, estroncio y bario.

Bifosfato sódico, $\text{PO}_4\text{HNa}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$. Se usa en solución acuosa para ensayar la presencia del magnesio.

Hidróxido bórico, $\text{Ba}(\text{OH})_2$. Se usa en el ensayo del bióxido de carbono.

Cloruro bórico, Cl_2Ba . Se usa en el ensayo del ácido sulfúrico.

Sulfuro sódico, $\text{SNa}_2 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$. Se usa en solución acuosa en el ensayo del zinc.

Molibdato amónico, $\text{MoO}_4(\text{NH}_4)_2$. Se usa en el ensayo del ácido fosfórico.

Nitrato de plata, NO_3Ag . Se usa en el ensayo del cloro.

Ferrocianuro potásico, $\text{Fe}(\text{CN})_6\text{K}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ y *ferricianuro potásico* $\text{Fe}_2(\text{CN})_{12}\text{K}_6$.

Se usan en soluciones diluidas en el ensayo de los iones férrico y ferroso, respectivamente.

Sulfocianuro amónico, CNSNH_4 . Se usa también en el ensayo del hierro férrico.

Nitrato de cobalto, $(\text{NO}_3)_2\text{Co}$. Se emplea en solución diluida en el ensayo con el soplete del aluminio y zinc.

Dimetilglioxima, conocido como reactivo del níquel, es un compuesto orgánico complejo que se emplea en el ensayo del níquel.

Peróxido de hidrógeno, H_2O_2 . Se usa en el ensayo del titanio.

E) ENSAYO DE LOS ELEMENTOS

En las páginas siguientes se da una descripción somera de importantes ensayos químicos y con el soplete de los elementos. Se han agrupado todos los ensayos correspondientes a un elemento dado, aunque de esta forma haya repetición de muchos de ellos. Con objeto de facilitar la referencia a esta parte del libro, los elementos se citan por orden alfabético. Los ensayos se presentan por el orden aproximado de importancia dentro de cada elemento. Una discusión más a fondo de esta parte de la Mineralogía debe buscarse necesariamente en libros de texto que traten especialmente de este tema.

Aluminio

1. **Precipitación por hidróxido amónico.** El aluminio se precipita en forma de hidróxido de aluminio $\text{Al}(\text{OH})_3$ cuando se añade a una solución ácida un exceso de hidróxido amónico. El precipitado es en copos incoloros o blancos. Precipita en las mismas condiciones que el hidróxido férrico, y teniendo en cuenta que este último tiene un color oscuro, puede pasar inadvertida una pequeña cantidad de hidróxido de aluminio en una mezcla de ambos. Para hacer un nuevo ensayo en estas condiciones, filtre el precipitado y trátase con una solución caliente de hidróxido sódico, que disuelve el hidróxido de aluminio presente, pero no afecta al hidróxido férrico. Se filtra, al filtrado se añade clorhídrico en ligero exceso y, después, se alcaliniza nuevamente con hidróxido amónico. Éste precipitará como hidróxido todo el aluminio que pueda estar presente.

2. **Ensayo con el soplete y nitrato de cobalto.** Los minerales de aluminio ligeramente coloreados e infusibles, cuando se humedecen con una gota de nitrato de cobalto y se calientan intensamente con el soplete toman un color azul oscuro. Los silicatos de zinc dan también, en condiciones parecidas, color azul.

Antimonio

1. **Aureola en carbón vegetal.** Cuando se calienta un mineral de antimonio en la llama de oxidación sobre carbón vegetal, aparece una intensa aureola blanca de óxido de antimonio a corta distancia del mineral. La aureola se volatiliza rápidamente cuando se la calienta.

2. **Ensayos en tubo abierto.** Al calentar antimonio metálico o un compuesto de este elemento en un tubo abierto, se forma un anillo de un sublimado polvoriento, blanco de óxido de antimonio, Sb_2O_3 , en las paredes internas del tubo, a corta distancia del mineral. Es un revestimiento volátil. Si el mineral contiene azufre, como ocurre generalmente, se forma un segundo revestimiento de un polvo color amarillo pálido a blanco en la parte inferior del tubo. Se trata de otro óxido de antimonio, Sb_2O_4 . No es volátil y generalmente es más estable que el primero.

3. **Aureola en bloque de yeso.** Un mineral de antimonio, pulverizado y mezclado con una mezcla de yoduro potásico y azufre, produce en la llama oxidante una aureola de color anaranjado a rojo de I_3Sb .

Arsénico

Los ensayos del arsénico varían si el mineral contiene o no oxígeno. La mayor parte de los compuestos de arsénico no son oxigenados, y en este caso sirven los ensayos 1, 2, 3 y 4. Si, por el contrario, el mineral es un compuesto oxigenado, deberá emplearse el ensayo 5.

1. **Aureola en carbón vegetal.** Cuando se calienta un mineral de arsénico en la llama oxidante sobre carbón vegetal, se produce una aureola blanca de óxido de arsénico, As_2O_3 , a cierta distancia del mineral. La aureola es muy volátil. Su aparición viene, normalmente, acompañada de un característico olor a ajos.

2. **Aureola en bloque de yeso.** Cuando se han mezclado con una mezcla de yoduro potásico y azufre, los minerales de arsénico dan origen, en la llama oxidante, a una aureola de color anaranjado amarillento de I_3As .

3. **Ensayo en tubo abierto.** Cuando un mineral que contiene arsénico se calienta cuidadosamente en el tubo abierto, se forma un anillo de sublimado cristalino blanco o incoloro de óxido de arsénico, As_2O_3 , en las paredes internas del tubo, a considerable distancia de la muestra. Es muy volátil. Cuando se examina con una lupa el revestimiento, mostrará normalmente cristales octaédricos bien formados. Si el mineral se calienta muy rápidamente, no se forma el óxido, pero en cambio el arsénico metal puede sublimarse como en el ensayo en tubo cerrado.

4. **Ensayo en tubo cerrado.** Muchos minerales de arsénico producen un sublimado de arsénico metálico en el tubo cerrado, conocido con el nombre de espejo de arsénico. Este sublimado presenta dos bandas, una negra, amorfa, superior, y otra cristalina gris plata, inferior. Si la parte inferior del tubo se rompe y se volatiliza por el calor el arsénico metálico, se obtendrá el característico olor a ajo.

5. **Ensayo del arseniato en tubo cerrado.** Cuando el arsénico aparece en un mineral en forma de arseniato, es decir, un compuesto oxigenado no sirve ninguno de los ensayos citados arriba. En este caso póngase el mineral con un poco de carbón vegetal en un tubo cerrado, y caliéntese. El carbón vegetal actuará como un agente reductor y dejará libre el arsénico metálico, que se condensará en la pared del tubo como un espejo de arsénico similar al descrito en 4.

Azufre

El azufre aparece, tanto en minerales no oxidados, cual los sulfuros, como en los que contienen oxígeno, cual los sulfatos. Estos dos tipos de compuestos de azufre requieren, en general, diferentes ensayos, pero la reacción del hepar, que se explica a continuación, sirve para ambos casos indistintamente.

PRUEBA GENERAL DEL AZUFRE

Reacción del hepar. Cuando un mineral que contiene azufre se funde en carbón vegetal con la mezcla reductora (carbonato sódico y carbón vegetal), tiene entonces lugar lo que se denomina reacción del hepar, produciendo una masa castaño oscuro característica. El carbonato sódico reacciona, produciendo sulfuro sódico soluble, tanto con los sulfuros, como con los sulfatos. Si se coloca la masa fundida con unas gotas de agua, sobre la superficie limpia de una moneda de plata, aparecen manchas castaño oscuro de sulfuro de plata. Este ensayo es muy sensible, y la fusión debe realizarse sobre un bloque de carbón vegetal nuevo, en el cual, por consiguiente, no haya sido calcinado previamente ningún sulfuro.

ENSAYOS DEL AZUFRE EN SULFUROS

1. **Ensayo en tubo abierto.** Los sulfuros al calentarlos en tubo abierto dan un gas, anhídrido sulfuroso, que escapa con la corriente de aire por el extremo superior del tubo. Su presencia puede ser detectada por su olor acre e irritante. Un trozo de papel azul de tornasol humedecido, puesto en el extremo superior del tubo, se volverá rojo, debido a la formación de ácido sulfuroso.

2. **Ensayo en tubo cerrado.** Los sulfuros que contienen un gran porcentaje de azufre (p. ej., la pirita, S_2Fe), dan azufre en tubo cerrado, que es rojo en caliente y amarillo en frío.

3. **Ensayo en carbón vegetal.** Al calcinar un sulfuro en carbón vegetal se percibe el olor del anhídrido sulfuroso.

ENSAYO DEL AZUFRE EN SULFATOS

El ensayo del azufre presente en forma de radical SO_4 , depende de si el sulfato es soluble o insoluble en los ácidos.

1. **Ensayo de un sulfato soluble.** Si el sulfato es soluble, disuélvase en ácido clorhídrico, y a la solución resultante añádese un poco de cloruro de bario. El resultado es un precipitado blanco pesado de sulfato bórico.

2. **Ensayo de un sulfato insoluble.** Véase el ensayo general del azufre arriba descrito.

Bario

1. **Color de la llama.** Los minerales de bario, excepto los silicatos de bario, dan un color verde amarillento a la llama, cuando se calientan intensamente.

2. **Precipitación como sulfato bórico.** El bario precipita como sulfato bórico, SO_4Ba , de una solución ácida por adición de ácido sulfúrico diluido. El precipitado es blanco y fino, muy insoluble, y se formará por tanto en solución muy diluida (distinguiéndose en esto del calcio y del estroncio).

3. **Reacción alcalina.** El bario es un metal alcalinotérreo. Cuando un mineral contiene bario en combinación con un ácido volátil, después de haber sido calcinado, el residuo da reacción alcalina en el papel de cúrcuma húmedo.

Berilio

El berilio es un elemento muy raro que no posee diagnóstico químico sencillo. Sus reacciones son muy similares a las del aluminio y, por lo tanto, es muy difícil separarlos.

Bismuto

1. **Ensayo en carbón vegetal.** Un mineral de bismuto, cuando se calienta con carbonato sódico en carbón vegetal con llama reductora, produce un glóbulo metálico y aureola de óxido. El metal es fácilmente fusible; es de un color gris plomo en caliente, que, al enfriarse, se cubre de una pátina de óxido. Es poco maleable; cuando se le golpea, primero se aplasta, pero después se rompe en granos pequeños. La aureola de óxido, Bi_2O_3 , es blanca con un anillo amarillo cerca del mineral. Estas reacciones del bismuto son parecidas a las del plomo; por consiguiente, es conveniente hacer lo siguiente: si el mineral de bismuto se funde sobre carbón vegetal con una mezcla de yoduro potásico y azufre, se obtiene una aureola característica y clara. El sublimado es amarillo cerca del mineral, y rojo brillante más lejos. En condiciones parecidas se obtiene con plomo una aureola amarilla.

2. **Aureola en bloque de yeso.** Cuando se mezcla con yoduro potásico y azufre y se calienta, dará una aureola de color chocolate, rojo por debajo. Si se trata esta aureola con vapor de amoníaco, se vuelve amarillo naranja y después roja.

Boro

Ensayo a la llama. Algunos minerales de boro dan una llama verde-amarillenta. Sin embargo, muchos de ellos dan un color a la llama sólo una vez humedecidos con ácido sulfúrico, o cuando su polvo se mezcla con sulfato potásico ácido y mezcla de fluorita. Se ponen entonces, en un hilo de platino, en la llama de un mechero Bunsen. Cuando la mezcla funde, se obtiene una llama momentánea muy clara.

Calcio

1. **Precipitación como oxalato o carbonato cálcicos.** El calcio precipita rápida y completamente en soluciones alcalinas como oxalato, C_2O_4Ca , o carbonato, CO_3Ca , por la adición de oxalato amónico $C_2O_4(NH_4)_2$ o carbonato amónico, $CO_3(NH_4)_2$. Ambos precipitados son blancos y finos.

2. **Ensayo a la llama.** Cuando el calcio aparece en un mineral en estado tal que puede volatilizarse por el calor, dará una llama de color anaranjado característica. Frecuentemente, el mineral ha de humedecerse con ácido clorhídrico antes de ser calentado. La llama no deberá confundirse con la más persistente y de color carmín del estroncio o del litio.

3. **Reacción alcalina.** El calcio es un metal alcalinotérreo; por consiguiente, si un mineral contiene calcio en combinación con un ácido volátil, una vez calcinado, su residuo dará reacción alcalina sobre un trozo de papel de cúrcuma humedecido.

4. **Precipitación como sulfato cálcico.** El calcio es precipitado de una solución clorhídrica como sulfato, añadiendo un poco de ácido sulfúrico diluido. El precipitado es soluble en agua y, por lo tanto, no se formará en una solución diluida (distinguiéndose así del bario y del estroncio).

Carbono

En los minerales, el carbono se presenta especialmente en forma del radical CO_3 en los carbonatos.

Prueba del anhídrido carbónico con un ácido. Cuando se tratan con un ácido fuerte, el clorhídrico, todos los carbonatos se disuelven con efervescencia de anhídrido carbónico, CO_2 . Con algunos carbonatos (p. ej., la dolomita $(CO_3)_2CaMg$, el ácido debe calentarse para iniciar la reacción, y con otros (p. ej., la cerusita, CO_3Pb), la formación de un cloruro insoluble paraliza rápidamente la reacción. La efervescencia continuará con ácido nítrico. El gas CO_2 es incoloro e inodoro. No mantiene una combustión, como se demuestra acercando una cerilla encendida al tubo de ensayo que lo contenga. Es más pesado que el aire y puede decantarse del tubo de ensayo en el cual ha sido producido a otro en el cual haya una solución

de hidróxido de bario. Agitando el gas en la solución, el anhídrido carbónico reacciona con el hidróxido de bario para formar un precipitado blanco de carbonato de bario, CO_3Ba . Se trata de un ensayo muy sensible y se debe tener mucho cuidado para evitar tomar CO_2 del aire.

Cloro

1. **Precipitación como cloruro de plata.** El cloro es precipitado de una solución diluida acidificada con nítrico, por la adición de una pequeña cantidad de nitrato de plata NO_3Ag , formándose cloruro de plata, ClAg . La prueba es muy sensible siendo suficiente trazas de cloro para que la solución aparezca lechosa. Cuando el cloro está presente en gran cantidad, el precipitado es grueso y blanco, pero se oscurece al ser expuesto a la acción de la luz. Es soluble en hidróxido amónico. Los elementos, rarísimos por cierto, bromo y yodo, dan reacciones similares, precipitando bromuro de plata, BrAg y yoduro de plata, IAg .

2. **Ensayo a la llama.** La presencia del cloro puede detectarse en un mineral obteniendo la llama azul de cloruro de cobre. Se disuelve en una perla de metafosfato sódico una pequeña cantidad de óxido de cobre, CuO . El mineral que contenga cloro es introducido entonces en la perla y se obtiene la llama azul del cloruro de cobre.

Cobalto

Ensayo de la perla. Un mineral de cobalto fundido con bórax o sal de fósforo da un color azul oscuro característico. El ensayo es muy sensible.

Cobre

1. **Ensayo de la llama.** Los compuestos oxigenados de cobre cuando se introducen en la llama, le dan un color verde vivo debido al óxido de cobre volátil. Humedecido el mineral con ácido clorhídrico y calentado a la llama, se obtiene un color azul intenso, matizado de verde. Si el mineral es un sulfuro, deberá tostarse en la llama oxidante antes de humedecerlo con el ácido.

2. **Solución azul con hidróxido amónico.** Si una solución ácida que contenga cobre se alcaliniza con hidróxido amónico, tomará un color azul intenso.

3. **Reducción sobre carbón vegetal.** Cuando se mezcla una pequeña cantidad de mineral de cobre con la mezcla reductora (partes iguales de carbonato sódico y carbón vegetal), se coloca sobre carbón vegetal y se la calienta intensamente en la llama reductora, se forman glóbulos metálicos del cobre difícilmente fusibles y brillantes en caliente, pero pierden el brillo al enfriarse por cubrirse con una capa de óxido. Son maleables y presentan el color rojo característico del cobre. Los sulfuros de cobre deben ser tostados en la llama oxidante para eliminar el azufre, antes de mezclarlo con el fundente.

Columbio

El columbio es un elemento muy raro, asociado normalmente al tántalo en ciertos óxidos.

Ensayo de reducción con estaño. El mejor ensayo del columbio es fundir polvo del mineral con carbonato sódico. La masa resultante se disuelve en unos centímetros cúbicos de ácido clorhídrico diluido y entonces se añaden unos granos de estaño metálico. La solución se hace hervir y el hidrógeno, que queda por la acción del ácido sobre el estaño, hace de agente reductor. El resultado es la formación de un compuesto de columbio que es de color azul oscuro. Este color pasa a castaño al continuar hirviendo, y desaparece al añadir agua. Esta reacción lo distingue del volframio.

Cromo

Ensayo de la perla. El cromo se determina generalmente por el color de las perlas. La perla de sal de fósforo, cuando se funde en la llama oxidante, es de color verde fino. Esta perla de cromo es característica.

Estaño

1. **Ensayo de reducción con ácido clorhídrico.** Pongamos fragmentos de un mineral de estaño y zinc metálico en ácido clorhídrico diluido y caliéntese. El hidrógeno que se libera por la acción del ácido sobre el zinc, reduce la superficie del mineral de estaño y los fragmentos aparecen con pátina de estaño metálico.

2. **Reducción a glóbulo metálico.** Mézclase una pequeña cantidad del mineral finamente pulverizado, con cinco o seis partes de mezcla reductora (carbonato sódico y carbón vegetal) y fúndase intensamente sobre el carbón vegetal. Se formarán pequeños glóbulos brillantes de estaño metálico, que se cubren con un revestimiento de óxido al enfriarse. Sobre el carbón vegetal se forma también una aureola blanca de óxido de estaño, difícilmente volátil. Si el glóbulo de estaño es tratado con un poco de ácido nítrico concentrado, se convierte en un polvo blanco, el ácido metaestánnico.

Estroncio

1. **Ensayo de la llama.** Los compuestos de estroncio comunican a la llama un color carmesí fuerte y persistente. La única llama similar a ésta es la del litio. El estroncio puede distinguirse, sin lugar a dudas, del litio por los siguientes ensayos.

2. **Reacción alcalina.** Cuando un mineral es una combinación de estroncio con un ácido volátil, dará, una vez calcinado, un residuo con reacción alcalina al papel de cúrcuma húmedo.

3. **Precipitación como sulfato de estroncio.** El estroncio es precipitado como sulfato de estroncio, SO_4Sr , cuando se añade un poco de ácido sulfúrico diluido a una solución medianamente diluida del mineral. El precipitado es algo soluble y no se forma en soluciones muy diluidas (lo que le distingue del calcio y del bario).

Flúor

Ensayo por corrosión. El ensayo más corriente del flúor consiste en convertirlo en ácido fluorhídrico, observando la corrosión que produzca sobre vidrio. Se cubre con parafina un vidrio de reloj u otra pieza cualquiera de vidrio, quitando el revestimiento en ciertos lugares. Sobre este vidrio se coloca el mineral reducido a polvo, con unas gotas de ácido sulfúrico concentrado. Si se trata de un fluoruro soluble, la acción del ácido liberará el ácido fluorhídrico, que a su vez grabará el cristal donde no esté protegido por la parafina. La acción debe continuar durante unos minutos. Al limpiar el cristal, los sitios grabados serán bien visibles.

Una modificación del ensayo arriba indicado consiste en emplear un tipo de tubo cerrado que se conoce con el nombre de tubo de ampolla. Dicho tubo puede fabricarse fácilmente calentando el extremo de un tubo cerrado ordinario en una llama muy caliente hasta que el cristal se haga lo suficientemente blando para que, por soplado, se forme una ampolla. Es preferible emplear vidrio duro, pero con el mechero Bunsen puede que no se obtenga calor suficiente para soplarlo, y entonces estamos obligados a usar vidrio blando. Se introduce una mezcla de polvo del mineral, bisulfato potásico y vidrio, dentro de la ampolla del tubo y se calienta en la llama del mechero Bunsen. El bisulfato potásico descompone el mineral, libera el ácido fluorhídrico FH, que ataca el vidrio, y forma un gas, el tetrafluoruro de silicio, SiF_4 . Cuando este gas asciende por el tubo, se combina con la humedad del mismo y con el agua formada en la reacción, dando origen a ácido hidrotfluosilícico, SiF_6H_2 , y sílice, SiO_2 . La sílice forma un anillo blanco en el tubo, pero es volátil en presencia de aquél ácido. Si se rompe la parte inferior del tubo y se disuelve el ácido sumergiendo el tubo poco a poco en agua, se observa, al secar el tubo, que la sílice ya no es volátil. Este revestimiento de sílice es una prueba de la acción del ácido fluorhídrico en la parte inferior del tubo y, por lo tanto, de la presencia de flúor en el mineral.

Fósforo

1. **Precipitación con molibdato amónico.** En los minerales, el fósforo se presenta en el radical PO_4 de los fosfatos. Su mejor ensayo consiste en obtener una solución diluida del mineral en ácido nítrico, y se vierten unos cuantos centímetros cúbicos de esta solución a un exceso de molibdato amónico. Se formará

un precipitado amarillo canario de fosfomolibdato amónico. Al principio, el precipitado se forma lentamente y aparece mejor calentando.

2. **Ensayo a la llama.** Muchos fosfatos dan un color verde azulado a la llama. Este color se obtiene mejor cuando el mineral ha sido previamente humedecido con unas gotas de ácido sulfúrico concentrado.

Hidrógeno

Ensayo en tubo cerrado. El hidrógeno existe en los minerales como agua de cristalización (p. ej., el yeso, $\text{SO}_4\text{Ca} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), o como hidróxilos [p. ej., la alunita, $(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6\text{KAl}_3$]. En cualquier forma, su presencia puede ser determinada calentando un fragmento del mineral en un tubo cerrado y observando el agua que se condensa sobre las paredes frías del tubo. El agua de cristalización se desprende con más facilidad que el agua de hidroxilo, pero la prueba se logra fácilmente en cualquier caso. Algunos minerales se desintegran al calentarlos en tubo cerrado, de forma que el ácido que se desprende puede confundirse con el agua. El agua da entonces una reacción ácida con papel de tornasol, tal como ocurre con la alunita. El yeso, por el contrario, da agua neutra.

Hierro

1. **Prueba de magnetismo.** Todo mineral que contenga una cantidad suficiente de hierro para clasificarlo como mineral de hierro, se hace rápidamente magnético al calentarlo con la llama reductora. Se empleará un fragmento relativamente pequeño y, una vez enfriado, se efectúa el ensayo con un electroimán.

2. **Precipitación con hidróxido amónico.** El hierro férrico es precipitado completa y rápidamente de una solución ácida en forma de hidróxido férrico, $\text{Fe}(\text{OH})_3$, añadiendo un exceso de hidróxido amónico. Es un precipitado en copos, color pardo rojizo. Si existe alguna duda sobre el estado de oxidación del hierro en la solución original deberán añadirse una cuantas gotas de ácido nítrico, calentando la solución al objeto de tener la certeza de que el hierro es férrico.

3. **Ensayo con cianuro para hierro férrico y ferroso.** Ocasionalmente, puede ser importante determinar si el hierro en un mineral está presente en forma ferrosa o férrica. Esto solamente puede hacerse cuando el mineral es soluble en un ácido no oxigenado, tal como clorhídrico, y si no es un sulfuro. Si se cumplen estas condiciones, tómense dos partes de la solución. A una de ellas, se le añaden unas gotas de solución diluida de ferricianuro potásico, y si la solución contiene hierro ferroso, se formará un precipitado de color azul oscuro. Si, por el contrario, contiene solamente hierro férrico, no habrá precipitado, sino solamente un oscurecimiento del color de la solución. A la segunda porción de la solución se le añaden unas gotas de solución diluida de ferrocianuro potásico, y si está presente el hierro férrico se formará un precipitado de color azul oscuro, parecido al obte-

nido en el ensayo anterior. Pero si la solución contuviera solamente hierro ferroso, se formaría un precipitado azul claro. El precipitado característico de color azul oscuro debe contener ambos tipos de iones de hierro y se formará solamente cuando se añade el cianuro que contiene el ion que falte en la solución.

El sulfocianuro potásico o amónico se usa también en los ensayos de ion férrico. Unas cuantas gotas de cualquiera de estos dos reactivos producirán un color rojo oscuro. Estos ensayos son muy sensibles y se producen aunque existan sólo trazas de hierro. No deben emplearse nunca para determinar la presencia de hierro en un mineral, sino solamente para diferenciar el hierro ferroso del férrico.

Litio

Ensayo de la llama. El litio es un elemento muy raro que se distingue por el color carmesí fuerte y persistente de su llama. Cuando se trata de silicatos, es mejor mezclarlos con yeso en polvo antes de efectuar el ensayo de color de la llama. La llama es muy similar a la del estroncio, pero la muestra no da reacción alcalina una vez calcinada.

Magnesio

Precipitación como fosfato de magnesio y amonio. El único ensayo corriente del magnesio es precipitarlo en la forma de fosfato de magnesio y amonio, $\text{PO}_4\text{NH}_4\text{Mg}$, añadiéndole bifosfato sódico $\text{HPO}_4\text{Na}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, a una solución amoniacal fuerte. El precipitado se forma, normalmente, poco a poco, es de color blanco y frecuentemente de aspecto granuloso. Cuando se trata de una prueba definitiva, es necesario tomar precauciones. Como la precipitación se hace en una solución amoniacal, todo precipitado formado por un exceso de hidróxido amónico debe ser primeramente filtrado. Antes del hidróxido amónico, se deben añadir unas cuantas gotas de ácido nítrico con el fin de cerciorarse de que todo el hierro de la solución se encuentra en estado férrico; debe añadirse también una pequeña cantidad de cloruro amónico con el fin de prevenir la precipitación anticipada del magnesio. Antes de realizar el ensayo final, deben eliminarse todos los elementos que, como el calcio, estroncio y bario son precipitados en solución amónica, por medio del oxalato amónico. En cualquier caso deberá probarse su presencia antes de añadir el bifosfato sódico, ya que, si están presentes, precipitarían junto al magnesio.

Manganeso

Ensayo de la perla. a) El manganeso da con carbonato sódico, al calentarlo en la llama oxidante, una perla de color verde azulado característico. Para

asegurar la oxidación se añade un poco de nitrato potásico NO_3K . La perla no es transparente en frío.

b) Con el bórax y con llama oxidante el manganeso da una perla de color púrpura o amatista, que se hace incolora al calentarla en la llama reductora. La perla es transparente en frío.

Ambas pruebas son muy específicas.

Mercurio

1. **Ensayo en tubo cerrado.** El mineral en polvo se mezcla bien con carbonato sódico seco y se introduce en un tubo cerrado, calentándolo a continuación. El carbonato sódico descompone el mineral y libera el mercurio metálico, que se volatiliza y se condensa en la parte superior del tubo.

2. **Ensayo en tubo abierto.** Cuando un mineral de mercurio es calentado lentamente en tubo abierto de tal forma que se produzca una oxidación completa, se condensan en la parte superior fría del tubo gotas de mercurio metálico.

3. **Precipitación sobre cobre.** Hiérvase el mineral pulverizado en ácido clorhídrico con pirolusita en polvo, MnO_2 . El cloro desprendido por la reacción del ácido con el bióxido de manganeso servirá para disolver el mineral de mercurio. Si se introduce en esta solución una cinta limpia de cobre (una moneda de cobre que se haya limpiado con ácido nítrico) se cubrirá por un revestimiento fino de mercurio metálico.

El principal y único mineral corriente de mercurio es el cinabrio, SHg ; para las pruebas químicas y físicas de este mineral véase la página 268.

Molibdeno

Los ensayos del molibdeno son diferentes si el compuesto es o no oxigenado. Para los minerales que no contienen oxígeno, principalmente en la molibdenita, S_2Mo , deben emplearse los ensayos 1, 2 y 3; en el caso de minerales con oxígeno, el ensayo 4 es el adecuado.

1. **Prueba sobre yeso.** Si un mineral de molibdeno se calienta sobre un bloque de yeso, se forma aureola blanca de MoO_3 . Si este revestimiento se toca por la llama reductora, se vuelve de un color ultramarino intenso. Bajo la muestra, se formará una mancha roja de otro óxido, MoO_2 .

2. **Ensayo del yoduro.** Cuando se calienta un mineral de molibdeno en un bloque de yeso con una mezcla de yoduro potásico y azufre, se forma una aureola azul intenso.

3. **Ensayo en tubo abierto.** Cuando el mineral de molibdeno se calienta en tubo abierto, se forma cerca de la muestra un conjunto de cristales de MoO_3 . Si el tubo se rompe en las proximidades de la muestra y los cristales se tocan con la llama reductora, se vuelven de color azul.

4. **Ensayo de la perla.** Los compuestos oxigenados de molibdeno con la sal de fósforo dan en la llama reductora una perla verde; en la llama oxidante, perla de color verde amarillo en caliente y casi incolora en frío.

Níquel

1. **Precipitación de níquel con dimetigloxima.** Disuélvase el mineral en ácido nítrico y neutralícese con hidróxido amónico y fíltrese si es necesario. Añádase un poco de una solución de dimetigloxima (reactivo de níquel) y aparecerá un precipitado cristalino escarlata. Esta es una prueba muy sensible.

2. **Ensayo de la perla de bórax.** Los compuestos de níquel dan perla de bórax parda en la llama oxidante. Si la perla se calienta en la llama reductora cierto tiempo, se convertirá en gris opaca, debido a la separación del níquel metálico. El color del níquel está enmascarado muchas veces por el azul intenso del cobalto, el cual está asociado frecuentemente con el níquel en los minerales. En este caso, deberá emplearse el ensayo 1.

3. **Con la solución amoniacaal.** Una solución de níquel relativamente ácida, a la que se ha añadido un exceso de hidróxido amónico, toma un color azul pálido. El ensayo no deberá confundirse con el ensayo similar, pero más fuerte, del cobre.

Oro

Reducción a metal en carbón vegetal. Si el oro aparece en la forma de un telururo, puede fácilmente ser reducido a un glóbulo metálico calentándolo en carbón vegetal sin ayuda de fundente. El glóbulo resultante es blando, amarillo y brillante. Es muy maleable y puede ser transformado en una hoja fina por percusión. Acompaña a dicha reacción la aureola de teluro en el carbón vegetal. Una vez se tiene el glóbulo, si se trata de oro nativo, no existe prueba sencilla, química o de soplete, para analizar la presencia del oro. Normalmente sus características físicas son suficientes para identificarlo.

Oxígeno

Aunque el oxígeno es uno de los elementos más comunes en los minerales, su presencia se determina indirectamente, ensayando los diferentes radicales que contienen oxígeno. Pueden hacerse los siguientes ensayos con unos cuantos óxidos que tienen exceso de oxígeno:

1. **Ensayo en tubo cerrado.** El óxido, reducido a polvo, se coloca en un tubo cerrado con una pequeña cantidad de carbón vegetal justamente encima de él. El tubo se calienta y si existe oxígeno libre el carbón se pondrá, primero, brillante, y, después, arderá con luz brillante. Se debe tener en cuenta que sólo los pocos óxidos que contienen exceso de oxígeno darán esta prueba.

2. **Obtención de cloro.** Los óxidos que contienen exceso de oxígeno, cuando son atacados por el ácido clorhídrico, dan cloro gaseoso.

Plata

1. **Precipitación como cloruro de plata.** Si a una disolución de un mineral de plata en ácido nítrico se añaden unas cuantas gotas de ácido clorhídrico, se forma un precipitado gelatinoso blanco de cloruro de plata, ClAg . El ensayo es muy sensible, y si existen tan sólo vestigios de plata en la solución, su presencia se denota inmediatamente por una coloración blanco lechosa. Al principio, el precipitado es blanco, pero al ser expuesto a la luz, se va oscureciendo. Es soluble en hidróxido amónico. Ocurre con frecuencia que cuando un mineral de plata es tratado con ácido nítrico se produce inmediatamente un precipitado, que puede ser ácido metantimónico, sulfato de plomo, etc., y deberá filtrarse antes de hacer el ensayo de la plata.

2. **Reducción del metal en el carbón vegetal.** La plata puede ser reducida frecuentemente a un glóbulo metálico calentando el mineral en polvo sobre el carbón vegetal mezclado con carbonato sódico. El glóbulo resultante es brillante, tanto en caliente como en frío. Es maleable. No se forma aureola alguna en el carbón vegetal. Este ensayo de la plata se complica frecuentemente en el mineral por la presencia de plomo, arsénico o antimonio. Normalmente, el mineral debe ser cuidadosamente calcinado en carbón vegetal con la llama oxidante antes de realizar su reducción, con el fin de eliminar el arsénico y antimonio; de lo contrario, el resultado sería un glóbulo frágil.

Plomo

1. **Ensayo en carbón vegetal.** Todo mineral de plomo, pulverizado y mezclado con carbonato sódico, produce un glóbulo metálico al calentarlo en carbón vegetal con llama reductora. El glóbulo es de un color plomo brillante en caliente, pero al enfriarse se cubre con una pátina opaca de óxido. Es muy maleable y puede convertirse en hojas finas por percusión. Se formará también la aureola de óxido de plomo, PbO , cuyo color varía entre el amarillo, próximo a la masa fundida, y el blanco, lejos de ella. Se obtendrá mejor si se lleva el glóbulo de plomo a un trozo fresco de carbón vegetal y se calienta en la llama oxidante.

2. **Prueba del yoduro.** Cuando el mineral de plomo se mezcla con yoduro potásico y azufre, y se calienta, bien sea sobre carbón vegetal o sobre yeso, se produce una aureola amarillo de cromo.

3. **Prueba con los ácidos.** Por regla general, los minerales de plomo son atacados muy lentamente por los ácidos. El ácido nítrico diluido es el mejor disolvente utilizable. Si se añaden a la solución nítrica unas cuantas gotas de ácido clorhídrico o sulfúrico se formará un precipitado blanco de cloruro de plomo

Cl_2Pb y sulfato de plomo, SO_4Pb , respectivamente. El sulfato es completamente insoluble.

Silicio

El silicio forma el elemento ácido en un gran grupo de minerales: los silicatos. Algunos son fácilmente solubles en los ácidos, pero la mayor parte de ellos son completamente insolubles. Los ensayos a emplear difieren, por tanto, ligeramente en ambos casos.

1. **Ensayo de un silicato soluble.** Si el silicato es soluble, se deberá reducir a polvo y disolverlo después en ácido clorhídrico hirviendo. Cuando esta solución se haya evaporado, se obtiene un material parecido a la jalea, justamente antes de que se haya desecado la muestra. Esta sílice coloidal, que así se llama, es un ácido silícico. Si se continúa evaporando, se deshidrata y queda convertida en una sustancia insoluble y arenosa que tendrá la composición del anhídrido silícico SiO_2 . Entonces se añade una pequeña cantidad de ácido clorhídrico y nítrico concentrados. Las bases se disuelven, pero la sílice queda formando un residuo, demostrándose así la presencia del silicio en el mineral.

2. **Ensayos de un silicato insoluble.** Un silicato insoluble deberá ser previamente descompuesto por fusión con carbonato de sodio, antes de ser tratado con un ácido. Hágase una mezcla de una parte de mineral en polvo y tres partes de carbonato sódico y fúndase totalmente con un soplete en un bucle de hilo de platino. Es mejor hacer dos o tres perlas como la anterior. La fusión descompone el silicato y deja la masa resultante completamente soluble en los ácidos. Las perlas se reducen a polvo y se disuelven en ácido nítrico en ebullición. La evaporación se lleva a cabo tal como se explica en el ensayo 1, y se obtiene también sílice coloidal.

3. **Ensayo con la sal de perla de fósforo.** Calentando el polvo de un silicato con una sal de fósforo, las bases se disuelven y queda la sílice presente formando un esqueleto translúcido e insoluble.

Sodio

1. **Ensayo de la llama.** Los compuestos de sodio dan a la llama un color amarillo persistente y fuerte. La prueba es muy sensible y debe emplearse con cuidado, ya que sólo vestigios de sodio pueden dar una llama clara distinta. Si el mineral contiene sodio en una cantidad apreciable, dará una llama intensa y continua.

2. **Reacción alcalina.** Los compuestos del sodio con ácidos volátiles, producen, por calcinación, un residuo que da reacción alcalina sobre un papel de tornasol húmedo.

Tántalo

No existe ningún ensayo sencillo para el tántalo. No obstante, normalmente está asociado con el columbio.

Teluro

1. **Ensayo en carbón vegetal.** Al calentar un mineral que contiene teluro en carbón vegetal se forma una aureola blanco de TeO_2 , que se parece algo al óxido de antimonio. Es volátil, y cuando es tocada con la llama reductora, comunica a la llama un color verdoso pálido.

2. **Ensayo en bloque de yeso.** Los minerales de teluro al ser calentados en un bloque de yeso, dan una aureola castaño púrpura.

3. **Ensayo con ácido sulfúrico.** Al calentar un telururo en ácido sulfúrico concentrado, toma la solución un color carmesí. El color desaparece si se calienta mucho el ácido, o si, después de haberse enfriado, es diluido con agua.

Titanio

1. **Ensayo con peróxido de hidrógeno.** Fúndase el mineral con carbonato sódico, disuélvase en cantidades iguales de ácido sulfúrico y agua. Cuando la solución está fría, dilúyase y añádanse unas gotas de peróxido de hidrógeno. La solución tomará un color amarillo de ámbar.

2. **Reducción en ácido clorhídrico.** Una solución clorhídrica de mineral de titanio, relativamente concentrada, toma color violeta pálido cuando se hierve con unos cuantos granos de estaño metálico. El hidrógeno liberado por la acción del ácido sobre el estaño hace de agente reductor y forma el Cl_2Ti , coloreando la solución. El color no es muy fuerte, y la solución debe ser evaporada casi hasta desecación, con objeto de verlo distintamente. Muchos minerales de titanio son insolubles en el ácido clorhídrico, y deben ser antes cuidadosamente fundidos con carbonato sódico, con objeto de convertir el titanio en forma soluble.

Uranio

Ensayo de la perla. El color verde amarillento que comunica a la perla de sal de fósforo en la llama oxidante es característico del uranio. Tanto esta perla como la de bórax, son fluorescentes con luz ultravioleta.

Vanadio

1. **Ensayos de la perla.** El mejor reconocimiento del vanadio es por medio de perlas. El color ámbar de la perla de sal de fósforo en la llama oxidante es el más característico.

2. **Ensayo con peróxido de hidrógeno.** Si a una solución ácida de un vanadato se le añade un poco de peróxido de hidrógeno, la solución tomará un color pardo rojizo debido a la presencia de ácido pervanádico.

Wolframio

Reducción en ácido clorhídrico. Los minerales de wolframio son insolubles y deben, por tanto, ser triturados y fundidos con carbonato sódico. Cuando se han hecho solubles de esta forma y se disuelven en ácido clorhídrico, se produce un precipitado amarillo de óxido de wolframio WO_3 . Añádanse unos cuantos gramos de estaño metálico o zinc, hiérvase. El hidrógeno queda libre por la acción del ácido sobre el metal y sirve como un agente reductor que convierte el precipitado amarillo de WO_3 en azul, mezcla de los dos óxidos WO_3 y WO_2 . Si continúa la reducción el óxido se convierte totalmente en WO y su color, entonces, es castaño. Es un ensayo similar al del columbio, pero se distingue de éste en que el color azul del wolframio no desaparece al diluirse la solución; y además se vuelve castaño si continúa la reducción.

Zinc

1. **Aureola en carbón vegetal.** El zinc metálico se obtiene fácilmente de sus minerales fundiéndolos con la mezcla reductora en carbón vegetal. Pero, teniendo en cuenta que el metal se volatiliza a una temperatura considerablemente más baja que la de la llama del soplete, no puede formarse glóbulo metálico alguno. Por lo tanto, todo el zinc metálico se volatiliza y al encontrar el oxígeno del aire que lo rodea, se convierte en óxido de ZnO , que se deposita sobre el carbón vegetal como aureola no volátil, de color amarillo en caliente y blanco en frío. La aureola aparece muy cerca de la muestra. Puede obtenerse frecuentemente de manera más clara fundiéndolo en un hilo de platino sostenido a medio centímetro de la superficie de un bloque de carbón vegetal, dirigiendo la llama del soplete de tal forma que la aureola de óxido se deposite sobre el carbón vegetal detrás de la perla. Si la aureola se humedece con unas gotas de nitrato de cobalto y se calienta después intensamente con la llama del soplete, se convierte en verde oscura.

2. **Color de la llama.** Un fragmento de mineral de zinc, mantenido con unas pinzas en la llama reductora, comunica a ésta un color característico. Esto es debido a que el zinc metálico que se volatiliza arde en la llama. La llama tiene un color azul verdoso pálido, surcado por trazos luminosos.

3. **Precipitación como sulfuro de zinc.** El mineral de zinc se disuelve en ácido clorhídrico y se le añaden unas gotas de ácido nítrico para oxidar el que pudiera haber. La solución se neutraliza con amoníaco, y el hierro y el aluminio, si están presentes, precipitan y por consiguiente, quedan eliminados de la solución. Se añade al filtrado sulfuro sódico $SNa_2 \cdot 9H_2O$, y un precipitado blanco, SZn .

indica la presencia del zinc. Se obtiene mejor resultado si la solución, a la cual se añade el sulfuro sódico, no tiene un exceso grande de hidróxido amónico.

Zirconio

Ensayo con papel de cúrcuma. Se funde el mineral de zirconio con carbonato sódico y se disuelve en ácido clorhídrico. El papel de cúrcuma humedecido con esta solución ácida que contiene zirconio, tomará un color naranja. El cambio de color del papel no es una prueba definitiva, y normalmente es mejor comparar el color obtenido con el color del papel humedecido sólo con ácido clorhídrico.

Orden de ensayos en los análisis al soplete

Una vez que el estudiante se ha familiarizado algo con los minerales, no es difícil seleccionar uno o dos ensayos claves para el ejemplar en estudio. Sin embargo, el principiante se encuentra siempre algo perdido ante la elección de la marcha que debe seguir. Por esto damos a continuación un esquema que no dudamos ha de ayudarle en su estudio.

I. Minerales metálicos.

A) Calíentese un fragmento del mineral en carbón vegetal. Obsérvese la aureola, si existe, y véase si el mineral es completamente volátil o deja un residuo.

1. Si aparece aureola en el carbón vegetal, empléense los ensayos en tubo cerrado y abierto.

2. Si queda un residuo, ensáyese con:

a) CIH para el cobre.

b) El electroimán para el hierro.

c) Fundentes para el color de la perla.

d) Mezcla reductora para obtener el metal.

B) Si no se ha obtenido nada definitivo con A, empléense los ensayos especiales de los elementos raros, como el tungsteno, titanio, estaño, etc.

II. Minerales no metálicos.

A) Calíentese un fragmento del mineral en las pinzas y obsérvese la fusión y el color de la llama. Véase si el residuo da reacción alcalina.

1. Si es infusible, hágase el ensayo del nitrato de cobalto para el aluminio.

2. Si funde fácilmente en carbón vegetal, hágase la prueba del metal correspondiente.

B) Ensáyese en un tubo cerrado para buscar el agua.

C) Ensáyese la solubilidad en ácido clorhídrico del mineral finamente pulverizado.

1. Si es soluble, hiérvase hasta desecación y disuélvase nuevamente con ácido nítrico y clorhídrico y para ensayar la sílice.

a) Si el mineral es un silicato, hágase el análisis de las bases, según se describe a continuación, en III.

b) Si no es un silicato, ensáyese en la solución los ácidos y bases.

2. Si es insoluble, disgregar el mineral con carbonato sódico y procédase como antes.

D) Si no se obtienen resultados satisfactorios con los ensayos descritos arriba, pruébense los especiales para los elementos raros.

III. Análisis de los silicatos.

La presencia de sílice, manganeso, aluminio, hierro, calcio, magnesio y sodio puede ser determinada empleando el siguiente esquema analítico:

A) Empleando el yeso como fundente se determina la presencia de potasio y sodio por el ensayo de la llama.

B) Disgregar el mineral, fundiéndolo con carbonato sódico con un poco de salitre, NO_3Na , para buscar la presencia del manganeso.

C) Disuélvase la masa fundida (B) o el mineral (si es soluble) en ácido clorhídrico y hiérvese hasta desecación. Se obtendrá sílice gelatinosa.

1. Humedézcase la masa seca, una vez fría, con unas cuantas gotas de clorhídrico y nítrico concentrados y hiérvese con un poco de agua. El residuo blanco en el tubo de ensayo comprueba la presencia de la sílice.

2. Se filtra la solución y se añade hidróxido amónico al filtrado. Un precipitado blanco indicará el aluminio, y rojo, el hierro. En este último caso el aluminio puede estar también presente (véase c).

a) Se filtra y se añade al filtrado oxalato amónico; un precipitado blanco indicará el calcio. El estroncio y el bario se precipitan también de esta forma.

b) Si hay precipitado de calcio, se filtra; si no, se añade directamente fosfato sódico. El precipitado indica magnesio.

c) Si el hidróxido amónico da precipitado rojo, separarlo del filtro y pasarlo a un tubo de ensayo con un poco de agua; añadir un trozo pequeño de hidróxido de potasio, hervir y filtrar. Si hay aluminio presente, se disolverá y se encontrará en el filtrado; acidificar éste con ácido clorhídrico y añadir después hidróxido amónico para obtener un precipitado de alúmina.

5. MINERALOGÍA DESCRIPTIVA

INTRODUCCIÓN

En las páginas siguientes se encuentra la descripción de unos 200 minerales. Se trata de un número relativamente pequeño, si se compara con los 1500 que han sido descritos y reconocidos por los mineralogistas como especies *bona fide*. Esta lista de 200 minerales incluye los minerales corrientes y los de mayor importancia económica. Se citan también el nombre de algunos minerales que no se describen, así como su composición química.

En la descripción de cada individuo se han considerado primeramente las propiedades cristalográficas, químicas y físicas, y luego aquellos factores y ensayos que ayudan en el reconocimiento del mineral y distinguirlo así de los demás. También se describen someramente su forma de yacimiento y las asociaciones características. Se mencionan las localidades donde el mineral se encuentra en cantidad o calidad notable. Aquellos minerales que se encuentran en gran abundancia en todo el mundo, se citan principalmente en localidades americanas y españolas. En los que poseen un valor económico grande se cita también su empleo industrial. Cuando es posible, se da la etimología del mineral. Cerrando ciertas descripciones hay un epígrafe, «Especies similares»; la similitud de las especies en relación con el mineral cuya descripción se ha dado, puede basarse tanto en su composición química como en su estructura cristalina. Por consiguiente, los nombres de dichos minerales no están necesariamente en el lugar que les correspondería si se incluyese en este libro la descripción de los mismos.

En la descripción de los minerales se siguen los siguientes epígrafes y orden:

Cristalografía.	Ensayos.	Empleo.
Estructura.	Diagnóstico.	Etimología.
Propiedades físicas.	Alteración.	Especies similares.
Composición.	Yacimiento.	

La clasificación de los minerales empleada en este libro¹ se basa en la composición química y comprende las siguientes clases:

1. **Elementos.** Cerca de veinte elementos en forma no combinada se en-

¹ La clasificación seguida en este libro está basada en la seguida en las siguientes obras:

A. C. Palache, H. Berman, C. Frondel. *Dana's System of Mineralogy*, 7.ª edición, Vol. I (1944), Vol. II (1952). John Wiley e hijos. Nueva York. Exposición crítica de todos los minerales excepto los silicatos.

J. Strunz. *Mineralogische Tabellen*, 3.ª edición, Akademische Verlags, Leipzig, 1957. Lista y clasificación a base cristaloquímica de todos los minerales, con breve resumen de propiedades.

cuentran como minerales, y de ellos se dice que aparecen en estado nativo. Ejemplo, el *oro*, Au.

2. **Sulfuros.** Esta clase está formada por las combinaciones de los metales con el azufre, selenio o telurio. La mayoría de menas metálicas pertenecen a esta clase. Ejemplo, la *galena*, SPb.

3. **Sulfosales.** Minerales compuestos por plomo, cobre o plata en combinación con azufre y antimonio, arsénico o bismuto. Ejemplo, la *enargita*, S_4AsCu_3 .

4. **Óxidos.** a) *Óxidos simples y múltiples.* Los minerales de este grupo contienen un metal combinado con el oxígeno. Ejemplo: la *hematites*, Fe_2O_3 .

b) *Hidróxidos.* En esta clase están incluidos los óxidos metálicos que contienen agua o el hidroxilo (OH) como radical importante. Ejemplo: *brucita*, $Mg(OH)_2$.

5. **Haluros.** Esta clase comprende los cloruros, fluoruros, bromuros y yoduros naturales. Ejemplo, la *fluorita*, F_2Ca .

6. **Carbonatos.** Esta clase comprende los minerales cuya fórmula incluye el radical carbonato, CO_3 . Ejemplo, la *calcita*, CO_3Ca .

7. **Nitratos.** Esta clase incluye minerales que pueden ser considerados como sales del ácido nítrico y contienen el radical NO_3 . Ejemplo, el *salitre*, NO_3K .

8. **Boratos.** Los boratos contienen el grupo BO_3 . Ejemplo, el *bórax*, $Na_2B_4O_7 \cdot 10H_2O$.

9. **Fosfatos.** En esta clase están incluidos los minerales cuyas fórmulas tienen el radical fosfato PO_4 . Ejemplo, el *apatito*, $(PO_4)_3(Cl,F)Ca_3$.

10. **Sulfatos.** Forman parte de este grupo los minerales cuyas fórmulas incluyen el radical sulfato SO_4 . Ejemplo, la *barita*, SO_4Ba .

11. **Tungstatos.** La fórmula de los pocos minerales que están incluidos en esta clase contiene el radical WO_4 . Ejemplo, la *scheelita*, WO_4Ca .

12. **Silicatos.** Los silicatos forman el grupo químico más importante entre los minerales. Contienen varios elementos, siendo frecuentes el sodio, potasio, calcio, magnesio, aluminio y hierro, en combinación con el silicio y oxígeno, formando frecuentemente estructuras químicas muy complejas. Su estudio con los rayos X ha demostrado que la unidad fundamental de la estructura, común a todos los silicatos, es un átomo de silicio unido a cuatro átomos de oxígeno dispuestos alrededor de él, como en los vértices de un tetraedro. Las diferentes formas de unión de estos tetraedros de oxígeno-silicio en la estructura del cristal, da lugar a los diversos tipos de silicatos.

Las clases arriba indicadas se subdividen en *familias basándose* en los tipos químicos, y la familia a su vez se divide en *grupos*, que muestran una gran similitud cristalográfica y estructural. Un grupo está formado por *especies*, que pueden formar *series* entre sí, y, finalmente, una especie puede tener diversas *variedades*. En cada una de las clases, los minerales se citan ordenados según el mayor porcentaje de metal sobre el no metal. El número de minerales que se describen

en este libro es tan pequeño, que frecuentemente se cita tan sólo uno de los miembros de un grupo o familia, y de este modo es imposible seguir siempre la sistemática rigurosa.

Como introducción a cada una de las clases químicas se hacen algunas observaciones preliminares referente a su cristalografía, que no son completas pero que sirven de base para comprender las razones de las similitudes y diferencias entre los miembros de la clase.

ELEMENTOS NATIVOS

Con excepción de los gases libres en la atmósfera, solamente unos veinte elementos se encuentran en estado nativo. Estos elementos pueden dividirse en: 1) metales; 2) semimetales; 3) no metales. Los metales nativos más corrientes forman tres grupos isoestructurales: el *grupo del oro*, que comprende oro, plata, cobre y plomo; el *grupo del platino*, que comprende platino, iridio y osmio, y el *grupo del hierro*, que comprende hierro y ferróniquel. Se han encontrado también mercurio, tántalo, estaño y zinc. Los semimetales nativos forman dos grupos isoestructurales: arsénico, antimonio y bismuto, que cristalizan en la clase hexagonal escalenoédrica y los menos frecuentes selenio y telurio, que lo hacen en la clase trigonal trapezoédrica. Los no metales importantes son: carbono, en forma de diamante y grafito, y el azufre.

Metales nativos

Es propio que en la *Mineralogía descriptiva* comience con el estudio del grupo del oro porque los conocimientos que tiene el hombre acerca de las propiedades y utilidad de los metales procede del descubrimiento casual de pepitas y masas de estos minerales. En muchas de las civilizaciones primitivas relativamente avanzadas en el empleo de los metales estuvo limitado al que encontraron en estado nativo.

Los elementos del grupo del oro pertenecen a la misma familia de la clasificación periódica de los elementos y, por lo tanto, sus átomos tienen propiedades químicas algo semejantes y todos son lo suficientemente inertes como para encontrarse en estado de libertad en la Naturaleza. Cuando no están combinados con otros elementos, los átomos de estos metales están formando estructuras cristalinas con enlace metálico que es bastante débil. Los minerales son isoestructurales, con redes cúbicas centradas en las caras, con átomos idénticos en coordinación 12 (fig. 389).

Las propiedades similares de este grupo dependen de su estructura común: todos son más bien blandos, maleables, dúctiles y sectiles. Todos son buenos conductores del calor y de la electricidad, tienen brillo metálico y fractura astillosa, con puntos de fusión más bien bajos. Todos son cúbicos hexaquisoctaédricos y

tienen densidades muy elevadas. Estas propiedades son consecuencia del empaquetamiento muy apretado, llamado *empaquetamiento cúbico compacto*.

Las propiedades que diferencian unos de otros a los minerales de este grupo, dependen de los átomos de los distintos elementos y así el amarillo del oro, el rojo del cobre y el blanco de la plata, son propiedades atómicas. Los pesos espe-

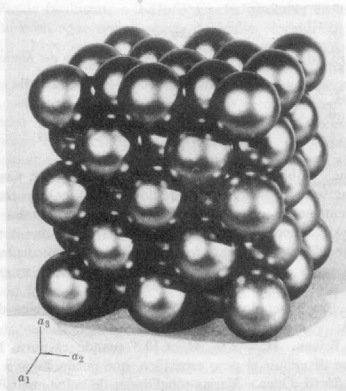


Fig. 389. Cobre. Cu. Modelo de empaquetamiento. La fotografía muestra los átomos de cobre en coordinación 12 (empaquetamiento cúbico compacto) dispuestos en una red cúbica de caras centradas. La plata, cloro y otros muchos metales tienen esta estructura.

cíficos dependen igualmente de las propiedades atómicas y están en proporción aproximada con los pesos atómicos.

Los miembros de este grupo son isoestructurales y el factor dominante que regula la solución sólida entre ellos, es el radio atómico. Así, por ejemplo, el oro y la plata que tienen el mismo radio atómico (1,44 Å) presentan mutua y completa solubilidad al estado sólido pero, por lo general, sólo contienen pequeñas cantidades de cobre (radio atómico 1,28 Å). Inversamente, el cobre nativo sólo contiene trazas de oro y plata en solución sólida.

Los miembros del grupo del platino, de los cuales aquí sólo se trata de este metal, son más duros y tienen puntos de fusión más elevados que los del grupo del oro. La estructura del platino es similar a la del oro. Los cristales de los metales del grupo del hierro, si bien son cúbicos, su red es cúbica centrada en el

interior, en la cual, cada átomo está en contacto con otros ocho, siendo su estructura análoga, por lo tanto, a la del cloruro de cesio (fig. 376). Tanto el hierro como el níquel tienen de radio atómico 1,24 Å y, por lo tanto, es corriente que el níquel sustituya parcialmente al hierro. El mineral níquel-hierro es especialmente característico de los siderometeoritos y se cree constituye gran parte del núcleo de la Tierra.

METALES NATIVOS

Grupo del oro		Grupo del platino		Grupo del hierro	
Oro	Au	Platino	Pt	Hierro	Fe
Plata	Ag				
Cobre	Cu				

ORO—Au

Cristalografía. Cúbico, hexaquisoctaédrico. Los cristales son corrientemente octaédricos; pocas veces presentan caras de dodecaedro, cubo o trapezoedro {113} (fig. 390). Frecuentemente, en grupos arborescentes con cristales alargados en la dirección del eje de simetría ternaria, o aplastados según una cara del octaedro. Los cristales irregulares adquieren formas filiformes, reticuladas y dendríticas (fig. 391). Raras veces en cristales; normalmente, en placas irregulares, escamas o masas.

Estructura. Empaquetado cúbico, esto es, una red cúbica de caras centradas. $a_0 = 4,07 \text{ \AA}$.

Propiedades físicas. $H. = 2 \frac{1}{2}$. $G. = 19,3$ cuando es puro. La presencia de otros metales hace disminuir el peso específico, que puede llegar a bajar hasta 15. Muy maleable y dúctil. Opaco. Varias tonalidades de color amarillo, dependiendo de su pureza; hácese más pálido al aumentar el porcentaje de plata presente.



Fig. 390 Oro deformado.

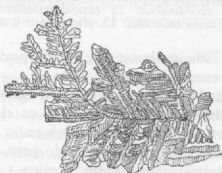


Fig. 391. Oro dendrítico

Composición. Oro. Entre el oro y la plata existe una serie completa de soluciones sólidas y la mayor parte del oro contiene plata. El oro de California contiene de 10 a 13 por ciento de plata y cuando este último elemento está en

proporción mayor del 20 %, la aleación es llamada *electrón*. Puede haber presentes pequeñas cantidades de cobre y hierro, así como trazas de bismuto, estaño, cinc y metales del grupo del platino. La pureza o ley del oro se expresa en partes por 1000; la mayor parte del oro nativo contiene un 10 %, aproximadamente, de otros metales y, por lo tanto, su ley es 900.

Ensayos. Funde fácilmente a 3 (1063° C). Es insoluble en los ácidos ordinarios, pero es soluble en agua regia (mezcla de ácidos clorhídrico y nítrico).

Diagnóstico. El oro se distingue de otros sulfuros amarillos (particularmente la piritita y la calcopiritita) y de las pajuclas amarillas de mica alterada, por su maleabilidad, su insolubilidad en el ácido nítrico y gran peso específico.

Yacimiento. Aunque el oro es un elemento raro, aparece en la naturaleza diseminado en pequeñas cantidades. Se le halla corrientemente en filones que tienen relación genética con rocas ígneas de tipo silíceo. En algunos lugares se le ha encontrado íntimamente asociado a las rocas ígneas, como en el complejo ígneo de Bushveld, en el Transvaal, África del Sur. Gran parte aparece como metal nativo; el telurio y posiblemente el selenio son los únicos elementos que se le combinan en la naturaleza.

La principal fuente de oro son los llamados filones hidrotermales de cuarzo y oro, donde, junto con la piritita y otros sulfuros, el oro fue depositado por soluciones minerales ascendentes que los contenían. El oro fue simplemente mezclado mecánicamente con los sulfuros, y no en forma de combinación química alguna. En la superficie terrestre y cerca de ella, los sulfuros que contienen oro normalmente están oxidados, dejándolo libre y haciendo así su extracción muy fácil. Dichas menas se denominan libres (*free-milling*), debido a que su contenido en oro puede ser recuperado por amalgamación con el mercurio. La mena, finamente molida, se lava en bandejas de cobre revestidas de mercurio. Cuando hay sulfuros presentes, no puede beneficiarse todo el oro por amalgamación, debiéndose emplear entonces los procedimientos de cianuración o de cloración. En la cianuración, la mena, finamente molida, se trata con una solución de cianuro potásico o sódico, para formar un cianuro soluble. El oro se beneficia entonces por precipitación con zinc o por electrólisis. La cloración deja el oro en una forma soluble, tratando con cloro la mena tostada y finamente triturada. En la mayoría de las venas, el oro está tan finamente dividido, y distribuido de forma tan uniforme, que su presencia no puede ser detectada por simple inspección. Por los procedimientos químicos de extracción de oro, menas que contienen menos de medio gramo por tonelada pueden ser beneficiadas con buen provecho.

Los filones que contienen oro, sometidos a la acción del tiempo y meteorizados, liberan el oro que, o bien queda en el manto del suelo, o es arrastrado a los arroyos vecinos. En el suelo se produce una concentración residual, mientras que en los arroyos se originan los placeres. Debido a su gran peso específico, el oro se separa mecánicamente de los materiales más ligeros de las tierras y gravas del lecho de la corriente. En estas condiciones, tiene lugar una concentración en las

irregularidades del piso de la corriente de agua, formándose un lavadero natural de oro o *placer*. El oro se encuentra entonces en forma de granos redondos o aplastados, las *pepitas*. Finas pajuelas de oro pueden ser arrastradas a gran distancia por las corrientes. El oro de los placeres puede ser recuperado cogiendo las arenas con la mano y separando por lavado todo menos el concentrado pesado, del cual se separa fácilmente el oro. Para operar en gran escala se emplea el lavadero. La arena que contiene oro es lavada en lavaderos mecánicos donde el oro queda detenido por unas barras cruzadas o rebordes, y es amalgamado con mercurio situado detrás de aquéllas para este propósito. La minería hidráulica se emplea para mover grandes cantidades de gravas mediante lavaderos. Muchos placeres se explotan actualmente con dragas, algunas de las cuales son gigantes y pueden extraer el oro de miles de metros cúbicos de grava por día. Algunas dragas pueden operar con gran provecho con gravas que contienen un porcentaje no mayor de 1 dólar de oro por metro cúbico. Algunos depósitos de oro aluvial fueron cubiertos por coladas de lava y reservados así como placeres enterrados. Muchos de los placeres de oro de California provienen de tales depósitos, y ahora quedan sobre las colinas entre los valles, debido a los cambios en la altura y nueva distribución del drenaje.

Los estados y territorios productores de oro más importantes en los Estados Unidos, según la cantidad de oro producida actualmente, son: California, Dakota del Sur, Utah, Colorado, Nevada, Arizona y Montana. California ha sido el estado que ha ido en cabeza en la producción del oro desde que fue descubierto en 1848. Los distritos productores de oro más importantes de California son el de Mother Lode, una serie de filones de cuarzo y oro que se extienden a lo largo de la vertiente occidental de Sierra Nevada, en los condados de Amador, Calaveras, Eldorado, Tuolumne y Mariposa. Casi la mitad del oro de California proviene de placeres trabajados la mayor parte de ellos por dragado. La mayoría del mineral beneficiado en Alaska proviene también de placeres. La mina de oro más grande de los Estados Unidos es actualmente la de Homestake Mine, en Lead, Dakota del Sur.

Cerca del 40 % de la producción mundial de oro proviene de Witwatersrand, «The Rand», cerca de Johannesburgo, en el Transvaal, África del Sur. El oro está esparcido en un conglomerado de cuarzo en capas profundamente inclinadas, las cuales se extienden unos 100 km en dirección Este-Oeste. La producción de la U.R.S.S. se estima, aproximadamente, en unas 200 toneladas métricas de oro por año, ligeramente superior a la mitad de la producción de la Unión Sudafricana, aunque no se dispone de cifras exactas. Gran parte de este oro proviene de placeres de Siberia y de las minas de la vertiente oriental de los Urales. Otros países productores de oro son: Australia, en particular Kalgoorlie (principalmente telururos), Bendigo y Ballarat; Canadá, notablemente el distrito de Porcupine, en el Ontario oriental, y Klondike, en el territorio de Yukon, islas Filipinas, Méjico, Japón e India.

En España no existen yacimientos importantes de oro. Antiguamente se beneficiaron las arenas auríferas del Darro, Miño, Sil y otros ríos españoles.

Empleo. El principal empleo del oro está en la moneda y en la joyería. Solamente una pequeña parte se emplea con fines dentales, panes de oro y otros propósitos industriales de menor importancia.

PLATA — Ag

Cristalografía. Cúbico, hexaquisoctaédrico. Comúnmente en cristales mal formados y en grupos ramosos, arborescentes y reticulados. Se le encuentra normalmente en masas irregulares, placas y escamas; a veces granudo o en finos alambres.

Estructura. Isomorfo del oro, $a_0 = 4,09 \text{ \AA}$.

Propiedades físicas. $H. = 2\frac{1}{4}$ -3, $G. = 10,5$, en ejemplares puros, 10-12 en los impurificados. Fractura astillosa. Maleable y dúctil. Brillo metálico. Color y raya blanco de plata; frecuentemente, con pátina castaño o grisnegro.

Composición. Plata, frecuentemente contiene en aleación mercurio, cobre y oro; en casos menos frecuentes, platino, antimonio y bismuto. La *amalgama* es una solución sólida de plata y mercurio.

Ensayos. Funde a $2 (960,5^\circ \text{C})$, formando un glóbulo brillante. No se forma aureola de óxido sobre el carbón vegetal. Soluble en ácido nítrico; da, al añadirsele ácido clorhídrico, un precipitado blanco cuajoso de cloruro de plata, que se vuelve negro al ser expuesto a la luz. Se deposita de sus soluciones sobre una plancha de cobre limpia.

Diagnóstico. La plata puede distinguirse de otros minerales de aspecto similar por su naturaleza maleable, su color en superficie fresca y su gran peso específico.

Yacimiento. La plata nativa está extensamente distribuida en pequeñas cantidades, principalmente en la zona de oxidación de los depósitos de minerales. Los grandes depósitos de plata natural son probablemente el resultado de una deposición primaria de plata de soluciones hidrotermales. Hay tres tipos: la plata natural con sulfuros y otros minerales de plata; con minerales de cobalto y níquel y con uraninita.

Las minas de Kongsberg, Noruega, explotadas durante centenares de años, han producido magníficas muestras de alambre de plata cristalizada. Otras antiguas minas de plata famosas son las de Friburgo y Schneeberg, en Sajonia. La plata nativa se encuentra también en Bohemia, Alsacia, Siberia, Nueva Gales del Sur, Broken Hills y Méjico.

En los Estados Unidos la plata nativa se encuentra junto al cobre en las minas de cobre del lago Superior; en Montana, en Butte, y la mina de Elborn, condado de Jefferson; en Idaho, en la mina de Poorman, distrito de Silver City; en Colorado, en Aspen; y en Arizona, en la mina de Silver King. En el Canadá

se ha encontrado en gran abundancia en Cobalt, Ontario (de allí se extrajo una losa con un peso de unos 800 kg); en el distrito de Thunder Bay, en la ribera norte del lago Superior, en Silver Islet; asociada con uraninita, en el Great Bear Lake, Territorios del Noroeste.

En España se encuentra en cantidad en Hiendelaencina, Guadalajara, Horcajo, Ciudad Real, y Las Herrerías, Almería.

Empleo. Como mena de plata, aunque la mayor parte de la producción mundial de plata proviene de otros minerales. La plata se emplea para ornamento, moneda y plateado. Se la emplea para formar aleaciones con el cobre. La moneda de plata corriente en los Estados Unidos contiene una parte de cobre y nueve de plata.

COBRE — Cu

Cristalografía. Cúbica; hexaquisoctaédrica. Comúnmente, con caras del tetraquishexaedro (fig. 392), también cubo, dodecaedro y octaedro. Los cristales, normalmente mal formados y en ramas o grupos arborescentes (figs. 393 y 394). Generalmente, en masas, placas y escamas irregulares. En formas torcidas y en alambre,

Estructura. Isomorfo del oro. $a_0 = 3,61 \text{ \AA}$.

Propiedades físicas. $H. = 2 \frac{1}{2}$ -3. $G. = 8,9$. Muy dúctil y maleable. Fractura astillosa. Color rojo cobre en su superficie fresca, normalmente oscuro con brillo apagado por su pátina.

Composición. Cobre; contiene generalmente pequeñas cantidades de plata, bismuto, mercurio, arsénico y antimonio.

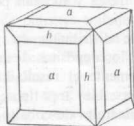


Fig. 392. Cristal de cobre.

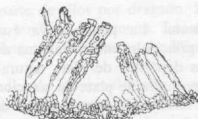


Fig. 393. Cobre dendrítico.

Ensayos. Funde a 3 (1083° C), formando un glóbulo que aparece cubierto con una pátina de óxido al enfriarse. Se disuelve rápidamente en ácido nítrico y la solución se colorea de azul fuerte al añadirse un exceso de hidróxido amónico.

Diagnóstico. El cobre nativo puede reconocerse por su color rojo en superficie reciente, su fractura astillosa, su gran peso específico y maleabilidad.

Yacimiento. El cobre nativo está extensamente presente en venas de cobre, pero normalmente en pequeñas cantidades. Frecuentemente se le encuentra en la

zona de oxidación de los depósitos de cobre junto a cuprita, malaquita y azurita.

Los depósitos de cobre nativo más importantes en el mundo se hallan en la península de Keweenaw, al noroeste de Michigan, en la orilla sudeste del lago

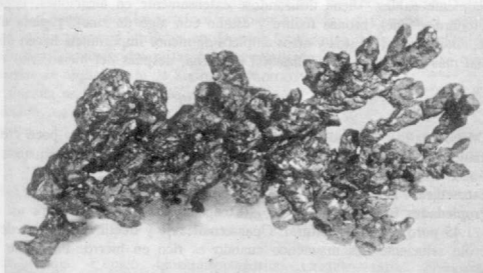


Fig. 394. Cobre nativo, Keweenaw, Michigan.

Superior. La región está ocupada por una serie de coladas de rocas ígneas interestratificadas con conglomerados. Toda la serie buza hacia el Norte. El cobre se encuentra en filones que cortan esta serie de rocas, en la zona amigdaloides de las rocas ígneas y como material de cementación en el conglomerado. Este último tipo ha suministrado los depósitos más importantes, algunos de los cuales han sido explotados en más de un kilómetro de profundidad. No solamente el cobre actúa como cemento para unir el conglomerado, sino que frecuentemente ha penetrado más de 30 cm en las guijas de la roca. Está asociado a minerales tales como la epidota, datolita, calcita y varias zeolitas. Las minas fueron explotadas superficialmente por los indios, y lo han sido activamente desde mediados del siglo XIX. La mayor parte del cobre del distrito aparece en trozos irregulares muy pequeños, aunque se han encontrado grandes masas; en 1857 se descubrió una que pesaba 420 toneladas.

Yacimientos esporádicos de cobre, similares al del distrito del lago Superior, han sido hallados en las áreas de arenisca de la parte oriental de los Estados Unidos, especialmente en Nueva Jersey, y en la morrena glacial, que cubre una área similar en Connecticut. En Bolivia, Corocoro, al sudoeste de la Paz, existe también un importante yacimiento en arenisca. El cobre natural aparece asociado en cantidades pequeñas a las menas oxidadas de cobre en Arizona, Nuevo México y la parte norte de México.

Cobre nativo se ha encontrado en España en Linares, Jaén y en el distrito minero de Río Tinto, aunque siempre en pequeñas cantidades.

Empleo. Una mena secundaria de cobre. Los sulfuros de cobre son hoy en día la principal mena del metal. Se emplea principalmente para usos eléctricos, especialmente cables. Viene utilizándose extensamente en aleaciones, tales como latón (cobre y zinc), bronce (cobre y estaño con algo de zinc), y plata alemana (cobre, zinc y níquel). Estos y otros empleos de menor importancia hacen del cobre el metal más esencial en la civilización moderna, después del hierro.

PLATINO — Pt

Cristalografía. Cúbico hexaquisoctaédrico. Los cristales son poco frecuentes y normalmente están deformados. Se encuentra, por lo general, en pequeños granos y escamas. En masas irregulares y pepitas de gran tamaño.

Estructura. Empaquetado cúbico y, por tanto, isomorfo del oro, $a_0 = 3,9 \text{ \AA}$.

Propiedades físicas. H. = $4-4 \frac{1}{2}$ (excepcionalmente grande para un metal). G. = 21,45 puro; 14 a 19, natural. Opaco, maleable y dúctil. Color gris de acero, con brillo reluciente. Es magnético cuando es rico en hierro. Punto de fusión, 1755° .

Composición. Platino, normalmente contiene en aleación diversos porcentajes de hierro y pequeñas cantidades de iridio, osmio, rodio y paladio; también cobre, oro y níquel.

Ensayos. Infusible. Inatacable por los reactivos ordinarios; soluble sólo en agua regia caliente.

Diagnóstico. Queda determinado por su gran peso específico, su maleabilidad, infusibilidad e insolubilidad.

Yacimiento. El platino es un mineral muy raro, que aparece casi exclusivamente en su estado nativo; solamente se conoce un compuesto natural muy raro, la esperrillita, PtAs_2 . La mayor parte del platino puede relacionarse genéticamente con rocas ultrabásicas, especialmente dunitas. Cuando está *in situ*, aparece asociado con olivino, cromita y magnetita. Los depósitos más productivos son placeres, que normalmente están próximos a las rocas ígneas que contienen platino.

El platino fue descubierto por primera vez en los Estados Unidos de Colombia, América del Sur. Se trajo a Europa en 1735, donde recibió el nombre de *platina*, de la palabra española plata, debido a su parecido con ella. Todavía se producen en Colombia pequeñas cantidades de platino procedentes de placeres en dos distritos cerca de la costa del Pacífico. En 1822, el platino fue descubierto también en placeres en el río Tura superior, en la vertiente oriental de los montes Urales, U.R.S.S. Desde entonces, la mayor parte de la producción mundial de platino proviene de los placeres de este distrito, cuyos centros mineros rodean la ciudad de Nizhne Tagil. Los placeres empiezan ahora a agotarse, y se están realizando esfuerzos para beneficiar el platino de la roca misma. El distrito de Rusten-

burg, de la Unión Sudafricana, produce una considerable cantidad de platino. En mas pequeñas cantidades se ha obtenido también en Borneo, Nueva Gales del Sur, Nueva Zelanda, Brasil, Perú y Madagascar.

En los Estados Unidos se han recuperado pequeñas cantidades de platino de las arenas auríferas de Carolina del Norte y de los placeres de arena negra en California y Oregón. Alaska produce también algo. En el Canadá el platino se encuentra en los placeres auríferos en diversas localidades, pero en cantidades que resultan insignificantes comparadas con las relativamente grandes que se obtienen de las menas de níquel-cobre de Sudbury, Ontario.

En España se ha encontrado en las arenas del Darro, Granada y, en formación primaria, en la serranía de Ronda, en dunitas.

Empleo. El empleo del platino depende principalmente de su naturaleza refractaria y gran dureza. Se emplea para aparatos químicos, equipo eléctrico y joyería, y como agente catalítico en la fabricación de ácido sulfúrico; es empleado también por los odontólogos, así como en instrumental médico y pirometría.

Hierro — Fe

Cristalografía. Cúbico, hexaquisoctaédrico. Cristales raros. *Terrestre:* en nódulos y masas grandes; *meteorico:* en placas grandes y masas laminares, frecuentemente presentan un dibujo octaédrico al ser atacada una superficie pulimentada; *artificial:* en cristales octaédricos, raras veces cúbico, y crecimientos dendríticos.

Estructura. A temperatura elevada, empaquetado cúbico con $a_0 = 3,6 \text{ \AA}$. A temperatura ambiente, tiene estructura cúbica centrada en el interior.

Propiedades físicas. Exfoliación cúbica $\{010\}$ imperfecta. **H.** = 4 $\frac{1}{2}$. **G.** % 7,3 a 7,9. Fractura astillosa, maleable. Opaco. Brillo metálico. Color gris acero a negro. Fuertemente magnético.

Composición. Hierro, siempre con algo de níquel y frecuentemente con pequeñas cantidades de cobalto, cobre, manganeso, azufre, carbono. El mineral níquel-hierro contiene alrededor de 76 % de níquel.

Ensayos. Infusible. Soluble en ácido clorhídrico. Precipita hidróxido férrico rojo de la solución ácida por el hidróxido amónico.

Diagnóstico. El hierro puede reconocerse por su fuerte magnetismo, su maleabilidad y la pátina de óxido que normalmente cubre su superficie.

Yacimiento. Aparece como hierro terrestre y en meteoritos. El hierro terrestre está considerado como constituyente magmático primario o un producto secundario formado por la reducción de los compuestos de hierro por el carbón asimilado en la roca. La localidad más importante está situada en la costa oeste de Groenlandia, donde se hallan fragmentos incluidos en el basalto. Se sabe que, en 1819, lo utilizaban los nativos, pero no se descubrió hasta 1870. El hierro terrestre ha sido hallado en otras localidades con una asociación similar.

El hierro meteórico, con un 5 a 15 % de níquel, forma la casi totalidad de la masa de los meteoritos de hierro y es característico el dibujo hexagonal de las superficies pulimentadas que han sido corroídas. El hierro se encuentra diseminado en los litosideritos en forma de granos pequeños. Los meteoritos se reconocen normalmente por su superficie fundida y picada y por una pátina negra de óxido de hierro.

Semimetales nativos

Los semimetales nativos forman un grupo isoestructural con propiedades similares. Pertenecen a la clase hexagonal escalenoédrica y tienen buena exfoliación basal. Son bastante frágiles y mucho peores conductores del calor y de la electricidad que los metales nativos. Estas propiedades indican un tipo de enlace intermedio entre el metálico y el covalente; por lo tanto, es más fuerte y más direccional en sus propiedades, que da lugar a una simetría inferior. La estructura puede ser imaginada como un tipo modificado de coordinación 6, en la cual cada átomo está

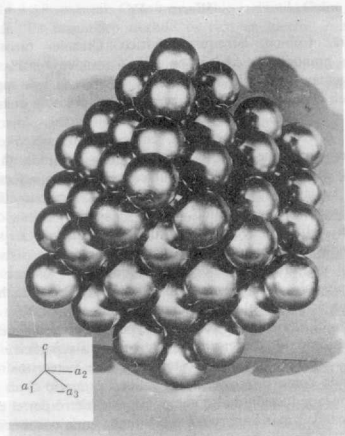


Fig. 395. Bismuto, Bi. Modelo de empaquetamiento. El modelo muestra la naturaleza estratificada de la estructura, resultado del hecho de que cada átomo está algo más cerca de tres de sus vecinos que de los otros tres.

ligado a tres de sus vecinos con más fuerza que a los otros tres (fig. 395) Resulta así formada la estructura por hojas de átomos fuertemente ligadas a una de las hojas adyacentes y débilmente ligada a la otra. Las hojas son paralelas a la base y la débil ligazón entre las series de hojas dobles dan lugar a la exfoliación.

Además del arsénico y bismuto, también se encuentra el antimonio nativo, pero es menos frecuente.

SEMIMETALES NATIVOS

Arsénico	As	Bismuto	Bi
----------	----	---------	----

Arsénico — As

Cristalografía. Hexagonal-*R*; escalenoédrico. Cristales raros pseudocúbicos. Generalmente, en masas granudas, reniformes y estalactíticas.

Estructura. El arsénico, el antimonio y el bismuto constituyen una serie isoestructural, cuya disposición se basa en la existencia de hojas alabeadas de los átomos correspondientes. Celda elemental romboédrica, $a_0 = 4,15 \text{ \AA}$, $\alpha = 53^\circ 49'$.

Propiedades físicas. Exfoliación basal perfecta {0001}. **H.** = 3 $\frac{1}{2}$. **G.** = 5,7. Brillo casi metálico en superficie reciente. Color de blanco-estaño en fractura reciente, que se torna gris oscuro al ser expuesto al aire. Raya gris. Quebradizo.

Composición. Arsénico, frecuentemente con antimonio y trazas de hierro, plata, oro y bismuto.

Ensayos. Volátil sin fusión. Con el soplete sobre el carbón vegetal, da una aureola blanca volátil de óxido arsenioso y olor a ajo. En el tubo abierto da un depósito cristalino volátil de óxido arsenioso. En el tubo cerrado da espejo de arsénico.

Yacimiento. El arsénico es una especie mineral rara que se encuentra en filones en las rocas cristalinas, asociado a la plata, cobalto o menas de níquel. Se ha encontrado en las minas de plata de Freiberg, Sajonia; en Andreasberg, en los montes del Harz; en Bohemia, Rumania, Alsacia. Encontrado en los Estados Unidos, diseminado.

En España se ha encontrado en los criaderos de mercurio de Pola, Lena y Mieres.

Empleo. Mena muy secundaria del arsénico (véase arsenopirita, pág. 278).

Etimología. El nombre arsénico deriva de una palabra griega que significa masculino, como consecuencia de la creencia de que los minerales eran de sexos distintos. El término arsénico fue dado en un principio al sulfuro de arsénico debido a sus potentes propiedades.

Especies similares. Allemontita, AsSb, compuesto intermedio de arsénico y antimonio.

Bismuto -- Bi

Cristalografía. Hexagonal-*R*; escalenoédrico. Son raros los cristales bien formados. Normalmente laminados y gránulos; pueden ser reticulados o arborescentes. Cristales artificiales pseudocúbicos {0112}.

Estructura. Como el arsénico. Celda elemental romboédrica, $a_0 = 4,74 \text{ \AA}$, $\alpha = 57^\circ 14'$.

Propiedades físicas. Exfoliación basal perfecta {0001}. **H.** = 2-2 1/2. **G.** = 9,8. Sectil. Frágil. Brillo metálico. Color blanco de plata con un marcado tono rojizo. Raya blanca de plata, brillante.

Composición. Bismuto. Puede tener pequeñas cantidades de arsénico, azufre, telurio, antimonio.

Ensayos. Funde a 1 (271° C). Con el soplete sobre carbón vegetal da un glóbulo metálico y una aureola amarilla blanca de óxido de bismuto. El glóbulo es algo maleable, pero no puede ser batido hasta convertirlo en una hoja tan fina como la del plomo. Mezclado con yoduro potásico y azufre y calentado en carbón vegetal, da aureola amarillo brillante a roja y en las mismas condiciones sobre bloque de yeso da un sublimado de color chocolate-marrón con base roja.

Diagnóstico. El bismuto se reconoce especialmente por su naturaleza laminada, su color plata rojizo, su exfoliación perfecta y su sectilidad.

Yacimiento. El bismuto es un mineral relativamente raro y aparece normalmente en unión con menas de plata, cobalto, níquel, plomo y estaño. Ha sido encontrado en las venas de plata de Sajonia; en Noruega y Suecia, Cromwall, Inglaterra. Se han encontrado también importantes depósitos en Australia, pero los depósitos más productivos están en Bolivia. Se encuentra en pequeños filones asociado con minerales de plata y cobalto en Cobalt, Ontario, Canadá. En los Estados Unidos nunca se ha encontrado con importancia.

En España es un mineral muy raro, y sólo se ha encontrado en la provincia de Córdoba.

Empleo. Principalmente mena de bismuto. Con el plomo, estaño y cadmio forma aleaciones de bajo punto de fusión, que son empleadas para fusibles eléctricos y tapones de seguridad para los sistemas rociadores de agua. El 75 % aproximadamente del bismuto producido se utiliza en Medicina y Cosmética. El nitrato de bismuto es relativamente opaco a los rayos X y es ingerido cuando se quiere obtener radiografías del aparato digestivo.

Etimología. Su etimología no está clara; posiblemente del griego plomo blanco.

NO METALES NATIVOS

Azufre

S

Diamante

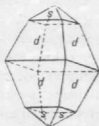
C

Grafito

C

AZUFRE - S

Cristalografía. Rómbico; bipiramidal. Con hábito piramidal (fig. 396), frecuentemente con dos bipirámides, prisma de primer orden y base (fig. 397). Por lo común en masas irregulares, imperfectamente cristalizadas. También en masas reniformes, estalactíticas, como incrustaciones y terrosas.



Figs. 396 y 397. Cristales de azufre.

Existen tres formas polimórficas del azufre. El azufre natural corriente es rómbico; los otros dos son monoclinicos y muy raros como minerales.

Estructura. Presenta varias formas polimórficas, todas ellas complejas por estar formadas por moléculas de ocho átomos. La variedad rómbica es la más estable, $a_0 = 10,48 \text{ \AA}$, $b_0 = 12,92 \text{ \AA}$, $c_0 = 24,55 \text{ \AA}$.

Propiedades físicas. Fractura concoidea o desigual. Frágil. $H. = 1 \frac{1}{2}$ - $2 \frac{1}{2}$. $G. = 2,05$ - $2,09$. Brillo resinoso. Color amarillo de azufre que varía con las impurezas a tonalidades amarillas de verde, gris y rojo. Transparente a translúcido. Mal conductor del calor. Cuando se sostiene un cristal con la mano cerrada cerca del oído, se le puede oír crujir debido a la dilatación de las capas superficiales, por el calor de la mano, mientras que el interior no lo hace debido a la poca conductividad calorífica del mineral. Los cristales de azufre deben ser, por lo tanto, tratados con cuidado.

Composición. Azufre; frecuentemente impuro con arcilla o asfalto. Puede contener pequeñas cantidades de selenio.

Ensayos. Funde a $1 (112,8^\circ \text{C})$ y arde con una llama azul, produciendo anhídrido sulfuroso. Sublima en el tubo cerrado y da un líquido de color rojo a amarillo oscuro, en caliente, y amarillo sólido en frío.

Diagnóstico. El azufre puede ser reconocido por su color amarillo y la facilidad con que arde. La ausencia de una buena exfoliación lo distingue del oropimente.

Yacimiento. El azufre se encuentra frecuentemente en o cerca del borde de los cráteres volcánicos activos o extinguidos donde se ha depositado de los gases emanados en las erupciones. Éstas pueden suministrar el azufre como producto directo de sublimación o por la oxidación incompleta del gas sulfhídrico. Se forma también por la reducción de sulfatos, especialmente del yeso. Puede ser depositado también por aguas que llevan azufre por la acción de una bacteria llamada del

azufre. El azufre a veces se encuentra en filones, asociado a sulfuros metálicos y formado por la oxidación de éstos. Generalmente se le encuentra en las rocas sedimentarias de la época Terciaria y asociado a menudo al yeso y la calcita; frecuente en las rocas arcillosas; también en los depósitos bituminosos. Los grandes depósitos cerca de Girgenti, Sicilia, son notables por los bellos cristales asociados a la celestina, yeso, calcita, aragonito. Se encuentra también el azufre asociado a los volcanes de Méjico, Hawai, Japón y Ollague, Chile, donde se le explota a una altura de 5.700 metros.

En los Estados Unidos, los depósitos más productivos están en Texas y Luisiana. Aquí el azufre está asociado con anhidrita, yeso y calcita en la roca que cubre los domos de sal. Actualmente, el 80 % de la producción de azufre en los Estados Unidos procede de Texas. Existen diversas localidades productoras, pero la mayor es la de Boling Dome. En Luisiana, la producción principal está localizada en Great Ecaille, Plaquemines Parish. Existen otros muchos depósitos explotables de azufre, asociado a domos de sal. El azufre se obtiene de estos depósitos por el método de Frasch. Se inyecta en la zona del azufre agua sobrecalentada a presión, fundiendo el mineral; el aire comprimido obliga al azufre fundido a salir a la superficie. Existen también yacimientos de azufre en Wyoming, Utah y California.

En España es un mineral relativamente abundante. En capas interestratificadas con margas fosilíferas, en Libros, Teruel.

Empleo. Se le emplea en la fabricación de ácido sulfúrico, cerillas, pólvora, abonos, insecticidas y caucho, en medicina, y en la preparación de la pulpa de la madera para la fabricación del papel.

DIAMANTE Y GRAFITO

El diamante y el grafito, ambos carbono elemental, constituyen el ejemplo más notable de polimorfismo. A temperaturas suficientemente elevadas, ambos arden por completo, dando dióxido de carbono. No obstante su identidad química, el diamante se diferencia del grafito en todos los demás aspectos y las diferencias son directamente imputables a sus estructuras. El diamante tiene una estructura excepcionalmente ligada y con fuertes enlaces, en la cual cada átomo de carbono está ligado por enlaces poderosos y altamente direccionales a cuatro carbonos vecinos dispuestos en los vértices de un tetraedro regular. La estructura resultante, representada en la figura 398, aunque poseyendo fuertes enlaces, no tiene un empaquetamiento compacto, pues tan sólo está ocupado el 34 % del espacio disponible. La presencia en la estructura de hojas de átomos de carbono bastante espaciadas, paralelas a los planos (111) puede ser observada en la figura 398. Estas hojas son planos de máxima ocupación atómica y explican la perfecta exfoliación del diamante según {111}.

La estructura del grafito representada en la figura 399, consiste en hojas de anillos hexagonales de seis átomos, en los cuales cada átomo de carbono tiene

tres vecinos próximos en los vértices de un triángulo equilátero. Tres de los cuatro electrones de valencia de cada átomo de carbono pueden ser considerados como ligados por fuertes enlaces covalentes a sus tres vecinos más próximos en el plano de la hoja. El cuarto queda libre para vagar por la superficie de la hoja, creando

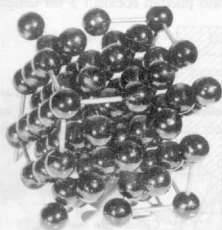


Fig. 398. Modelo de empaquetamiento en el diamante.

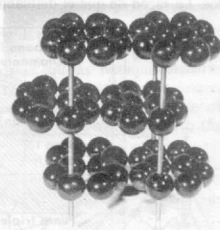


Fig. 399. Modelo de empaquetamiento en el grafito.

una carga eléctrica dispersa que presta al grafito su conductibilidad eléctrica relativamente elevada. En contraste con esto, el diamante en el cual los cuatro electrones de valencia están fijados por enlaces covalentes, es uno de los mejores aislantes eléctricos conocidos. Las hojas que componen un cristal de grafito están apiladas de tal manera que las hojas alternadas están en idéntica posición con la hoja intermedia desplazada a una distancia igual al semiperíodo de identidad, en el plano de las hojas. La distancia entre hojas es mucho mayor que un diámetro atómico y las fuerzas de enlace de Van der Waals, perpendiculares a las hojas, son muy débiles. Esta gran separación y la debilidad del enlace, dan lugar a la perfecta exfoliación basal y al fácil deslizamiento paralelo de las hojas. Debido a esta estructura abierta, en el grafito sólo está ocupado el 21 %, aproximadamente, del espacio disponible, y su peso específico es, proporcionalmente, menor que el del diamante.

La relación:

$$\frac{\% \text{ de espacio ocupado en el grafito}}{\% \text{ de espacio ocupado en el diamante}} = \frac{\text{peso específico del grafito}}{\text{peso específico del diamante}}$$

es casi exacta numéricamente, indicando que los enlaces carbono-carbono son muy similares en ambas estructuras.

La síntesis del diamante conseguida en 1955 ha sido la realización de un sueño de muchos años y ha establecido firmemente las relaciones de estabilidad entre las formas dimorfas del carbono en un amplio campo de presiones y temperaturas. La figura 400, que es un diagrama de fase tomado del informe de la

General Electric, representa estas relaciones. El diamante, como era de esperar de su elevado peso específico y empaquetamiento bastante compacto, es el dimorfo de alta presión, inestable a presiones o temperaturas bajas, con respecto al grafito y que puede ser convertido en éste, a temperaturas moderadas y en recipientes cerrados. La razón de que el diamante y el grafito puedan coexistir a las tempera-

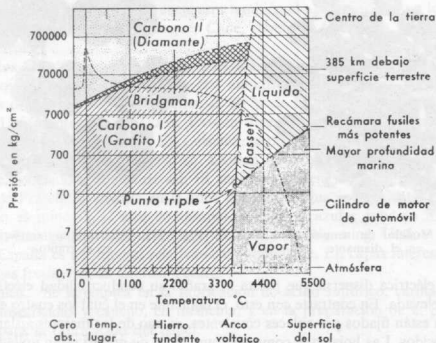


Fig. 400. Diagrama de fases del carbono. (*Man-Made Diamonds. General Electric Research Laboratory, Research Information Service, 1955.*)

turas y presiones ambientales, es debida a que la reacción es muy lenta; con el fin de permitir la inversión del grafito a diamante, se necesitan temperaturas elevadísimas para lograr que los átomos de carbono del grafito se separen por efecto de la agitación térmica y queden en disposición de formar la red del diamante. Estas temperaturas aumentan también la presión requerida para que la inversión se lleve a cabo.

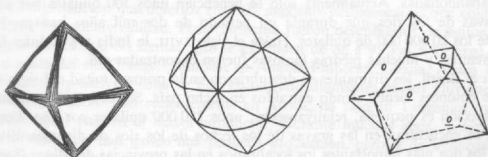
Por lo tanto, los diamantes no han podido ser sintetizados hasta que fue posible construir un aparato que, al mismo tiempo, pudiera ejercer una presión muy elevada y resistir la alta temperatura. Una prensa de este tipo fue construida por los ingenieros de la General Electric y los primeros diamantes fueron sintetizados en 1955, empleando presiones de 42 186 a 105 465 kg^2/cm y temperaturas de 750 a 2 750 $^{\circ}\text{C}$.

El éxito conseguido con la síntesis del diamante animó a experimentar con el nitruro de boro, BN, cuya estructura es similar a la del grafito. En 1956 fue preparado un dimorfo del nitruro de boro, de alta presión y elevada temperatura.

que tiene la estructura y la dureza del diamante. Este compuesto es conocido comercialmente con el nombre de *borazon*. Se espera tenga grandes aplicaciones industriales. El borazón no es un mineral, pero su síntesis es ejemplo de la aplicación a problemas industriales de conceptos de cristalografía que primeramente fueron desarrolladas y ensayadas en los minerales.

DIAMANTE — C

Cristalografía. Cúbico, hexaquistetraédrico, quizás hexaquisoctaédrico. Los cristales son en apariencia octaédricos con $\{111\}$ y $\{\bar{1}\bar{1}\bar{1}\}$ igualmente desarrollados. Los cristales aplastados y alargados son corrientes. Frecuentemente se observan caras curvas, especialmente las del hexaquistetaedro positivo y negativo (figs. 401,



Figs. 401, 402 y 403. Cristales de diamante.

402) y caras corroídas. Son muy raras las caras de dodecaedro y las de cubo. Raras veces en masa. Son corrientes las maclas de espinela normalmente aplastadas, paralelas a los planos de macla. El *bort*, que es una variedad del diamante, tiene formas redondas y un aspecto externo basto, resultado de ser un agregado radial o criptocristalino. Este término se emplea también al referirse a diamantes coloreados o defectuosos, sin valor como gema.

Estructura. La estructura de este mineral es característica y ha servido para definir un tipo estructura. Red de diamante (fig. 398), $a_0 = 3,56 \text{ \AA}$.

Propiedades físicas. Exfoliación perfecta $\{111\}$ y $\{\bar{1}\bar{1}\bar{1}\}$. **H.** = 10 (la sustancia más dura conocida). **G** = 3,5. Brillo adamantino; los cristales sin tallar tienen un aspecto craso característico. El índice de refracción es muy alto, 2,42, y la fuerte dispersión de la luz proporcionan brillo y fulgor al diamante tallado. Normalmente su color es amarillo pálido o incoloro; también tonalidades pálidas de rojo, anaranjado, azul y pardo. Son muy raras las tonalidades fuertes. El *carbonado* o *carbón* es un bort negro o negro grisáceo. No es exfoliable, es opaco y menos frágil que los cristales puros.

Composición. Carbono puro.

Ensayos. Insoluble en ácidos y álcalis. A altas temperaturas y en atmósfera de oxígeno, se quema pasando a CO_2 , y no deja cenizas.

Diagnóstico. El diamante se distingue de los otros minerales de apariencia similar por su gran dureza, su brillo adamantino y su exfoliación.

Yacimientos. Los diamantes se han encontrado en los lugares más diversos, pero en cantidades notables sólo en unos cuantos. Corrientemente, el diamante se encuentra en las arenas y gravas de los riachuelos, donde ha quedado preservado debido a su naturaleza química inerte, a su gran dureza y a su gran peso específico. En África del Sur, y más recientemente aún en Arkansas, los diamantes se han hallado en una peridotita especial conocida como *kimberlita*. La India, el Brasil, la Unión Sudafricana y el Congo Belga son los cuatro países que hasta el momento presente han suministrado prácticamente toda la producción mundial de diamantes. Los importantes campos diamantíferos de la India estaban localizados en las partes oriental y meridional de la península, pero muchas de sus famosas minas están ahora abandonadas. Actualmente sólo se benefician unos 100 quilates por año de las gravas de los ríos que durante un período de dos mil años han producido cerca de los 20 000 000 de quilates. Hasta el siglo XVIII, la India era la única fuente de diamantes, y muchas piedras famosas fueron encontradas allí.

En el Brasil, los diamantes se descubrieron en la primera mitad del siglo XVIII, y desde entonces vienen siendo extraídos en dicho país. Sin embargo, actualmente la producción es pequeña, relativamente: unos 250 000 quilates por año. Los diamantes se encuentran en las gravas de los lechos de los ríos de diversos distritos, siendo los dos más importantes los localizados en las provincias de Minas Geraes y Bahía. La ciudad de Diamantina, Minas Geraes, está situada en el centro del campo más productivo, habiéndose encontrado diamantes especialmente en las gravas del río Jequitinhonha y río Doce. Se explotan también extensos depósitos, tierras adentro, de gravas y arcillas que contienen diamantes. En Bahía se obtiene solamente el carbonado negro. Cerca del 95 % de la producción mundial de diamantes procede, actualmente del continente africano. El Congo Belga es el mayor productor y extrae de los placeres más del 50 % de la producción mundial. Estos diamantes del Congo son principalmente de tipo industrial y representan solamente un 13 % del valor total de los diamantes extraídos.

La Unión Sudafricana es la principal fuente de diamantes de calidad gema. Los primeros diamantes africanos se descubrieron en 1867, en las gravas del río Vaal. En 1871 se descubrieron también incluidos en unas rocas de chimeneas o necks volcánicos, situados cerca de la actual ciudad de Kimberley, en Griqualand-West, al sur del río Vaal, cerca de los confines del Estado Libre de Orange. Al principio, los diamantes se encontraban en este distrito en el suelo, resultando de la desintegración de la peridotita alterada. Este suelo tenía un color amarillo por la presencia de óxidos de hierro y se le daba el nombre de «tierra amarilla».

Las minas principales próximas a la ciudad de Kimberley son la Kimberley Du Toitspan, De Beers, Wesselton y Bultfontein. La mina de Kimberley fue explotada hasta más de 1000 metros de profundidad antes de ser abandonada. Las minas, en un principio se explotaron a cielo abierto, pero a medida que crecía la

profundidad, se adoptaron los métodos subterráneos. El método primitivo de explotación era romper la masa azul en fragmentos y exponerlos a la acción atmosférica para desintegrarlos poco a poco. Actualmente se tritura la roca suficientemente con lo que se permite una concentración inmediata del mineral. Finalmente los diamantes se separan en unas mesas agitadoras previamente cubiertas con grasa en la cual quedan adheridos los diamantes, mientras que el resto del material es expulsado.

También se han descubierto diamantes en las orillas arenosas de Luderitz Bay, África Sudoriental. En 1927 se descubrieron al sur de Little Namaqualand, en las costas desérticas de la parte noroeste de la provincia de El Cabo, terrazas que contenían depósitos de gemas de excelente calidad.

En la provincia de El Cabo, en la costa desértica al sur de la desembocadura del río Orange, fueron descubiertos en 1927 depósitos sedimentarios que contienen diamantes de excelente calidad. Posteriormente fueron descubiertos depósitos similares en el África Sud-occidental, que se extienden de 80 a 95 km a lo largo de la costa al norte del río Orange. También en Angola Francesa, Ghana, África Ecuatorial Francesa y Sierra Leona se han encontrado diamantes en los aluviones. El descubrimiento hecho más recientemente en África, ha sido en Tanganica que ha convertido aquel país en el mayor productor. Durante muchos años, la Guayana Inglesa y Venezuela han tenido una pequeña producción, pero la de Venezuela ha aumentado considerablemente en estos últimos tiempos.

En los Estados Unidos se han encontrado diamantes esporádicamente en varios Estados. Ocasionalmente se descubrieron pequeñas piedras en los lechos arenosos de la vertiente occidental de los montes Appalaches, en Virginia y al Sur de Georgia. Los diamantes se han beneficiado también de las arenas auríferas del norte de Carolina y sur del Estado de Oregón. Yacimientos esporádicos de diamantes han sido reconocidos en las morrenas glaciares en Wisconsin, Michigan y Ohio. En 1906 se encontró el primer diamante en una localidad nueva situada cerca de Murfreesboro, Pike County, Arkansas. Aquí se encuentran las piedras, no sólo en el suelo detrítico, sino también incluidas en la peridotita subyacente, de manera similar a como en los yacimientos de África del Sur. Esta localidad de Arkansas ha facilitado alrededor de 40 000 piedras, pero actualmente es improductiva. En 1951, las viejas minas fueron abiertas a los turistas a quienes se les autorizaba la búsqueda de diamantes por una módica cuota. Durante los primeros seis meses se hallaron por este procedimiento numerosos diamantes pequeños.

Empleo. *En la industria.* Los fragmentos de los cristales de diamante se emplean para cortar vidrio. El polvo fino se emplea para triturar y pulir diamantes y otras gemas. Para cortar las rocas y otros materiales duros. Las brocas de acero están guarnecidas con diamantes, especialmente de la variedad criptocristalina, carbonado, para hacer las taladradoras de diamante que se emplean en los trabajos de sondeo minero. El diamante se emplea en el estirado de alambres y en herramientas para rectificar las ruedas de afilar.

Como *gema*, el diamante es la más importante, y sólo en la actualidad se ha empleado en otros menesteres. Su valor se basa en la dureza, el brillo, debido a su alto índice de refracción y el fulgor, originado por fuerte dispersión de la luz dando los colores del prisma. En general, las más valiosas son las incoloras o con un color azul blanco. El color amarillo paja pálido, que presentan frecuentemente ciertos diamantes le resta mucho valor intrínseco a la gema. Las tonalidades fuertes de amarillo, rojo, gris o azul se aprecian mucho, y las piedras finas de estos colores llegan a tener precios muy altos. Se puede comunicar a los diamantes intensos matices de verde mediante irradiación con partículas nucleares de elevada energía; neutrones, deuterones y partículas alfa y de azul exponiéndolos a la acción de electrones rápidos. Una piedra teñida de amarillo por irradiación puede tomar un color amarillo intenso mediante un tratamiento térmico adecuado. Estas piedras coloreadas artificialmente son difíciles de distinguir de las que tienen color natural.

El valor de un diamante tallado depende de su color y pureza, de la habilidad con que haya sido tallado y de su tamaño. La piedra de un quilate pesa 200 miligramos, y si está cortada en forma de brillante debe tener 6,25 milímetros de diámetro y 4 milímetros de altura. Una piedra de 2 quilates de la misma calidad, tendría un valor tres o cuatro veces mayor.

Piedras famosas. Entre los diamantes antiguos más famosos se encuentran los siguientes: el *Kohinoor*, que pesa 106 quilates y es una de las joyas de la Corona británica; el *Regent* o *Pitt*, con un peso de 137 quilates, que pertenece a Francia; el *Orloff*, montado en el cetro imperial ruso, pesa 199 quilates; el diamante amarillo *Florentine*, que pesa 137 quilates; el *Estrella del Sur*, con un peso de 129 quilates.

Entre las grandes piedras encontradas recientemente en África del Sur, están las siguientes: la *Victoria* o *Imperial* que, cuando fue hallada, pesaba 468 quilates, y al ser tallada quedó reducida a 236 quilates. No obstante, posteriormente fue tallada de nuevo y su peso actual es de 190 quilates. El *Stewart*, que pesó 296 y 123 quilates, respectivamente, antes y después de ser tallado. El diamante *Tiffani*, que es de un color amarillo brillante, pesó 287 quilates antes de ser tallado y 125 después. El diamante *Green Dresden* que pesa 50 quilates, y el diamante azul *Hope* de 45 quilates. El diamante *Colenso*, que fue donado al Museo Británico, en 1887, por John Ruskin, pesa 133 quilates. El diamante *Excelsior*, encontrado en 1903 en Jagersfontein, pesaba 650 quilates; ahora se llama *Jubilee* y pesa 245 quilates. El *Cullinan* o *Estrella de África* encontrado en la mina Premier, Transvaal, ha sido la piedra más grande hallada hasta ahora con un peso de 3106 quilates y unas dimensiones de $10 \times 5 \times 5$ cm. Esta piedra fue regalada al rey Eduardo VII por el Gobierno del Transvaal y tallada en nueve grandes piedras y en noventa y seis brillantes más pequeños, pesando los dos mayores 530 y 317 quilates, respectivamente. La mayor piedra africana encontrada en estos últimos años es la conocida con el nombre de diamante *Jonker*, y fue descubierta por Jacobo Jonker, en 1934, en las gravas de un riachuelo cerca de la mina Premier. Pesó 726.25 quilates en bruto.

habiendo sido tallada posteriormente. El hallazgo de una piedra grande más reciente es el diamante *Vargas*, en Brasil, en 1938. Pesó cerca de medio quilate más que el diamante *Jonker*.

Diamantes artificiales. Durante más de un siglo han venido haciéndose experimentos para sintetizar el diamante, habiendo sido reivindicada su síntesis en numerosas ocasiones. Sin embargo, diamantes auténticos no han sido fabricados hasta 1955 por la General Electric Company (véase pág. 246). Hasta el presente, los diamantes sintéticos son de pequeño tamaño y no adecuados para ser tallados como gemas pero siguen siendo producidos en competencia con los diamantes pequeños destinados a usos industriales.

Etimología. El nombre diamante es una corrupción de la palabra griega *adamas*, que significa invencible.

GRAFITO—C

Plumbagina

Cristalografía. Hexagonal; dihexagonal bipyramidal. En cristales tabulares de forma hexagonal con plano basal muy desarrollado. Son muy raras las otras formas. Ciertas trazas triangulares sobre la base son el resultado de deslizamientos según una pirámide de segundo orden. Normalmente en masas hojosas o escamosas, pero puede ser radiada o granular.

Estructura. Un estado polimorfo del carbono. Estructura hojosa de ritmo hexagonal $a_0 = 2,45 \text{ \AA}$; $c_0 = 10,0 \text{ \AA}$. Es la forma más frecuente del carbono.

Propiedades físicas. Exfoliación basal perfecta {0001}. **H** = 1-2 (marca fácilmente el papel y ensucia los dedos). **G** = 2,2. Brillo metálico, algunas veces terroso; opaco. Color de negro a gris acero. Raya negra. Tacto graso. Hojas flexibles pero no elásticas.

Composición. Carbono. Ciertos grafitos impuros con óxido de hierro u otros minerales.

Ensayos. Infusible, pero puede arder dando CO_2 a altas temperaturas. Inatacable por los ácidos.

Diagnóstico. El grafito se reconoce por su color, su naturaleza hojosa y ser blando. Se distingue de la molibdenita por su color negro (la molibdenita tiene un tono azul) y la carencia de ensayos químicos. Sobre el vidrio de porcelana, el grafito da raya negra, y la molibdenita, verdosa.

Yacimiento. Generalmente, el grafito se halla en rocas metamórficas, tales como calizas cristalinas, esquistos y gneis. Puede encontrarse como grandes placas cristalinas incluidas en la roca o diseminadas en pequeñas escamas en cantidad suficiente para formar una parte considerable de la roca. En estos casos, probablemente deriva de materia carbonosa de origen orgánico que se ha convertido en grafito durante el metamorfismo de la roca. Se conocen ejemplos de capas de carbón

que se han convertido, en mayor o menor grado, en grafito por la influencia de una acción metamórfica fuerte, tal como la presencia de una roca ígnea. Ejemplos de dichos tipos de yacimiento son los carbones grafitosos de Rodas, Rhode Island y en los campos carboníferos de Sonora, Méjico. El grafito aparece también en grietas asociado con otros minerales en los depósitos de Ticonderoga, Nueva York. Aquí las venas atraviesan un gneis y, además de grafito, contienen cuarzo, biotita, ortosa, turmalina, apatito, piritita y esfena. El grafito puede haberse formado en estas venas a partir de los hidrocarburos que se introdujeron en su interior durante el metamorfismo regional y que provenían de las rocas carbonosas de los alrededores. El grafito aparece en algunas ocasiones como un constituyente primario de las rocas ígneas, tales como en los basaltos de Ovifak, Groenlandia; en una sienita nefelínica, en la India; en una pegmatita granítica, en el Maine. También se ha hallado en los meteoritos.

Los depósitos más importantes por su producción se encuentran actualmente en la isla de Ceilán, donde masas hojosas están interestratificadas en gneis con calizas. Se encuentran en grandes cantidades en varios lugares de Austria, Italia, India, Méjico, etc. Los depósitos principales en los Estados Unidos están en la región de Adirondack, Nueva York, en los condados de Essex, Warren y Washington, especialmente en Ticonderoga.

El yacimiento más importante en España se halla en Málaga, y comprende las localidades de Marbella, Estepona y Ojen.

El grafito artificial se fabrica en gran escala en los hornos eléctricos de las cataratas del Niágara. Se somete a intenso calor en dichos hornos carbón de antracita o coque de petróleo con una pequeña cantidad de ceniza distribuida uniformemente y se convierte en grafito. La producción de grafito artificial es mucho mayor que la natural.

Empleo. Se emplea en la fabricación de crisoles refractarios para las industrias del acero, latón y bronce. La mayor parte del grafito para crisoles se importa de Ceilán. Se emplea mucho como lubricante, mezclado con aceite. Mezclado con arcilla fina, forma la «mina» de los lápices. Gran parte del grafito usado en los Estados Unidos con este fin procede de Sonora, Méjico. Se emplea también en la fabricación de pintura para la protección de estructuras de hierro y acero, en el barnizado de moldes y machos de fundición, para hacer electrodos, en galvanotipia, etc.

Etimología. Derivado de la palabra griega que significa escribir, como alusión a su empleo en los lápices.

SULFUROS

Los sulfuros forman una clase muy importante de minerales, pues comprende la mayoría de las menas minerales. Con ellos se clasifican también los seleniuros,

telururos, arseniuros y antimoniuros, similares a los sulfuros, pero siempre muy raros.

SULFUROS

Argentita	S ₂ Ag ₂	Cinabrio	SHg
Calcosina	SCu ₂	Rejalgar	SAs
Bornita	S ₂ Cu ₃ Fe	Oropimente	S ₂ As ₂
Galena	SPb	Estibina	S ₂ Sb ₂
Blenda	SZn	Bismutina	S ₂ Bi ₂
Calcopirita	S ₂ CuFe	Pirita	S ₂ Fe
Estannina	S ₂ Cu ₂ FeSn	Cobaltina	SAs(Co.Fe)
Greenockita	SCd	Marcasita	S ₂ Fe
Pirrotina	SFe ₁₋₂	Arsenopirita	SAsFe
Niquelina	AsNi	Molibdenita	S ₂ Mo
Millerita	SNi	Calaverita	Te ₂ Au
Pentlandita	S(Fe.Ni)	Silvanita	Te ₂ (Au,Ag)
Covelina	SCu	Skutterudita	As ₂ (Co.Ni.Fe)

La fórmula general de los sulfuros es A_mX_n , en donde A representa los elementos metálicos y X el elemento no metálico. El orden de enumeración de los distintos minerales es el de la proporción decreciente $A : X$.

Los sulfuros pueden ser divididos en reducidos grupos estructurales pero no es posible hacer grandes generalizaciones respecto a su estructura. Muchos de los sulfuros tienen enlaces iónicos pero otros, que poseen la mayoría de las propiedades de los metales, tienen enlaces metálicos, al menos parcialmente. La blenda tiene estructura similar a la del diamante y, como éste, tiene enlaces covalentes.

Argentita—S₂Ag₂

Cristalografía. Cíclico, hexaquisoctaédrico por encima de los 180°C: rómboico a la temperatura ordinaria. Los cristales, paramórficos de la forma de alta temperatura presentan corrientemente el cubo, octaedro y dodecaedro pero, frecuentemente, están dispuestos en grupos ramificados o reticulados. Más comúnmente en masa o como revestimiento.

La *acantita* es el S₂Ag₂ que existe a la temperatura ordinaria.

Estructura. Cúbica por encima de los 179°C, con disposición antifuorita, es decir, que el metal ocupa en la argentita la posición del halógeno de la fluorita $a_0 = 4,88 \text{ \AA}$.

Propiedades físicas. $H = 2-2 \frac{1}{2}$. $G = 7,3$. Muy sectil. Puede cortarse con un cuchillo como el plomo. Brillo metálico. Color y raya de color gris plomo oscuro. Raya brillante, opaco. Brillante en superficie reciente que, al ser expuesta al aire, se torna negro mate, debido a la formación de un sulfuro terroso.

Composición. Sulfuro de plata, S₂Ag₂. Ag = 87,1 %; S = 12,9 %.

Ensayos. Funde a $1 \frac{1}{2}$ hinchándose. Cuando se funde sobre carbón vegetal

con llama de oxidación, da olor de anhídrido sulfuroso y glóbulo de plata metálica.

Diagnóstico. La argentita puede distinguirse por su color, sectilidad y gran peso específico.

Yacimiento. La argentita es un importante mineral primario. Se encuentra en filones asociada a la plata natural, platá roja, polibasita, estefanita, galena y blenda. Puede ser también de origen secundario. Se la halla también en inclusiones microscópicas en la denominada galena argentífera. La argentita es una mena importante de plata en las minas de Guanajuato y en otras partes en Méjico; en Perú, Chile y Bolivia. Localidades europeas importantes son Friburgo, en Sajonia; Joachimsthal, en Bohemia, Schemnitz y Kremitz, en Checoslovaquia; Kongsberg, en Noruega. En los Estados Unidos ha sido una mena importante en Nevada, especialmente Comstock Lode y Tonopah. Se encuentra también en los distritos de plata del Colorado, y en Butte, Montana, asociado con menas de cobre. En España, fue abundante en Guadalcanal.

Empleo. Importante mena de plata.

Etimología. El nombre de argentita procede del latín *argentum*, que significa plata.

CALCOSINA— SCu_2

Cristalografía. Rómbico; bipiramidal (por bajo de 105°C , rómbico; hexagonal, por encima de esta temperatura). Cristales muy raros, normalmente pequeños y tabulares de aspecto hexagonal; estrías paralelas al eje *a* (figs. 404 y 405). Por lo común, finamente granulado y compacto.

Propiedades físicas. Fractura concoidea. **H.** = $2\frac{1}{2}$ -3. **G.** = $5\frac{1}{2}$ -5,8. Brillo metálico. Imperfectamente sectil. Color gris plomo brillante, que se tornó negro mate al ser expuesto al aire. Raya negra grisácea. Algunas calcosinas son blandas y fuliginosas.

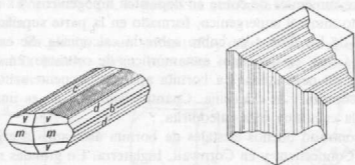
Composición. Sulfuro cuproso. SCu_2 . Cu = 79,8 %; S = 20,2 %.

Ensayos. Funde a 2-2,5. Calentado en tubo abierto con carbón vegetal, da olor de anhídrido sulfuroso. El mineral tostado, humedecido con ácido clorhídrico, da llama azul. Se reduce fácilmente a cobre metálico en carbón vegetal.

Diagnóstico. La calcosina se distingue por su color gris plomo y su sectilidad.

Yacimiento. La calcosina es una de las menas de cobre más importantes. Aparece, principalmente, como un mineral supergénico en zonas de enriquecimiento de los depósitos de sulfuros. Las mayores minas de cobre en los Estados Unidos benefician hoy lo que se denomina cobre porfídico. En estos depósitos, el mineral de cobre primario diseminado en la roca, normalmente un pórfido, se ha transformado en calcosina y se ha enriquecido así formando una mena explotable. La riqueza en cobre de dichos depósitos es pequeña, raras veces mayor del 2 ó 3 % y puede ser de sólo el 0,75 %. La calcosina aparece también con la bornita y otros minerales hipógenos en los filones de sulfuros.

Han sido hallados bellos cristales en Cornwall, Inglaterra, y en Bristol, Connecticut. Como mena, en Monte Catini, Toscana; Tsumeb, África sudoccidental; Congo Francés; Méjico, Perú, Chile. En grandes cantidades, en muchos distritos mineros del oeste de los Estados Unidos, tales como Butte, Montana; Miami, Mo-



Figs. 404 y 405. Cristales de calcosina.

renci y Clofton, Arizona; Bingham, Utah; Ely, Nevada. En Kennecott, en el Copper River District, Alaska.

En España se ha encontrado en el complejo minero de Río Tinto, donde constituye una variedad denominada negrilla.

Empleo. Mena importante de cobre.

Especies parecidas. La *stromeyerita*, $S(\text{Cu}, \text{Ag})_2$, un mineral de color gris acero, que se encuentra en los filones de cobre y plata. La *digenita*, $S_2\text{Cu}_3$, azul a negra, asociada a la calcosina.

BORNITA— $S_4\text{Cu}_3\text{Fe}$

Cristalografía. Cúbico; hexaquisoctaédrico. Raras veces en cubos, y menos todavía en cristales dodecaédricos y octaédricos. Normalmente en masa.

Propiedades físicas. $H = 3$. $G = 5,06-5,08$. Brillo metálico. En superficie fresca, color bronce pardo, pero al aire, rápidamente se cubre de una pátina jaspeada, púrpura y azul y, finalmente, casi negra. Raya negra grisácea.

Composición. Sulfuro de hierro y cobre, $S_4\text{Cu}_3\text{Fe}$. $\text{Cu} = 63,3 \%$. $\text{Fe} = 11,2 \%$, $\text{S} = 25,5 \%$. Fragmentos microscópicos de otros minerales incluidos en la bornita hacen que su composición varíe considerablemente; pero el análisis del material puro está de acuerdo con la fórmula anterior.

Ensayos. Funde a $2\frac{1}{2}$. Da olor de anhídrido sulfuroso en carbón vegetal. Desprende poco azufre en tubo cerrado. Se hace magnético en la llama reductora. Una vez calcinado, humedecido con ácido clorhídrico y calentado, da una llama azul (cobre). Fácilmente soluble en ácido nítrico con separación de azufre; la solución neutralizada con amoníaco da un precipitado rojo castaño de hidróxido férrico y color azul (cobre) al filtrado.

Diagnóstico. La bornita se distingue por su característico color de bronce en superficie fresca y por su tono purpúreo.

Alteración. La bornita se altera rápidamente a calcosina y covelina.

Yacimiento. La bornita es una mena general de cobre, normalmente se encuentra con otros minerales de cobre en depósitos hipogénicos. Es menos frecuente encontrarla como mineral supergénico, formado en la parte superior de la zona de enriquecimiento de los filones de cobre sobre la calcopirita. Se encuentra diseminada en rocas básicas, en depósitos metamórficos de contacto, en depósitos de reemplazamiento y en pegmatitas. La bornita aparece frecuentemente en mezcla íntima con la calcopirita y la calcosina. Cuantitativamente no es una mena tan importante como la calcosina o la calcopirita.

Se han encontrado buenos cristales de bornita asociados a cristales de calcosina en Bristol, Connecticut y en Cornwall, Inglaterra. En grandes masas, en Chile, Perú, Bolivia y Méjico. En los Estados Unidos se encuentra en la mina Magna, Pioneer, Arizona; Butte, Montana; Engels, Plumas County, California; Halifax County, Virginia; Superior, Arizona.

Asociada a otras menas de cobre en Río Tinto, España.

Empleo. Mena de cobre.

Etimología. Bornita, en honor del mineralogista alemán Von Born (1742-1791).

GALENA—SPb

Cristalografía. Cúbica; hexaquisoctaédrica. La forma más corriente es el cubo (fig. 406). Algunas veces aparece el octaedro truncado al cubo (figs. 407 y 408). Son raros los dodecaedros y los triaquisoctaedros. En la figura 409 se representa un grupo de cristales de galena.

Estructura. La galena tiene estructura tipo ClNa, con Pb en lugar del Na y S en lugar del Cl, $a_0 = 5,93 \text{ \AA}$.

Propiedades físicas. Exfoliación perfecta {001}. **H.** = 2 1/2. **G.** = 7,4-7,6. Reluciente brillo metálico. Color y raya gris plomo.

Composición. Sulfuro de plomo, SPb. Pb = 86,6 %; S = 13,4 %. Los análisis dan casi siempre presencia de plata, probablemente como mezcla de minerales de plata, tales como la argentita o tetraedrita. La galena puede contener también pequeñas cantidades de zinc, cadmio, antimonio, bismuto y cobre. El azufre puede estar sustituido por el selenio y se conoce una serie completa SPb-SePb.

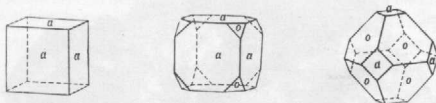
Ensayos. Funde a 2. Reducida en el carbón vegetal produce glóbulo de plomo con formación de aureola amarilla a blanca de óxido de plomo. Cuando la galena se calienta rápidamente en la llama oxidante, la aureola es más pesada y consta principalmente de una combinación volátil blanca de óxido de plomo y azufre, que se parece a la aureola de óxido de antimonio. Olor de anhídrido sulfuroso

cuando se tuesta sobre carbón vegetal. Al tratarla con ácido nítrico concentrado, se oxida a sulfato de plomo blanco.

Diagnóstico. La galena puede reconocerse fácilmente por su buena exfoliación, gran peso específico, ser blanda y por la raya gris plomo.

Alteración. Por oxidación, la galena se convierte en el sulfato, anglesita, y el carbonato, cerusita.

Yacimiento. La galena es un sulfuro muy corriente, que se encuentra en filones asociado con la blenda, pirita, marcasita, calcopirita, cerusita, anglesita, do-



Figs. 406, 407 y 408. Cristales de galena.

lomita, calcita, cuarzo, baritina y fluorita: Cuando se halla en filones en estrecha dependencia con rocas ígneas, la galena se asocia a menudo con minerales de plata; frecuentemente contiene plata, convirtiéndose, en estos casos, en una mena de este metal. Una gran parte de la producción de plomo se obtiene como producto secundario de menas beneficiadas especialmente por su contenido en plata.

Otro tipo de depósito de galena está asociado a las calizas, ya sea en filones, rellenando espacios libres en la roca o en depósitos de reemplazamiento. Estos depósitos en calizas están acompañados corrientemente por una dolomitización de la roca, y puede carecer de toda relación aparente con rocas ígneas. La galena se encuentra también en depósitos metamórficos de contacto.

Las localidades extranjeras más famosas son: Friburg, Sajonia; las montañas del Harz; Westphalia y Nassau, Píbram, Bohemia; Cornwall, Derbyshire y Cumberland, Inglaterra; Broken Hill, Australia.

En los Estados Unidos existen muchos distritos productores de plomo; mencionaremos sólo los más importantes. Al sudeste del Missouri, la mena metálica se presenta en forma de capas con galena diseminada en calizas. En el distrito de los tres Estados, Missouri, Kansas y Oklahoma, centrado alrededor de Joplin, Missouri, la galena está asociada a menas de zinc, y se la encuentra en filones irregulares y bolsadas en la caliza. En igual forma se halla, aunque en cantidades menores, en Illinois, Iowa y Wisconsin. Los depósitos del sudeste del Missouri son particularmente ricos. En Idaho, un Estado productor importante, el plomo se beneficia especialmente de los filones de plomo y plata, situados cerca de Wallace, en el condado de Shoshone. El plomo se beneficia en Brigham, Utah, y de los depósitos de plata de los distritos de Park City y Tintic; y en Colorado, principalmente de las menas de plomo y plata del distrito de Leadville.

Muy abundante y extendida en España. Entre las localidades importantes se encuentran Linares, La Carolina, sierra Almagrera, Papiol, etc.

Empleo. Prácticamente es la única fuente del plomo y una importante mena de plata. El plomo metálico se emplea, especialmente, para obtener el blanco de

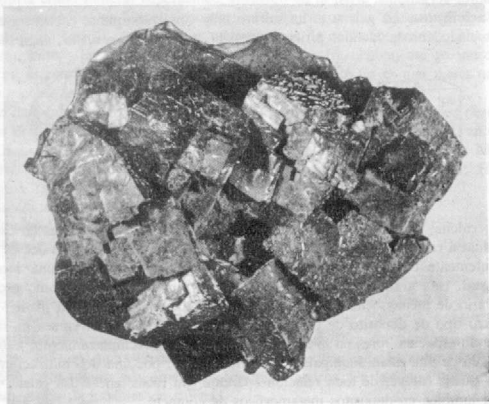


Fig. 409. Cristales de galena. Joplin, Missouri.

plomo (un carbonato básico de plomo), que es el ingrediente principal de muchas pinturas blancas, o los óxidos (litargirio PbO y minio Pb_3O_4) que se emplean en la fabricación del vidrio y el barniz de la loza; en la fabricación de tuberías, láminas, perdigones, es uno de los ingredientes para soldaduras (aleación de plomo y estaño), del metal tipográfico (aleación de plomo, estaño y antimonio) y de las aleaciones de bajo punto de fusión (plomo, bismuto y estaño). Se emplean grandes cantidades de plomo como pantallas de protección en el trabajo del uranio y otras sustancias radiactivas.

Etimología. El nombre galena deriva del nombre latino dado en un principio a las menas de plomo.

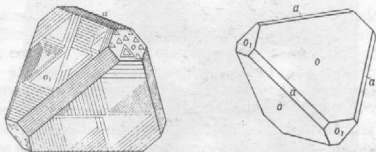
Especies similares. Altaita, $TePb$, y alabandita. SMn , que, como la galena, tienen estructura tipo cloruro sódico.

BLENDA—SZn

Esfalerita

Cristalografía. Cúbico; hexaquistetraédrico. Formas corrientes son el tetraedro, dodecaedro y cubo (figs. 410 y 411), pero los cristales frecuentemente son maclas polisintéticas. Se encuentra generalmente en masas exfoliables o granudas. Compacta, botroidal, criptocristalina.

Estructura. La estructura de la blenda es similar a la del diamante con la mitad de los átomos del diamante sustituidos por el zinc y la otra mitad por el azufre. Cada átomo de zinc está rodeado por cuatro átomos de azufre y ligado a ellos



Figs 410 y 411. Blenda.

y a su vez, cada átomo de azufre está ligado a cuatro átomos de zinc (fig. 412). $a_0 = 5,39 \text{ \AA}$.

La forma dimorfa de SZn, la *wurtzita*, es hexagonal.

Propiedades físicas. Exfoliación dodecaédrica perfecta {011}, pero la blenda de ciertas localidades tiene un grano tan fino, que no presenta exfoliación. $H = 3 \frac{1}{2}$ -4. $G = 3,9$ -4,1. Brillo no metálico y resinoso a submetálico; también adamantino. Color blanco cuando es puro, y verde, casi puro. Corrientemente amarillo, castaño a negro, oscureciéndose con el aumento de contenido de hierro. También rojo (*rubí de zinc*). Transparente a translúcido. Raya blanca a amarillo y castaño.

Composición. Sulfuro de zinc, SZn. Zn = 67 %; S = 33 % cuando es puro. Casi siempre contiene hierro S(ZnFe) siendo el contenido máximo de este metal un 36,5 %. Se ha comprobado¹ que en presencia de un exceso de hierro, cuanto más elevada es la temperatura de formación, tanto mayor es la cantidad de hierro presente, hasta llegar a los 894°C en que hay 36,5 % de SFe en solución sólida (véase fig. 382). Por lo tanto, la cantidad de hierro indica la temperatura de formación y la blenda se convierte en un termómetro geológico. El manganeso y el cadmio se hallan normalmente presentes aunque en pequeñas cantidades.

Ensayos. El sulfuro de zinc puro es infusible; se hace fusible con el aumento del hierro, aunque también lo hace con dificultad. Da olor de anhídrido sulfuroso

¹ Kullerud, Gunnar: A geological thermometer *Nors Geol. Tidssk.*, vol. 32, págs. 81-147, 1953

al calentarlo en el carbon vegetal o en el tubo abierto. El polvo con ácido clorhídrico caliente desprende sulfhídrico que se reconoce por su olor desagradable. Cuando se calienta en el carbón vegetal con mezcla reductora da una aureola de

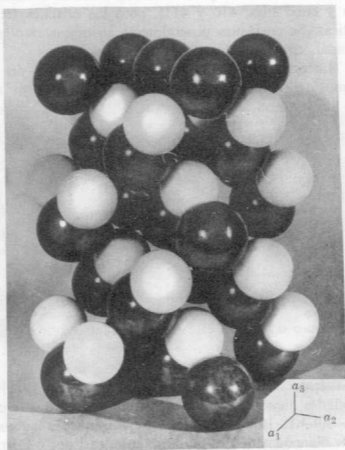


Fig. 412. Blenda. SZn. Modelo de empaquetamiento. Zn (negro) y S (blanco) están en coordinación 4. Obsérvense las capas de átomos paralelos (111); si se les hace girar 180° alternativamente resulta la estructura de la wurtzita.

óxido de zinc (que es de color amarillo en caliente y de color blanco en frío) y que no es volátil en la llama de oxidación.

Diagnóstico. La blenda puede reconocerse por su brillo resinoso brillante y su exfoliación perfecta. Las variaciones oscuras (*jack negro*) pueden reconocerse por la raya castaño rojizo.

Yacimiento. La blenda, la mena más importante del zinc, es un mineral extremadamente corriente, y está asociado con la galena, pirita, marcasita, calcopirita, esmithsonita, calcita y dolomita. Por su yacimiento y modo de origen está íntimamente relacionada con la galena, con la cual corrientemente se asocia. Está ampliamente distribuida, pero se encuentra principalmente en filones y depósitos en caliza

de irregular situación. La blenda se encuentra también en filones en las rocas ígneas y en los depósitos metamórficos de contacto.

Los yacimientos europeos más notables por su riqueza se hallan en Schemnitz y otras localidades, en los distritos mineros de plata y oro de Checoslovaquia y Rumania; en Alston Moor y otros lugares de los distritos mineros de plomo al norte de Inglaterra; en Binnenthal, Suiza, se han logrado finos cristales. Minas extensísimas de blenda se hallan en Australia, Canadá y Méjico. Grandes depósitos de zinc en los Estados Unidos se encuentran en Missouri, Colorado, Montana, Wisconsin, Idaho y Kansas. La localidad más importante por su producción es el distrito de Joplin en el Missouri sudoccidental y en los distritos vecinos de Kansas y Oklahoma.

La blenda es un mineral abundante en España. Buenos cristales se han obtenido de los Picos de Europa, Santander, de donde proviene la variedad acaramelada. Abunda en las provincias de Asturias, Santander, Vascongadas y Navarra.

Empleo. La mena más importante del zinc. El uso principal del zinc metálico, es la galvanización del hierro; obtención de latón, una aleación de cobre y zinc; en las baterías eléctricas; y como planchas de zinc. El óxido de zinc, o blanco de zinc, viene empleándose extensamente en la fabricación de pintura. El cloruro de zinc se emplea para la conservación de la madera. El sulfato de zinc se emplea en tintorería y Medicina. La blenda es también la fuente más importante del cadmio, indio, galio y germanio.

Nombre. Blenda proviene de la palabra alemana *blenden*, que significa *ofuscar*, porque, aunque frecuentemente se parece a la galena, no da plomo. El otro nombre que se le da, *esfalerita*, es del griego, y significa *traidor*.

CALCOPIRITA— S_2CuFe

Pirita de cobre

Cristalografía. Tetragonal, escalenoédrico. Corrientemente, pseudotetraédrico por la presencia de caras esfenoidales (112) (fig. 413). En las figuras 414 y 415 se muestran otras formas raras. Normalmente en masa.

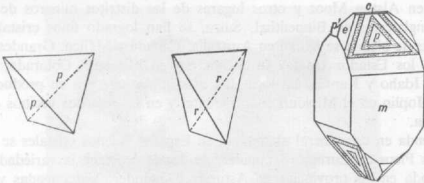
Estructura. Tiene una estructura tipo blenda, con celda doble por la no equivalencia del Fe y Cu en la estructura. $a_0 = 5,27 \text{ \AA}$, $c_0 = 10,38 \text{ \AA}$.

Propiedades físicas. $H = 3 \frac{1}{2}$ -4. $G = 4,1$ -4,3. Brillo metálico. Frágil. Color amarillo de latón; frecuentemente con pátina bronceada o iridiscente. Raya negra verdosa.

Composición. Un sulfuro de cobre y hierro, S_2CuFe . Cu = 34,5 %, Fe = 30,5 %, S = 35 %. Los análisis muestran a veces variaciones en los porcentajes, debido a mezclas mecánicas de otros sulfuros, especialmente pirita.

Ensayos. Funde a 2, con producción de glóbulo magnético. Da olor de anhídrido sulfuroso cuando se calienta en carbón vegetal o tubo abierto. Decrepita y

desprende azufre en tubo cerrado. Calcinado y humedecido con ácido clorhídrico, da la llama azul de cloruro de cobre. Se descompone rápidamente con ácido nítrico y da azufre; con solución amoniacal, un precipitado de color rojo castaño de hidróxido férrico, y filtrado azul (cobre).



Figs. 413, 414 y 415. Calcopirita.

Diagnóstico. Se reconoce por su color amarillo de latón, raya negra verdosa y ser blando. Se distingue de la pirita por ser más blando que el acero, y del oro, por ser frágil. Se conoce con el nombre de *oro loco*, término que también se aplica a la pirita.

Yacimiento. La calcopirita es el mineral de cobre más corriente y una de las fuentes más importantes de este metal. Aparece corrientemente en filones metálicos, especialmente del tipo de alta temperatura. Está asociado con la pirita, pirrotina, blenda, galena, cuarzo, calcita, dolomita, siderita y diversos minerales de cobre. Corrientemente es de origen primario, y por diversos procesos de alteración derivan de ella muchos minerales de cobre secundarios. Aparecen también como un constituyente primario de las rocas ígneas, en las pegmatitas; en depósitos metamórficos de contacto y diseminada en rocas esquistosas. Puede contener oro o plata y convertirse en mena de aquellos metales. Frecuentemente, en cantidades menores en grandes masas de pirita, transformándolas así en menas de cobre de poca riqueza.

A continuación se dan los nombres de unas cuantas localidades en las cuales la calcopirita es la mena principal de cobre: Cornwall, Inglaterra; Falun, Suecia; Schemnitz, Checoslovaquia; Schlaggenwald, Bohemia; Friburg, Sajonia; África del Sur; Chile. Muy frecuente en los Estados Unidos, casi siempre en relación con otros minerales de cobre. Se halla en Butte, Montana; Bingham, Utah; Jerome, Arizona; Ducktown, Tennessee; diversos distritos de California, Colorado, Nuevo Méjico. En el Canadá, los yacimientos más importantes de calcopirita son los de Sudbury, Ontario; en el distrito de Quebec.

La calcopirita es un mineral corriente en España, siendo la provincia de Huelva la más rica en este mineral.

Alteración. La calcopirita se altera frecuentemente transformándose en malaquita, covelina, calcosina y óxidos de hierro. Las concentraciones de cobre en la

zona de enriquecimiento supergénico son frecuentemente el resultado de dicha alteración y emigración del cobre en disolución con deposición subsiguiente.

Empleo. Mena importante de cobre.

Etimología. Derivado de las palabras griegas que significan latón y de pirita.

Estannina— S_2Cu_2FeSn

Cristalografía. Tetragonal escalenoédrico. Seudocúbico por maclación. Prácticamente, siempre en masa.

Estructura. Semejante a la calcopirita. $a_0 = 5,58 \text{ \AA}$; $c_0 = 10,36 \text{ \AA}$.

Propiedades físicas. $H = 4$. $G = 4,4$. Brillo metálico. Color gris de acero a negro de hierro. Raya negra. Opaco.

Composición. Un sulfuro de cobre, estaño y hierro. $S = 29,9 \%$, $Cu = 29,5 \%$, $Sn = 27,5 \%$, $Fe = 13,1 \%$.

Ensayos. Funde a 1,5. Ligeramente magnético después de haber sido calentado en la llama reductora. Una vez calcinado y humedecido con ácido clorhídrico, da a la llama el color azul del cobre. Fundido sólo en el carbón vegetal da una aureola blanca no volátil de óxido de estaño.

Diagnóstico. Caracterizado por su bajo punto de fusión y los ensayos del cobre, estaño y hierro.

Yacimiento. La estannina aparece en filones de estaño, asociada a la casiterita, calcopirita, wolframita, pirita y cuarzo.

Es un mineral muy raro; se ha encontrado en Bohemia, en varios lugares de Cornwall y en las menas de estaño de Bolivia.

Empleo. Una mena secundaria del estaño.

Etimología. Del nombre latino *stannum*, que significa estaño.

Greenockita— Scd

Cristalografía. Hexagonal, dihexagonal piramidal. Los cristales son raros y pequeños, con caras de prisma y terminados normalmente en la parte inferior con pedión y por la parte superior con pirámides. Normalmente pulverulenta y como incrustaciones pulverulentas.

Estructura. Semejante a la wurtzita, $a_0 = 4,14 \text{ \AA}$; $c_0 = 6,72 \text{ \AA}$.

Propiedades físicas. $H = 33 \frac{1}{2}$. $G = 4,9$. Brillo adamantino a resinoso, terroso. Diversas tonalidades de amarillo a anaranjado. Raya entre amarillo naranja y rojo ladrillo.

Composición. Sulfuro de cadmio, Scd . $Cd = 77,8 \%$, $S = 22,2 \%$. La wurtzita SZn y la greenockita son isotípicas, existiendo una serie completa de soluciones sólidas entre ambas.

Ensayos. Infusible. Despide olor de anhídrido sulfuroso cuando se calienta en carbón vegetal o en tubo abierto. Descompuesto por el ácido clorhídrico con la

producción del gas sulfhídrico. Cuando se calienta con carbonato sódico en carbón vegetal aparece una aureola castaño rojiza de óxido de cadmio.

Diagnóstico. Caracterizada por su color amarillo y forma pulverulenta y su asociación con menas de zinc.

Yacimiento. La greenockita es el mineral de cadmio más corriente, pero se halla solamente en pocas localidades y, en pequeñas cantidades, como impureza de la blenda. Aparece normalmente como una capa terrosa sobre las menas de zinc, especialmente sobre la blenda.

Se ha hallado cristalizada en Bishopton, Renfrew, Escocia; Tsumeb, África S. W; también en Bohemia y Carintia. En los Estados Unidos se halla junto a las menas de zinc en el distrito de los Tres Estados, en Arkansas, y en cantidades menores en Franklin y Nueva Jersey.

Empleo. Una fuente del cadmio, aunque las menas de zinc que contienen cadmio son las fuentes de la mayor parte del metal producido. El cadmio se emplea en aleaciones para cojinetes de antifricción, en odontología y otros usos. Pequeñas cantidades, inferiores al 1,5 %, dan dureza al cobre y a la plata. El empleo más importante es para recubrimientos metálicos anticorrosivos. El sulfuro se utiliza como pigmento amarillo.

Etimología. Su nombre es en honor de lord Greenock (posteriormente conde de Cathcart). El primer cristal se encontró alrededor de 1810. Tenía más de 1 cm de sección y fue confundido con la blenda.

PIRROTINA— SFe_{1-x}

Pirita magnética

Cristalografía. Hexagonal, bipiramidal dihexagonal. Los cristales son normalmente tabulares, en algunos casos piramidales (fig. 416). Prácticamente, siempre en masa, con hábito granular o laminar.

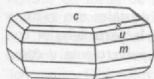


Fig. 416. Pirrotina.

Estructura. Semejante a la de lawurtzita. $a_0 = 3,43 \text{ \AA}$; $c_0 = 5,68 \text{ \AA}$.

Propiedades físicas. $H = 4$. $G = 4,58-4,65$. Brillo metálico. Color bronce pardó. Raya negra. Magnético, aunque varía mucho en intensidad, los ejemplares menos magnéticos son los más ricos en hierro. Opaco.

Composición. Sulfuro de hierro. SFe_{1-x} con x entre 0 y 0,2. El mineral *troilita* es próximo a SFe puro; la mayor parte de las pirrotinas tienen una composición variable, pero tienen siempre deficiencia de hierro.

Ensayos. Funde a 3. Al ser calentado en carbón vegetal o en tubo abierto produce olor de anhídrido sulfuroso, y se vuelve fuertemente magnético. En el tubo cerrado desprende un poco o nada de azufre. Descompuesto por el ácido clorhídrico da sulfhídrico.

Diagnóstico. Reconocido normalmente por su naturaleza maciza, color de bronce y propiedades magnéticas.

Yacimiento. La pirrotina es un elemento menor corriente de las rocas ígneas. Yace en grandes masas, asociada a la pentlandita, calcopirita y otros sulfuros en rocas básicas, de las cuales ha sido segregado por diferenciación magmática. También se encuentra en depósitos metamórficos de contacto, en filones y en pegmatitas.

Se halla en grandes cantidades en Finlandia, Noruega y Suecia; y en Sudbury, Ontario, Canadá. Los minerales de níquel aparecen asociados a ella, y de esta manera la pirrotina se beneficia en gran escala por su contenido de níquel. En Alemania, en Andreasberg en las montañas del Harz; en Schneeber, Sajonia; Bodenmais, Baviera. En los Estados Unidos, en buenos cristales en Standish, Maine; se encontró también en la mina Gap, Lancaster, County, Pennsylvania; en cantidades considerables en Ducktown Tennessee.

En España se ha encontrado en la serranía de Ronda y otras localidades, pero nunca con importancia.

Empleo. Beneficiado por su contenido en níquel, particularmente en Sudbury, Ontario.

Etimología. El nombre pirrotina deriva del griego *rojizo*.

NIQUELINA—AsNi

Cristalografía. Hexagonal; bipiramidal dihexagonal, raras veces en cristales. Normalmente en masa; reniforme con estructura columnar.

Estructura. *Empaquetado hexagonal* (fig. 299 bis). $a_0 = 3,60 \text{ \AA}$; $c_0 = 5,01 \text{ \AA}$.

Propiedades físicas. $H = 5.5 \frac{1}{2}$. $G = 7,78$. Brillo metálico. Color rojo de cobre pálido, con tonalidades que van del gris al negruzco. Raya pardo negra. Opaco.

Composición. Arseniuro de níquel. AsNi. Ni = 43,9 %, As = 56,1 %. Normalmente con un poco de hierro, cobalto y azufre. El arsénico frecuentemente reemplazado en parte por el antimonio.

Ensayos. Funde a 2. Cuando se calienta en carbón vegetal se forma una aureola volátil blanca de óxido arsenioso y da olor a ajos. Perla de bórax castaño-rojiza (níquel). Da el ensayo del níquel con dimetilglioxima.

Diagnóstico. Caracterizado por su color rojo de cobre.

Alteración. Se altera rápidamente en atmósferas húmedas y se transforma en annbergita (flor de níquel).

Yacimiento. La niquelina, junto a otros arseniuros y sulfuros de níquel, con la pirrotina y la calcopirita, se halla frecuentemente asociada con las noritas. Se encuentra también en filones asociados a minerales de cobalto y plata.

Se halla en Alemania en las minas de plata de Sajonia, las montañas del Harz, en Hessen-Nassau; y en Cobalt, Ontario.

En España existen dos grandes centros productores de niquelina: los Pirineos (Gistain) y Málaga (Carratraca).

Empleo. Una mena secundaria de níquel.

Etimología. El nombre alemán de este mineral, *kupfernickel*, dio el nombre de níquel al metal. Niquelina deriva directamente de níquel.

Millerita—S₂Ni

Pirita capilar

Cristalografía. Hexagonal-R; escalenoédrico. Normalmente en penachos filiformes y grupos radiados de cristales delgados o capilares. En capas aterciopeladas.

Propiedades físicas. Exfoliación romboédrica {1011}. **H** = 3-3 1/2. **G** = 5,5 ± 0,2. Brillo metálico. Color amarillo de latón pálido; con un tinte grisáceo en masas capilares. Raya negra, algo grisácea.

Composición. Sulfuro de níquel, S₂Ni. Ni = 64,7 %, S = 35,3 %.

Ensayos. Funde a 1 1/2-2 dando glóbulo magnético. El mineral calcinado colorea la perla de bórax de color castaño rojizo en la llama de oxidación. Da la prueba del níquel con la dimetilglioxima.

Diagnóstico. Caracterizado por sus cristales capilares, se distingue de los minerales de color similar por la prueba del níquel.

Yacimiento. La millerita es un mineral de baja temperatura, y se halla frecuentemente en cavidades y como alteración de otros minerales de níquel, o como inclusiones en otros minerales.

Se halla en diversas localidades en Sajonia, Westfalia y Hessen-Nassau y en Bohemia. En los Estados Unidos, se encuentra asociada con oligisto y ankerita en Antwerp, Nueva York; con pirrotina en la mina Gap, condado de Lancaster, Pennsylvania; en geodas en caliza en San Luis, Missouri; Keokuk, Iowa; y Milwaukee, Wisconsin.

En España se han encontrado bonitos ejemplares en Bellmunt, Tarragona.

Etimología. En honor del mineralogista W. H. Miller (1801-1880), que fue quien estudió por primera vez sus cristales.

Pentlandita—S₂(Fe,Ni)₂

Cristalografía. Cúbico, hexaquisoctaédrico. Macizo, normalmente en agregados granudos.

Estructura. Tiene una estructura cúbica compleja con características de sulfosal. $a_0 = 10,03 \text{ \AA}$.

Propiedades físicas. Partición octaédrica {111}. **H** = 3 1/2. **G** = 4,6-5. Frágil. Brillo metálico. Color bronce amarillento. Raya pardo bronce suave. Opaco. No magnético.

Composición. Un sulfuro de hierro y níquel, $S_2(Fe,Ni)_2$. Normalmente con Fe: Ni próxima a 1:1. Por lo general contiene pequeñas cantidades de cobalto.

Empleo. Funde a $1\frac{1}{2}$ -2. En el tubo abierto da olor de anhídrido sulfuroso, haciéndose magnética al ser calentada. El mineral tostado en la llama oxidante da color castaño rojizo a la perla de bórax (níquel). Da la prueba del níquel con la dimetilglioxima.

Diagnóstico. La pentlandita se parece mucho en aspecto a la pirrotina, pero se puede distinguir de ella por su partición octaédrica y no ser magnética.

Yacimiento. La pentlandita está casi siempre asociada con la pirrotina y aparece normalmente en rocas básicas, como las noritas, de las que quizá deriva por segregación magmática. Se halla también asociada con la calcopirita y otros minerales de níquel y de hierro.

Se encuentra en pequeñas cantidades en localidades muy distantes entre sí, pero su principal yacimiento es el de Sudbury, Ontario, donde constituye la mena principal del níquel y en la región del lago Lynn, Manitoba. También es mena importante en los depósitos similares del distrito de Petsamo U.R.S.S.

Empleo. Es el mineral de níquel más importante. El níquel se emplea principalmente en la fabricación de aceros. El acero al níquel contiene de $2\frac{1}{2}$ a $3\frac{1}{2}$ por ciento de este elemento que aumenta considerablemente la resistencia y tenacidad de la aleación, con lo cual pueden ser construidas máquinas más ligeras sin debilitarlas. La fabricación del metal Monel (68 % de Ni y 32 % de Cu) y del microm (38-85 % de Ni) consumen una gran proporción del níquel producido.

Otras aleaciones son la plata alemana (níquel, zinc y cobre): el metal para monedas (la moneda de 5 centavos de los Estados Unidos tiene 25 % de Ni y 75 % de Cu) metales poco dilatables para resortes de reloj y otros instrumentos. El níquel se emplea en galvanoplastia y aunque ahora es sustituido por el cromo para la capa superficial, sigue empleándose el níquel para la capa de fondo.

Etimología. Se le ha dado el nombre en honor de J. B. Pentland, que fue el primer autor que lo describió.

Covellina—SCu

Cristalografía. Hexagonal; bipiramidal, dihexagonal. Raras veces en cristales hexagonales tabulares. Normalmente, maciza, como revestimiento o diseminada en otros minerales de cobre.

Estructura. Celda hexagonal con $a_0 = 3,8 \text{ \AA}$ y $c_0 = 16,46 \text{ \AA}$.

Propiedades físicas. Exfoliación basal perfecta {0001}, dando hojas flexibles. $H. = 1\frac{1}{2}$ -2. $G. = 4,6$ -4,76. Brillo metálico. Color azul añil u oscuro. Raya gris plomo a negra. Frecuentemente iridescente. Opaco.

Composición. Sulfuro de cobre SCu. Cu = 66,4 %, S = 33,6 %. Puede contener pequeñas cantidades de hierro.

Ensayos. Funde a $2\frac{1}{2}$. En carbón vegetal y en tubo abierto, olor de anhi-

drido sulfuroso, y en gran cantidad de azufre en tubo cerrado. El mineral tostado, humedecido con ácido clorhídrico da a la llama color azul de cloruro de cobre; cuando se humedece con agua, color púrpura fuerte.

Diagnóstico. Caracterizado por su color azul añil, exfoliación micácea con separación de hojas flexibles, y por su asociación con otros sulfuros de cobre.

Yacimiento. La covellina no es un mineral abundante, pero se halla en muchos depósitos de cobre como un mineral supergénico, normalmente como recubrimiento en la zona de enriquecimiento de sulfuros. Asociada con otros minerales de cobre, principalmente calcosina, calcopirita, bornita y enargita de los que deriva por alteración. La covellina también puede ser primaria, aunque es muy rara.

Se halla en Bor, Servia, Yugoslavia; Leogang, Austria. En cristales grandes iridescentes en la mina Calabona, Alghero, Cerdeña.

En los Estados Unidos se hallan en cantidades apreciables en Butte, Montana; Summitville, Colorado; distrito de la Sal Utah. Antigamente, en Kennecott, Alaska.

Empleo. Una mena menor de cobre.

Etimología. En honor de N. Covelli (1790-1829), el descubridor de la covellina del Vesubio.

CINABRIO—SHg

Crystalografía. Hexagonal-*R*; trapezoédrico trigonal. Los cristales son normalmente romboédricos; frecuentemente en maclas de compenetración. Las caras trapezoédricas son muy raras. Normalmente, en masa granular fina, también terroso, como incrustaciones y diseminación en la roca.

Estructura. Tipo C1Na deformada.

Propiedades físicas. Exfoliación prismática perfecta $\{10\bar{1}0\}$. $H = 2\frac{1}{2}$. $G = 8,10$. Cuando es puro, tiene brillo adamantino, y cuando es impuro llega a terroso mate. Color rojo bermellón puro, a rojo castaño impuro. Raya escarlata. Transparente a translúcido. El cinabrio hepático, es una variedad de color castaño de hígado, normalmente granuloso o compacto, en ciertos casos como vetas castaño.

Composición. Sulfuro de mercurio, SHg. Hg = 86,2 %. S = 13,8 %. Frecuentemente impurificado, por estar mezclado con arcilla, óxido de hierro, betún.

Ensayos. Es totalmente volátil cuando está libre de impurezas. Calentado en tubo cerrado, sublimado negro de sulfuro de mercurio. Calentado en tubo cerrado con carbonato sódico seco, gotas de mercurio metálico. Calcinado cuidadosamente en tubo abierto, da olor de anhídrido sulfuroso y sublimado de mercurio metálico.

Diagnóstico. Reconocido por su color rojo y raya escarlata, su peso específico elevado y su exfoliación.

Yacimiento. El cinabrio es la mena más importante del mercurio, pero se halla en cantidad apreciable sólo en unos cuantos lugares. Como impregnaciones

y filones de relleno, pero cerca de rocas volcánicas recientes y fuentes termales y depositado evidentemente cerca de la superficie por soluciones que fueron probablemente alcalinas. Asociado con la pirita, marcasita, estibina y sulfuros de cobre en una ganga de ópalo, calcedonia, cuarzo, baritina, calcita, fluorita.

Las localidades más importantes son Almadén, España; Idria, en Gorizia, Italia; Huancavélica, en el sur del Perú; las provincias de Kweichow y Hunan, China. En los Estados Unidos, los yacimientos importantes están en California, New Idria, en San Benito, County Napa, County y Nuevo Almadén en Santa Clara County. También existen yacimientos menores en Nevada, Utah, Oregon, Arkansas, Idaho y Tejas.

Empleo. La única fuente importante de mercurio. La principal aplicación del mercurio fue en el proceso de amalgamación para recuperar el oro y la plata de sus minerales, pero otros métodos de extracción han reducido la demanda para esta finalidad. Se utiliza en los termómetros, barómetros y diversos aparatos científicos y eléctricos, incluyendo la pila de mercurio, medicamentos y amalgamado a la plata en odontología y con el estaño para el plateado de espejos. En varias instalaciones de los Estados Unidos se emplea vapor de mercurio en lugar de vapor de agua para la producción de fuerza, lo que constituye una importante utilización del mercurio. Aplicaciones militares importantes incluyen la fabricación del fulminato de mercurio para detonar explosivos de alta potencia y pinturas para cascos de barco.

Etimología. El nombre de cinabrio se supone que proviene de la India, donde este nombre se aplica a una resina roja.

REJALGAR—SAs

Cristalografía. Monoclínico; prismático. En cristales cortos, prismáticos rayados verticalmente. Con frecuencia, granuloso grueso a fino y terroso y como una incrustación.

Propiedades físicas. Exfoliación paralela al segundo pinacoide {010}. $H. = 1 \frac{1}{2}$ -2. $G. = 3,48$. Sectil. Brillo resinoso. Color y raya rojo-anaranjada. Transparente a translúcido.

Composición. Monosulfuro de arsénico, SAs. As = 70,1 %. S = 29,9 %.

Ensayos. Funde a 1. Fácilmente volátil. Calentado en carbón vegetal produce un sublimado volátil de óxido arsenioso con el característico olor a ajo. Calcinado en tubo abierto, da sublimado cristalino volátil de óxido arsenioso y olor de anhídrido sulfuroso. Calentado en tubo cerrado, da un sublimado rojo.

Diagnóstico. El rejalgar puede distinguirse fácilmente por su color rojo, brillo resinoso y su asociación casi constante con

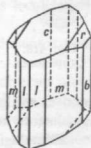


Fig. 417.
Rejalgar.

el oropimente. La raya rojo-anaranjada lo distingue de otros minerales rojos.

Yacimiento. El rejalgar se halla en filones de plomo, plata y oro, asociado con oropimente, otros minerales de arsénico y la estibina. También como un producto de la sublimación volcánica y como un depósito hidrotermal.

El rejalgar se encuentra asociado con las menas de plata y plomo en Hungría, Bohemia y Sajonia. Buenos cristales se han encontrado en Nagyag, Transilvania; Binnenthal, Suiza; Allchar, Macedonia. En los Estados Unidos el rejalgar se encuentra en Mercur, Utah; en Manhattan, Nevada; y depositado por las aguas de los géiseres en la cuenca Norris Geyser, Yellowstone National Park.

Empleo. El rejalgar se emplea en pirotecnia para obtener una luz blanca brillante mezclado con nitro. Actualmente, para este propósito se emplea el sulfuro de arsénico artificial. Antiguamente se empleó como un color.

Etimología. El nombre deriva del árabe, *Rahj al ghar*, polvo de la mina.

OROPIMENTE— S_3As_2

Cristalografía. Monoclínico, prismático. Cristales pequeños, tabulares (figura 418) o prismáticos cortos, y raras veces claros. Normalmente, en masas hojosas o columnares.

Propiedades físicas. Exfoliación muy perfecta paralela al segundo pinacoide {010}. Exfoliación perfecta en láminas flexibles, pero no elásticas. Sectil. $H. = 1 \frac{1}{2}$ -2. $G. = 3,49$. Brillo resinoso, perlado en la cara exfoliada.

Composición. La misma que el rejalgar

Diagnóstico. Caracterizado por su color amarillo y estructura hojosa. Se distingue del azufre por su exfoliación perfecta.

Yacimiento. El oropimente es un mineral raro, asociado normalmente al rejalgar y formado en condiciones análogas. Se ha encontrado en varios lugares de Rumania, Kurdistán, Perú, Japón, etc. En los Estados Unidos, en Mercur, Utah y Manhattan, Nevada. Depositado junto al rejalgar por las aguas de los géiseres en la cuenca Norris Geyser, Yellowstone National Park. En España se ha encontrado en Asturias y Almadén.

Empleo. Para teñir y en una técnica de eliminación del pelo de las pieles. El sulfuro de arsénico artificial está siendo utilizado corrientemente en lugar de este mineral. Antiguamente, tanto el rejalgar como el oropimente fueron empleados como pigmentos, aunque actualmente no se utilizan por ser venenosos.

Etimología. Deriva del latín, *auripigmentum*, pintura dorada, en alusión a su color, y porque se supuso que la sustancia contenía oro.

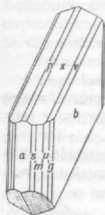


Fig. 418.
Oropimente.

ESTIBINA— S_2Sb_2

Cristalografía. Rómbico; bipiramidal. Forma prismática delgada, zona del prisma rayada verticalmente. Los cristales, frecuentemente terminados en punta (fig. 419). Cristales a veces curvados o en bandas (figs. 420 y 421). Frecuentemente en grupos de radiales o en formas hojosas con exfoliación clara.

Propiedades físicas. Exfoliación perfecta paralela a $\{010\}$. $H. = 2$. $G. = 4,52-4,62$. Brillo metálico, reluciendo en las caras de exfoliación. Color y raya gris plomo a negro. Opaco.

Composición. Trisulfuro de antimonio S_2Sb_2 . $Sb = 7,4 \%$; $S = 28,6 \%$. Puede contener pequeñas cantidades de oro, plata, hierro, plomo y cobre.

Ensayos. Funde a 1. Calentado sobre el carbón vegetal, produce una aureola blanca densa de trióxido de antimonio, con olor de anhídrido sulfuroso. Calcinado en tubo abierto, sublimado blanco no volátil cerca de la parte inferior del tubo y un sublimado volátil blanco anular alrededor del tubo. Calentado en el tubo cerrado, da un anillo tenue de azufre y, por bajo de él, un depósito rojo (cuando se enfría) de oxisulfuro de antimonio.

Diagnóstico. Caracterizado por su fácil fusibilidad, hábito hojoso, exfoliación perfecta en una dirección, color gris plomo, y raya blanda negra.

Yacimiento. La estibina es depositada por las aguas alcalinas, normalmente asociada con cuarzo. Se halla en filones o capas de cuarzo en granitos y gneis asociada a muy pocos minerales. Puede aparecer como reemplazamiento en calizas y pizarras y debe probablemente su origen a depósitos hidrotermales. Frecuentemente asociado a rocas intrusivas. Asociado con otros minerales de antimonio, como productos de su descomposición, y con galena, cinabrio, blenda, baritina, rejalgar, oropimente y oro.

Se encuentran en diversos distritos mineros de Sajonia, Rumania, Bohemia, Toscana y Francia central. En cristales magníficos en la provincia de Iyo, isla de Shikoku, Japón. El distrito productor más importante del mundo está en la provincia de Hunán, China. Se encuentra también en Borneo, Bolivia, Perú y Méjico. En los Estados Unidos se halla en cantidad apreciable en pocas localidades, estando los principales depósitos en California, Nevada e Idaho.

En España, en varias localidades de Ciudad Real aparecen yacimientos típicos de este mineral.

Empleo. La mena principal del antimonio. El metal se usa en diversas aleaciones, como plomo antimonial en baterías de acumuladores, metal tipográfico, peltre, babbitt, britania, y metal de antifricción. El sulfuro se emplea en la fabricación de fuegos artificiales, cerillas y detonantes. Empleado en la vulcanización del caucho. En Medicina, como tártaro emético y otros compuestos. El trióxido de antimonio se emplea como pigmento y en la fabricación de vidrio.

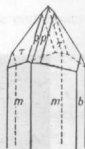


Fig. 419.
Estibina.

Nombre. El nombre estibina deriva de una antigua palabra griega con que denominaban este mineral.

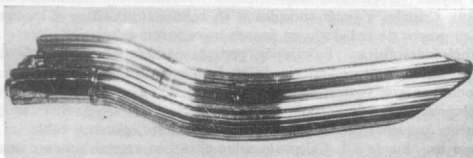


Fig. 420. Cristal curvo de estibina. Ischinokowa, Japón.

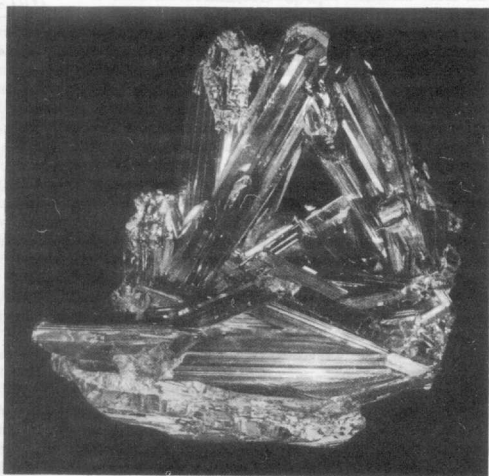


Fig. 421. Grupo de cristales de estibina. Japón.

Bismutina—S₃Bi₂

Cristalografía. Rómbico; bipiramidal. En cristales aciculares estriados. Normalmente macizo con textura fibrosa hojosa.

Propiedades físicas. Exfoliación perfecta paralela a {010}. **H.** = 2. **G.** = 6,78 ± 0,03. Brillo metálico. Color y raya gris plomo. Opaco.

Composición. Trisulfuro de bismuto, S₃Bi₂. Bi = 81,2 %; S = 18,8 %. Frecuentemente con antimonio, plomo, cobre y hierro.

Ensayos. Funde a 1. Quemado en el tubo abierto o en el carbón vegetal, olor de anhídrido sulfuroso. Mezclado con fundente de yoduro y calentado en carbón vegetal, aureola característica y tratado de igual forma en el bloque de yeso, de aureola pardo chocolate con base roja.

Diagnóstico. Se parece a la estibina; reconociéndose por el ensayo para el bismuto.

Yacimiento. La bismutina es un mineral muy raro que aparece comúnmente en filones con relaciones claras con las rocas ígneas.

Se halla en Cornwall y Cumberland, Inglaterra; Sajonia, Suecia, Bohemia, México. En Bolivia, importantes depósitos asociados con estaño y tungsteno. En los Estados Unidos se beneficia en el condado de Beaver, Utah; Hassam, Connecticut; condado de Delaware, con rejalgal y oropimente. En España, asociado con cuarzo y cobalto, en Pedroches, Córdoba.

Empleo. Una mena de bismuto

PIRITA—S₂Fe*Pirita de hierro*

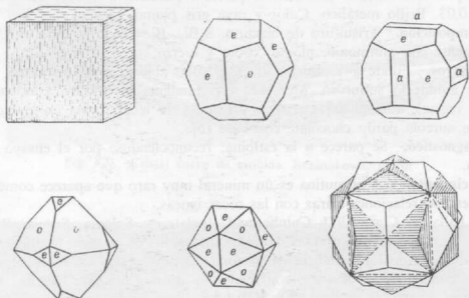
Cristalografía. Cúbico; diploédrico, generalmente en cristales. Las formas más corrientes son el cubo, cuyas caras están normalmente rayadas con estrías, perpendiculares entre sí en caras adyacentes (fig. 422); el piritoedro (fig. 423); y el octaedro. Las figuras 424-426 muestran combinaciones características de estas formas. La figura 427 representa una macla de compenetración conocida con el nombre de cruz de hierro {011}, como plano de macla. También maciza, granular reniforme, globular y estalactítica.

La pirita tiene estructura tipo ClNa modificada (fig. 428) con el Fe ocupando la posición del Na y con grupos S₂ ocupando la posición del Cl. Las parejas de azufre están unidas según los ejes ternarios y cada pareja de azufres toca a tres átomos de hierro. Cada átomo de hierro está rodeado por seis átomos de azufre. Se observará que sólo una pareja de azufres de cada cuatro está a lo largo de un eje ternario dado. $a_0 = 5,40 \text{ \AA}$.

Propiedades físicas. Frágil. **H.** = 6-6½ (no es corriente tanta dureza en un

sulfuro). $G. = 5,02$. Brillo metálico, brillante. Color amarillo latón pálido; puede ser oscuro debido a la pátina. Raya gris o pardonegra. Opaco.

Composición. Bisulfuro de hierro, S_2Fe . $Fe = 46,6 \%$; $S = 53,4 \%$. Puede contener pequeñas cantidades de níquel y cobalto y arsénico. Algunos análisis dan



Figs. 422, 423, 424, 425, 426 y 427. Pirita.

cantidades considerables de níquel, puede existir una serie completa de soluciones sólidas entre la pirita y la *bravoíta* S_2 (Ni, Fe). Frecuentemente, con pequeñísimas cantidades de oro y cobre, probablemente como impurezas microscópicas.

Ensayos. Funde a $21\frac{1}{2}$ -3 formando un glóbulo magnético. Da mucho azufre en el tubo cerrado. Produce anhídrido sulfuroso al calentarlo en el tubo abierto o en carbón vegetal. Insoluble en ácido clorhídrico. El polvo fino es completamente soluble en ácido nítrico, pero puede separarse azufre si se descompone rápidamente.

Diagnóstico. Se distingue de la calcopirita por su color pálido y porque no puede ser rayado por el acero; del oro, por su fragilidad y blandura, y de la marcasita, por su color más intenso y la forma de los cristales.

Alteración. La pirita se altera fácilmente a óxidos de hierro, normalmente limonita. En general, sin embargo, es mucho más estable que la marcasita. Son comunes los cristales de limonita pseudomórficos de pirita. Los filones de pirita están normalmente recubiertos por un depósito celular de limonita, denominada *gossan* o cobertera de hierro. Las rocas que contienen pirita no pueden utilizarse en arquitectura, puesto que la rápida oxidación de aquel mineral serviría tanto para desintegrarla como para mancharla con el óxido de hierro producido.

Yacimiento. La pirita es el sulfuro más corriente y extendido. Se forma tanto

a altas como a bajas temperaturas, pero las masas mayores son probablemente de alta temperatura. Aparece como segregación magmática directa y como mineral accesorio en las rocas ígneas. También en metamorfismo de contacto y en filones. La pirita es un mineral común en las rocas sedimentarias, ya sean de origen pri-

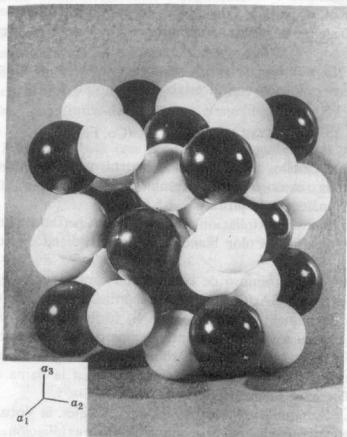


Fig. 428. Pirita. FeS. Modelo de empaquetamiento. Fe (negro) y S (blanco). Obsérvese que las parejas de azúfres están alineadas según los ejes de simetría ternaria.

mario o secundario. Está asociado con muchos minerales, aunque lo haga especialmente con la calcopirita, la blenda y la galena.

Se hallan grandes depósitos en Río Tinto y en otros lugares de España; también en Portugal. En los Estados Unidos los depósitos más importantes de pirita se encuentran en Prince William, Luisa y Pulaski, Virginia, donde aparece en grandes masas lenticulares concordantes con la foliación de los esquistos; en el condado de San Lawrence, Nueva York; en la mina Davis, cerca de Charlemont, Massachussetts; en diversos lugares en California, Colorado y Arizona.

Empleo. La pirita se beneficia frecuentemente por el oro o cobre asociado con ella. Debido a la gran cantidad de azufre presente, el mineral sólo se emplea como mena de hierro en los países que no disponen de menas de óxido. Princi-

palmente se utiliza para suministrar azufre para la producción del ácido sulfúrico y caparrosa (sulfato ferroso). El ácido sulfúrico es quizás el producto químico más importante, se emplea para usos muy diversos, entre ellos la depuración del queroseno y la preparación de fertilizantes minerales. El gas SO_2 obtenido por la combustión del azufre o tostando piritas, se emplea mucho en la preparación de la pulpa de madera para la fabricación de papel. La caparrosa se emplea en tintes, en la fabricación de tintas, como preservativo de la madera y como desinfectante.

Etimología. El nombre de piritas se deriva de la palabra griega *fuego*, en alusión a que al ser golpeado con el eslabón saltan chispas.

COBALTINA— $\text{SAs}(\text{Co}, \text{Fe})$

Cristalografía. Cúbico, tetratoédrico. Corrientemente en cubos o piritoedros con las caras rayadas como la piritas. También granular.

Estructura. Análoga a la piritas. $a_0 = 5,6 \text{ \AA}$.

Propiedades físicas. Exfoliación cúbica $\{010\}$ perfecta. Frágil. **H.** = $5\frac{1}{2}$; **G.** = 6,33. Brillo metálico. Color blanco de plata tendiendo a rojo. Raya negra grisácea.

Composición. Sulfoarseniuro de cobalto con cantidades considerables (máximo un 10 %) de hierro $\text{SAs}(\text{CO}, \text{Fe})$. La cobaltina es totalmente isomorfa con el sulfoarseniuro de níquel, gersdorfitas, SAsNi , formando una serie completa de soluciones sólidas, pero los miembros intermedios de las series son raros.

Ensayos. Funde a 2-3. Sobre el carbón vegetal da una aureola blanca volátil de óxido arsenioso con olor a ajo característico. En la llama oxidante y perla de bórax, un color azul intenso (cobalto).

Diagnóstico. Aunque en la forma de sus cristales la cobaltina se parezca a la piritas, se distingue de ella por su color plata y su exfoliación.

Yacimiento. La cobaltina se forma normalmente en depósitos de alta temperatura, como diseminaciones en rocas metamórficas, o en filones con otros minerales de cobalto y níquel. Yacimientos notables de este mineral son Tunaberg, Suecia y Cobalto, Ontario. El país de mayor producción de cobalto es, hoy día, el Congo Belga, donde están asociadas las menas oxidadas de cobre y cobalto.

Empleo. Como mena de cobalto.

MARCASITA— FeS_2

Piritas de hierro blanca

Cristalografía. Rómbico; bipiramidal. Los cristales son corrientemente tabulares paralelos al plano basal, con prismas verticales cortos y prismas de primer orden (fig. 429). Los prismas de primer orden, estriados normalmente al eje *a*.

Frecuentemente maclas, con la formación de grupos en cresta de gallo o punta de espada (figs. 430 y 431).

A menudo, en formas radiadas. Frecuentemente estalactítica, con núcleo interno de estructura radiada recubierto por grupos de cristales irregulares. También globular y reniforme.

Estructura. Es una modificación rómbica de la pirita. $a_0 = 4,45 \text{ \AA}$; $b_0 = 5,43 \text{ \AA}$; $c_0 = 6,79 \text{ \AA}$.

Propiedades físicas. **H.** = $6-6\frac{1}{2}$. **G.** = 4,89. Brillo metálico. Color amarillo de bronce pálido o casi blanco en fractura reciente, pátina amarilla a pardo. Raya negra grisácea. Opaco.

Composición. Bisulfuro de hierro, como la pirita S_2Fe . Fe = 46,6 %; S = 53,4 %.

Ensayos. Funde a $2\frac{1}{2}-3$ con producción de glóbulo magnético. Calentado en el carbón vegetal o en el tubo abierto, da olor a anhídrido sulfuroso. Mucho azufre en el tubo cerrado. Cuando se trata el polvo fino con ácido nítrico frío,

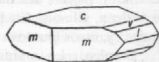
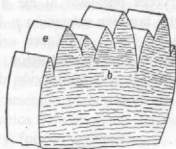
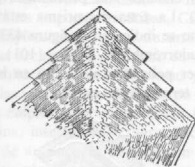


Fig. 429. Marcasita.



Figs. 430 y 431. Dientes de marcasita.

y se deja reposar la solución hasta que la acción vigorosa acaba y se hierve después, el mineral se descompone con separación de azufre. La pirita, tratada de igual manera, se hubiera disuelto por completo.

Diagnóstico. Normalmente se reconoce y distingue de la pirita por su color amarillo pálido, sus cristales y su hábito fibroso, y por el ensayo químico arriba apuntado.

Alteración. La marcasita normalmente se disgrega con más facilidad que la pirita, con la formación de sulfato ferroso y ácido sulfúrico. El polvo blanco que se forma de la marcasita es *melanterita*, $SO_4Fe \cdot 7H_2O$.

Yacimiento. La marcasita se halla en venas metalíferas asociada a menas de plomo y zinc. También en rocas sedimentarias. Es menos estable que la pirita, se descompone fácilmente y es mucho menos corriente que ella. Se deposita en condiciones superficiales como un mineral supergénico. La marcasita se halla corrientemente en depósitos de reemplazamiento en calizas, y frecuentemente, en concreciones incrustadas en arcilla, marga y pizarra.

Se halla abundantemente en las arcillas próximas a Carlsbad y en toda Bohemia; en varios lugares de Sajonia, en las margas yesosas de Folkestone y Dover, Inglaterra. En los Estados Unidos, la marcasita se halla asociada a los depósitos de zinc y plomo del distrito de Joplin, Missouri; en Mineral Point, Wisconsin; en Galena, Illinois. En España se ha encontrado en Fornás, Galicia; Reocín, Santander, y otros puntos.

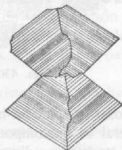
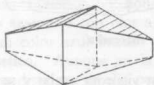
Empleo. La marcasita se emplea, aunque poco, como una fuente de ácido sulfúrico.

Etimología. Deriva de una palabra árabe, que se aplicó generalmente a la pirita.

MISPIQUEL—SAsFe

Arsenopirita

Cristalografía. Monoclínico; prism. Los cristales son prismáticos paralelos al eje *c*, a veces paralelos al eje *b* (fig. 432). La zona del prisma está estriada verticalmente, también estriación *n* {101} como se indica en la figura 433. Maclas según {100} y {001}, producen cristales seudorrómbicos; según {101}, en maclas de contacto o compenetración, pueden ser polisintéticas, como en la marcasita; según {012}, con producción de grupos ternarios en estrella.



Figs. 432 y 433. Mispíquel.

Propiedades físicas. *H.* = $5\frac{1}{2}$ -6. *G.* = 6.07 ± 0.15 . Brillo metálico. Color blanco de plata. Raya negra. Opaco.

Composición. Esencialmente sulfoarseniuro de hierro, SAsFe. Fe = 34,3 %. As = 46 %; S = 19,7 %. Una parte del hierro puede estar substituida por cobalto: *danaita*.

Ensayos. Funde a 2 con formación de glóbulo magnético. Calentado en carbón vegetal, da aureola volátil de óxido arsenioso y un olor característico a ajos. En el tubo abierto, olor a anhídrido sulfuroso y un anillo volátil de óxido arsenioso. En tubo cerrado, espejo de arsénico.

Diagnóstico. Se distingue de la marcasita por su color blanco de plata. La

forma de los cristales y la prueba negativa del cobalto lo distinguen de la escuterudita.

Yacimiento. El mispíquel es el mineral de arsénico más corriente. Se halla asociado a menas de estaño y tungsteno en depósitos de alta temperatura en filones hidrotermales, asociado a menas de plata y cobre, galena, pirita y calcopirita. Frecuentemente asociado con el oro. A menudo se encuentra diseminado en pegmatitas, en depósitos de alta temperatura en filones hidrotermales, asociado a menas de plata y cobre, galena, pirita y calcopirita. Frecuentemente asociado con el oro. A menudo se encuentra diseminado en pegmatitas, en depósitos metamórficos, y las calizas cristalinas.

El mispíquel es un mineral corriente que se halla en cantidades considerables en muchos países, especialmente en Friburgo y Munzig, Sajonia; con menas de estaño, en Cornwall, Inglaterra; en Tavistock; en diversos lugares de Bolivia; en los Estados Unidos, buenos cristales en Franconia, New Hampshire; en Roxbury, Connecticut; en Franklin, Nueva Jersey. Asociado con oro, en Lead, Dakota del Sur. Grandes cantidades en Deloro, Ontario. En España es frecuente, siendo localidades importantes Ribas, Cataluña y la zona estannífera de Galicia.

Empleo. Una mena de arsénico. La mayor parte del arsénico que se produce es recuperado en forma de óxido como subproducto de la fusión de menas arsenicales de cobre, oro, plomo y plata. El arsénico metálico se emplea en algunas aleaciones, especialmente con el plomo, para fabricar perdigones. Sin embargo, se emplea principalmente en forma de arsénico blanco u óxido arsenioso, en medicina, insecticidas, criptogámicos, pigmentos y fabricación del vidrio. Los sulfuros de arsénico se emplean en pinturas y fuegos artificiales.

Etimología. Arsenopirita es una contracción del viejo término *pirita arsenical*.

MOLIBDENTA—S₂Mo

Cristalografía. Hexagonal; bipiramidal-dihexagonal. Cristales en placas hexagonales o prismas ligeramente cónicos, cortos. Corrientemente exfoliable, macizo o en escamas.

Propiedades físicas. Exfoliación basal perfecta {0001}. Láminas flexibles pero no elásticas. Sectil. **H.** = 1-1½. **G.** = 4,62-4,73. Tacto graso. Brillo metálico. Color gris de plomo. Raya negra grisácea. Opaco.

Composición. Sulfuro de molibdeno, S₂Mo. Mo = 59,9 %; S = 40,1 %.

Ensayos. Infusible. Calentado al soplete da una llama verde amarillenta. Calcinado en tubo cerrado, olor de anhídrido sulfuroso y se forma un depósito de finas hojas de óxido molibdico, que atraviesan el tubo por encima del mineral. Calentado en el carbón vegetal con la llama oxidante, aureola blanca de óxido molibdico; cuando esta aureola se toca con la llama reductora, se vuelve de un color azul oscuro. Al calentarlo con yoduro potásico y azufre en bloque de yeso, da un sublimado azul oscuro.

Diagnóstico. Se parece al grafito, pero se distingue de él por su peso específico más elevado, por el tono azul de su color, frente al tinte castaño del grafito y por sus reacciones de azufre y molibdeno. En la porcelana, la molibdenita da una raya verdosa; la del grafito es negra.

Yacimiento. La molibdenita se forma como mineral accesorio en ciertos granitos; en pegmatitas y aplitas. Corrientemente en filones, asociado con casiterita, scheelita, wolframita y fluorita. También en depósitos metamórficos de contacto con silicatos de cal, scheelita y calcopirita.

Aparece con menas de estaño en Bohemia; en diversos lugares de Noruega y Suecia; en New South Wales; Inglaterra; China; Méjico. En los Estados Unidos, la molibdenita se encuentra en muchas localidades. Se halla en Blue Hill, Maine; Westmoreland, New Hampshire; en el condado de Okanogan, Washington. En diversos lugares de Ontario, Canadá. La mayor parte de la producción mundial procede de Climax, Colorado, donde la molibdenita aparece en filones de cuarzo, en un granito silíceo con fluorita y topacio. Se produce mucho molibdeno en Bingham, Canyon, Utah, como subproducto de la minería del cobre. En España se ha encontrado en Villacastín, Navacerrada y Montseny, entre otros.

Empleo. Una mena del molibdeno.

Etimología. El nombre de molibdenita viene de la palabra griega que significa *plomo*.

Calaverita— Te_2Au

Cristalografía. Monoclínico; prismático. Raras veces en cristales distintos, que son alargados y paralelos al eje *b*; las caras de esta zona están fuertemente estriadas. Finalizan en los extremos del eje *b* con un gran número de caras. Frecuentemente maclas. Normalmente granular.

Propiedades físicas. $H. = 2\frac{1}{2}$. $G. = 9,35$. Brillo metálico. Color que va de amarillo latón a blanco de plata; en algunos casos, con manchas amarillentas. Raya amarillenta a gris verdosa. Opaco. Muy frágil.

Composición. Diteluro de oro. Te_2Au . $\text{Au} = 44,03\%$; $\text{Te} = 55,97\%$. Normalmente, la plata substituye al oro en pequeña cantidad.

Ensayos. Funde a 1. Sobre carbón vegetal funde con una llama verde azulada produciendo glóbulo metálico de oro. Cuando se descompone en ácido sulfúrico concentrado caliente, la solución toma un color rojo oscuro (teluro) y se separa una masa esponjosa de oro.

Diagnóstico. Se distingue de la silvanita por la presencia de sólo una pequeña cantidad de plata y por carecer de exfoliación.

Yacimiento. La calaverita se forma en condiciones similares a la silvanita, y está asociada a ella y otros teluros en el distrito Cripple Creek, Colorado, y en Kalgoorlie, Australia occidental.

Empleo. Una mena de oro.

Etimología. Su nombre deriva de Calaveras County, California, donde originalmente se le encontró en la mina de Stanislaus.

Especies similares. Otros telururos raros son la *krennerita*, Te_2Au ; *altaíta*, TePb ; *hessita*, TeAg_2 ; *petzita*, $\text{Te}(\text{Ag,Au})_2$ y *nagyagita*, un sulfotelururo de plomo y oro.

Silvanita— $\text{Te}_2(\text{Au,Ag})$

Cristalografía. Monoclínico; prismático. Raras veces en cristales distintos. Normalmente, en hojas o granular. Frecuentemente, en formas esqueléticas depositadas sobre las superficies de las rocas y con apariencia jeroglífica.

Propiedades físicas. Exfoliación perfecta paralela al segundo pinacoide $\{010\}$. **H.** = $1\frac{1}{2}$ -2. **G.** = 8-8,2. Brillo metálico brillante. Color blanco de plata. Raya gris. Opaco.

Composición. Un ditelururo de oro y plata. $\text{Te}_2(\text{Au,Ag})$. La relación entre las cantidades de oro y plata varía algo; cuando $\text{Au} : \text{Ag} = 1 : 1$, $\text{Te} = 62,1\%$; $\text{Au} = 24,5\%$; $\text{Ag} = 13,4\%$.

Ensayos. Funde a 1. Si se calienta en ácido sulfúrico concentrado un poco del mineral pulverizado, la solución toma un color rojo oscuro (teluro). Cuando se descompone en ácido nítrico, deja una masa esponjosa de oro de color hierro oxidado; al añadir a la solución con ácido clorhídrico se produce un precipitado blanco de cloruro de plata. Calentando en carbón vegetal, da glóbulo de oro y plata y la reacción del teluro.

Diagnóstico. Se determina por los ensayos arriba indicados y por su color de plata, distinguiéndose de la calaverita por su buena exfoliación.

Yacimiento. La silvanita es un mineral raro, asociado con la calaverita y otros telururos, piritita y otros sulfuros en pequeñas cantidades, oro, cuarzo, calcedonia, fluorita y carbonatos. Frecuentemente en filones de baja temperatura, pero puede aparecer también en los de alta temperatura.

Se encuentra en Offenbanya y Nagyag, Transilvania; en Kalgoorlie y Mulgabbie, West Australia. En los Estados Unidos se halla esporádicamente en diversas localidades de California y Colorado, pero el yacimiento más importante está en Cripple Creek, Colorado.

Empleo. Una mena de oro y plata.

Etimología. Deriva de Transilvania, donde se le encontró por primera vez y en alusión a *syvanium*, uno de los primeros nombres del teluro.

SKUTTERUDITA— $\text{As}_3(\text{Co,Ni,Fe})$

Cristalografía. Cúbico; diploédrico. Los cristales corrientes son cubos, octaedros, más raros el dodecaedro y el piritoedro. Normalmente, macizo, denso o granular.

Propiedades físicas. H. = 5 1/2-6. G. = 6,5 ± 0,4. Frágil. Brillo metálico. Color blanco de estaño o gris plata. Raya negra. Opaco.

Composición. Esencialmente, arseniuro de cobalto y níquel. $As_2(Co,Ni)$. Normalmente, el hierro sustituye algo del níquel o del cobalto, por lo que la fórmula puede escribirse $As_2(Co,Ni,Fe)$. Las variedades ricas en níquel se denominan eskuterudita níquelífera.

Ensayos. Funde a 2-2 1/2. Con el soplete en carbón vegetal da aureola volátil de óxido arsenioso con olor a ajo. Con la perla de bórax, en la llama oxidante un color azul (cobalto).

Diagnóstico. Es necesario hacer la prueba del cobalto para distinguir la skutterudita del mispíquel en masa, ya que no existen propiedades físicas que las distingan.

Yacimiento. La skutterudita está normalmente asociada con la cobaltina y níquelina en filones de temperatura moderada. También está corrientemente asociada a la plata natural, bismuto, mispíquel y calcita.

Yacimientos importantes existen en Annaberg, Schneeberg y Friburgo, en Sajonia; en Cobalt, Ontario, donde la skutterudita está asociada a menas de plata.

Empleo. Una mena de cobalto y níquel. El cobalto se emplea especialmente en las aleaciones, para la fabricación de imanes permanentes y herramientas de acero duro. El óxido de cobalto se utiliza como pigmento azul en alfarería y vidriería.

Etimología. La skutterudita deriva de la localidad de Skutterude, Noruega; *esmaltina* por usarse como pigmento azul, esmalte, que se obtiene al fundir juntos el óxido de cobalto, la sílice y la potasa.

Especies similares. *Linneíta*, S_4Co_3 , asociada a minerales de níquel y cobalto. El nombre *esmaltina* es corriente en la literatura y se refiere, probablemente, al mineral aquí descrito como skutterudita. La fórmula As_2Co dada a la esmaltina, estuvo basado probablemente en análisis de un material impuro, pues se ha demostrado que no existe la serie de diarseniuros.

SULFOSALES

El término sulfosal se propuso originariamente para indicar que el mineral era una sal de una serie de oxiácidos en los cuales el azufre ha sustituido al oxígeno. Dado que dichos ácidos suelen ser simplemente hipotéticos, resulta engañoso tratar así de explicar esta clase de minerales. Sin embargo, el término sulfosal es útil y se mantiene aquí para indicar cierto número de minerales de azufre diferentes de los sulfuros.

Los sulfuros son minerales en los que el metal o el semimetal están combinados directamente al azufre. Si están presentes tanto el metal como el semimetal, éste ocupa el lugar del azufre en la estructura, como en el caso de la arsenopirita, $SAsFe$, y así actúa como un elemento electronegativo. En las sulfosales, los semi-

metales desempeñan un papel parecido al de los metales en la estructura y pueden, en cierto sentido, ser considerados como sulfuros dobles. La enargita, S_4AsCu_3 , por ejemplo, puede ser considerada como $3Cu_2S \cdot S_2As_2$. Existen cerca de un centenar de sulfosales, pero las que se detallan en las páginas siguientes se han considerado como las únicas suficientemente importantes para describirlas en este manual.

SULFOSALES

Polibasita	$S_{11}Sb_2Ag_{14}$	Tetraedrita	$S_{11}Sb_4(Cu.Fe.Zn.Ag)_{12}$
Stefanita	S_4SbAg_5	Enargita	S_4AsCu_3
Pirargirita	S_3SbAg_5	Bournonita	$S_3SbPbCu$
Proustita	S_3AsAg_3	Jamesonita	$S_{11}Sb_4Pb_3Fe$

Polibasita— $S_{11}Sb_2Ag_{14}$

Cristalografía. Monoclínico; prismático. Los cristales son seudorromboédricos y aparecen en forma de prismas hexagonales cortos, frecuentemente tabulares finos. El plano basal muestra unas marcas triangulares. También granular.

Propiedades físicas. H. = 2-3. G. = 6.0-6.2. Brillo metálico. Color gris acero o negro de hierro. Raya negra. Opaco.

Composición. Esencialmente un sulfantimoniuro de plata. $S_{11}Sb_2Ag_{16}$. Ag = 74,3 %; Sb = 10,5 %; S = 15,2 %. El Cu sustituye a la Ag en casi un 30 %, y el As puede reemplazar al Sb. El arsénico puede sustituir al antimonio en una proporción atómica aproximada del 60 %, formando una serie parcial que llega hasta *pearceita* $As_2S_{11}(Ag,Cu)_{16}$.

Ensayos. Funde a 1. En el carbón vegetal funde formando un glóbulo y da origen a una densa aureola blanca de trióxido de antimonio con olor a anhídrido sulfuroso. Una vez descompuesto por el ácido nítrico, el filtrado da con el ácido clorhídrico un precipitado blanco de cloruro de plata.

Diagnóstico. Se distingue de sus especies similares, especialmente por sus cristales.

Yacimiento. La polibasita es un mineral de plata relativamente raro, asociado con otros sulfantimoniuros de plata y menas de plata en general. Se halla en las minas de plata de Méjico, Chile, Sajonia y Bohemia. En los Estados Unidos, en el Comstock Lode y Tonopah, Nevada; Ouray y Leadville, Colorado; Silver City y Delamar, Idaho.

Empleo. Una mena de plata.

Etimología. El nombre se refiere a las numerosas bases metálicas que contiene este mineral.

Estefanita— S_4SbAg_5

Cristalografía. Rómbico; piramidal. Los cristales son normalmente pequeños y prismáticos cortos y tabulares, paralelos a la base. Las aristas de los cristales

están truncadas por varias pirámides. La zona del prisma vertical consta, normalmente, de las cuatro caras del prisma y las dos del segundo pinacoide, con ángulos de casi 60° entre sí y dando, por tanto, al cristal un aspecto hexagonal. También maclas en los cristales pseudo hexagonales. Macizo, compacto o diseminado.

Propiedades físicas. *H.* = 2-2½. *G.* = 6,2-6,3. Brillo metálico. Frágil. Color y raya, negro de hierro. Opaco.

Composición. Un sulfoantimoniuro de plata, S_3SbAg_3 . *Ag* = 68,5 %; *Sb* = 15,2 %; *S* = 16,3 %.

Ensayos. Funde a 1. En el carbón vegetal da una aureola densa blanca de trióxido de antimonio y olor a anhídrido sulfuroso. Se descompone por el ácido nítrico y, si después se añade al filtrado un poco de ácido clorhídrico, da un precipitado blanco de cloruro de plata.

Diagnóstico. Se reconoce por sus cristales pseudo hexagonales macizos y los ensayos arriba indicados. Se diferencia de la argentita por ser frágil y de la tetraedrita por ser blando.

Yacimiento. La stefanita es un mineral de plata raro, de origen primario y, normalmente, es uno de los últimos minerales que se forman en las venas de plata. Asociado con otras sulfosales de plata, argentita, plata, tetraedrita y los sulfuros más comunes.

Localidades notables por sus finos cristales son: Příbram, Checoslovaquia; Freiberg, Sajonia; Mt. Narba, Cerdeña; Zacatecas, Méjico. En los Estados Unidos existe como mena importante en el Comstock Lode y otros yacimientos de plata en Nevada. También en Leadville, Colorado.

Empleo. Una mena de plata.

Etimología. En honor del archiduque Stephan, director que fue de Minas en Austria.

PIRARGIRITA— S_3SbAg_3

Plata roja oscura

Cristalografía. Hexagonal-*R*; piramidal ditrigonal. Cristales prismáticos con desarrollo hemimórfico, frecuentemente con terminaciones escalenoédricas y romboédricas. Normalmente imperfectos y con desarrollo complejo. Frecuentemente, maclas. También macizo, compacto, en granos diseminados.

Propiedades físicas. Exfoliación romboédrica {1011}. *H.* = 2½. *G.* = 5,85. Brillo adamantino. Translúcido. Color rojo fuerte a negro; en astillas finas, rojo rubí fuerte. Raya rojo indio.

Composición. Sulfuro de antimonio y plata. S_3SbAg_3 . *Ag* = 59,7 %; *Sb* = 22,5 %; *S* = 17,8 %. Puede contener pequeñas cantidades de *As*. Compárese con la proustita.

Ensayos. Funde a 1. En el carbón vegetal da una densa aureola blanca de trióxido de antimonio. Después de prolongado calentamiento, la aureola se va tiñendo con un color rojizo cerca de la muestra debido a las pequeñas cantidades de plata volatilizada.

Olor de anhídrido sulfuroso y un revestimiento de óxidos de antimonio cuando se calienta en tubo abierto. Se descompone por el ácido nítrico con separación de azufre; al añadir a la solución ácido clorhídrico, da un precipitado blanco de cloruro de plata.

Diagnóstico. Parecido a la proustita, pero de color rojo más intenso y menos translúcido.

Yacimiento. La pirargirita se halla en ciertas localidades como mena de plata importante. Se forma en los filones de plata a bajas temperaturas como uno de los últimos minerales que cristaliza en la secuencia de la deposición primaria. Está asociada a la proustita y otras sulfosales de plata, argentita, tetraedrita y plata nativa.

Localidades importantes son: Andreasberg, montañas del Hartz; Freiberg, Sajonia; Příbram, Bohemia; Guanajuato, México; Chanarcillo, Chile, y en Bolivia.

En los Estados Unidos se halla en diversos filones de plata en Colorado, Nevada, Nuevo México e Idaho. En el Canadá se encuentra en los filones de plata en Cobalt, Ontario. En España abunda en Hiedelaencina, como mena de plata.

Empleo. Una mena de plata.

Etimología. Deriva de unas palabras griegas que significan *fuego* y *plata*, aludiendo a su color y composición.

PROUSTITA— S_3AsAg_3

Plata roja clara

Cristalografía. Hexagonal-*R*; piramidal ditrigonal. Cristales corrientemente prismáticos con romboedros y escalenoedros agudos bien desarrollados. A menudo imperfectos y con desarrollo complejo. Corrientemente macizo, compacto, en granos diseminados.

Propiedades físicas. Exfoliación romboédrica $\{10\bar{1}1\}$. \hat{H} . = $2-2\frac{1}{2}$. G . = 5,55. Frágil. Brillo adamantino. Color rojo rubí. Raya bermellón. Translúcido, transparente a la luz roja.

Composición. Sulfarseniuro de plata. S_3AsAg_3 . Ag = 65,4 %; As = 15,2 %; S = 19,4 %. Puede contener pequeñas cantidades de antimonio. Compárese con la pirargirita.

Ensayos. Funde a 1. Calentado en carbón vegetal da aureola volátil de óxido arsenioso con el característico olor a ajos. En tubo abierto, olor a anhídrido sulfuroso y sublimado cristalino volátil de óxido arsenioso. En tubo cerrado sublimado abundante de sulfuro de arsénico, negro rojizo en caliente y amarillo rojizo en frío.

Con carbonato sódico en carbón vegetal, da glóbulo de plata. Se descompone por ácido nítrico con separación de azufre.

Diagnóstico. Caracterizado principalmente por su color rojo rubí, raya bermellón y brillo brillante. Se distingue de la pirargirita porque es de un color más claro y porque da la reacción del arsénico.

Yacimiento. La proustita es menos común que la pirargirita, pero aparece en las mismas localidades y tipo de yacimiento y paragénesis.

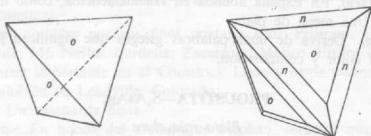
Empleo. Una mena de la plata.

Etimología. Se denomina así en honor del químico francés J. L. Proust (1755-1826).

TETRAEDRITA— $S_{13}Sb_4(Cu,Fe,Zn,Ag)_{12}$

Cobre gris

Cristalografía. Cúbico; hexaquistetraédrico. Hábito tetraédrico (figs. 434 y 435); puede presentarse en grupos de cristales paralelos. Las formas comunes son tetraedros, triaquistetraedro, dodecaedro y cubo. Frecuentemente en cristales. También macizo, en granos finos o gruesos.



Figs. 434 y 435. Tetraedrita.

Propiedades físicas. **H.** = 3-4½ (con tennantita es más dura que la tetraedrita pura). **G.** = 4,6-5,1. Brillo metálico, frecuentemente reluciente. Color negro grisáceo a negro. Raya negra parda. Opaco.

Composición. Esencialmente, sulfoantimoniuro de cobre, hierro, zinc y plata $S_{13}Sb_4(Cu,Fe,Zn,Ag)_{12}$. El Cu es siempre el elemento principal, pero le sustituyen abundantemente el Fe y Zn, y menos corrientemente Ag, Pb, Hg. El arsénico puede sustituir al antimonio en todas proporciones, existiendo así una serie completa que va del extremo de antimoniuro puro, *tetraedrita*, al arseniuro puro, *tennantita*. La variedad argentífera más rica es conocida con el nombre de *freibergita*.

Ensayos. Funde a 1½. En carbón vegetal o en tubo abierto, da las reacciones del antimonio o arsénico, o ambos a la vez; calcinado y humedeciéndolo con ácido clorhídrico, da la llama azul marino del cloruro de cobre. Se descompone por el ácido nítrico, con la separación del azufre y trióxido de antimonio; la solu-

ción alcalinizada con amoníaco se vuelve azul. La tetraedrita y la tennantita pueden determinarse, ensayando la presencia de antimonio y arsénico, y como ambos están presentes en la misma muestra, será necesario un análisis cuantitativo con el fin de determinar con exactitud a qué extremo de la serie pertenece el ejemplar.

Diagnóstico. Se reconoce por sus cristales tetraédricos, o cuando es en masa, por su poca fragilidad y color gris.

Yacimiento. La tetraedrita, el mineral más corriente del grupo de las sulfosales, se halla muy extendido, tanto en yacimientos como en paragénesis. La tennantita es menos corriente. Aparece corrientemente en los filones hidrotermales de minerales de cobre o plata, y se forma a temperaturas bajas o moderadas. Rara vez en filones de alta temperatura o en depósitos metamórficos de contacto. Asociado normalmente con la calcopirita, la pirita, la blenda, la galena y otros minerales de plata, plomo y cobre. Puede contener suficiente cantidad de plata para convertirse en una importante mena de este metal.

Localidades importantes: Cornwall, Inglaterra; montañas del Hartz, Alemania; Freiberg, Sajonia; Příbram, Bohemia; diversos lugares de Rumania; las minas de plata de Méjico, Perú y Bolivia. Se halla en los Estados Unidos en diversas minas de cobre y plata en Colorado, Montana, Arizona y Utah. En España es abundante en los Pirineos y Asturias.

Empleo. Una mena de plata y cobre.

Etimología. Tetraedrita en alusión a la forma tetraédrica de sus cristales. Tennantita, en honor del químico inglés, Smithson Tennant (1761-1815).

ENARGITA— S_3AsCu_3

Cristalografía. Rómbico; piramidal. Cristales alargados, paralelos a *c* y rayados verticalmente, también tabulares paralelos al tercer pinacoide. Columnar, en forma de hojas, macizo.

Propiedades físicas. Exfoliación perfecta prismática {110}. **H.** = 3. **G.** = 4,43-4,15. Brillo metálico. Color y raya negro grisáceo a negro hierro. Opaco.

Composición. Sulfoarseniuro de cobre, S_3AsCu_3 . Cu = 48,3 %; As = 19,1 %; S = 32,6 %. El Sb sustituye al As hasta un 6 %, y normalmente hay algo de hierro y zinc presente.

Ensayos. Funde a 1. En carbón vegetal da un sublimado blanco volátil de óxido de arsénico y el característico olor a ajos. En tubo abierto sublimado cristalino blanco de óxido de arsénico y olor a anhídrido sulfuroso. Humedecido con ácido clorhídrico, después de haber sido calcinado en el carbón vegetal y calentado nuevamente, da la llama de cloruro de cobre azul celeste.

Diagnóstico. Se caracteriza por su color y su exfoliación. Se distingue de la estibina por la prueba del cobre.

Yacimiento. La enargita es un mineral relativamente raro, que se encuentra

en filones y en depósitos de reemplazamiento, asociado a la pirita, blenda, bornita, galena, tetraedrita, covelina, calcocita.

Lugares notables son: Bor, cerca de Zajecar, Yugoslavia. Se halla en gran abundancia en Morococha y cerro de Pasco, Perú; también en Chile y Argentina; isla de Luzón, Filipinas. En los Estados Unidos es una importante mena en Butte, Montana, y en menor extensión en Bingham Canyon, Utah. Aparece en las minas de plata de las montañas de San Juan, Colorado.

Empleo. Una mena de cobre. En Butte, Montana, también se obtiene de él el óxido de arsénico.

Etimología. De una palabra griega que significa *distinto*, en alusión a su exfoliación.

Especies similares. *Famatinita*, S_4SbCu_3 , es el antimoniuro correspondiente a la enargita, pero los dos minerales tienen diferentes estructuras y no son típicos.

Bournonita— $S_3SbPbCu$

Crystalografía. Rómbico; bipiramidal. Los cristales normalmente son prismáticos cortos a tabulares. Pueden ser complejos con muchos prismas verticales y caras piramidales. Frecuentemente, maclas, originando cristales tabulares con ángulos entrantes en la zona del prisma (fig. 436), de aquí el nombre común de *mineral en rueda dentada*. También macizo; granular a compacto.

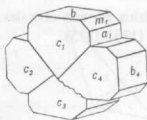


Fig. 436. Bournonita.

Propiedades físicas. $H. = 2\frac{1}{2}$ -3. $G. = 5,8$ -5,9. Brillo metálico. Color y raya gris de acero a negro. Opaco.

Composición. Sulfatimoniuro de plomo y cobre, $S_3SbPbCu$. Los porcentajes de los elementos son: Pb = 42,4; Cu = 13,0; Sb = 24,9; S = 19,7. El arsénico puede substituir al antimonio en una proporción de Sb : As = 4 : 1.

Ensayos. Funde a 1. Con el soplete en carbón vegetal da una aureola que es una mezcla de óxidos de antimonio y plomo. Quemado en tubo abierto, da sublimado de óxido de antimonio. Calentado en el carbón vegetal con una mezcla de yoduro potásico y azufre, aureola amarillo de cromo de yoduro de plomo. Se descompone con ácido nítrico, con separación de azufre, la solución se vuelve azul con exceso de amoníaco (cobre).

Diagnóstico. Se reconoce por sus típicos cristales, su gran peso específico y los ensayos indicados arriba.

Yacimiento. La bournonita es una de las sulfosales más comunes, se forma en filones hidrotermales a temperaturas moderadas. Está asociada con la galena tetraedrita, calcopirita, blenda y pirita.

Frecuentemente, en inclusiones microscópicas en la galena.

Lugares notables: Las montañas del Hartz; Kapnik y otros puntos de Ru

mania; Liskeard, Cornwall; se encuentra también en Australia, Méjico y Bolivia. En los Estados Unidos, en diversos lugares de Arizona, Utah, Nevada, Colorado, California, pero no en cantidad o calidad importantes. En España se ha encontrado en sierra Almagrera y zona de Almadén, entre otros.

Empleo. Una mena de cobre, plomo y antimonio.

Etimología. En honor del conde de J. L. de Bournon (1751-1825), mineralogista y cristalógrafo francés.

Jamesonita— $S_{14}Sb_6Pb_4Fe$

Cristalografía. Monoclínico; prismático. Normalmente en cristales aciculares o en formas capilares. También desde fibroso a macizo compacto.

Propiedades físicas. Exfoliación basal {001}. Frágil. **H.** = 2-3. **G.** = 5,5-6. Brillo metálico. Color y raya gris acero a negro grisáceo. Opaco.

Composición. Sulfoantimoniuro de hierro y plomo, probablemente $S_{14}Sb_6Pb_4Fe$. El Cu y Zn pueden hallarse presentes en pequeñas cantidades.

Ensayos. Funde a 1. En carbón vegetal da una aureola combinada de óxidos de antimonio y plomo. Quemado en tubo abierto da sublimado de óxido de antimonio. Calentado en carbón vegetal con fundente de yoduro se produce una aureola amarillo de cromo de yoduro de plomo.

Diagnóstico. Se reconoce por su aspecto característico fibroso (*plumosita*), distinguiéndose de la estibina por la carencia de buena exfoliación longitudinal. Es difícil distinguirla de las especies similares (véase más abajo).

Yacimiento. La jamesonita se halla en filones de baja temperatura o moderada. Está asociada con otras sulfosales de plomo, galena, estibina, tetraedrita y blenda.

Se halla en Cornwall, Inglaterra; en diversos lugares de Checoslovaquia, Rumania y Sajonia; Tasmania y Bolivia. En los Estados Unidos lo encontramos en Sevier County, Arkansas, y en Silver City, Dakota del Sur. En España, en Extremadura.

Empleo. Una mena menor de plomo.

Etimología. En honor del mineralogista Robert Jameson. (1774-1854), de Edimburgo.

Especies similares. El término *plumosita* comprende un cierto número de minerales similares a la jamesonita, tanto en composición como en características físicas generales. Estos son la *zinknita*, $S_{27}Sb_{14}Pb_6$; la *boulangierita*, $S_{11}Sb_4Pb_5$; la *meneginita*, $S_{23}Sb_7Pb_{13}$. Otros minerales de la misma composición, aunque de distinta forma, son: la *plagionita*, $S_{17}Sb_4Pb_5$; la *semseyita*, $S_4Sb_8Pb_5$; la *geocronita*, $S_4(Sb,As)_2Pb_6$.

ÓXIDOS

Los óxidos se clasifican en *óxidos simples*, *óxidos múltiples*, *óxidos con hidroxilo* e *hidróxidos*, pero como aquí son pocos los minerales que se describen, aparecen tan sólo agrupados como óxidos e hidróxidos. Dentro del esquema de la clasificación hay un cierto número de *grupos minerales* importantes, especialmente los de la hematites, espinelas y rutilo, cada uno de los cuales contiene uno o más minerales con importancia económica. En la clase de los óxidos figuran las principales menas de hierro (hematites y magnetita), cromo (cromita), manganeso (pirolusita, manganita, psilomelana), estaño (casiterita) y aluminio (bauxita).

Tipo A_2O_3 .¹ El óxido de hidrógeno sólido, el hielo, es un verdadero mineral y una sustancia geológica de gran importancia. A diferencia de la mayoría de los minerales, es molecular, formado por moléculas dipolares de agua, enlazadas de tal modo que cada una de ellas tiene cuatro vecinas más próximas situadas en los vértices de un tetraedro casi regular. Los enlaces que unen estas moléculas son relativamente débiles, lo que da por resultado poca dureza, punto de fusión bajo y fácil deformación por maclado y resbalamiento. La disposición ordenada de las moléculas de agua, característica de hielo, persiste en parte en estado líquido, hasta los 4° C por encima del punto de fusión. A esta temperatura la estructura relativamente abierta del hielo se hace inestable y se contrae adoptando una disposición más compacta y desordenada. Al enfriarse el agua, tiene lugar el proceso inverso y la ordenación de las moléculas de agua explica su anómala dilatación a los 4° C.

Tipo AO_2 . En los óxidos aparecen, en general, dos tipos estructurales. Uno de ellos tiene la estructura de la fluorita (véase fig. 467), en la cual cada oxígeno tiene como vecinos cuatro cationes dispuestos en los vértices de un tetraedro más o menos regular, en tanto que cada catión está rodeado por ocho oxígenos situados en los vértices de un cubo. Los óxidos de los elementos tetravalentes uranio, torio y cerio, de gran interés actualmente por su conexión con la química nuclear, tienen esta estructura. En general, todos los dióxidos en los que la relación de radios del catión al oxígeno ($R_A : R_O$) cae dentro de los límites de la coordinación 8 (0,732 — 1) puede esperarse que tengan esta estructura y que sean cúbicos hexaquisoctaédricos.

El segundo tipo corriente de la estructura AO_2 , está representado por el rutilo. En esta estructura, el catión es más pequeño, con relación de radios $R_A : R_O$ entre los límites 0,732 y 0,414 y, por lo tanto, tienen coordinación 6, por lo cual hay seis oxígenos agrupados en torno a cada catión. Como la neutralidad eléctrica exige que haya la mitad de cationes que de oxígenos, sólo están ocupados la mitad de los posibles lugares A y sólo hay tres cationes alrededor de cada oxígeno

¹ En esta exposición de los óxidos se emplean fórmulas generales tales como la ABO_3 , en la cual, A y B son los cationes y O el oxígeno.

(fig. 437). La consecuencia de esta reducción en el número de cationes es deformar la disposición octaédrica usual en la coordinación 6, rebajándola a una configuración de menor simetría. De aquí que los minerales del grupo del rutilo sean tetragonales, con hábito prismático reflejo de la estructura en cadena.

RELACIONES DE RADIOS EN LOS ÓXIDOS DE TIPO AO_2 ($R_0 = 1,32A$)

R_A	R_A/R_0	Elemento	Mineral	Tipo de estructura
0,60	0,45	Mn	Pirolusita	Rutilo
0,68	0,52	Ti	Rutilo	Rutilo
0,71	0,54	Sn	Casiterita	Rutilo
0,94	0,71	Ce	Cerianita	Fluorita
0,97	0,73	U	Uraninita	Fluorita
1,02	0,77	Th	Torianita	Fluorita

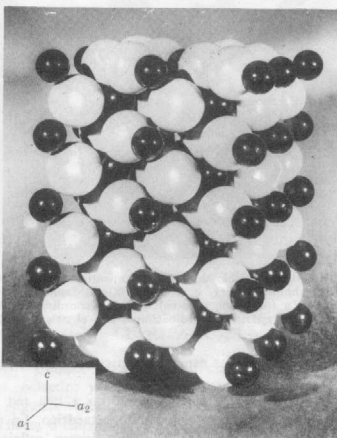


Fig. 437. Rutilo, TiO_2 . Modelo de empaquetamiento. O (blanco) están en coordinación 6 alrededor del Ti (negro) y el Ti en coordinación 3 alrededor del O. Esta estructura es estable para los compuestos AX_2 , en los que la relación de radios es 0,414 — 0,732. La casiterita SnO_2 , y la pirolusita MnO_2 , también tienen esta estructura. Compárese con la figura 467 (fluorita).

Tipo AB_2O_4 .— Un gran número de compuestos sintéticos y de minerales tienen la fórmula general AB_2O_4 y pertenecen al tipo estructural de las espinelas. En esta estructura el catión A es mayor que el B, generalmente divalente y con radio comprendido entre 0,6 y 0,8 Å. El catión B es trivalente, por lo general, con radio entre 0,5 y 0,7 Å. En la estructura espinela típica, los iones A tienen cuatro oxígenos como vecinos próximos, en tanto que los B tienen seis oxígenos (fig. 438).

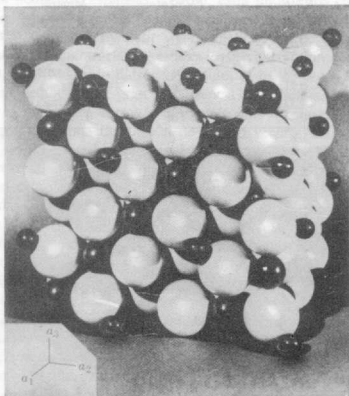


Fig. 438. Espinela. $MgAl_2O_4$. Modelo de empaquetamiento. Algunos minerales afines como la magnetita $FeFe_2O_4$, gahnita $ZnAl_2O_4$, y cromita $FeCr_2O_4$ también tienen esta estructura, en la cual, Mg, Fe^{2+} o Zn (pequeños oscuros) están en coordinación 4 y Al, Fe^{3+} o Cr (grandes oscuros) están en coordinación 6 con el oxígeno (blancos).

Esta estructura es isodérmica y las espinelas son consideradas, propiamente, como óxidos múltiples.

La estructura espinela está dispuesta en torno a una red cúbica y origina cristales cúbicos hexaquisoctaédricos con hábito octaédrico. La ausencia de exfoliación, pesos específicos algo elevados y la gran dureza, reflejan un empaquetamiento compacto y enlaces fuertes y uniformes.

Como todos los miembros del grupo de las espinelas son isotípicos, es frecuente la sustitución iónica dentro de los límites impuestos por el tamaño de los iones afectados. La sustitución de un ion B por otro, es muy sensible al tamaño iónico

y al poder polarizante y es incompleta la solución sólida con respecto a los iones B. Por lo tanto, aunque algo de hierro férrico y cromo trivalente puedan entrar en la espinela y la gahnita, no hay serie completa entre la espinela $MgAl_2O_4$ y la magnesioferrita $MgFe_2O_4$. En cambio, parece ser que haya considerable solución sólida total con respecto al catión A. De aquí que en el subgrupo en el cual B es el aluminio, haya sustitución mutua, más o menos completa, del magnesio, hierro ferroso, zinc y manganeso divalente.

Esta solución sólida en gran escala, da lugar a una amplia variación de propiedades entre los minerales del grupo de las espinelas, tales como color y peso específico que dependen principalmente de la composición química. El hábito cristalino y aquellas otras propiedades que dependen de la geometría de la estructura y de la naturaleza de los enlaces permanecen, sin embargo, notablemente constantes en todo el grupo.

ÓXIDOS

Cuprita	Cu_2O	<i>Grupo de la Goethita</i>	
Hielo	H_2O	Diaspora	$HAIO_2$
Cincita	ZnO	Goethita	$HFeO_2$
<i>Grupo de hematites</i>		<i>Grupo de las espinelas</i>	
Corindón	Al_2O_3	Espinela	$MgAl_2O_4$
Hematites	Fe_2O_3	Gahnita	$ZnAl_2O_4$
Ilmenita	$FeTiO_3$	Magnetita	Fe_3O_4
<i>Grupo de rutilo</i>		Franklinita	$(Zn, Fe, Mn)(Fe, Mn)_2O_4$
Rutilo	TiO_2	Cromita	$FeCr_2O_4$
Pirolusita	MnO_2	Crisoberilo	$BeAl_2O_4$
Casiterita	SnO_2	Columbita	$(Fe, Mn)(Nb, Ta)_2O_6$
Uraninita	UO_2		

HIDRÓXIDOS

Brucita	$Mg(OH)_2$	Limonita	$FeO(OH) \cdot nH_2O$
Manganita	$MnO(OH)$	Bauxita	Hidratos de Al
Psilomelana	$BaMn^{IV}Mn^{IV}_4O_{14}(OH)_4$		

CUPRITA— Cu_2O

Cristalografía. Cúbico; hexaquisoctaédrico. Corrientemente, en cristales formados por cubo, octaedro y dodecaedro, frecuentemente en combinación (figuras 439 y 440.) Algunas veces, en cristales cúbicos alargados, de tamaño capilar, conocidos como flores o *calcotriquita*. Frecuentemente, en agregados de grano fino o macizo.

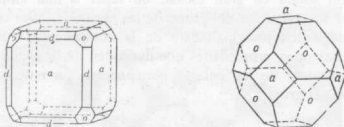
Estructura. Estructura cúbica formada por tetraedros CuO_4 y Cu_2O
 $a_0 = 4,26 \text{ \AA}$.

Propiedades físicas. H. = 3 $\frac{1}{2}$ -4. G. = 6.1. Brillo metálicoadamantino en

las variedades cristalizadas claras. Color rojo en varios tonos; rojo rubí en los cristales transparentes. Raya rojo castaño, rojo indio.

Composición. Óxido cuproso, Cu_2O . Cu = 88,8 %; O = 11,2 %. Normalmente puro, pero puede estar presente el óxido de hierro como impureza.

Ensayos. Funde a 3. Se obtiene llama de cloruro de cobre azul celeste si la cuprita se humedece con ácido clorhídrico y se la calienta después. Produce glóbulo de cobre en carbón vegetal con llama reductora. Cuando se disuelve en una



Figs. 439 y 440. Cuprita.

pequeña cantidad de ácido clorhídrico concentrado y la solución se diluye en agua fría da un precipitado blanco de cloruro de cobre (ensayo del cobre cuproso).

Diagnóstico. Normalmente se distingue de los otros minerales rojos por la forma de sus cristales, fuerte brillo, raya y paragénesis.

Yacimiento. La cuprita es una mena supergénica importante del cobre. Aparece en la zona de oxidación superior de los filones de cobre, asociado con limonita y otros minerales secundarios de cobre, como el cobre nativo, la malaquita, la azurita y la crisocola.

Países notables por ser la cuprita una mena, son Chile, Bolivia, Australia, Congo Francés. Se han hallado buenos cristales en Cornwall, Inglaterra; Chessy, Francia y los montes Urales. En los Estados Unidos, en cristales excelentes en relación con los depósitos de cobre de Bisbee, Arizona. También en Clifton y Morenci, Arizona. La cuprita es un mineral abundante en España, donde se encuentra, por ejemplo, en Río Tinto, Linares, Campillo.

Empleo. Una mena de cobre.

Etimología. Derivado del latín *cuprum*, cobre.

Especies similares. La *tenorita* o *melakonita*, el óxido cúprico, CuO , es un mineral supergénico negro.

HIELO— H_2O

Agua

Cristalografía. Hexagonal; piramidal ditrígona. El hielo se presenta con gran diversidad de bellos cristales en forma de estrella en la nieve. Incontables tipos que difieren en sus detalles, puede observarse siempre su forma hexagonal. El hielo aparece generalmente en forma maciza y granular.

Propiedades físicas. H. = 1 1/2. G. = 0,917. Brillo vítreo. Incoloro o blanco.

Composición. H₂O. H = 11,19 %; O = 88,81 %. Contiene frecuentemente materias extrañas.

Yacimiento. El hielo se forma en la superficie de las aguas libres en las regiones frías, se precipita en forma de nieve y hielo, y cristaliza en otras partes como escarcha. En las regiones polares el hielo existe permanentemente, encontrándose las masas mayores en las regiones heladas de Groenlandia y la Antártida. Se encuentra en menor cantidad en los glaciares montañosos, durante el invierno, en la superficie de los lagos y ríos, y como nieve en zonas más templadas.

CINCITA—ZnO

Cristalografía. Hexagonal; piramidal dihexagonal. Los cristales son poco corrientes y terminan en uno de sus extremos por caras de una pirámide escarpada y por el otro extremo con un pedión (fig. 150). Normalmente, macizo con aspecto aplanado o granular.

Estructura. Muy semejante a la wurtzita $a_0 = 3,24 \text{ \AA}$. $c_0 = 5,18 \text{ \AA}$.

Propiedades físicas. Exfoliación prismática clara (1010); partición basal. H. = 4-4 1/2. G. = 5,6. Brillo subadamantino. Color rojo fuerte a amarillo naranja. Puede estar recubierta con una fina pátina negra azulada. Raya amarillo naranja. Translúcido.

Composición. Óxido de zinc, ZnO. Zn = 80,3 %; O = 19,7 %. Es frecuente encontrar protóxido de manganeso, que probablemente es el que colorea el mineral, puesto que el ZnO químicamente puro es blanco.

Ensayos. Infusible. Soluble en ácido clorhídrico. Cuando al mineral finamente pulverizado se le añade mezcla reductora y se calienta intensamente en carbón vegetal, da aureola no volátil de óxido de zinc, que es de color amarillo en caliente, y blanco en frío. Normalmente, con la perla de bórax en la llama oxidante, da un color violeta rojizo (manganeso).

Diagnóstico. Se reconoce especialmente por su color rojo, la raya amarillo naranja y su asociación con la franklinita y la willemita.

Yacimiento. La cincita está confinada casi exclusivamente a los depósitos de zinc de Franklin, Nueva Jersey, donde está asociada con la franklinita y la willemita, a menudo en mezcla muy íntima. También embebida en calcita rosa. Sólo en pequeñas cantidades en otros lugares.

Empleo. Una mena de zinc, particularmente empleada para la producción de blanco de zinc (óxido de zinc).

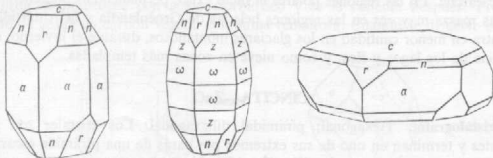
CORINDÓN—Al₂O₃

Cristalografía. Hexagonal-R; escalenoédrico. Los cristales normalmente de hábito prismático o piramidal hexagonal cónico (figs. 441 y 442). Amenudo redondeados en forma de barril. Frecuentemente, con profundas estriaciones horizontales.

Puede presentar caras de romboedro (fig. 443). Normalmente groseramente cristalizado o en masa con planos de rotura casi cúbicos, granuloso fino o basto.

Estructura. Semejante al ClNa , pero deformada $a_c = 5,12 \text{ \AA}$. $\alpha = 55^\circ 17'$.

Propiedades físicas. Partición basal $\{0001\}$ y romboédrica $\{1011\}$, esta última casi con ángulos cúbicos; en muy contadas ocasiones, partición prismática.



Figs. 441, 442 y 443. Corindón.

H. = 9 (muy cercano al diamante en cuanto a dureza). El corindón puede alterarse y pasa a mica, y debe ponerse mucho cuidado en obtener una superficie fresca para el ensayo de la dureza. **G.** = 4,02 (excesivamente grande para un mineral no metálico). Brillo adamantino a vítreo. De transparente a translúcido. Diversos colores: normalmente, tonalidades de castaño, rosa o azul. Puede ser también blanco, gris, verde, rojo rubí o azul zafiro.

Las diferencias de color dan origen a diversas variedades de la gema corindón. El *rubí* es el rojo fuerte, y el *zafiro* el azul. El corindón de otros colores se bautiza corrientemente con la palabra *oriental* añadida a otras gemas. Así, la *amatista oriental* es púrpura; el *topacio oriental* es amarillo y la *esmeralda oriental* es verde. Aunque éstos son los términos corrientes, frecuentemente se confunden, y su empleo está siendo abandonado por los joyeros. La variedad del corindón, que tiene una opalescencia brillante al mirarla en la dirección del eje c del cristal, se denominan *zafiro* o *rubí estrellado*.

El *esmeril* es un corindón granular negro íntimamente ligado con la magnetita, oligisto y hercinita.

Composición. Óxido de aluminio, Al_2O_3 . Al = 52,9%; O = 47,1 %.

Ensayos. Infusible. Insoluble. Finamente pulverizado y humedecido con nitrato de cobalto y calentado intensamente toma un color azul (aluminio).

Diagnóstico. Caracterizado principalmente por su gran dureza, alto brillo y peso específico y partición.

Yacimiento. El corindón es un mineral accesorio de las rocas metamórficas, como calizas cristalinas, esquistos micáceos y gneis. También es un constituyente primario de ciertas rocas ígneas; normalmente, en las pobres en sílice, como las sienitas y sienitas nefeliníferas. Puede hallarse en grandes masas en la zona de separación de las peridotitas de las rocas encajantes. Diseminado en pequeños

cristales en ciertos lamprófidos y en grandes cristales en las pegmatitas. Frecuentemente en cristales y gravas redondeadas en suelos detríticos y arenas donde ha sido preservado gracias a su dureza e inercia químicas. Normalmente asociado con la clorita, mica, olivino, serpentina, magnetita, espinela, cianita y diáspora.

Los *rubíes* se hallan principalmente en Birmania, Siam y Ceilán. La localidad más importante de Birmania está cerca de Mogok, 90 millas al norte de Mandalay. Las gemas se encuentran principalmente en el suelo resultante de la disolución de calizas metamórficas, en las cuales ha sido hallado también *in situ*. Los rubíes de Siam se encuentran cerca de Bangkok, en el golfo de Siam, donde aparecen en una arcilla derivada de la descomposición de un basalto. Los de Ceilán se hallan junto a otras gemas en las gravas de los riachuelos. En los Estados Unidos se han encontrado unos cuantos rubíes en las arenas y en relación con los grandes depósitos de corindón de Carolina del Norte.

Los *zafiros* se hallan asociados con los rubíes en Siam y Ceilán. Se hallan en Cachemira, India y en un área muy extensa en Queensland central, Australia.

En los Estados Unidos se han encontrado pequeños zafiros de color muy bonito en diversas localidades de Montana. Fueron descubiertos en las arenas fluviales al este de Helena en la explotación de placeres de oro, y posteriormente se han encontrado incrustados en las rocas de un lamprófido en Yogo Gulch. Una vez extraída la roca, se expone al aire por algún tiempo, y se descompone gradualmente, dejando así libres los zafiros. El corindón corriente se halla en los Estados Unidos en diversas localidades: en el extremo oriental de los montes Appalaches en Carolina del Norte y Georgia. Explotado extensamente en el suroeste de Carolina del Norte, donde aparece en grandes masas en los bordes de rocas olivínicas intrusivas (dunita); se ha pensado que se trata de una segregación del magma original. Como un constituyente primario en la sienita nefelínica de la provincia de Ontario, Canadá. En algunas partes, el corindón es tan abundante que forma más del 10 % de la masa rocosa.

El *esmeril* se halla en grandes cantidades en Cabo Eméri en la isla de Naxos y en diversas localidades de Asia Menor. En los Estados Unidos el esmeril se explota intensamente en Chester, Massachusetts y Peekskill, Nueva York.

Artificial. El corindón artificial se fabrica en gran escala a partir de las bauxitas. Este material sintético, junto con otros abrasivos manufacturados, especialmente el carborundo, ha desplazado al corindón natural de la industria de los abrasivos.

Los rubíes y zafiros sintéticos, coloreados con pequeñísimas cantidades de cromo y titanio, vienen fabricándose desde 1902 por el proceso Verneuil. Hasta 1940 solamente se fabricaban en Suiza, Francia y Alemania; pero en aquel año la Linde Air Products Co. se encargó de su fabricación en los Estados Unidos. La compañía Linde tuvo un gran éxito en la síntesis del corindón; su mayor realización fue la obtención sintética de rubíes y zafiros estrellados. Esto se consiguió introduciendo titanio, el cual, durante un tratamiento térmico adecuado, se desmezcla

en forma de rutilo orientado, TiO_2 , produciendo la estrella. La belleza de las piedras artificiales rivalizan con las naturales, y a una persona profana le resulta muy difícil distinguirlas.

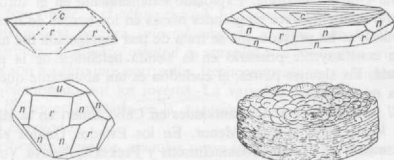
Antes del proceso Verneuil se fundían pequeños granos y trocitos de rubí natural para formar masas mayores, de las cuales se tallaban piedras de dos o tres quilates. Éstos se conocen con el nombre de *rubíes reconstruidos*.

Empleo. Como gema. El rubí rojo oscuro es una de las gemas más valiosas, sobrepasándole sólo la esmeralda. El zafiro azul es también valioso y las piedras de otros colores se cotizan a buen precio. Piedras de calidad de gema se usan en relojería y como cojinetes en instrumentos científicos. El corindón se emplea como abrasivo tanto a partir del material macizo puro o de su forma impura como el esmeril.

OLIGISTO— Fe_2O_3

Hematites

Cristalografía. Hexagonal-*R*; escalenoédrico. Los cristales, normalmente tabulares gruesos o delgados. Plano basal bien desarrollado; muestra con frecuencia marcas triangulares (figs. 444 y 445). Las aristas de las tablas pueden estar biseladas con formas romboédricas (fig. 446). Las tablas finas se agrupan en rosetas (*rosas de hierro*) (fig. 447). Los cristales distintamente romboédricos son raros y tienen



Figs. 444, 445, 446 y 447. Oligisto.

ángulos casi cúbicos. Normalmente terroso. También en masas botroidales a reniformes con estructura radiada (véase fig. 333). Puede ser también micáceo y hojoso: *especularita*. Se denomina *martita* a una pseudomorfosis octaédrica de magnetita. Maclas, según {0001} y {1011}.

Estructura. Idéntica a la del corindón. $a_r = 5,43 \text{ \AA}$. $\alpha = 55^\circ 14'$.

Propiedades físicas. Partición romboédrica y basal con ángulos casi cúbicos. **H.** 5 $\frac{1}{2}$ -6 $\frac{1}{2}$. **G.** = 5,26 en cristales, y mate en las variedades terrosas. Color castaño rojizo a negro. La variedad terrosa roja se conoce como *ocre rojo*. Raya rojo indio claro a oscuro, que se vuelve negro al calentarlo. Translúcido.

Composición: Óxido férrico, Fe_2O_3 . Fe = 70 %; O = 30 %. Puede contener titanio y magnesio, pasando a ilmenita.

Ensayos. Infusible. Se vuelve fuertemente magnético al calentarlo en la llama reductora. Lentamente soluble en ácido clorhídrico; si a la solución se le añade ferrocianuro potásico, se forma un precipitado azul oscuro (ensayo del hierro férrico).

Diagnóstico. Se reconoce especialmente por su raya característica rojo indio.

Yacimiento. El oligisto es un mineral que se halla en rocas de todas las edades y formas, la mena más abundante del hierro. Puede formarse como un producto de sublimación en relación con actividades volcánicas. En depósitos metamórficos de contacto y como mineral accesorio en las rocas ígneas feldespáticas, tales como el granito. También reemplazando en gran escala a rocas silíceas. Se encuentra desde escamas microscópicas a grandes masas en relación con el metamorfismo regional, donde puede haber sido originado por la alteración de la limonita, siderita o magnetita. Lo mismo que la limonita, puede formarse en masas y capas irregulares, como resultado de la meteorización de rocas que contienen hierro. Las menas oolíticas son de origen sedimentario, y pueden aparecer en capas de tamaño considerable. En las areniscas rojas, como material de cementación de los granos de cuarzo.

Las localidades notables por los cristales de oligisto son: la isla de Elba; Saint Gothard, Suiza, con *rosas de hierro*; las lavas del Vesubio; Cleator Moor, Cumberland, Inglaterra.

En los Estados Unidos las variedades columnar y terrosa se hallan en enormes capas que suministran un gran porcentaje de la producción mundial. Los distritos ferríferos principales de los Estados Unidos están agrupados en las orillas meridional y noroeste del lago Superior en Michigan, Wisconsin y Minnesota. Los distritos principales son, de este a oeste, la Marquette, en el norte de Michigan; el Menominee, en Michigan, al sudoeste de Marquette; el Penokee-Gogebic, en el norte de Wisconsin. En Minnesota, el Mesabi, al noroeste de Duluth; el Vermilion, cerca de la frontera canadiense; y el Cuyuna, al suroeste del Mesabi. Las menas de hierro de estas diferentes zonas están entre la variedad especular dura y el tipo terroso rojizo y blando. La mena se extrae por métodos subterráneos (minas), pero donde es blando y yace próximo a la superficie, por medio de grandes excavadoras eléctricas a cielo abierto.

El oligisto se halla también en los Estados Unidos en las rocas de la formación Clinton, que se extienden desde Nueva York central hasta el sur de la línea de los montes Appalaches, en Alabama central. Los depósitos más importantes de esta serie están al este de Tennessee y al norte de Alabama, cerca de Birmingham. También se encuentra en la Montaña de Hierro y Pilot Knob en el sudeste del Missouri. Existen depósitos de considerable importancia en Wyoming, condados de Laramie y Carbon.

Aunque la producción de menas de hierro en los Estados Unidos sigue siendo

grande, alrededor de 100.000.000 toneladas por año, los depósitos más ricos se están agotando rápidamente. En un futuro próximo, gran parte del hierro deberá obtenerse de los depósitos de baja calidad o importarse.

Después de muchos años de ensayos han sido puestos a punto procedimientos para la concentración de menas de hierro a partir de la *taconita*, que es una formación ferrífera de baja ley, rica en sílice, de la que han derivado los depósitos de gran riqueza. Las reservas de mena de hierro procedentes de la *taconita* son mucho mayores que las primitivas de mineral de ley elevada.

En estos últimos años los Estados Unidos han localizado grandes masas de mineral que representan muchos millones de toneladas de mena de gran riqueza, situadas principalmente en Venezuela, Brasil y Canadá. Se calcula que Itabira, la montaña de hierro del Brasil, contiene 15 billones de toneladas de hematites de gran pureza, pero las dificultades del transporte en los 500 km que hay entre el yacimiento y la costa han dificultado hasta la fecha la explotación en gran escala. En 1947 el Cerro Bolívar, en Venezuela, fue reconocido como depósito de hematites rico en extremo, y en 1954 fue exportado a los Estados Unidos mineral de este yacimiento. En el Canadá han sido localizados varios depósitos nuevos, pero los más importantes están situados a lo largo de la frontera entre Quebec y Labrador. En 1954 empezó a exportarse el mineral a un puerto del río San Lorenzo utilizando un ferrocarril de 3500 km construido en esta región, hasta entonces inaccesible.

En España es frecuente y se encuentra en zonas importantes, como la de Somorrostro, en Asturias, Hiendelaencina, El Pedroso, etc.

Empleo. La mena más importante del hierro. Se emplea también como pigmentos, ocre rojo y como polvo para pulir.

Etimología. Hematites deriva de una palabra griega que significa *sangre*, en alusión al color del mineral en polvo.

ILMENITA— TiO_2Fe

Hierro titanado. Menaccanita

Cristalografía. Hexagonal-*R*; romboédrico. Los cristales son normalmente tabulares, delgados, con plano basal bien desarrollado y pequeñas truncaduras romboédricas. Los cristales se parecen al oligisto. Frecuentemente, placas delgadas. Normalmente, macizo, compacto; también en granos o en arenas.

Estructura. Como la del oligisto, $a_r = 5,53 \text{ \AA}$; $\alpha = 54^\circ 49'$.

Propiedades físicas. **H.** = $5 \frac{1}{2}$ -6. **G.** = 4,7. Brillo metálico a submetálico. Color negro de hierro. Raya negra a rojo castaño. Puede ser magnético sin calentarlo. Opaco.

Composición. Titanato ferroso, TiO_2Fe . Fe = 36,8 %; Ti = 31,6 %; O = 31,6 %. La relación entre el titanio y el hierro varía ampliamente por intro-

ducción de óxido férrico. El exceso de óxido férrico puede ser debido en gran parte a pequeñas inclusiones de oligisto. El magnesio y el manganeso pueden reemplazar al hierro ferroso.

Ensayos. Infusible. Magnético después de ser calentado. El polvo fino, fundido en la llama reductora con carbonato sódico, proporciona una masa magnética. Una vez fundido con carbonato sódico, puede disolverse en ácido sulfúrico y, al añadirle peróxido de hidrógeno, la solución se vuelve amarilla.

Diagnóstico. La ilmenita puede distinguirse del oligisto por su raya, y de la magnetita por carecer de fuerte magnetismo. En casos dudosos, como en los intercrecimientos con magnetita, es necesario recurrir a ensayos químicos.

Yacimiento. La ilmenita aparece en capas y masas lenticulares, en gneis y otras rocas metamórficas cristalinas. Se halla frecuentemente en filones o grandes masas como un producto de segregación magmática. Asociada con la magnetita. También como un mineral accesorio en las rocas ígneas. Uno de los constituyentes de las arenas negras, asociada con la magnetita, rutilo, zircón y monazita.

En grandes cantidades en Krägerö y otros lugares de Noruega; en cristales en Miask, en las montañas Ilmen, U.R.S.S. En los Estados Unidos, en Washington, Connecticut; en Orange County, Nueva York; y en muchos depósitos de magnetita de la región Adirondack, especialmente en Tahawus, Essex County, donde se la extrae activamente. También en la bahía de Saint Paul y lago Allard, Quebec. En la India y en el Brasil se benefician cantidades considerables en las arenas de las playas.

Empleo. Como una fuente del titanio. El bióxido de titanio sintético se usa cada vez más como un pigmento en pintura, reemplazando viejos colores, especialmente compuestos de plomo. Actualmente se están llevando a cabo numerosas investigaciones para emplear el titanio metálico como material en estructuras. Debido al elevado valor de la relación resistencia peso, el titanio ha demostrado ser un material muy adecuado para la construcción de armazones y motores de aviación. La ilmenita no puede emplearse como mena de hierro, debido a su difícil fusibilidad, pero la ilmenita y la magnetita se separan magnéticamente, de forma que tanto el titanio como el hierro pueden ser recuperados independientemente.

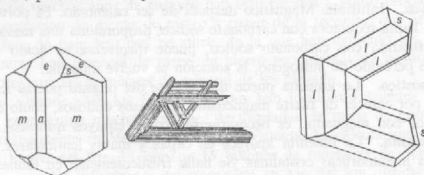
Etimología. De las montañas Ilmen, U.R.S.S.

RUTILO—TiO₂

Cristalografía. Tetragonal; bipiramidal ditetragonal. Cristales prismáticos con terminaciones bipiramidales (fig. 448). Estriación vertical. Frecuentemente, maclas en codo repetidas (figs. 449 y 450). Plano de macla: la bipirámide de primer orden {011}. Los cristales son frecuentemente aciculares delgados. También macizo compacto.

Estructura. Tipo especial.

Propiedades físicas. H. = 6-6 $\frac{1}{2}$. G. = 4,18-4,25. Brillo adamantino a sub-metálico. Color rojo, castaño rojizo a negro. Raya castaño pálido. Normalmente, subtranslúcido; puede ser transparente.



Figs. 448, 449 y 450. Rutilo.

Composición. Bióxido de titanio, TiO_2 . Ti = 60 %; O = 40 %. Normalmente siempre contiene un poco de hierro, y su porcentaje puede llegar hasta un 10 %.

Ensayos. Infusible. Insoluble. Una vez fundido con carbonato sódico, puede ser disuelto en ácido sulfúrico; la solución se vuelve amarilla al añadirse peróxido de hidrógeno.

Diagnóstico. Se caracteriza por el brillo adamantino peculiar y color rojo. Su menor peso específico lo distingue de la casiterita.

Yacimiento. El rutilo se halla en granitos, pegmatitas graníticas, gneis, esquistos micáceos, calizas metamórficas y dolomita. Como mineral accesorio, en las rocas o en los filones de cuarzo. Con frecuencia, cristales delgados que penetran en el cuarzo. Se encuentra en considerables cantidades en las arenas negras asociado con la magnetita, el zircón y la monacita.

Localidades europeas importantes son: Krägerö, Noruega; Yrieix, cerca de Limoges, Francia; en Suiza y en el Tirol. El rutilo de las minas de las zonas costeras del norte de Nueva Gales del Sur y del sur de Queenslandia, ha convertido a Australia en la mayor nación productora de este mineral. En los Estados Unidos, cristales muy notables en las montañas Graves, Lincoln County, Georgia. También se ha encontrado en Alexander County, Carolina del Norte, y en Magnet Cove, Arkansas. Ha sido beneficiado en Amherst y Nelson, Virginia, en cantidades comerciales de las arenas negras del noroeste de Florida.

En España, en Horcajuelo, Somosierra, Hiedelaencina. También en las rías gallegas.

Artificial. Los cristales de rutilo se fabrican por el proceso Verneuil. Con tratamiento térmico apropiado, puede hacerse transparente y casi incoloro, completamente diferente del mineral natural. Debido a su fuerte índice de refracción y gran dispersión, este material sintético es una bella gema con solamente un débil

tono amarillento. En el comercio se le conoce con una gran variedad de nombres, entre los cuales son bien conocidos las de *titania*, *gema de Kenya* y *miridis*.

Empleo. La mayor parte del rutilo se emplea como revestimiento de varillas de soldadura. Parte del titanio que se obtiene del rutilo se emplea en aleaciones; en electrodos de arcos voltaicos; para dar color amarillo a la porcelana y a los dientes postizos. El óxido sintético se emplea en pintura. (Véase *Ilmenita*.)

Etimología. Del latín *rutilos*, rojo, en alusión a su color.

Especies similares. *Octaedrita* o *anatasa* (tetragonal) y *brookita* (rómico), son formas primordiales del TiO_2 .

La *perowskita*, TiO_3Ca , es un mineral de titanio, cúbico; de las rocas metamórficas.

PIROLUSITA— MnO_2

Cristalografía. Tetragonal; bipiramidal ditetragonal. Raras veces en cristales bien desarrollados, *polianita*. Muchos cristales pseudomórficos de manganita. Normalmente en fibras o columnas radiantes. También macizo granuloso; en masas reuniformes y dendríticas (fig. 451).

Propiedades físicas. Exfoliación prismática $\{110\}$ perfecta. **H.** = 1-2 (muchas veces ensucia los dedos). La polianita cristalina es dura. **H.** = 6-6 1/2. **G.** = 4,75. Brillo metálico. Color y raya negro de hierro. Fractura astillosa. Opaco.

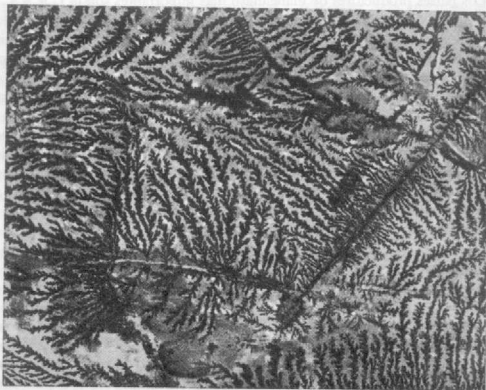


Fig. 451. Dendríticas de pirolusita en caliza, Cerdeña.

Composición. Bióxido de manganeso. MnO_2 Mn = 63.2 %; O = 36.8 %. Normalmente contiene un poco de agua.

Ensayos. Infusible. Una pequeña cantidad de mineral pulverizado, en la llama oxidante da una perla de bórax violeta o verde azulada y opaca de carbonato sódico. Desprende oxígeno en tubo cerrado, que hará, al calentar, arder pequeñas astillas de carbón vegetal introducidas en el tubo con el mineral. Poco desprendimiento de agua en tubo cerrado. Con ácido clorhídrico, desprende cloro.

Diagnóstico. Se caracteriza y distingue de otros minerales de manganeso por su raya negra, poca dureza y poca cantidad de agua.

Yacimiento. La pirolusita es un mineral supergénico. El agua disuelve el manganeso de las rocas cristalinas, donde siempre está presente en pequeñas cantidades, y se redeposita formando diversos minerales, especialmente la pirolusita. Arborecencias dentríticas de la pirolusita se observan frecuentemente en las superficies de rotura de las rocas y sobre piedras aisladas. Depósitos nodulares de pirolusita se forman en el fondo del mar. Capas y lentejones de manganeso se hallan con frecuencia incluidos en arcillas residuales, derivadas de la meteorización de calizas manganíferas. Se supone que los óxidos de manganeso fueron originalmente coloidales, habiendo adquirido la forma cristalina posteriormente. Se halla también en filones con el cuarzo y otros minerales metálicos.

La pirolusita es la mena más corriente de manganeso y se la halla por doquier. Los países productores de manganeso más importantes son la U.R.S.S., Costa de Oro, India, Unión Sudafricana, Marruecos francés, Brasil, Cuba. En los Estados Unidos, el manganeso se encuentra en Virginia, West Virginia, Georgia, Arkansas, Tennessee; junto al oligisto, en los distritos del lago Superior, y en California. En España, en Teruel, Asturias y Huelva.

Empleo. La mena más importante del manganeso. El manganeso se emplea con el hierro en la fabricación de *spiegeleisen* y *ferromanganeso*, usados en la fabricación de acero. También se emplea en varias aleaciones con el cobre, zinc, aluminio, estaño y plomo. La pirolusita se utiliza como un oxidante en la fabricación de cloro, bromo y oxígeno; como un desinfectante en el permanganato potásico; como secante en las pinturas; como decolorante del cristal y en las baterías y acumuladores eléctricos.

El manganeso se emplea también como material colorante en ladrillos, cerámica y vidrio.

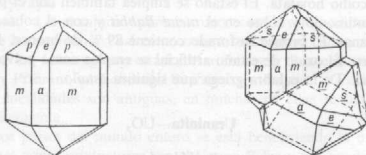
Etimología. *Pirolusita*, deriva de dos palabras griegas que significan *fuego* y *lavar* debido a que se emplea, por su efecto oxidante, para limpiar el vidrio de los colores debidos al hierro.

Especies similares. *Alabandina*, SMn, relativamente raro, asociada con otros sulfuros en los filones.

Se da el nombre de *wad* a una mena de manganeso formada por una mezcla de óxidos de manganeso hidratados.

CASITERITA SnO_2

Cristalografía. Tetragonal; bipiramidal ditetragonal. Las formas corrientes son prismas y bipirámides de primero y segundo orden (fig. 452). Frecuentemente en maclas en forma de codo, con un entrante característico que da lugar al término minero «picos de estaño» (fig. 453); el plano de macla es la bipirámide de



Figs. 452 y 453. Casiterita.

primer orden {011}. Normalmente, macizo granular; a menudo en masas reniformes con una apariencia fibrosa radiante, estaño leñoso.

Estructura. Como la del rutilo. $a_0 = 4,72 \text{ \AA}$; $c_0 = \approx 17 \text{ \AA}$.

Propiedades físicas. H. = 6-7. G. = 6,8-7,1 (excesivo para un mineral con brillo no metálico). Brillo adamantino a submetálico y mate. Color normalmente pardo a negro; raras veces amarillo o blanco. Raya blanca. Translúcido, rara vez transparente.

Composición. Bióxido de estano, SnO_2 . Sn = 78,6 %; O = 21,4 %. Puede contener también pequeñas cantidades de hierro.

Ensayos. Infusible. Glóbulo de estaño con aureola de óxido de estaño blanco, cuando el mineral finamente pulverizado se funde en carbón vegetal con la mezcla reductora. Insoluble. Cuando se colocan fragmentos de casiterita en ácido clorhídrico diluido junto con un poco de zinc metálico, la superficie de la casiterita se reduce y el ejemplar se va cubriendo con una capa gris mate de estaño metálico, que se vuelve brillante al ser frotado.

Yacimiento. La casiterita se encuentra en pequeñas cantidades en muchos sitios; pero, en plan comercial, sólo en contadas localidades, como constituyente primario de las rocas ígneas y pegmatitas, aunque es mucho más corriente encontrarla en filones asociada al cuarzo, en o cerca de rocas graníticas. Los filones de estaño normalmente contienen minerales de flúor o boro, tales como turmalina, topacio, fluorita y apatito, y los minerales de las salbandas del filón están, corrientemente, muy alteradas. Frecuentemente asociada a la wolframita. La casiterita se halla también en placeres.

La mayor parte del estaño del mundo procede de los Estados Malayos, Bolivia, Indonesia, Congo Belga y Nigeria. Cornwall, Inglaterra, produjo en el pasado

grandes cantidades de mineral de estaño. En los Estados Unidos la casiterita no se ha encontrado en cantidades suficientemente grandes para garantizar el éxito de la minería, pero en pequeñas cantidades ha sido hallada en numerosas pegmatitas. En España, en la zona estannífera de Orense.

Empleo. La principal mena de estaño. El principal empleo del estaño es el revestimiento o «estañado» de los metales, especialmente el hierro, para formar lo que se conoce como hojalata. El estaño se emplea también con el plomo para soldaduras, con antimonio y cobre en el *metal Babbit* y con el cobre para bronce y metal de campanas. El bronce fosforado contiene 89 % de bronce, 10 % de estaño y 1 % de fósforo. El óxido de estaño artificial se emplea como polvo para pulir.

Etimología. De la palabra griega que significa *estaño*.

Uraninita— UO_2

Pechblenda

Cristalografía. Cúbico, en octaedros y dodecaedros; con menos frecuencia, caras de cubo. Raras veces en cristales. Normalmente, macizo y botroidal (*pechblenda*).

Propiedades físicas. H. = $5 \frac{1}{2}$. G. = 9.9,7. Extraordinariamente alto; en las variedades geles, G. = 6,5-8,5. Brillo submetálico graso, mate. Color negro. Raya pardonegra.

Composición. Bióxido de uranio, UO_2 . La uraninita está siempre parcialmente oxidada, y la composición real es intermedia entre UO_2 y U_3O_8 . El uranio puede estar reemplazado por el torio y en los preparados artificiales se ha observado la existencia de una serie completa entre la uraninita y la torianita, ThO_2 . Los análisis indican la presencia de pequeñas cantidades de plomo y de elementos tan raros como el radio, torio, itrio, nitrógeno, helio y argón. El plomo existe como producto final de la desintegración radiactiva, tanto del uranio como del torio. Existen dos isótopos de plomo: el Pb^{206} , que resulta de la desintegración radiactiva del isótopo U^{238} , y el Pb^{207} de la desintegración del U^{235} . En el proceso de desintegración se emiten átomos ionizados del helio (partículas α) y electrones (partículas β). En la uraninita se halla siempre helio. Debido a que la desintegración radiactiva procede con velocidad uniforme, la acumulación de helio y plomo puede emplearse como una medida del tiempo transcurrido desde la formación del mineral. De esta manera, los geólogos emplean la relación de uranio-plomo como la de uranio-helio para determinar la edad de las rocas

El helio se descubrió en la Tierra precisamente en la uraninita, aunque había sido ya detectado anteriormente en el espectro solar. En dicho mineral se descubrió también el radio.

Ensayos. Infusible. La perla de fósforo en la llama oxidante adquiere un color verde amarillento y verde en la llama reductora. Esta perla o la de borax son

fluorescentes con luz ultravioleta, lo que es una prueba muy sensible del uranio. La uraninita es soluble en ácido sulfúrico diluido con una ligera liberación de helio; deja agua en tubo cerrado. Debido a su radiactividad, la uraninita, así como otros compuestos de uranio, pueden ser detectados en pequeñas cantidades por los contadores Geiger-Müller, cámaras de ionización e instrumentos similares.

Diagnóstico. Se caracteriza principalmente por su brillo graso, gran peso específico, color y raya.

Yacimiento. La uraninita aparece como constituyente primario de las rocas graníticas y de las pegmatitas, así como mineral secundario junto a menas de plata, plomo y cobre en Johannegeorgenstadt, Marienberg y Schneeberg, en Sajonia; en Joachimsthal y Příbram, en Bohemia; Rezbanya en Rumania; Cornwall, Inglaterra. Aunque estas localidades son antiguas, en muchas de ellas se sigue trabajando en sus minas activamente.

En muchos países del mundo entero se está beneficiando la uraninita pero los más importantes como productores son el Congo Belga y el Canadá. La producción del Congo Belga procede de la mina de Shinkolobwe, en donde la uraninita está asociada a muchos minerales de alteración que tienen diversos colores muy vivos. Wilberforce, en Ontario, ha sido una famosa localidad canadiense, pero, en la actualidad, la fuente principal son las minas situadas en las orillas del lago del Gran-Oso, Territorio del Noroeste; la región de Beaverlodge, Saskatchewan y la región del río Blind, Ontario. De los conglomerados auríferos del Witwatersrand, Unión Sudafricana, también se recupera uraninita. En los estados Unidos se halla en cristales aislados en pegmatitas en Middletown, Glastonbury y Brachville, Connecticut. En las minas de mica del condado de Mitchell, Carolina del Norte, se está trabajando activamente. Un estrecho filón cerca del Central City, Gilpin County, Colorado. También se ha obtenido de la mina de Caribou, Foulder County, Colorado. Exploraciones recientes han localizado varios depósitos explotables de uraninita y minerales de uranio asociados, en la meseta del Colorado, en Arizona, Colorado, Nuevo Méjico y Utah. En España, en Córdoba.

Empleo. En la décimoquinta edición de este libro, escrita en 1940, se afirmaba: «El uranio tiene solamente un empleo limitado.» El autor no pudo imaginar en aquel tiempo que existiese un interés tan grande por el uranio como fuente de la energía atómica. Durante la década siguiente, la uraninita, por ser la fuente principal de uranio, ha logrado la mayor popularidad, tanto entre los científicos, como en el público en general. Hasta agosto de 1945, en que fue arrojada la primera bomba atómica, la uraninita era importante para unos pocos; pero, desde entonces, la gente de todos los países del mundo se ha dado perfecta cuenta del gran papel que el uranio puede tener en el futuro. Como resultado de todo ello, actualmente se está procediendo a una búsqueda intensiva de minerales del uranio.

Desde 1945, han sido descritos 41 nuevos minerales de uranio y vueltos a estudiar muchos de los ya conocidos. En el momento actual, se conocen 85 minerales de uranio y de 10 a 20 han sido descritos parcialmente. Aunque la uraninita sigue

siendo el mineral de uranio más importante, en la actualidad son importantes fuentes de este elemento, otros minerales como la carnotita (pág. 386), tyuyamunita (pág. 386), torbenita (pág. 384) y autunita (pág. 384).

El uranio ha logrado un lugar importante entre los elementos debido a su susceptibilidad a la fisión nuclear, proceso en el que el núcleo de los átomos del uranio se desintegra y rompe con producción de enorme cantidad de energía. Ésta es la fuente de energía de la bomba atómica. En la utilización de esta energía para otros fines se han hecho enormes progresos. Hay en funcionamiento reactores nucleares para producir electricidad y se hace uso en los submarinos e incluso aviones, de reactores nucleares de propulsión.

La uraninita es también la fuente del radio, aunque lo contiene en muy pequeña cantidad. Aproximadamente, deben ser tratadas 750 toneladas de mena para lograr 12 toneladas de concentrado; el tratamiento químico de estos concentrados produce alrededor de 1 gramo de sal de radio. En forma de diversos compuestos, el uranio tiene un empleo limitado en la coloración de los vidrios y porcelanas, en fotografía y como reactivo químico.

Diaspora— HAIO_2

Cristalografía. Rómbico; bipiramidal. Normalmente en cristales delgados, tabulares paralelos a {010}. En hojas; masas hojosas.

Propiedades físicas. Exfoliación pinacoidal perfecta {010}. **H.** = $6\frac{1}{2}$ -7. **G.** = 3,35-3,4. Brillo vítreo excepto la cara de exfoliación, donde es perlado. Color blanquecino, grisáceo, amarillento, verdoso. De transparente a translúcido.

Composición. HAIO_2 . Al_2O_3 = 85 %; H_2O = 15 %.

La diaspora corresponde al tipo de fórmula general ABO_2 y se diferencia de la boehmita $\text{AlO}(\text{OH})$ en que no tiene grupos (OH). El hidrógeno funciona como catión, en coordinación 2 con el oxígeno.

Ensayos. Infusible. Insoluble. Polvo fino totalmente soluble en la perla de fósforo (ausencia de sílice). Decrepita y da agua al calentarlo en tubo cerrado. Calcinado con nitrato de cobalto, se vuelve azul (aluminio).

Diagnóstico. Se caracteriza por su buena exfoliación, su hábito hojoso y su dureza ($6\frac{1}{2}$ -7).

Yacimiento. La diaspora está corrientemente asociada al corindón en el esmeril, y con este mineral en dolomitas y esquistos cloríticos. En los depósitos de bauxita y arcillas aluminosas. Ha sido descrito como mineral accesorio en las calizas metamórficas.

Localidades notables son los montes Urales; Schemnitz, Checoslovaquia; Camplungo, Suiza. En los Estados Unidos se halla en Chester County, Pennsylvania; en Chester, Massachusetts; con alunita, formando masas rocosas en Mt. Robinson, Rosita Hills, Colorado. Abundantemente, en las bauxitas y arcillas aluminosas de Arkansas, Missouri y en otras localidades de los Estados Unidos.

Empleo. Como un refractario.

Etimología. Deriva de una palabra griega que significa *esparcir*, aludiendo a que decrepita al calentarlo.

Especies similares. La *boehmita* AlO(OH) y la *gibbsita* Al(OH)_3 se encuentran en partículas diseminadas como constituyentes de la bauxita.

Goethita— HFeO_2

Cristalografía. Rómbico; bipiramidal. Raras veces en cristales prismáticos aislados verticalmente estriados. A menudo, aplastados paralelamente al segundo pinacoide. En cristales aciculares. También macizo, reniforme, estalactítico en agregados fibrosos radiantes. Hojoso. Como hierro de los pantanos, generalmente suelto y poroso.

Propiedades físicas. Exfoliación perfecta paralela al segundo pinacoide $\{010\}$. **H.** = 5-5 $\frac{1}{2}$. **G.** = 4,37; puede llegar a 3,3 en materiales impuros. Brillo adamantino a mate; sedoso en ciertas variedades escamosas o fibrosas. Color pardo amarillento a pardo oscuro. Raya pardo amarillento. Subtranslúcido.

Composición. HFeO_2 . Fe = 62,9 %; O = 27,0 %; H_2O = 10,1 %. El hidrógeno funciona como catión en coordinación 2 con el oxígeno y, por lo tanto, la goethita se diferencia de la lepidocrocita FeO(OH) en que no tiene grupos (OH). El manganeso suele estar presente en cantidades hasta un 5 %. Las variedades compactas contienen frecuentemente agua adsorbida o capilar.

Ensayos. Dificilmente fusible (5-5 $\frac{1}{2}$). Se convierte en magnético en la llama reductora. En tubo cerrado, da agua y se transforma en Fe_2O_3 .

Diagnóstico. Se reconoce principalmente por el color de su raya y se distingue de la limonita por su exfoliación, crecimiento radial y otras pruebas de cristalinidad. Muchos de los materiales que en un principio se clasificaron como limonitas, son goethitas.

Yacimiento. La goethita es uno de los minerales más frecuentes y se forma en condiciones de oxidación como un producto de la meteorización de minerales que contienen hierro. Se forma también como precipitado inorgánico o biogénico en las aguas, y se encuentra en los pantanos y fuentes. La goethita, con la limonita, forma el *gossan* o *sombrero de hierro* en los filones metalíferos. Se han encontrado grandes cantidades de goethita como mantos lateríticos residuales, resultantes de la meteorización de la serpentina. La limonita pseudomórfica de piritita probablemente es en su mayor parte goethita.

Los depósitos conocidos con el nombre de hierro de los pantanos están formados por la solución, transporte y precipitación de minerales de hierro preexistentes, por efecto de las aguas superficiales. La solución se lleva a efecto mediante las pequeñas cantidades de ácido carbónico disuelto en el agua. El hierro es transportado en forma de carbonato y conducido por las corrientes a los pantanos y estanques. Una vez allí, el carbonato se transforma en óxido por la evaporación del agua y la

consiguiente pérdida de ácido carbónico y por la acción reductora de materias carbonosas. El óxido se separa y primeramente se concentra como una espuma iridiscente sobre la superficie del agua, que poco a poco se sumerge después al fondo. Esta separación se produce también con la ayuda en la denominada bacteria de hierro, que lo separa del agua y más tarde lo deposita como hidróxido férrico. De esta forma, en condiciones favorables, se forman capas de goethita impura en el fondo de los pantanos. Tales depósitos son muy corrientes, pero debido a su asociación con materiales extraños, pocas veces logran la pureza suficiente para beneficiarlos comercialmente.

También se hallan depósitos de goethita en las calizas que contienen hierro. El hierro de la caliza puede ser gradualmente disuelto por las aguas circulantes, y en condiciones favorables puede, como goethita, reemplazar al carbonato cálcico de la roca. La meteorización gradual y la solución de caliza puede liberar el hierro en forma de masas residuales de hidróxido férrico, diseminadas en la arcilla derivada de la antigua formación caliza. Dichos depósitos son frecuentemente de tamaño considerable y, debido a la gran pureza de sus materiales, se explotan mucho más que el hierro de los pantanos.

La goethita, en algunas localidades, constituye una importante mena de hierro. Es el principal constituyente de las ricas menas de *minette* de Alsacia-Lorena. Otras localidades europeas importantes son: Eiserfeld, en Westphalia; Pribam, Bohemia; y Cornwall, Inglaterra. Grandes depósitos de lateritas ricas en hierro, esencialmente de goethita, se hallan en Mayari y Moa, distritos de Cuba.

En los Estados Unidos, la goethita es corriente en el lago Superior, y se han obtenido buenos ejemplares en Negaunee, cerca de Marquette, Michigan. La goethita se halla también en las calizas ferríferas, en los montes Appalaches, desde el oeste de Massachusetts y hasta Alabama. Dichos depósitos son particularmente importantes en Alabama, Georgia, Virginia y Tennessee. Material bien cristalizado, aparece junto al cuarzo ahumado y la microlina en Colorado, en Florissant, y en la región de Pikes Peak. En España es abundantísimo en el Norte, Río Tinto, Ojos Negros, cabo de Gata.

Empleo. Una mena de hierro.

Etimología. En honor de Goethe, el poeta alemán.

Especies similares. *Turgite*, $2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$, frecuentemente asociada a la goethita, pero se distingue de ella por su raya roja. *Lepidrocrocita*, $\text{FeO}(\text{OH})$, dimorfa de la goethita y aparece junto a ella.

GRUPO DE LAS ESPINELAS, AB_2O_4

Como se ha indicado en la página 292, los minerales del grupo de las espinelas, de fórmula general AB_2O_4 , comprende un grupo isotípico íntimamente relacionado con solución sólida entre sus miembros. Hay sustitución casi completa de los elementos divalentes, magnesio, hierro ferroso, zinc y manganeso en las posiciones A,

pero sólo sustitución limitada de los elementos trivalentes, aluminio, hierro férrico y cromo en las posiciones B. El cuadro que figura a continuación, muestra las relaciones existentes entre los principales miembros del grupo.

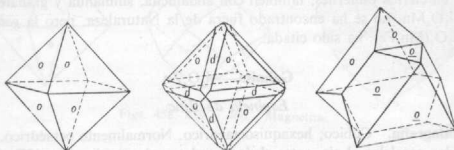
GRUPO DE LAS ESPINELAS AB_2O_4

A		B = Al		B = Fe		B = Cr	
Mg	Espinela	MgAl ₂ O ₄	Magnesio-ferrita	MgFe ₂ O ₄	Magnesio-cromita	MgCr ₂ O ₄	
Fe	Hercinita	FeAl ₂ O ₄	Magnetita	FeFe ₂ O ₄	Cromita	FeCr ₂ O ₄	
Zn	Gahnita	ZnAl ₂ O ₄	Franklinita	ZnFe ₂ O ₄			
Mn	Gaixita	MnAl ₂ O ₄	Jacobsita	MnFe ₂ O ₄			

ESPINELA—Al₂O₃Mg

Cristalografía. Cúbico; hexaquisoctaédrico. Normalmente, en cristales octaédricos (fig. 454). En octaedros maclados (macla de la espinela) (fig. 456). Los dodecaedros pueden presentarse como pequeñas truncaduras (fig. 455). Las otras formas son raras.

Estructura. Tipo especial complicado, cúbica. $a_0 = 8,10 \text{ \AA}$.



Figs. 454, 455 y 456. Espinela.

Propiedades físicas. $H. = 8$. $G. = 3,55$ para la composición teórica. No metálico. Brillo vítreo. Varios colores: blanco, rojo, azul, verde, pardo y negro. Raya blanca. Normalmente, translúcido, puede ser claro y transparente.

El magnesio puede estar sustituido en todas proporciones por hierro ferroso, zinc y menos frecuente por el manganeso. El aluminio puede estar sustituido en parte por hierro férrico y cromo. La espinela magnesiana casi pura, de color rojo claro, se conoce como *rubi espinela*. El *pleonasto* es la espinela ferrosa, de color verde oscuro a negro y la *picotita* es la espinela crómica, amarillenta a pardo verdosa.

Ensayos. El mineral en polvo muy fino se disuelve completamente en la sal de fósforo (con lo cual se prueba la ausencia de silice).

Diagnóstico. Se reconoce por su dureza (8), sus cristales octaédricos y su

brillo vítreo. La espinela de hierro se distingue de la magnetita por su carácter no magnético y raya blanca.

Yacimiento. La espinela es un mineral metamórfico corriente, que aparece incluido en calizas cristalinas, gneis y serpentinas. También como mineral accesorio en muchas rocas ígneas oscuras. La espinela frecuentemente se forma como mineral metamórfico de contacto asociado a la flogopita, pirrotina, condrodita y grafito. Se halla frecuentemente en las arenas de los riachuelos, donde se ha conservado debido a su resistencia física y propiedades químicas. El rubí espinela se halla también de esta forma asociado al corindón gema en las arenas de Ceilán, Siam, Birmania Superior y Madagascar. La espinela ordinaria se encuentra en diversas localidades de Nueva York y Nueva Jersey. En España, en Estepona.

Empleo. Cuando es transparente y de color fino, se emplea como gema. Normalmente, rojo, y se conoce como *rubí espinela* o *rubí balaje*. Algunas piedras son azules. La mayor piedra tallada conocida pesa alrededor de 80 quilates. Estas piedras preciosas son generalmente baratas.

Artificial. La espinela sintética se fabrica por el proceso de Verneuil (véase *Corindón*) en diversos colores, rivalizando en belleza con las piedras naturales. La espinela sintética se emplea también como refractario.

Especies similares. *Hercinita*. Al_2O_4Fe , una espinela de hierro, asociada al corindón en ciertos esmeriles; también con andalucita, silimanita y granate. La *galaxita*, Al_2O_4Mn , no se ha encontrado fuera de la Naturaleza, pero la *galaxita ferrrosa*, $Al_2O_4(Mn,Fe)$, ha sido citada.

Gahnita— Al_2O_3Zn

Espinel de Zinc

Cristalografía. Cúbico; hexaquisoctaédrico. Normalmente octaédrico, con caras estriadas paralelas al eje, entre el dodecaedro y el octaedro (fig. 457). Con menor frecuencia, dodecaedros y cubos bien formados.

Propiedades físicas. $H. = 7 \frac{1}{2}$ -8. $G. = 4,55$. Brillo vítreo. Color verde oscuro. Raya gris. Translúcido.

Composición. Espinela de zinc, Al_2O_3Zn . El hierro ferroso y el manganeso pueden reemplazar al zinc, y el hierro férrico al aluminio.

Ensayos. Infusible. Finamente pulverizado y fundido con carbonato sódico en carbón vegetal, produce una aureola no volátil blanca de óxido de zinc.

Diagnóstico. Caracterizado por la dureza de sus cristales (octaedros estriados) y dureza.

Yacimiento. La gahnita es un mineral raro. Aparece en depósitos de zinc y también como un mineral de contacto en las calizas cristalinas. En grandes masas, en Bodenmais, Baviera; en los esquistos talcosos de

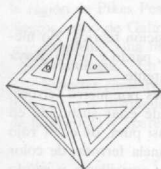


Fig. 457. Gahnita.

Falun, Suecia. En los Estados Unidos, se encuentra en Charlemont, Massachusetts, y Franklin, Nueva Jersey.

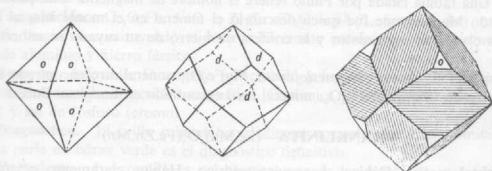
Etimología. En honor del químico sueco J. G. Gahn, descubridor del manganeso.

MAGNETITA— Fe_3O_4

Cristalografía. Cúbico; hexaquisoctaédrico. Generalmente, en cristales de hábito octaédrico (fig. 458); en algunos casos, maclado. Más raro en dodecaedros (fig. 459). Los dodecaedros pueden estar estriados paralelamente a la arista con el octaedro (fig. 460). Las otras formas de la clase son raras. Normalmente, macizo, granular o en grano fino.

Estructura. Como la espinela. $a_0 = 8,40 \text{ \AA}$.

Propiedades físicas. Partición octaédrica en algunos ejemplares. **H.** = 6. **G.** = 5,18. Brillo metálico. Color negro de hierro. Raya negra. Fuertemente mag-



Figs. 458, 459 y 460. Magnetita.

nético; puede actuar como un imán natural y se conoce con el nombre de piedra imán. Opaco.

Composición. Fe_3O_4 o FeFe_2O_4 . Fe = 72,4 %; O = 27,6 %. La composición de la magnetita corresponde bien, por lo general, a la que indica la fórmula, pero algunos análisis dan un porcentaje bajo de magnesio y manganeso divalente.

Ensayos. Infusible. Lentamente soluble en HCl, y la solución de las reacciones propias del hierro férrico y ferroso.

Diagnóstico. Caracterizado, principalmente, por su fuerte magnetismo, su color negro y su dureza (6). Se distingue de la franklinita magnética por la raya.

Yacimiento. La magnetita es una mena corriente del hierro. Se halla diseminada como mineral accesorio en muchas rocas ígneas. En ciertos tipos de segregación magmática es uno de los principales constituyentes de la roca y forma así grandes masas de mineral. Dichas masas son generalmente muy titaníferas. Corrientemente asociado a rocas metamórficas cristalinas y en rocas ricas en minerales ferromagnesianos, tales como dioritas, gabros, peridotitas. Aparece también en

inmensas capas y lentejones en rocas metamórficas antiguas. Se encuentra en las arenas negras de las playas del mar. También como hojas finas y dendríticos entre hojas de mica. A menudo asociada al corindón, formando el material esmeril.

Los mayores depósitos del mundo se hallan en el norte de Suecia, en Kiruna y Gellivare, y se cree que se han formado por segregación magmática. Otros depósitos importantes en el extranjero son los de Noruega, Rumania y los montes Urales. Los imanes naturales más intensos se han hallado en Siberia, en las montañas del Harz, en la isla de Elba, y en el complejo Bushveld del Transvaal.

En los Estados Unidos se halla en cantidades comerciales en diversas localidades en la región de Adirondack, Nueva York, Nueva Jersey, Pennsylvania, Utah. Como piedra imán y en buenos cristales, en Magnet Cove, Arkansas.

En España, en las arenas de las rías gallegas. En Vivero, Galicia; Sierra Almagrera, El Pedroso, etc.

Empleo. Una importante mena del hierro.

Etimología. Probablemente derivado de la localidad de Magnesia, en Macedonia. Una fábula citada por Plinio refiere el nombre de magnetita a un pastor denominado Magnes, que fue quien descubrió el mineral en el monte Ida, al notar que los clavos de sus zapatos y la contera de hierro de su cayado se adherían al suelo.

Especies similares. *Magnesioferrita*, $MgFe_2O_4$, mineral raro encontrado en los fumarolas. *Jacobsita*, $MnFe_2O_4$, mineral raro encontrado en Langban, Suecia.

FRANKLINITA— $(Fe,Mn)_2O_3(Fe,Zn,Mn)$

Cristalografía. Cúbico; hexaquisoctaédrico. Hábito claramente octaédrico. Dodecaedros como truncaduras. Otras formas son raras. Los cristales, frecuentemente redondeados. También macizo, granuloso fino o grueso, o en granos redondeados.

Propiedades físicas. H. = 6. G. = 5,15. Brillo metálico. Color negro de hierro. Raya castaño rojizo a castaño oscuro. Ligeramente magnético.

Composición. (Fe_2O_3,Zn) predominante, pero siempre con sustitución del hierro ferroso y del manganeso en la posición A, y del manganeso trivalente en la posición B. Los análisis indican una gran variación en las proporciones de los distintos elementos.

Ensayos. Infusible. Se vuelve fuertemente magnético al ser calentado en la llama reductora. Da un color verde azulado con la perla de carbonato sódico en la llama oxidante (manganeso). El polvo muy fino mezclado con carbonato sódico y calentado intensamente en carbón vegetal da una aureola de óxido de zinc.

Diagnóstico. Se parece mucho a la magnetita, pero es ligeramente atraído por el imán y la raya es castaño oscuro. Normalmente identificable por su asociación característica con la willemita y la cincita.

Yacimiento. La franklinita, con sólo pequeñas excepciones, está confinada

a los depósitos de zinc de Franklin, Nueva Jersey, donde aparece en grandes lentejones incluidos en dolomitas granulares. Asociada principalmente con la cincita y la willemita, con las cuales está, a veces, íntimamente ligada (véase la contra-portada).

Empleo. Como una mena de zinc y manganeso. El zinc se convierte en blanco de zinc, ZnO, y el residuo se funde para formar una aleación de hierro y manganeso, spiegeleisen, que se emplea en la fabricación del acero.

Etimología. De Franklin, Nueva Jersey.

CROMITA— $\text{Cr}_2\text{O}_3\text{Fe}$

Cristalografía. Cúbico; hexaquisoctaédrico. Hábito octaédrico. Cristales pequeños y raros. Normalmente, macizo, granular a compacto.

Propiedades físicas. H. = 5 1/2. G. = 4,6. Brillo metálico a submetálico; frecuentemente graso. Color negro de hierro a pardo negro. Raya pardo oscuro. Subtranslúcido.

Composición. $\text{Cr}_2\text{O}_3\text{Fe}$. FeO = 32 %; Cr_2O_3 = 68 %. Siempre hay presente algo de magnesio sustituyendo al hierro. El cromo puede estar reemplazado por algo de aluminio y hierro férrico.

Ensayos. Infusible. Finamente pulverizado y fundido en carbón vegetal con carbonato sódico da un residuo magnético. Comunica un color verde a la perla de bórax y sal de fósforo (cromo).

Diagnóstico. El brillo submetálico distingue normalmente a la cromita, aunque la perla de bórax verde es el diagnóstico definitivo.

Yacimiento. La cromita es un constituyente de las peridotitas y serpentinas que de éstas derivan. Es uno de los primeros minerales que se separan del magma; los grandes depósitos de cromita se supone que se han formado por diferenciación magmática. Asociada a olivino, serpentina y corindón.

Los países productores importantes son: la U.R.S.S., Unión Sudafricana, Turquía, Filipinas, Cuba y Rhodesia meridional. En los Estados Unidos aparece en pequeñas cantidades. Pennsylvania, Maryland, Carolina del Norte y Wyoming, la produjeron en el pasado. California, Alaska y Oregón producen poco actualmente; la producción principal de los Estados Unidos procede de Montana, en donde se explotan lechos de cromita en el complejo ígneo de Stillwater.

Empleo. La única mena del cromo. Los minerales de cromita son agrupados en tres categorías: metalúrgicos, refractarios y químicos, a base de su contenido en cromo y la relación cromo: hierro. El cromo metálico se emplea como ferroaleación para dar al acero las propiedades combinadas de una gran dureza, una gran tenacidad y resistencia a los ataques químicos. El cromo es el constituyente principal del acero inoxidable. El nicromo, aleación de cromo y níquel, se emplea como resistencia en los aparatos de calefacción eléctrica. El cromo encuentra amplias aplicaciones en el cromado de aparatos sanitarios, accesorios de automóviles, etc. El cromo

se utiliza junto a otros metales para dar dureza al acero, así como en el plateado (cromado) debido a su naturaleza anticorrosiva. Se emplean ladrillos de cromita en los hornos metalúrgicos, debido a su carácter refractario y neutro. Los ladrillos se hacen normalmente de cromita cruda y brea de carbón, o de cromita con caolín, bauxita u otros materiales. El cromo sirve para obtener ciertos pigmentos verdes, amarillos, anaranjados y rojos, $\text{Cr}_2\text{O}_3 \cdot \text{K}_2\text{O}$ y $\text{Cr}_2\text{O}_3 \cdot \text{Na}_2\text{O}$ que se emplean como mordientes para fijar tintes.

Especies similares. *Magnesiocromita*, MgCrO_4 , similar a la cromita en aspecto y yacimientos.

CRISOBERILO— $\text{Al}_2\text{O}_3\text{Be}$

Cristalografía. Rómbico; bipiramidal. Normalmente, en cristales tabulares paralelos a $\{100\}$, cuyas caras aparecen rayadas verticalmente. Corrientemente, maclados, con apariencia pseudo-hexagonal (fig. 461).

Por su fórmula $\text{Al}_2\text{O}_3\text{Be}$ podría parecer que el crisoberilo fuera un miembro del grupo de las espinelas, pero debido al pequeño tamaño del ion berilio (radio iónico 0,35 Å), el crisoberilo tiene una estructura contraída de simetría inferior a la de las espinelas.

Propiedades físicas. Exfoliación prismática $\{110\}$. **H.** = 8 $\frac{1}{2}$ (muy grande). **G.** = 3,65-3,8. Brillo vítreo. Varias tonalidades del verde; castaño, amarillo; puede ser rojo a la luz transmitida.

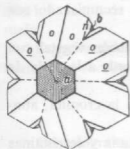


Fig. 461.
Crisoberilo.

La *alejandrita* es una variedad verde esmeralda y roja a la luz transmitida, y generalmente también con luz artificial. El *ojo de gato* o *cimofana* es una variedad de brillo opalescente una vez pulimentada, y en cuya superficie se mueve un estrecho rayo de luz, que cambia de posición a cada movimiento de la piedra. Este efecto, conocido con el nombre de *tornasol*, se observa mucho mejor cuando la piedra se talla en forma redonda u ovalada en cabujón. Esta propiedad del crisoberilo se cree que se debe a numerosas cavidades capilares paralelas entre sí. El crisoberilo es el verdadero ojo de gato, y no se debe confundir con otros minerales que poseen propiedades semejantes (por ejemplo, el cuarzo).

Composición. Aluminato de berilio, $\text{Al}_2\text{O}_3\text{Be}$. BeO = 19,8% : Al_2O_3 = 80,2 por ciento; Be = 7,1 %.

Ensayos. Infusible. Insoluble. El mineral finamente pulverizado se disuelve totalmente en la perla de fósforo (ausencia de silice). El mineral humedecido con nitrato de cobalto y a la llama se vuelve azul (aluminio).

Diagnóstico. Se caracteriza por su extrema dureza, su color que va del amarillento al verde esmeralda y sus cristales maclados.

Yacimiento. El crisoberilo es un mineral raro. Aparece en rocas graníticas y pegmatitas y en los esquistos micáceos. Frecuentemente, en las arenas de los

rios y en las gravas. Célebres depósitos aluviales se hallan en Brasil y Ceilán; la variedad *alexandrita* procede de los montes Urales. En los Estados Unidos, el crisoberilo de calidad gema es muy raro. En Oxford County y en todo el Maine; Had-dam, Connecticut; Greenfield, Nueva York. Recientemente se ha encontrado en Colorado.

Empleo. Como gema. Las piedras verde amarillentas ordinarias son baratas; las variedades alexandrita y «ojos de gato» tienen un considerable valor.

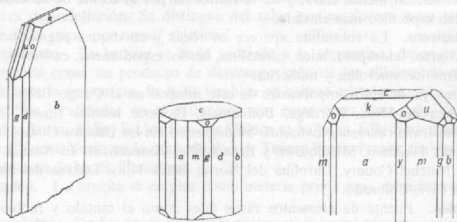
Etimología. Crisoberilo significa *berilo de oro*. Cimofana deriva de dos palabras griegas, que significan *onda* y *aparecer*, en alusión al efecto tornasolado de algunos ejemplares. La alexandrita recibió el nombre en honor de Alejandro II.

Columbita-Tantalita— $(\text{Nb,Ta})_2\text{O}_6(\text{Fe,Mn})$

Cristalografía. Rómbico; bipiramidal. Normalmente, en cristales. Hábito prismático corto o tabular delgado; a menudo en prismas tetragonales debido al desarrollo de los pinacoides verticales. Terminado por planos basales, pirámides y prismas horizontales. Frecuentemente, complejo (figs. 462-464). También en maclas en forma de corazón.

Propiedades físicas. Exfoliación paralela al segundo pinacoide $\{010\}$. **H.** = 6. **G.** = 5,2-7,9. Varía con la composición y aumenta con el porcentaje de óxido de tántalo presente.

Brillo submetálico. Color negro de hierro, frecuentemente iridiscente. Raya rojo oscura a negro. Subtranslúcido.



Figs. 462, 463 y 464. Columbita.

Composición. Un óxido de niobio, tántalo, hierro ferroso y manganeso $(\text{Nb,Ta})_2\text{O}_6(\text{Fe,Mn})$ que varía en composición, desde la *columbita* pura $\text{Nb}_2\text{O}_6(\text{Fe,Mn})$ a la *tantalita* pura, $\text{Ta}_2\text{O}_6(\text{Fe,Mn})$. Contiene frecuentemente pequeñas cantidades de estaño y tungsteno. La variedad conocida con el nombre de

manganotantalita es esencialmente tantalita con la mayor parte del hierro reemplazado por el manganeso.

Ensayos. Dificilmente fusible ($5-5\frac{1}{2}$). Funde con el bórax; disuelta la perla en ácido clorhídrico y hervida la solución con estaño aparece un color azul (niobio).

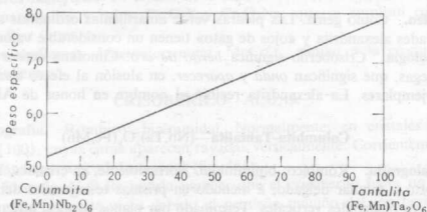


Fig. 465. Columbita. Tantalita. Variación del peso específico con la composición.

Generalmente cuando se funde con carbonato sódico da perla verde azulada opaca (manganeso). Fundido con carbonato sódico en carbón vegetal, se forma una masa magnética.

Diagnóstico. Se reconoce normalmente por su color negro con raya clara y gran peso específico. Se distingue de la wolframita por tener peso específico más bajo y exfoliación menos clara, y de la turmalina por la forma de su cristal rómbico y peso específico más elevado.

Yacimiento. La columbita aparece en rocas y en diques pegmatíticos, asociada al cuarzo, feldespato, mica, turmalina, berilo, espodumena, casiterita, samarskita, wolframita, microlita y monacita.

Existen yacimientos importantes de este mineral en el Congo Belga; Nigeria; Brasil; cerca de Moss, Noruega; Bodenmais, Baviera; montes Ilmen, U.R.S.S.; oeste de Australia (*manganotantalita*); Madagascar. En los Estados Unidos, en Standish, Maine; Haddam, Midelotown y Branchville, Connecticut; en Amelia County, Virginia; Mitchel County, Carolina del Norte; Black Hills, Dakota del Sur, cerca de Canon City, Colorado.

Empleo. Fuente de elementos raros tales como el tántalo y niobio. Desde 1903 a 1911, el tántalo se empleó en la fabricación de filamentos de lámparas eléctricas de incandescencia. Debido a su resistencia a la corrosión ácida, el tántalo se emplea en equipos químicos; en cirugía, para placas craneales y suturas, así como en algunas herramientas de acero y en válvulas electrónicas. El niobio tiene ahora valor comercial y se emplea como aleación en aceros soldables de alta velocidad, aceros inoxidable y aleaciones resistentes a temperaturas elevadas, tales como las empleadas en las turbinas a gas en la industria aeronáutica.

Etimología. Columbita, de Columbia, nombre correspondiente a América, donde se obtuvo el primer ejemplar. Tantalita, del mítico Tántalo, en alusión a la difícil solubilidad en ácidos.

Especies similares. *Microcita*, Ta_2O_6Ca , se halla en pegmatitas; *pirocloro* y *ferusonita* con óxidos de niobio, tántalo y tierras raras que se hallan asociadas rocas alcalinas.

Brucita— $Mg(OH)_2$

Cristalografía. Hexagonal-*R*; escalenoédrico. Los cristales son, por lo general, tabulares, con los planos basales bien desarrollados y pueden presentar pequeñas truncaduras romboédricas. Normalmente, hojoso, macizo.

Estructura. Con estratos formados por dos capas de O con Mg intercalados.

Propiedades físicas. Exfoliación basal perfecta {0001}. Láminas flexibles, pero no elásticas. Sectil. **H.** = $2\frac{1}{2}$. **G.** = 2,39. Brillo perlado en la base, vítreo a céreo en las demás formas. Color blanco, gris, verde claro. Transparente a translúcido.

Composición. Hidróxido de magnesio, $Mg(OH)_2$. $MgO = 69\%$; $H_2O = 31\%$. El hierro y el manganeso pueden estar presentes.

Ensayos. Infusible. Se hincha al calentarlo con el soplete. Desprende agua en tubo cerrado. Fácilmente soluble en ácido clorhídrico y, al añadir fosfato sódico a la solución amoniacal, se produce un precipitado granular blanco de fosfato de magnesio y amonio (ensayo del magnesio).

Diagnóstico. Se reconoce por su aspecto hojoso, color claro y brillo perlado en la cara de exfoliación. Se distingue del talco por su dureza y no tener tacto graso, y de la mica, por no ser elástico.

Yacimiento. La brucita se halla asociada a la serpentina, dolomita, magnesita y cromita como un producto de descomposición de los silicatos de magnesio, especialmente la serpentina. Se halla también en calizas cristalinas.

Notables localidades en el extranjero son entre otras Unst, una de las islas Shetland y Aosta, Italia. En los Estados Unidos se halla en Tilly Foster, Iron Mine, Brewster, Nueva York; en la mina de Wood, Texas; Pennsylvania; Gabbs, Nevada. En España, en Subirats, Barcelona.

Empleo. La brucita se emplea como materia prima para refractarios de magnesio.

Etimología. En honor de uno de los primeros mineralogistas americanos, Archibaldo Bruce.

MANGANITA— $MnO(OH)$

Cristalografía. Rómbico; bipiramidal. Los cristales son normalmente prismáticos, largos con terminaciones obtusas, profundamente estriados verticalmente.

Frecuentemente maclados. Cristales agrupados en haces o masas radiantes; también columnar.

Estructura. La manganita es monoclinica estructuralmente.

Propiedades físicas. Exfoliación perfecta paralela al segundo pinacoide {010}.

H. = 4. **G.** = 4,3. Brillo metálico. Color gris de acero a negro de hierro. Raya pardo oscura. Opaco.

Composición. $MnO(OH)$. Mn = 62,4 %; O = 27,3 %; H_2O = 10,3 %.

Ensayos. Infusible. Un poco de polvo del mineral da una perla verde azulada en carbonato sódico. Se desprende mucha agua en el tubo cerrado al calentarlo.

Diagnóstico. Se reconoce especialmente por su color negro, cristales prismáticos, dureza (4), y raya castaño. Estos dos últimos caracteres servirán para distinguirlo de la pirolusita.

Yacimiento. La manganita aparece asociada con otros óxidos de manganeso y tiene un origen similar. Frecuentemente se altera y pasa a pirolusita. En filones, asociado a rocas ígneas graníticas, y rellenando cavidades como reemplazamiento en las rocas próximas a aquéllas. Frecuentemente asociada a la baritina y calcita.

Aparece en cristales finos en Ifeld, montañas del Harz; también en Ilmenau, Turingia; Cornwall, Inglaterra. En los Estados Unidos en Negaunee, Michigan. En Nueva Escocia. En España, es abundante en Camañas, Teruel.

Empleo. Una mena secundaria del manganeso.

PSILOMELANA— $Ba''Mn^4_8O_{16}(OH)_4$

Cristalografía. Rómbico. En masas botroidales, estalactíticas, parece amorfo.

Propiedades físicas. **H.** = 5-6. **G.** = 3,7-4,7. Brillo submetálico. Color negro. Raya negra pardusca; Opaco.

Composición. $BaMn''Mn^4_8O_{16}(OH)_4$. Puede tener lugar en considerable proporción la sustitución del bario y del manganeso divalente por magnesio, calcio, níquel, cobalto y cobre.

Ensayos. Infusible. Una pequeña cantidad del mineral fundido con carbonato sódico produce una perla opaca verde azulada. Desprende mucha agua en el tubo cerrado.

Diagnóstico. Se distingue de los otros óxidos de manganeso por su gran dureza y aparente carencia de estructura cristalina y de la limonita por la raya negra.

Yacimiento. La psilomelana aparece normalmente con la pirolusita, y su origen y paragénesis son similares a aquel mineral.

Empleo. Una mena del manganeso.

Etimología. Deriva de dos palabras griegas, que significan *fino* y *negro*, por su aspecto.

Limonita— $\text{FeO}(\text{OH}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$

Cristalografía. Amorfa. En masas mamilares o estalactíticas; también concrecionada, nodular y terrosa.

Propiedades físicas. **H.** = 5-5 1/2. La limonita pulverulenta puede tener una dureza aparente menor que 1. **G.** = 3,6-4. Brillo vítreo. Color pardo oscuro a negro. Raya pardo amarillento. Subtranslúcido.

Composición. Principalmente $\text{FeO}(\text{OH}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$ con algo de $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Frecuentemente impuro, con pequeñas cantidades de hematites, minerales arcillosos y óxidos de manganeso. En contenido de agua de la limonita es muy variable, y es probable que el mineral sea esencialmente una forma amorfa de la goethita con agua adsorbida y capilar.

Ensayos. Difícilmente fusible (5-5 1/2). Fuertemente magnético una vez calentado a la llama reductora. Desprende mucha agua en tubo cerrado (15 %).

Diagnóstico. Caracterizada principalmente por su raya castaño amarillo; se diferencia de la goethita por su aspecto vítreo y la ausencia de exfoliación.

Yacimiento. La limonita es siempre de origen supergénico, se forma por la solución o alteración de los minerales de hierro previamente existentes. Se puede formar en ciertos lugares como resultado de la oxidación directa o la precipitación inorgánica o biógena en depósitos pantanosos. La limonita y la goethita son los constituyentes principales del gossan o *sombrero de hierro*, expresión superficial de la oxidación de los filones de sulfuros. El mineral más importante de la mayoría de estos yacimientos se ha descrito antes como limonita, pero ahora se sabe que es goethita. Es imposible separar las localidades de ambos minerales sobre base mineralógica (véase goethita, pág. 309). Además de indicar la naturaleza amorfa del material, el nombre de limonita puede mantenerse al referirnos a los óxidos naturales hidratados de hierro, cuya identidad real es incierta.

La limonita es el material que colorea las arcillas y suelos amarillos y, mezclada con arcilla fina, forma lo que se conoce con el nombre de *ocre amarillo*. Aparece corrientemente asociada con la goethita, hematites, turgita, pirolusita, calcita y siderita.

Empleo. Como un pigmento, ocre amarillo y una mena del hierro.

Etimología. Deriva de la palabra griega que significa *prado*, en alusión a su formación en pantanos.

BAUXITA¹

Cristalografía. Una mezcla de minerales. Pisolítico, en granos concrecionados redondos; también macizo, terroso y arcilloso.

Propiedades físicas. **H.** = 1-3. **G.** = 2-2,55. Brillo mate a terroso. Color blanco, gris, amarillo y rojo. Translúcido.

¹ El nombre de bauxita ha sido desacreditado como especie mineral; pero lo conservamos, puesto que es el nombre de una substancia comercial importante.

Composición. Una mezcla de óxidos de aluminio hidratados y, por tanto, de composición no definida. Ciertas bauxitas se aproximan a la composición de la *gibbsita* $\text{Al}(\text{OH})_3$, pero la mayor parte son mezclas y normalmente contienen hierro. Como resultado de todo ello, la bauxita no se considera una especie de mineral y en una clasificación rígida se debería emplear solamente como el nombre de una roca. Los principales constituyentes de la roca bauxita son la *gibbsita*, *bohemitita* y *diaspora*, cualquiera de los cuales puede ser la especie dominante. Con el nombre de *cliaquita* se conoce la variedad de bauxita amorfa de grano fino.

Ensayos. Infusible. Insoluble. Toma un color azul al humedecerla con nitrato de cobalto y calentarla (aluminio). Da agua en tubo cerrado.

Diagnóstico. Puede reconocerse normalmente por su carácter pisolítico.

Yacimiento. La bauxita es de origen supergénico, corrientemente se origina en condiciones tropicales o subtropicales por una meteorización prolongada de rocas aluminicas. Puede derivarse también por meteorización de calizas que contienen arcillas. Aparentemente, se ha formado por precipitación coloidal. Aparece como derivado directo de la roca original, por transporte y depósito subsiguiente en una formación sedimentaria. También en ciertos depósitos tropicales conocidos con el nombre de lateritas, formados principalmente por hidróxido aluminico y óxidos de hierro formados en los suelos residuales. Las lateritas varían considerablemente en composición y pureza, pero tienen muchas veces gran valor como fuentes de aluminio y hierro.

Existen yacimientos de bauxita en una amplia zona del sur de Francia, en el distrito de Baux, cerca de Arles. Países productores más importantes son Surinam, Jamaica y la Guayana Británica. Otros países productores en gran escala son Indonesia, la U.R.S.S. y Hungría. En los Estados Unidos, los principales depósitos se encuentran en Georgia, Alabama, Mississippi y Arkansas. En Arkansas, la bauxita se ha formado por la alteración de una sienita nefelínica. En España se explotan yacimientos de bauxita en Cataluña.

Empleo. Como mena de aluminio. El 85 % de la bauxita beneficiada se emplea como mena de aluminio, metal que, por su baja densidad y gran resistencia ha sido aprovechado para muchos usos. Chapas, tubos y piezas fundidas de aluminio son empleadas en los automóviles y vagones de ferrocarril en donde es de desear poco peso; se fabrica batería de cocina, artículos domésticos y muebles. El aluminio está reemplazando al cobre en cierta medida, en las líneas eléctricas de transporte. El aluminio forma aleaciones con el cobre, magnesio, zinc, níquel, silicio, plata y estaño. También se emplea para pinturas, papel de aluminio y numerosas sales.

La segunda utilización en gran escala de la bauxita, es para fabricar Al_2O_3 , que se emplea como abrasivo y para fabricar productos refractario aluminosos. La alúmina sintética se emplea asimismo como principal ingrediente para fabricar porcelana resistente al calor, tal como la de las bujías para motores de explosión.

Etimología. De la localidad de Baux, Francia.

HALUROS

La clase química de los haluros se caracteriza por el predominio de los iones halógenos electronegativos, Cl^- , Br^- , F^- e I^- que son grandes, tienen carga débil y se polarizan fácilmente. Cuando se combinan con cationes relativamente grandes, débilmente polarizados y de valencia baja, tanto los cationes como los aniones se comportan como cuerpos casi perfectamente esféricos. El empaquetamiento de estas unidades esféricas conduce a estructuras de la mayor simetría posible, y de este modo, la halita (fig. 466), silvina y la fluorita (fig. 467) son todas cúbicas hexa-soctaédricas.

Debido a que las débiles cargas electrostáticas están repartidas por toda la superficie de los casi esféricos iones, los haluros son los ejemplos más perfectos del

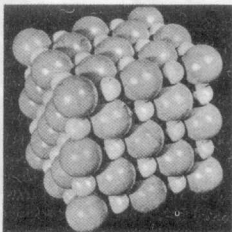


Fig. 466. Halita. ClNa . Modelo de empaquetamiento. Na, blanco. Cl, gris.

mecanismo de enlace iónico puro. Todos los haluros cúbicos tienen dureza relativamente baja, puntos de fusión de moderados a elevados, y en estado sólido son malos conductores del calor y de la electricidad. La conductibilidad eléctrica se efectúa por electrolisis, es decir, más bien obedece a transporte de cargas por los iones que por electrones y a medida que aumenta la temperatura y son liberados los iones por el desorden térmico, aumenta rápidamente la conductibilidad eléctrica, llegando a ser excelente en el estado de fusión. Esta conductibilidad de los haluros fundidos se aprovecha en los procesos industriales de preparación del sodio y del cloro, electrolizando el cloruro fundido en las células Downs y en el método Hall para la obtención electrolítica del aluminio empleando la criolita fundida. Estas propiedades son debidas al enlace iónico.

Cuando los iones halógeno se combinan con cationes de mayor tamaño y más polarizados que los de los metales alcalinos, resultan estructuras de simetría inferior y el enlace tiene propiedades algo más covalentes, entrando corrientemente

en tales estructuras y como constituyentes esenciales, agua e hidróxidos, como ocurre en la atacamita y la carnalita.

HALUROS

Halita	ClNa	Fluorita	F_2Ca
Silvina	ClK	Atacamita	$ClCu_2(OH)_2$
Querargirita	ClAg	Carnalita	$Cl_2KMg \cdot 6H_2O$
Criolita	AlF_3Na_3		

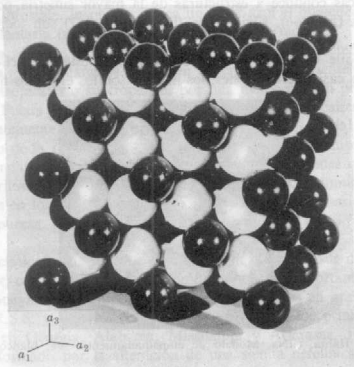


Fig. 467. Fluorita. FNa . Modelo de empaquetamiento. F (blanco) está en coordinación 8 alrededor del Ca (negro). Debido a exigencias de neutralidad eléctrica, sólo está ocupada la mitad de las posibles posiciones para el Ca y éste está en coordinación 4 alrededor del F. Compárese con la figura 437 (rutilo). UO_2 tiene también la estructura de la fluorita.

HALITA—ClNa

Sal gema. Sal común

Cristalografía. Cúbico; hexaquisoctaédrico. Hábito cúbico (fig. 468). Cristales en forma de tolva (fig. 469). Son muy raros con otras formas. En cristales o en masas cristalinas granulares, con exfoliación cúbica conocida como sal gema. También en masa, granular o compacto.

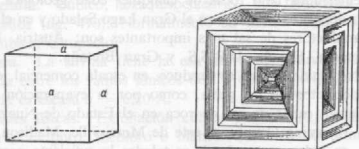
Estructura. La estructura cristalina de la halita fue la primera determinada con auxilio de los rayos X (fig. 466) y es ejemplo de un gran número de com-

puestos con relación de radios comprendida entre 0,41 y 0,73. Es también ejemplo clásico de un compuesto con enlaces iónicos. $a_0 = 5,628 \text{ \AA}$.

Propiedades físicas. Exfoliación cúbica perfecta $\{010\}$. **H.** = $2\frac{1}{2}$. **G.** = 2,16. Brillo transparente a translúcido. Incoloro o blanco, puede tener tonalidades amarillas rojas, azuladas y púrpura en ejemplares impuros. Gusto salado. Diatermano.

Composición. Cloruro sódico, ClNa . Na = 39,3 %; Cl = 60,7 %. Corrientemente con impurezas tales como sulfatos de magnesio y calcio y cloruro magnésico.

Ensayos. Funde a $1\frac{1}{2}$ y da una fuerte llama amarilla de sodio. Con óxido de cobre en la perla de fósforo, da una llama de cloruro de cobre azul marino.



Figs. 468 y 469. Halita.

Calcinado intensamente, el residuo tiene una reacción alcalina con el papel de ensayo húmedo. Fácilmente soluble en agua; la solución acidulada con ácido nítrico da, al añadir nitrato de plata, un precipitado blanco coajoso de cloruro de plata.

Diagnóstico. Caracterizada por su exfoliación cúbica y su sabor, se distingue de la silvina por la llama amarilla y por su sabor menos amargo.

Yacimiento. La halita es un mineral muy corriente, aparece en amplias capas y masas irregulares, como un precipitado de las aguas marinas e interstratificado con rocas sedimentarias. Asociado a yeso, silvina, anhidrita, calcita, arcilla y arena. También disuelto en las aguas de los manantiales, de los mares salados y de los océanos.

Los depósitos de sal se han formado por la evaporación gradual y desecación final de masas de aguas saladas. Las capas de sal formadas de esta manera han sido cubiertas posteriormente por otros depósitos sedimentarios y gradualmente enterradas bajo la capa de rocas a que aquéllos dieron lugar. Las capas pueden tener espesor considerable, y han sido halladas a grandes profundidades. La génesis de estas capas de sal es la siguiente: el agua de los ríos lleva una pequeña cantidad, aunque apreciable, de diversas sales solubles. Cuando estas aguas se recogen en un mar que no tiene salida, o en otras palabras, un mar donde la evaporación es igual o sobrepasa el aporte de agua fluvial, se produce una concentración gradual de dichas sales. El agua del mar, por lo tanto, puede llegar

a estar fuertemente cargada con sales solubles, especialmente cloruro sódico. Cuando se sobrepasa el punto de saturación de las sales disueltas se van depositando progresivamente en el fondo del mar, empezando por la más insoluble. Este proceso puede ser interrumpido por las estaciones lluviosas en las cuales el agua del mar pierde su saturación. En tales épocas, materiales tales como cieno y arcillas, se depositan en el fondo, formándose de esta manera capas de arcilla que alternan con las de sal.

Otra teoría supone que una cierta masa de agua marina fue separada del océano por la formación gradual de una barra arenosa, con evaporación lenta y subsiguiente concentración del agua almacenada allí. Tales depósitos de sal se encuentran hoy enterrados bajo rocas de cualquier edad geológica. Actualmente se están formando depósitos similares en el Gran Lago Salado y en el Mar Muerto.

Los países productores de sal más importantes son: Austria, Polonia, Checoslovaquia, Alemania, España, U.R.S.S. y Gran Bretaña.

En los Estados Unidos la sal se produce, en escala comercial, en quince Estados, tanto de depósitos de sal gema, como por la evaporación de las aguas salinas. Se encuentran capas de sal de roca en el Estado de Nueva York en el Oatka Valley, en Wyoming County, al este de Morrisville; Madison County, y al sur de esta línea, en todas partes donde se taladra lo suficiente para alcanzar las capas salinas. Los lugares importantes por su producción están cerca de Siracusa, Ithaca, Watkins y Ludlowville, y en diversos lugares de Wyoming, Tenesee y Livingston. Estas capas se prolongan hasta Michigan donde la sal se extrae de Saginaw Bay, Midland, Isabella, Detroit, Wayne, Manistee y Mason. Existen también depósitos importantes en Ohio, Kansas y Nuevo México. Por medio de la evaporación de las aguas salinas, se obtiene sal en California, Utah y Texas.

En Luisiana y Texas se obtiene la sal de los domos de sal. Un domo de sal es una masa de sal casi vertical, que penetra en las rocas hacia la superficie desde una capa profunda. La anhídrita, el yeso y el azufre nativo están corrientemente asociados con la sal en los domos. Los geofísicos han localizado más de un centenar de estas formaciones en busca de petróleo, con el cual también la sal está asociada. Algunos de estos depósitos se encuentran bajo las aguas del golfo de Méjico.

En España se extiende una zona casi continua de depósitos de sal al sur de los Pirineos, desde la provincia de Barcelona hasta Navarra. Numerosas localidades, tales como Cabezón de la Sal, Vilanova de la Sal, Salinas de Hoz, Peralta de la Sal, atestiguan con su nombre la presencia de halita (ver *Silvina*). Cardona es famosa por su montaña de sal y la profundidad del depósito.

Empleo. La halita se emplea principalmente en la industria química como fuente de sodio y de cloro, figurando entre los productos fabricados más importantes, el carbonato y el bicarbonato sódicos, sosa cáustica y carbonatos sódicos modificados para el lavado y las industrias textiles, madereras y curtidos. A partir de la halita se obtienen sodio metálico, ácido clorhídrico y cloro. La sal se

emplea en grandes cantidades en su estado natural para el curtido de pieles, abonos, alimentación del ganado y como herbicida. Además de su uso como condimento, se utiliza en la preparación y conservación de alimentos de diversas clases, tales como manteca de vaca, queso, pescado y carnes; como refrigerante en los vagones frigoríficos y para preparar helados. La sal tiene otras muchas aplicaciones, pero las reseñadas son las principales y dan idea de su importancia en la actividad humana.

Etimología. Halita, procede de la palabra griega que significa *sal*.

SILVINA—CIK

Cristalografía. Cúbico; hexaquisoctaédrico. Son frecuentes los cubos y octaedros combinados (fig. 470). Normalmente en masas cristalinas granulares, con exfoliación cúbica; compacto.

Estructura. La silvina tiene la estructura del cloruro sódico pero debido a la diferencia entre los radios iónicos de los cationes (Na 0,97 Å, K 1,33 Å) la solución sólida es escasa $a = 6,20 \text{ \AA}$.

Propiedades físicas. Exfoliación cúbica perfecta {010}. $H. = 2$. $G. = 1,99$. Transparente si es puro. Incoloro o blanco. También con tonalidades azuladas, amarillentas o rojizas, debido a las impurezas. Fácilmente soluble en agua. Sabor salado, pero más amargo que la halita.

Composición. Cloruro potásico CIK. K = 52,4 %; Cl = 47,6 %. Puede contener cloruro sódico en mezcla.

Ensayos. Funde a $1 \frac{1}{2}$, con producción de la llama violeta del potasio, que puede ser parcialmente velada por la llama amarillenta del sodio. La llama de sodio amarillenta puede ser eliminada por medio de un filtro azul, con lo que queda visible el violeta del potasio. Después de ser calcinado intensamente el residuo da reacción alcalina con el papel de ensayo humedecido. Fácilmente soluble en agua; la solución acidulada con ácido nítrico da un precipitado cuajoso de cloruro de plata con el nitrato de plata.

Diagnóstico. Se distingue de la halita por el color violeta de la llama y por el sabor mucho más amargo.

Yacimiento. La silvina tiene el mismo origen, forma de yacimiento y paragénesis que la halita (página 324), pero es mucho más rara. Queda en las aguas madres después de la precipitación de la sal y es una de las últimas sales en separarse.

Se halla en cantidad y frecuentemente bien cristalizada, asociada a los depósitos de sal de Stassfurt, Prusia; Kalusz, en Galicia. En los Estados Unidos, en grandes cantidades en los depósitos de sal del pérmico, cerca de Carlsbad, Nuevo México, y al oeste de Texas.

Los depósitos potásicos españoles son tan importantes como los de Stassfurt.



Fig. 470.
Silvina.

Se extiende por las provincias de Barcelona, Lérida, Huesca y Navarra, con una extensión de 25 000 km². Suria y Sallent tienen minas en explotación.

Empleo. Principal fuente de los compuestos de potasio que se emplean extensamente como fertilizantes.

Etimología. El cloruro potásico es la *sal digestiva de Sylvio* de los primeros químicos, de ahí el nombre de la especie mineral.

Otras sales potásicas. En Alemania, España y Texas se encuentran en cantidad suficiente otros minerales potásicos corrientemente asociados con la silvina, y constituyen otra fuente de sales potásicas. Entre ellos se hallan la *carnalita*, $\text{Cl}_2\text{KMg} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ (véase pág. 000), *kainita*, $\text{SO}_4\text{Mg} \cdot \text{ClK} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$; la *polihalita*, $\text{SO}_4\text{K}_2 \cdot \text{SO}_4\text{Mg} \cdot 2\text{SO}_4\text{Ca} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

QUERARGIRITA—ClAg

Plata córnea

Cristalografía. Cúbico; hexaquisoctaédrico. Hábito cúbico, pero sus cristales son raros. Generalmente macizo, parecido a la cera; a menudo en placas y cortezas.

Propiedades físicas. H. = 2-3. G. = $5\frac{1}{2} \pm$. Sectil, puede cortarse con un cuchillo, como el cuerno (*plata córnea*). Transparente a translúcido. Color gris perla a incoloro. Al ser expuesto a la luz se oscurece rápidamente pasando a pardo violeta.

Composición. Cloruro de plata, ClAg. Ag = 75,3 %; Cl = 24,7 %. Entre el ClAg y la *bromargirita* Br Ag existe una serie completa de soluciones sólidas. Sustituyendo al cloro o al bromo puede haber pequeñas cantidades de yodo. Algunos ejemplares contienen mercurio.

Ensayos. Funde a 1. Con el soplete en carbón vegetal da un glóbulo de plata. Insoluble en ácido nítrico, pero lentamente soluble en hidróxido amónico. Con óxido de cobre y sal de fósforo da una llama de cloruro de cobre azul celeste.

Diagnóstico. Se distingue principalmente por su aspecto de cera o cuerno y su sectilidad.

Yacimiento. La querargirita es una mena supergénica importante de la plata. Solamente se halla en la parte superior, es decir, en la zona de enriquecimiento de los filones de plata, donde han actuado las aguas descendentes que contenían pequeñas cantidades de cloruros sobre los productos oxidados de las menas primarias de plata del filón. Está asociada a otros minerales de plata y plata natural, cerusita y en general con minerales secundarios.

Ha sido hallada en cantidades importantes en Nueva Gales del Sur, Perú, Chile, Bolivia y Méjico. En los Estados Unidos, la querargirita fue un mineral importante en las minas de Leadville y en otros lugares de Colorado, en Comstock

Lode, en Nevada, y se han obtenido cristales en Poorman's en Idaho, Hiendelaencina, Sierra Almagrera, en España.

Empleo. Mena de plata.

Etimología. Querargirita deriva de dos palabras griegas que significan *cuerno* y *plata*, en alusión a su aspecto y características córneas.

Especies similares. Otros minerales de plata íntimamente relacionados entre sí, menos comunes que la querargirita, pero formados en condiciones similares, son la *embolita* (Cl,Br)Ag; la *bromargirita*, BrAg; la *yodobromita* (Cl,Br,I)Ag; y la *yodargirita*, IAg.

CRIOLITA— F_6AlNa_3

Cristalografía. Monoclínico; prismático. Las formas importantes son el prisma y el tercer pinacoide. Cristales raros, generalmente seudocúbicos y en agregados paralelos saliendo de la masa de mineral. Generalmente en masa.

Propiedades físicas. Partición en tres direcciones casi normales entre sí. $H. = 2\frac{1}{2}$. $G. = 2,95-3,0$. Brillo vítreo a graso. Incoloro a blanco nieve. Transparente a translúcido. El mineral tiene un índice de refracción muy bajo, lo que le da una apariencia de neviza o parafina. Índice de refracción próximo al del agua, de tal manera que el mineral en polvo casi desaparece de la vista al sumergirlo en agua.

Composición. Un fluoruro de sodio y aluminio, F_6AlNa_3 . Na = 32,8 %; Al = 12,8 %; F = 54,4 %.

Ensayos. Funde a $11\frac{1}{2}$ con una llama intensa amarilla de sodio. Calcinado fuertemente su residuo, da una reacción alcalina en el papel de ensayo humedecido. Fundido en un tubo cerrado con bisulfato potásico, la criolita desprende ácido fluorhídrico y da un anillo blanco volátil de sílice.

Diagnóstico. Se caracteriza por su partición seudocúbica, color blanco y brillo peculiar; y en relación con la criolita de Groenlandia, por su asociación con la siderita, galena y calcopirita.

Yacimiento. El único depósito importante de criolita se encuentra en Ivigtut, en la costa oeste de Groenlandia. Allí se le halla en grandes masas en forma de diques en el granito. Generalmente asociadas a la criolita se encuentran la siderita, galena, blenda y calcopirita; y con menos frecuencia cuarzo, wolframita, fluorita, casiterita, molibdenita, arsenopirita y columbita. En los Estados Unidos se ha encontrado al pie de Pikes Peak, Colorado.

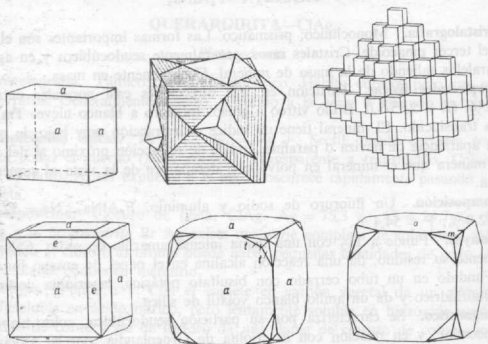
Empleo. La criolita se emplea en la fabricación de sales de sodio, de ciertas clases de vidrios y porcelanas, y como un fundente para la limpieza de superficies metálicas. En un principio se empleó como una fuente del aluminio. Cuando la bauxita se convirtió en la mena importante del aluminio, la criolita se empleó sólo como fundente en los procesos electrolíticos. Actualmente se produce artificial-

mente gran parte del fluoruro aluminico sódico empleado en la industria del aluminio.

Etimología. Deriva de dos palabras griegas que significan *helado* y *pedra*, en alusión a su aspecto de hielo.

FLUORITA— F_2Ca

Cristalografía. Cúbico; hexaquisoctaédrico. Hábito cúbico (figs. 471 y 473). Con frecuencia en cubos maclados según $\{111\}$ en forma de maclas de penetración (figs. 472 y 477). Son raras otras formas cristalinas, aunque han sido descritas en este mineral todas las formas de la clase hexaquisoctaédrica (figs. 474



Figs. 471, 472, 473, 474, 475 y 476. Fluorita.

y 475). Generalmente en cristales o en masas exfoliables. También macizo; granular grueso o fino; columnar.

Estructura. Cúbica, de tipo especial. $a_0 = 5,45 \text{ \AA}$.

Propiedades físicas. Exfoliación octaédrica perfecta $\{111\}$. **H.** = 4. **G.** = 3,18. Transparente a translúcido. Brillo vítreo. El color varía ampliamente; corrientemente verde claro, amarillo, verde azulado o púrpura; también incoloro, blanco, rosa, azul y castaño. El color, en ciertas fluoritas, se debe a la presencia de un hidrocarburo. Algunos cristales presentan bandas de color variable; la variedad maciza también tiene estas bandas de colores.

Algunas variedades de fluorita presentan el fenómeno de la fluorescencia (véase pág. 154), y de ahí recibe el nombre.

Composición. Fluoruro cálcico, F_2Ca . Ca = 51,3 %. F = 48,7 %. Las tierras raras, en especial itrio y cesio, pueden sustituir al calcio.

Ensayos. Funde a 3, y el residuo tiene reacción alcalina con el papel de tornasol húmedo. Da una llama rojiza (calcio). Cuando se mezcla con bisulfato

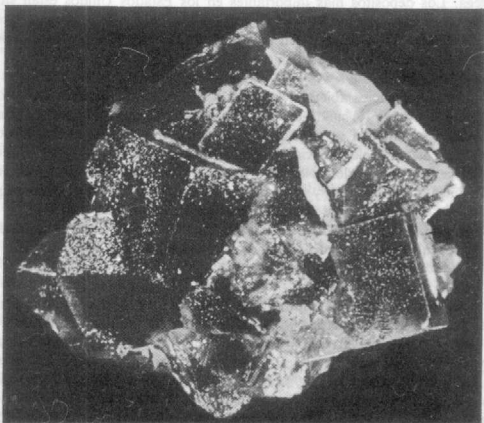


Fig. 477. Cristales de fluorita cubiertos de cuarzo, Northumberland, Inglaterra.

potásico y se calienta en el tubo cerrado desprende ácido fluorhídrico que graba el vidrio, teniendo lugar la formación de un depósito de sílice sobre las paredes del tubo.

Diagnóstico. Generalmente se determina por sus cristales cúbicos y exfoliación octaédrica; también por el brillo vítreo y generalmente por su fino color y por poder ser rayado con un cuchillo.

Yacimiento. La fluorita es un mineral corriente y muy frecuente. Generalmente se halla en filones en los que es el mineral principal, o como ganga junto a menas metálicas, especialmente de plomo y plata. Común en dolomitas y cali-

zas, y también como mineral accesorio menor en diversas rocas ígneas y pegmatitas. Asociada con minerales muy diversos, tales como calcita, dolomita, yeso, celestina, baritina, cuarzo, galena, blenda, casiterita, topacio, turmalina y apatito.

La fluorita se halla en abundancia en Inglaterra, principalmente en Cumberland, Derbyshire y Durham; las dos primeras localidades son famosas por sus ejemplares magníficamente cristalizados. Corrientemente en las minas de Sajonia. En Suiza se han extraído ejemplares muy bonitos, así como en el Tirol, Bohemia y Noruega. Los depósitos más importantes en los Estados Unidos están situados al sur de Illinois, cerca de Rosiclare y Cave-in-Rock, y en la región próxima a estas localidades en Kentucky. En Rosiclare, la fluorita, que no forma cristales, se encuentra en las calizas, formando filones que en ciertos lugares llegan hasta una potencia de 15 m. En Cave-in-Rock, la fluorita forma masas cristalinas recubriendo grietas y espacios abiertos. La fluorita se encuentra también en Colorado, Nuevo México y Utah. Abunda en España: Papiol, Gistain, Hiendelaencina, etc.

Empleo. La fluorita se emplea especialmente como fundente en fabricación de aceros, en la fabricación de vidrio opalescente, en el esmaltado de utensilios de cocina, en la fabricación del ácido fluorhídrico, y en ciertas ocasiones como material ornamental en jarrones y platos. La fluorita óptica se emplea en pequeñas cantidades en la fabricación de prismas y de diversos sistemas ópticos.

Etimología. Del latín *fluere*, que significa fluir, debido a que se funde con más facilidad que ciertas piedras preciosas con las que se confundía.

Atacamita— $\text{ClCu}(\text{OH})_2$

Cristalografía. Rómbico bipiramidal. Corrientemente con hábito prismático delgado, con estriaciones verticales. También tabular, paralelo al segundo pinacoide. Generalmente en agregados cristalinos; fibroso, granular, como arena.

Propiedades físicas. Exfoliación perfecta, paralelo al segundo pinacoide {010}. **H.** = 3-3½. **G.** = 3,75-3,77. Brillo adamantino a vítreo. Color: diversas tonalidades de verde. Transparente a translúcido.

Composición. Cloruro básico de cobre. $\text{ClCu}_2(\text{OH})_2$. Cu = 14,88 %; CuO = 55,87 %; Cl = 16,60 %; H₂O = 12,65 %.

Ensayos. Funde a 3-4, dando la conocida llama azul celeste del cloruro de cobre, sin emplear ácido clorhídrico. Fundido en carbón vegetal con carbonato sódico da glóbulo de cobre. La solución nítrica con nitrato de plata da un precipitado blanco de cloruro de plata; con exceso de amoníaco, la solución cobra color azul. En tubo cerrado desprende agua ácida.

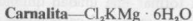
Diagnóstico. Se caracteriza por su color verde y agregados cristalinos granulados. Se distingue de la malaquita por no efervescer con los ácidos, y asimismo de la brocantita y antlerita por la llama azul marino de cloruro de cobre.

Yacimiento. La atacamita es un mineral de cobre relativamente raro. Originalmente fue encontrada en forma de arena en la provincia de Atacama, en Chile. En regiones áridas se forma como un mineral supergénico en la zona de oxidación

de los depósitos de cobre. Junto a otras menas de cobre, se encuentra en diversos lugares de Chile, Bolivia, Méjico y en algunos de los distritos cupríferos de Australia del Sur. En los Estados Unidos, en poca cantidad, en los distritos cupríferos de Arizona.

Empleo. Una mena menor del cobre.

Etimología. De la provincia de Atacama, Chile.



Cristalografía. Rómbico; bipiramidal. Cristales raros. Generalmente macizo, granular.

Propiedades físicas. H. = 1. G. = 1,6. Brillo no metálico, brillante, craso. Color blanco de leche, muchas veces rojizo debido a que contiene oligisto. Transparente a translúcido. Sabor amargo. Delicuescente.

Composición. Un cloruro potásico y magnésico hidratado, $\text{Cl}_2\text{KMg} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. KCl = 26,81 %; MgCl_2 = 34,19 %; H_2O = 39 %.

Ensayos. Funde a $1-1\frac{1}{2}$ con llama violeta. Una vez calcinado, da reacción alcalina en el papel tornasol humedecido. Desprende mucha agua en tubo cerrado. Fácil y completamente soluble en agua; al añadirse ácido nítrico y nitrato de plata da un precipitado blanco de cloruro de plata. La solución ácida se neutraliza con amoníaco y se le añade fosfato sódico, obteniéndose un precipitado blanco de fosfato magnésico amónico.

Diagnóstico. La carnalita se distingue de otras sales asociadas a ella, por la carencia de exfoliación y su naturaleza delicuescente.

Yacimiento. La carnalita se halla asociada a la halita, silvina, etc., en los depósitos de sales de Stassfurt, Prusia. También se halla en menor cantidad en los depósitos potásicos del oeste de Texas y este de Nuevo Méjico. En la zona potásica catalana.

Empleo. Fuente de compuestos de potasio y magnesio.

Etimología. En honor de Rodolfo von Carnall (1804-1874), ingeniero de minas prusiano.

CARBONATOS

Cuando el carbono se une con el oxígeno, tiene una fuerte tendencia a ligar dos átomos de oxígeno compartiendo con cada uno de estos dos de sus cuatro electrones de valencia para formar una unidad química estable: una molécula de dióxido de carbono. En la Naturaleza, el carbono se une también con el oxígeno para formar el ion carbonato CO_3^{2-} . La relación de radios del carbono y el oxígeno (0,121) exige que haya tres iones oxígeno coordinados a cada ion carbono y como el oxígeno tiene de carga (-2) y el carbono (+4), la fuerza del enlace carbono-oxígeno es de $1\frac{1}{3}$ unidades de carga, que es superior a la mitad de la carga total del oxígeno ion. Por este motivo, cada oxígeno tiene que estar ligado a su carbono coordinador con más fuerza de la que pueda estar posiblemente ligado a cualquier otro ion de la estructura. Además los oxígenos no están compartidos entre los grupos carbonato y los triángulos carbono-oxígeno deben ser considerados como unidades separadas en la estructura. Estos grupos carbonato planos, triangulares, son las unidades constructivas básicas de todos los carbonatos minerales y responsables en una gran medida de las propiedades peculiares del grupo.

Aunque en el radical carbonato es fuerte el enlace entre el carbono central y sus oxígenos coordinados, no es tan fuerte como el enlace covalente en el dióxido de carbono. En presencia del ion hidrógeno, el radical carbonato se vuelve inestable y se descompone dando dióxido de carbono y agua. Esta inestabilidad es la causa de la conocida efervescencia con los ácidos, ensayo tan empleado para reconocer los carbonatos.

Cuando los grupos carbonato divalentes están combinados con cationes divalentes tales que la relación de radios dicten la coordinación 6, resultan estructuras de geometría sencilla. En esta estructura, que podemos llamar *tipo calcita* (fig. 478) alternan las capas de cationes metálicos con los aniones carbonato. Tal como lo describe Bragg, la calcita puede ser imaginada como si tuviera un tipo distorsionado de estructura cloruro sódico, en la cual, los iones Na estuviesen reemplazados por el calcio y los iones cloro por los grupos carbonatos. Supongamos esta estructura orientada con un eje ternario vertical y comprimida después según este eje, de modo que las caras formen entre sí ángulos de $75^\circ 55'$ en lugar de los 90° del cubo. El eje vertical es ahora un eje ternario único, perpendicular a las capas alternadas de iones calcio y carbonato. Los grupos carbonato planos que están en las posiciones de los iones cloro, rebajan la simetría cúbica de la halita, a la romboédrica de la calcita. Cada ion calcio está coordinado a seis iones oxígeno y cada oxígeno está coordinado a dos iones calcio así como al ion carbono central de los grupos carbonato. La exfoliación característica en el grupo de la calcita, así como la exfoliación de la halita, son paralelas a los planos de

máxima densidad atómica que estén más separados, pero debido a la disminución de la simetría, la exfoliación es romboédrica en vez de ser cúbica.

Aunque en el ion carbonato el enlace es muy fuerte y covalente en parte, los enlaces que lo unen a los iones metálicos son iónicos simplemente y las propie-

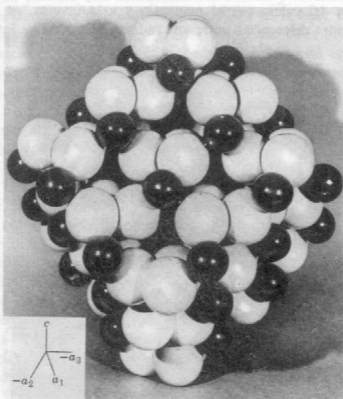


Fig. 478. Calcita. CO_3Ca . Modelo de empaquetamiento. Ca, oscuro; O, blanco. El C en el centro del triángulo CO_3 no se ve. El eje c es vertical. Obsérvese que las capas de iones Ca^{++} alternan con las capas horizontales de iones $\text{CO}_3=$. La estructura de la dolomita es similar pero tiene capas de iones Mg^{++} alternando con capas de iones Ca^{++} .

dades de cada uno de los miembros del grupo de la calcita dependen en una gran parte de los iones metálicos. Así el peso específico de la mayoría de los miembros del grupo es proporcional al peso atómico del catión. El magnesio es una excepción, porque siendo mucho más pequeño que los demás, permite un empaquetamiento más compacto que compensa su bajo peso atómico. De aquí que su carbonato, la magnesita, tenga mayor densidad que el carbonato del ion calcio, más pesado pero mucho más grande.

Debido a que todos los miembros del grupo de la calcita son isoestructurales, es posible la sustitución de los cationes metálicos dentro de los límites impuestos por sus tamaños relativos. Así, el hierro ferroso (R_A 0,74 Å), el manganeso divalente (R_A 0,80 Å) y el magnesio (R_A 0,66 Å) se sustituyen unos a otros, dando

lugar a sustancias intermedias entre los compuestos puros siderita, rodocrosita y magnesita y cuyas propiedades físicas varían en proporción a las cantidades de los tres iones.

La sustitución del calcio en la calcita, por estos iones, no es tan completa ni tan perfectamente arbitraria debido al gran tamaño del ion calcio (R_A 0,99 Å).

La sustitución del calcio por el magnesio y a la inversa, es particularmente difícil por las grandes diferencias entre sus radios (33 %). Si se intenta hacer cre-

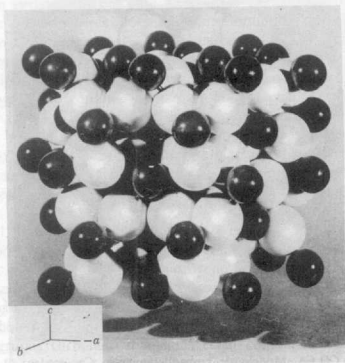


Fig. 479. Aragonita CO_2CO . Modelo de empaquetamiento. Ca oscuro; O blanco. El C en el centro del triángulo CO_2 no se ve. Cada grupo CO_2 está entre 6 iones calcio.

cer cristales de magnesita o de calcita en presencia de grandes concentraciones de iones de calcio y de magnesio, no se obtiene una gran solución sólida. En su lugar se forman cristales estratificados compuestos por capas de iones carbonato la calcita, con capas de cationes normales al eje c , alternando primero con una capa de iones magnesio y después otra capa de iones calcio, o sea, el mineral *dolomita*, ejemplo destacado del mecanismo de formación de las sales dobles. La estructura de la dolomita es, por lo tanto, similar a la de la calcita, con capas de cationes normales al eje c , alternando con capas de iones carbonato; pero en la dolomita, las capas de cationes son, alternativamente, de calcio y de magnesio. Los ejes de simetría binaria de la calcita cortan al ion carbono en el centro del grupo carbonato, con capas idénticas por encima y por debajo. En la dolomita, estos ejes binarios no

existen por no ser equivalentes las capas de calcio y las de magnesio. Así, pues, la simetría se rebaja a la de la clase romboédrica $\bar{3}$, que sólo tiene un centro de simetría y un eje ternario de inversión rotatoria.

Cuando el ion carbonato se combina con iones divalentes grandes, la relación de radios no permite una coordinación 6 estable y resultan estructuras rómbicas. Esta es la estructura tipo *aragonito* (fig. 479), en la cual, como en la calcita, los iones carbonato planos están en planos perpendiculares al eje *c* pero en diferentes combinaciones. En el aragonito, cada ion calcio está coordinado a nueve iones oxígeno y cada ion oxígeno a tres iones calcio. La disposición de los cationes en la estructura se aproxima al empaquetamiento hexagonal compacto que da lugar a una marcada simetría pseudo-hexagonal, que se refleja tanto en los ángulos de los cristales como en las maclas pseudo-hexagonales características de todos los miembros del grupo.

Dentro del grupo del aragonito, la solución sólida es algo más limitada que en el grupo de la calcita y es interesante notar que el calcio y el bario, que son, respectivamente, el más pequeño y el mayor de los iones del grupo, forman una sal doble muy parecida a la dolomita. Las diferencias en las propiedades físicas de los minerales del grupo del aragonito son debidas en gran parte a los cationes. Así, el peso específico es, aproximadamente, proporcional al peso atómico del ion metálico (véase pág. 144).

Por lo que queda expuesto, puede verse que la estructura adoptada por un carbonato depende mucho del radio del catión: los iones más pequeños entran en la estructura romboédrica y los iones mayores en la rómbica. CO_2Ca está próxima a la relación de radios crítica 0,73, entre los dos tipos, y por ello cristaliza con estructura romboédrica como calcita y con estructura rómbica como aragonito.

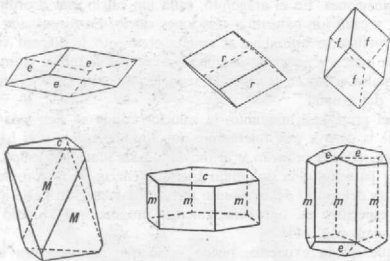
CARBONATOS

<i>Grupo de la calcita</i>		<i>Grupo del aragonito</i>	
Calcita	CO_2Ca	Aragonito	CO_2Ca
Dolomita	$(\text{CO}_3)_2\text{CaMg}$	Witherita	CO_2Ba
Magnesita	CO_2Mg	Estroncianita	CO_2Sr
Siderita	CO_2Fe	Cerusita	CO_2Pb
Rodocrosita	CO_2Mn		
Smithsonita	CO_2Zn		
	Malaquita	$\text{CO}_2\text{Cu}_2(\text{OH})_2$	
	Azurita	$(\text{CO}_3)_2\text{Cu}_3(\text{OH})_2$	

Los carbonatos anhidros importantes pertenecen a dos grupos isoestructurales, el grupo de la calcita y el del aragonito. Fuera de los minerales de estos dos grupos sólo tienen importancia los carbonatos básicos de cobre, azurita y malaquita.

CALCITA— CO_3Ca

Cristalografía. Hexagonal-*R*; escalenoédrico. Cristales de hábitos extremadamente variados, generalmente muy complicados. Han sido descritas más de 300 formas simples distintas. Tres hábitos importantes: 1) *prismático* en prismas cortos o largos; en él las caras del prisma están bien desarrolladas y terminan con el pinacoide básico o con romboedro (figs. 484 y 485); 2) *romboédrico*, en el que pre-



Figs. 480, 481, 482, 483, 484 y 485. Calcita.

dominan las formas romboédricas, tanto las obtusas como las agudas; la forma fundamental de (exfoliación) no es corriente (figs. 480, 482 y 483; 3) *escalenoédrico*, en el cual predominan los escalenoedros (fig. 486), frecuentemente con caras de prisma y truncaduras romboédricas (figs. 487-490). El escalenoedro más corriente es el {2131}. Se han hallado todas las variaciones y combinaciones posibles de estos tres tipos.

Es muy corriente la macla cuyos planos de macla es el romboedro negativo $\{01\bar{1}2\}$ (fig. 491); muchas veces con maclas polisintéticas que pueden ser de origen secundario, como en las calizas cristalinas. Esta macla puede producirse artificialmente (véase pág. 102). Maclas según el pinacoide básico $\{0001\}$ como plano de macla (figs. 492 y 493). Macla según el romboedro fundamental $\{10\bar{1}1\}$, aunque menos corriente que las anteriores (fig. 494).

Generalmente, la calcita se presenta en cristales o en agregados granulados finos o gruesos. También en masas granuladas finas a compacto, terroso y en forma estalactítica.

Estructura. Con radicales CO_3 unidos por Ca. $a_c = 6,55 \text{ \AA}$. $\alpha_c = 46^\circ 06'$.

Propiedades físicas. Exfoliación perfecta paralela al romboedro fundamental $\{10\bar{1}1\}$ (ángulo de exfoliación = $74^\circ 55'$). Partición según las laminillas de macla según $\{01\bar{1}2\}$. $H_c = 3$ en la cara de exfoliación, $2\frac{1}{2}$ en el pinacoide básico.

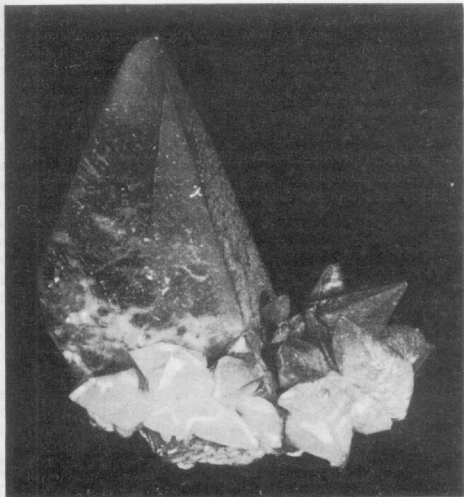
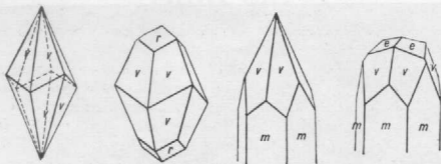


Fig. 486. Cristales de calcita, Joplin, Missouri.

G. = 2,72. Brillo vítreo a terroso. Color generalmente blanco a incoloro, pero puede tener diversos tonos de grisáceo, rojizo, verdoso, azulado y amarillento. Si es impura, de pardo a negro. Transparente a translúcido. Presenta una intensa doble refracción (pág. 157), y de aquí su nombre *doubly refracting spar* de los ingleses. La variedad químicamente pura y ópticamente limpia e incolora, se conoce con el nombre de *espató de Islandia* debido a que se encontró en Islandia.

Composición. Carbonato cálcico, CO_3Ca . $\text{CaO} = 56\%$; $\text{CO}_2 = 44\%$. El manganeso y el hierro ferroso pueden substituir al calcio, y una serie isomorfa completa se extiende hasta la rodocrosita, mientras que sólo es parcial hacia la smithsonita y siderita. El magnesio substituye al calcio en pequeñas cantidades.

Ensayos. Infusible. Después de calcinación intensa, el residuo da reacción alcalina con el papel de ensayo húmedo. Un fragmento de mineral humedecido con ácido clorhídrico y calentado da una llama color rojo anaranjado. Los fragmentos



Figs. 487, 488, 489 y 490. Calcita.

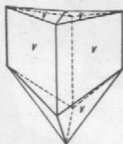


Fig. 491. Macla de calcita, según el romboedro negativo.

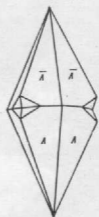


Fig. 492. Macla de calcita según la base.

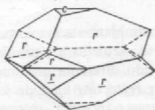


Fig. 493. Macla de calcita, según la base.

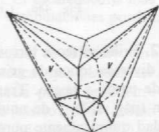


Fig. 494. Macla de calcita, según el romboedro fundamental.

de calcita son atacados fácilmente por el ácido clorhídrico diluido frío, con desprendimiento de CO_2 en forma de gas. La solución concentrada da un precipitado de sulfato cálcico al añadirle unas gotas de ácido sulfúrico; no se formará ningún precipitado si la solución está diluida.

Diagnóstico. Se distingue por su dureza (3), su exfoliación perfecta, color

claro y brillo vítreo. Se distingue de la dolomita porque los fragmentos de calcita desprenden CO_2 con el ácido clorhídrico frío, mientras que no ocurre lo mismo con los de la dolomita. Se distingue del aragonito por tener un peso específico menor y exfoliación romboédrica.

Yacimiento. La calcita es uno de los minerales más corrientes y difundidos. Aparece como enormes y extensas masas de rocas sedimentarias, en las cuales la calcita es el mineral más importante, siendo el único mineral presente en ciertas calizas. Las calizas metamórficas cristalinas se conocen con el nombre de *mármol*. La *creta* es un depósito pulverulento de carbonato cálcico, de grano fino. La calcita es un constituyente importante de las margas y areniscas calcáreas. Las rocas calizas se han formado, en gran parte, por la deposición en grandes espesores, de material calcáreo a base de caparzones y esqueletos de los animales marinos, en el fondo de los mares; sólo una pequeña proporción de estas rocas se han formado directamente por la precipitación del carbonato cálcico.

Como depósitos de cuevas, etc. Las aguas calcáreas al evaporarse en las cuevas formadas en las calizas, depositan con frecuencia calcita en forma de estalactitas, estalagmitas e incrustaciones. La calcita es generalmente semitranslúcida y de color amarillento claro. Las aguas de fuentes calcáreas, frías o calientes, forman alrededor del manantial depósitos de calcita que se conoce con el nombre de *travertino* o *tobas*. En las regiones calizas se hallan numerosos depósitos de travertino celular. El depósito de Mammoth Hot Springs, Yellowstone Park, es célebre y tiene un origen similar.

Calizas silíceas. Los cristales de calcita pueden incluir a veces cantidades considerables de arenas silíceas (hasta un 60 %) y formar lo que se conoce con el nombre de cristales de areniscas. Yacimientos de este tipo se encuentran en Fontainebleau, Francia (Calizas de Fontainebleau) y en Bad Lands, Dakota del Sur.

La calcita es un mineral secundario en las rocas ígneas, como producto de descomposición de silicatos cálcicos. Se halla recubriendo las cavidades amigdaloides de las lavas. En muchas rocas metamórficas y sedimentarias, en mayor o menor proporción. Es el material de cementación en ciertas areniscas de color claro. La calcita es también el mineral filoniano más común, y aparece como ganga con toda clase de menas metálicas. Resultaría completamente imposible citar todos los distritos importantes donde existen yacimientos de calcita en sus diversas formas. Algunas localidades son notables por hallarse calcita muy bien cristalizada; así sucede en Andreasberg en las montañas del Harz, en diversos lugares de Sajonia; en Cumberland, Derbyshire, Durham, Cornwall y Lancashire, Inglaterra; Islandia; Guanaajuato, Méjico. En los Estados Unidos, en Joplin, Missouri, en el distrito de cobre del lago Superior; Rossie, Nueva York. En España, en Peñalara, Bellmunt, Linares, etc.

Empleo. La calcita se usa para la fabricación de cementos y cal para confección de morteros. La caliza, al calentarla a 900°C , pierde el CO_2 y se convierte en cal viva CaO que, mezclada con agua, forma el hidrato cálcico (*cal apa-*

gada), se hincha, produce mucho calor y se endurece o, como corrientemente se dice, fragua. La *cal viva* mezclada con arena forma el mortero corriente.

El mayor consumo de caliza se produce en la fabricación de cementos.

En gran escala se fabrica el denominado cemento portland. Está formado por un 75 % de carbonato cálcico (caliza), 13 % de sílice y 5 % de alúmina.

También hay pequeñas cantidades de carbonato magnésico y óxido de hierro. La sílice y la alúmina se obtienen de las arcillas con que se mezcla la caliza antes de ser calcinadas. Al añadir agua al cemento, se forman aluminatos cálcicos y silicatos cálcicos hidratados. Determinadas calizas tienen ciertos materiales arcillosos como impurezas en las proporciones correctas, y se conocen con el nombre de cemento natural. Los cementos que tienen la valiosa propiedad de endurecerse bajo el agua se conocen con el nombre de cementos hidráulicos.

La cal se emplea como fertilizante, blanco de España, cal de blanquear, tiza, etcétera. Existen yacimientos de cal en muchos lugares de Europa, siendo los más famosos los de las rocas blancas de Dover.

La caliza, especialmente la procedente de Indiana, se utiliza como piedra de edificación. Grandes masas de caliza se utilizan anualmente como fundentes en la extracción de diversas menas metálicas. La caliza de grano fino es empleada en litografía y se denomina caliza litográfica. En Santa María de Teyá, España.

Los mármoles se utilizan como material de decoración y edificación. Las canteras de mármoles más importantes en los Estados Unidos se encuentran en Vermont, Nueva York, Georgia, Tennessee. En España, en Covadonga, Mallorca, Estella, etc.

El espato de Islandia tiene gran valor para la fabricación de diversos instrumentos ópticos. Su empleo más conocido es en forma de prisma de Nicol, para obtener luz polarizada.

DOLOMITA— $(\text{CO}_3)_2\text{CaMg}$

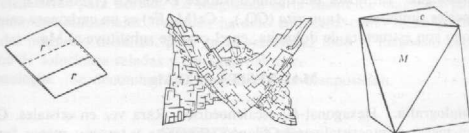
Cristalografía. Hexagonal-*R*; romboédrico. Los cristales están formados generalmente por el romboedro fundamental (fig. 495), otras veces por un romboedro agudo y base (fig. 497). Caras curvas; algunas, tanto, que forman cristales en forma de silla de montar (fig. 496). Las otras formas son raras. En masas exfoliables granuladas gruesas o finas y compactas.

Estructura. Como la calcita, pero $\frac{1}{2}$ Ca substituido por Mg. $a_r = 6,01 \text{ \AA}$, $\alpha_r = 47^\circ 07'$.

Propiedades físicas. Exfoliación romboédrica perfecta $\{1011\}$ (ángulo de exfoliación = $73^\circ 45'$). **H.** = 3 $\frac{1}{2}$ -4. **G.** = 2,85. Brillo vitreo; perlado en algunas variedades, *espato perla*. Generalmente, con tonalidades rosadas; puede ser incoloro, blanquecino, grisáceo, verdoso, pardo o negruzco. Transparente a translúcido.

Composición. Carbonato cálcico y magnésico $(\text{CO}_3)_2\text{CaMg}$. CaO = 30,4 %; MgO = 21,7 %; CO_2 = 47,9 %. En la dolomita ordinaria, la proporción del CO_2 Ca a CO_2 Mg es de 1 : 1.

Sin embargo, el magnesio puede ser sustituido por el calcio hasta la proporción $\text{Ca} : \text{Mg} = 1 : 5$ en las posiciones del magnesio, y éste puede sustituir al calcio hasta la proporción $\text{Mg} : \text{Ca} = 1 : 20$, en las posiciones del calcio. Así en la dolomita, la proporción entre calcio y magnesio varía entre $58 : 42$ y $47 \frac{1}{2} : 52 \frac{1}{2}$. El hierro



Figs. 495, 496 y 497. Dolomita.

ferroso puede sustituir al magnesio y cuando la cantidad del primero excede de la del segundo, el mineral es llamado *anquerita*. El magnesio puede ser sustituido por pequeñas cantidades de manganeso divalente, cobalto divalente y zinc pueden sustituir al magnesio y pequeñas cantidades de plomo al calcio.

Ensayos. Infusible. Una vez intensamente calcinado da reacción alcalina con el papel de ensayo humedecido.

En ácido clorhídrico diluido y frío, los grandes fragmentos solamente son atacados lentamente; pero el polvo se disuelve rápidamente con efervescencia.

Los grandes fragmentos se disuelven con efervescencia en caliente. La solución oxidada con ácido nítrico y neutralizada con amoníaco (para precipitar hidróxido férrico) dará con oxalato amónico un precipitado blanco de oxalato cálcico; si al filtrado se le añade fosfato sódico se produce precipitado blanco granuloso de fosfato magnésico amónico.

Diagnóstico. La variedad cristalizada se reconoce por los cristales romboédricos curvos y su color generalmente rosado. La variedad de roca compacta, *dolomía*, se distingue de la caliza por su reacción menos vigorosa con el ácido clorhídrico.

Yacimiento. La dolomita aparece principalmente en masas rocosas extensas formando las calizas dolomíticas y su equivalente cristalino, el mármol dolomítico. Los yacimientos son del mismo tipo que los de las calizas. Con frecuencia, íntimamente mezclada con la calcita. La dolomita, como roca, se cree que es de origen secundario, por transformación de la caliza ordinaria por reemplazamiento del calcio por magnesio. También como un mineral filoniano, principalmente en los filones de plomo y zinc que atraviesan las calizas.

Se hallan en grandes masas rocosas en las regiones dolomíticas del Tirol meridional; en buenos cristales, en Binnenthal, Suiza; Teruel, España; Traversella en Piamonte; en el norte de Inglaterra; Guanajuato, Méjico. En los Estados Unidos se encuentran formando masas sedimentarias en muchos estados del Oeste Medio, y en buenos cristales en Joplin, Missouri.

Empleo. Como piedra de edificación y ornamentación. Para la fabricación de ciertos cementos. Para la fabricación de magnesia, que se emplea en la preparación de revestimientos refractarios de los convertidores en los procesos básicos de obtención de acero. Mena potencial de magnesio metálico.

Etimología. En honor del químico francés Dolomieu (1750-1801).

Especies similares. *Anquerita* $(\text{CO}_3)_2 \cdot \text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})$ es un carbonato romboédrico análogo con estructura de dolomita, en el cual Fe sustituye al Mg.

MAGNESITA— CO_3Mg

Cristalografía. Hexagonal-*R*; escalenoédrico. Rara vez en cristales. Generalmente en masas criptocristalinas en blanco, compacta y terrosa; menos frecuentemente en masas granulares exfoliadas, bastas o finas.

Estructura. Como la calcita.

Propiedades físicas. Exfoliación romboédrica perfecta $\{1011\}$ (ángulo de exfoliación = $72^\circ 36'$). **H.** = $3 \frac{1}{2}5$. **G.** = 3,0-3,2. Brillo vítreo. Color blanco, gris, amarillo pardo. Transparente o translúcido.

Composición. Carbonato de magnesio, CO_3Mg . **MgO** = 47,8 %; **CO₂** = 52,2 por 100. El hierro ferroso sustituye al magnesio, y la serie isomorfa completa se extiende hasta la siderita. Se encuentran también pequeñas cantidades de calcio y manganeso.

Ensayos. Infusible. Después de una intensa calcinación da reacción alcalina débil con el papel de ensayo húmedo. El ácido clorhídrico frío le ataca poco, pero se disuelve con efervescencia en caliente. La solución después de precipitado el hierro y calcio da, en presencia de un exceso de amoníaco con fosfato sódico, un precipitado granulado blanco de fosfato magnésico amónico.

Diagnóstico. Las variedades con exfoliación se distinguen de la dolomita únicamente por su peso específico más elevado y la poca cantidad de calcio. La variedad maciza blanca se parece al pedernal y se distingue del mismo por su menor dureza.

Yacimiento. La magnesita se encuentra corrientemente con filones derivados de la alteración de la serpentina por la acción de aguas carbónicas. Dichas magnesitas son compactas y corrientemente coloidales, y a menudo contienen sílice opalina. Las capas de magnesita cristalina exfoliable son: 1) de origen metamórfico asociadas a esquistos talcosos, cloríticos o micáceos, y 2) de origen sedimentario, por sustitución en las rocas calizas por la acción de soluciones que contienen magnesio, formándose la dolomita como producto intermedio.

Depósitos importantes de este tipo se encuentran en Manchuria; en Satka en los montes Urales, y en Estiria, Austria. Los depósitos más famosos del tipo criptocristalino se hallan en la isla de Eubea, Grecia.

En los Estados Unidos, la variedad compacta se halla en masas irregulares, en la serpentina de la Coast Range, California. Grandes masas del tipo sedimentario

se encuentran en Chewelah en Stevens County, Washington, y en el Paradise Range, Nye County, Nevada.

Empleo. La magnesita calcinada, MgO , es decir la calcinada a elevada temperatura y que contiene menos del 1 % de CO_2 , se emplea en la fabricación de ladrillos refractarios para hornos. La magnesita es la fuente de magnesia para productos químicos industriales. También ha sido empleada como mena para la obtención del magnesio metálico, pero en la actualidad todo el magnesio producido se obtiene de soluciones saladas y del agua del mar.

Etimología. Se denomina así, aludiendo a su composición.

SIDERITA— CO_3Fe

Hierro espático. Chalibita

Cristalografía. Hexagonal-*R*; escalenoédrico. Los cristales son generalmente romboedros fundamentales (lo mismo que la forma de exfoliación) frecuentemente con caras curvas. Concrecionados. En concreciones globulares. Generalmente granular exfoliable. También puede ser botroidal, compacto y terroso.

Propiedades físicas. Exfoliación romboédrica perfecta $\{10\bar{1}1\}$ (ángulo de exfoliación = $73^\circ 0'$). **H.** = $3\frac{1}{2}$ -4. **G.** = 3,96 para el CO_3Fe puro, pero decrece con la presencia de Mn^{++} y Mg . Brillo vítreo. Color generalmente de castaño oscuro a claro. Transparente a translúcido.

Composición. Carbonato ferroso, CO_3Fe . $FeO = 62,1\%$; $CO_2 = 37,9\%$; $Fe = 48,2\%$. El Mn^{++} y el Mg substituyen al Fe^{++} , y la serie isomorfa completa se extiende desde la rodocrosita a la magnesita. Puede estar presente el calcio aunque en pequeñas cantidades.

Ensayos. Dificilmente fusible ($4\frac{1}{2}$ -5). Se vuelve fuertemente magnético al ser calentado. Calentado en tubo cerrado, se descompone y da un residuo negro magnético. Es soluble en ácido clorhídrico caliente con efervescencia; la solución da con el ferricianuro potásico un precipitado azul oscuro (prueba del hierro ferroso).

Diagnóstico. Se distingue de otros carbonatos por su color y el gran peso específico, y de la blenda por su exfoliación romboédrica.

Alteración. Son corrientes las pseudomorfosis de limonita por siderita.

Yacimiento. La siderita se halla frecuentemente como siderita arcillosa, impurificada por mezcla con materiales de arcilla, en concreciones concéntricas. Se halla también como hierro litoide contaminado con materiales carbonosos, en formaciones estratiformes extensas en esquistos y corrientemente asociada a yacimientos de carbón. Estas menas fueron explotadas antaño, especialmente en Gran Bretaña, constituyendo la principal fuente del hierro, pero actualmente sólo se encuentran yacimientos explotables en North Staffordshire y Escocia. La siderita arcillosa también es abundante en los yacimientos carboníferos del oeste de Pennsylvania y

este de Ohio, pero no se utiliza como mena de hierro. La siderita se forma también por la acción de soluciones ferrosas sobre las calizas, y, en el caso en que tales depósitos sean extensos, pueden tener valor económico. Los yacimientos más importantes de este tipo se encuentran en Estiria, Austria, donde la siderita aparece en gran cantidad. La siderita, en su forma cristalizada, es un mineral filoniano comúnmente asociado con diversas menas metálicas, tales como minerales de plata, pirita, calcopirita, tetraedrita, galena. Cuando la siderita predomina en los filones, puede beneficiarse, como sucede en el sur de Westphalia, Alemania. En España, en los yacimientos ferríferos de las Vascongadas y Teruel.

Empleo. Una mena de hierro. Importante en Gran Bretaña y Austria, pero de un valor secundario en los Estados Unidos.

Etimología. De la palabra griega que significa *hierro*. Su nombre primitivo fue *esferosiderita*, que se refería a todas las variedades. *Hierro espático* es un nombre corriente. *Chalibita*, empleado por algunos mineralogistas, deriva de los Cálibes, que vivieron en el mar Negro y fueron en tiempo antiguo trabajadores del hierro.

RODOCROSITA— CO_3Mn

Cristalografía. Hexagonal-*R*; escalenoédrico. Raras veces en cristales con el romboedro fundamental; frecuentemente con caras curvas. Generalmente, masas exfoliables; granular a compacta.

Propiedades físicas. Exfoliación romboédrica perfecta $\{10\bar{1}1\}$ (ángulo de exfoliación = $73^\circ 0'$). **H.** = $3\frac{1}{2}$ - $4\frac{1}{2}$. **G.** = 3,45-3,6. Brillo vítreo. El color, generalmente, tiene tonalidad rosada a roja; puede ser también rosada clara a castaño oscuro. Transparente a translúcido.

Composición. Carbonato manganoso, CO_3Mn . MnO = 61,7 %; CO_2 = 38,3 por 100. El hierro y el calcio están generalmente presentes. El Fe'' y el Ca substituyen el Mn, y la serie completa se extiende desde la siderita a la calcita. Solamente pequeñas cantidades de Mg y Zn substituyen al Mn.

Ensayos. Infusible. Soluble en ácido clorhídrico caliente con efervescencia. En la llama oxidante, da un color violeta rojizo a la perla de bórax, y un color verdeazul a la de carbonato sódico. Cuando se calienta en carbón vegetal se vuelve negro, pero no es magnético.

Diagnóstico. Se reconoce generalmente por su color rosado, su exfoliación romboédrica y dureza (4). La dureza la distingue de la rodonita (SiO_3Mn , **H.** = $5\frac{1}{2}$ - $6\frac{1}{2}$).

Yacimiento. La rodocrosita es un mineral relativamente raro, aparece en filones de plata, plomo y con otros minerales de manganeso. Se halla en las minas de plata de Rumania y Sajonia. En los Estados Unidos, en Branchville, Connecticut; Franklin, New Jersey; Butte, Montana. En cristales buenos, en Alicante, Lake County; Alma, Park County y en todo el Colorado.

Empleo. Una mena secundaria del manganeso. Extensamente explotado en Butte, Montana.

SMITHSONITA— CO_3Zn

Cristalografía. Hexagonal-*R*; escalenoédrico. Raras veces en pequeños cristales romboédricos o escalenoédricos. Generalmente, reniforme, botroidal o estalactítico y en incrustaciones cristalinas o en masas apanaladas, conocidas como *calaminas*. También granular a terroso.

Estructura. Tipo calcita.

Propiedades físicas. Exfoliación romboédrica perfecta $\{10\bar{1}1\}$, que rara vez se observa. **H.** = 4 $\frac{1}{2}$ -5 (excesivo para un carbonato). **G.** = 4,30-4,45. Brillo vítreo. Color generalmente pardo sucio. Puede ser blanquecino, verdoso, azulado y rosado. La variedad amarillenta contiene cadmio. Translúcido.

Composición. Carbonato de zinc, CO_3Zn . ZnO = 64,8 %; CO_2 = 35,2 %. El hierro y el manganeso substituyen parte del zinc; también, aunque menos corriente, calcio, magnesio, cadmio, cobre, cobalto y plomo.

Ensayo. Infusible. Soluble en ácido clorhídrico con efervescencia. Un fragmento calentado en la llama reductora da chispas verdeazuladas en la llama, por arder el zinc volatilizado.

Calentando en la llama reductora con carbón vegetal, aureola no volátil de óxido de zinc, amarilla en caliente, blanca en frío. Si la aureola se humedece con nitrato de cobalto y se calienta nuevamente, se vuelve verde.

Diagnóstico. Se distingue por su efervescencia en los ácidos, sus ensayos del zinc, su dureza (5) y su gran peso específico.

Yacimiento. La smithsonita es una mena de zinc de origen supergénico; se encuentra generalmente con los depósitos de zinc en calizas. Asociada con blenda, galena, hemimorfita, cerusita, calcita, limonita. A menudo pseudomórfica de calcita. La mena *dry-bone* es una masa apanalada, con aspecto de huesos secos, cuya estructura es el resultado de la deposición del mineral. Algunas hemimorfitas, el silicato de zinc, se incluyen también en este nombre. En ciertas localidades, en forma de material azul verdoso o verde translúcido, que se emplea para ornamentación. La localidad de Laurium, Grecia, es famosa por sus smithsonitas ornamentales; y Cerdeña por sus estalactitas amarillas con bandas concéntricas. Ejemplares cristalizados y finísimos se han obtenido de la mina de Broken Hill, Rhodesia, y en Tsumeb, África Sudoriental. En los Estados Unidos, la smithsonita aparece como mena en los depósitos de zinc de Leadville, Colorado; Missouri, Arkansas; Wisconsin; Virginia. En Kelly, Nueva México, se han hallado bonitos ejemplares azul verdosos. En España, en una zona que comprende Santander y Asturias.

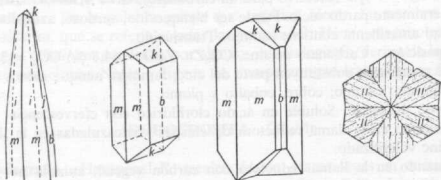
Empleo. Una mena de zinc. Una pequeña parte se emplea en ornamentación.

Etimología. Denominada así en honor de James Smithson (1754-1829), que fundó la Smithsonian Institution de Washington. Al principio, los mineralogistas ingleses llamaron a este material *calamina*.

Especies similares. La *hidrozincita*, un carbonato de zinc básico, es un mineral secundario en los depósitos de zinc.

ARAGONITO— CO_3Ca

Cristalografía. Rómbico; bipiramidal. Existen tres hábitos cristalinos: 1) *Piramidal acicular*; consiste en un prisma vertical terminado por la combinación de una bipirámide muy inclinada y prisma de primer orden (fig. 498). Generalmente en grupos radiados con cristales cuyo tamaño disminuye gradualmente. 2) *Tabular*; constituido por el segundo pinacoide, modificado por $\{110\}$ y un prisma bajo (k ,



Figs. 498, 499, 500 y 501. Aragonito.

fig. 499). Frecuentemente maclados por $\{110\}$ (fig. 500). 3) *En maclas pseudo-hexagonales* (fig. 501). Este tipo presenta un prisma hexagonal terminado por el tercer pinacoide, y está formado por la interposición de tres individuos maclados según el prisma con el tercer pinacoide común. Los cristales se distinguen de los de forma hexagonal verdadera, si se tiene en cuenta que el plano basal está estriado en tres direcciones distintas, y también porque, al no ser el ángulo del prisma de los cristales exactamente 60° , sino $53^\circ 48'$, las caras del prisma compuesto resultante por macla, presentan ligeros ángulos entrantes. También en agregados reniformes, columnares y estalactíticos.

Propiedades físicas. Exfoliación imperfecta paralela a $\{010\}$ y $\{110\}$. Brillo vítreo. Incoloro, blanquecino, amarillento pálido y diversas tonalidades. Transparente a translúcido. **H.** = $3\frac{1}{2}$ -4. **G.** = 2,95 (mayor dureza y peso específico más alto que la calcita).

Composición. Carbonato cálcico, como la calcita, CO_3Ca . CaO = 56 %; CO_2 = 44 %. Puede contener un poco de estroncio o plomo; raro el zinc. El aragonito es una forma polimorfa inestable de la calcita a la temperatura y presión ordinarias. A presión ordinaria, el aragonito empieza a convertirse en calcita, por inversión; a los 400°C ; en presencia del agua o de soluciones que contengan CaCO_3 disuelto, la inversión puede tener lugar a la temperatura ambiente.

Ensayos. Infusible. Decrepita. Después de calcinación intensa, el polvo da reacción alcalina con el papel de ensayo humedecido. Los fragmentos del mineral se transforman en polvo (paso a calcita) al calentarlos al rojo en un tubo cerrado. Las mismas pruebas químicas que la calcita.

Diagnóstico. Se distingue de la calcita por su peso específico más alto, y carecer de exfoliación romboédrica. Los fragmentos de una calcita columnar terminan en una exfoliación cruzada que no se presenta en el aragonito. Se distingue de la witherita y la estroncionita por ser infusible, de menor peso específico y no colorear la llama con colores típicos.

Alteración. Son corrientes las paramorfosis de calcita según aragonito. El carbonato cálcico segregado por los moluscos como aragonito se transforma después en calcita en el lado externo de la concha.

Yacimiento. El aragonito es menos estable que la calcita y mucho menos corriente. Se forma en condiciones fisicoquímicas, muy determinadas a baja temperatura, en depósitos superficiales. Se ha demostrado experimentalmente que las aguas carbónicas que contienen calcio depositan aragonito en caliente y calcita en frío. El nácar de muchas conchas es aragonito. Las fuentes hidrotermales lo depositan; se halla asociado a capas de yeso y depósitos de hierro, en donde adquiere formas parecidas al coral, denominadas *flos ferri* (flor del hierro). También formando cortezas fibrosas en la serpentina y cavidades amigdaloides de los basaltos.

Son notables, por los tipos de cristales, las siguientes localidades: cristales maclados pseudo hexagonales en Aragón, España; Bastennes, en el sur de Francia, y en Girgenti, Sicilia. Cristales de tipo tabular se hallan cerca de Bilin, Bohemia. El tipo acicular en Alston Moor y Clator Moor, Cumberland, Inglaterra. El *flos ferri*, en las minas de hierro de Estiria. En los Estados Unidos, maclas pseudo hexagonales se encuentran en Lake Arthur, Nueva México. El *flos*, en las montañas Organ, Nueva México y en Bisbee, Arizona.

Etimología. De Aragón, España, donde fueron descubiertas las maclas pseudo hexagonales.

WITHERITA—CO₃Ba

Cristalografía. Rómbico; bipiramidal. Cristales siempre maclados según {110} formando pirámides pseudo hexagonales por la reunión de tres individuos. Algunas veces, los cristales terminan por ambos extremos profundamente estriados horizontalmente y con una serie de ángulos entrantes que le dan la apariencia de una pirámide que corona otra (fig. 502). También botrioidal a globular; columnar o granudo.

Propiedades físicas. Exfoliación pobre, paralela a {010} y {110}. **H.** = 3 1/2. **G.** = 4,3. Brillo vítreo. Incoloro, blanco o gris. Translúcido.

Composición. Carbonato bórico, CO₃Ba. BaO = 77,7 %; CO₂ = 22,3 %. El bario puede estar sustituido por pequeñas cantidades de estroncio y calcio.

Ensayos. Funde a $2\frac{1}{2}$ -3, con llama verde amarillenta (bario). Después de intensa calcinación, reacción alcalina con el papel de ensayo humedecido. Soluble con efervescencia en ácido clorhídrico. Todas las soluciones, incluso las muy diluidas, dan un precipitado de sulfato de bario con ácido sulfúrico (lo que la diferencia del calcio y del estroncio).

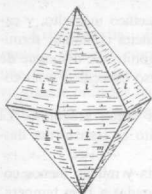


Fig. 502. Witherita

Diagnóstico. La witherita se reconoce por su gran peso específico y efervescencia con los ácidos. Puede distinguirse de la estroncianita por la llama, y de la baritina, por la efervescencia en ácido.

Yacimientos. La witherita es un mineral relativamente raro, asociado frecuentemente con la galena. Se encuentra en Inglaterra en buenos cristales, cerca de Hexham, en Northumberland, y Alston Moor, en Cumberland. En Leogang, en Salzburgo. En los Estados Unidos, cerca de Lexington, Kentucky; en un gran filón con baritina, en El Portal, Yosemite Park, California. También en Thunder Bay, lago Superior, Ontario

Empleo. Una fuente del bario.

Etimología. En honor de D. W. Withering (1741-1799), que fue quien descubrió y analizó este mineral.

ESTRONCIANITA— CO_3Sr

Cristalografía. Rúbico; bipiramidal. Cristales generalmente aciculares, radiales como el tipo (1) del aragonito. Frecuentemente macla según {110}, dándole un aspecto pseudohexagonal. También columnar, fibroso y granular.

Propiedades físicas. Exfoliación prismática buena {110}. **H.** = $3\frac{1}{2}$ -4. **G.** = 3,7. Brillo vítreo. Color blanco, gris, amarillo, verde. Transparente a translúcido.

Composición. Carbonato de estroncio, CO_3Sr . **SrO** = 70,2 %; **CO₂** = 29,8 %. Puede contener algo de calcio.

Ensayos. Infusible, pero, calcinando intensamente, se hincha y produce finas ramas, al mismo tiempo da una llama carmesí (estroncio), y el residuo tiene reacción alcalina con el papel de ensayo humedecido. Soluble con efervescencia en el ácido clorhídrico, y la solución diluida precipita el sulfato de estroncio al añadirse unas gotas de ácido sulfúrico; no se forma precipitado en una solución muy diluida (lo que la diferencia del bario).

Diagnóstico. Caracterizado por su gran peso específico y efervescencia el ácido clorhídrico. Puede distinguirse de la witherita y del aragonito por la llama; de la celestina, por su mala exfoliación y la efervescencia con los ácidos.

Yacimientos. La estroncianita es un mineral relativamente raro, que se encuentra en filones, en calizas o mármoles, y con menos frecuencia en rocas ígneas como ganga en filones de sulfato. En depósitos comerciales en Westphalia, Alema-

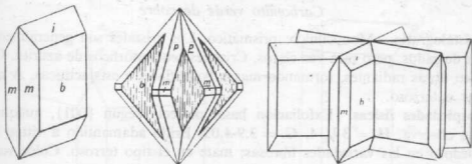
ma. En los Estados Unidos, se encuentra en geodas y filones junto a la calcita, Schoharie, Nueva York; en Etrontium Hills, al Norte de Barstow, California; cerca de La Conner, Washington.

Empleo. Fuente del estroncio. El estroncio no tiene gran aplicación comercial; en fuegos artificiales de destellos rojos, cohetes militares; en la separación del azúcar de las melazas y en diversos compuestos de estroncio.

Etimología. De Strontian en Argyllshire, Escocia, localidad donde fue encontrado por vez primera.

CERUSITA— CO_3Pb

Cristalografía. Rómbico; bipiramidal. Cristales de hábito variado, muchas veces maclado (fig. 503); pueden formar grupos reticulares, cruzándose los cristales entre sí con ángulos de 60° (fig. 505). Puede ser de hábito piramidal; también ma-



Figs. 503, 504 y 505. Cerusita.

clados formando pirámides pseudohexagonales, frecuentemente en ángulos entrantes marcados en la zona vertical. También en agregados cristalinos granulares; fibroso; macizo granular; compacto; terroso.

Propiedades físicas. Exfoliación prismática según $\{110\}$. **H.** = $3-3\frac{1}{2}$. **G.** = 6,55 (grande para un mineral con brillo no metálico). Brillo adamantino. Incoloro, blanquecino o grisáceo. Transparente a subtranslúcido.

Composición. Carbonato de plomo, CO_3Pb . $\text{PbO} = 83,5\%$; $\text{CO}_2 = 16,5\%$.

Ensayos. Funde a $1\frac{1}{2}$. Con carbonato sódico en el carbón vegetal da un glóbulo de plomo y aureola amarilla o blanca de óxido de plomo. Soluble en ácido nítrico diluido caliente, con efervescencia. En tubo cerrado, generalmente decrepita y se transforma en óxido de plomo, que es de color amarillento oscuro en caliente.

Diagnóstico. Se reconoce por su alto peso específico, color blanco y brillo adamantino. La forma de los cristales y la efervescencia con ácido nítrico, lo distingue de la anglesita.

Yacimientos. La cerusita es una importante mena supergénica de plomo formada por la acción de aguas carbónicas sobre la galena en la zona superior de los

filones de plomo. Asociado a los minerales primarios galena y blenda, y a diversos minerales secundarios, tales como la anglesita, piromorfita, smithsonita y limonita.

Existen yacimientos importantes en Ems, Nassau; Mies, Bohemia; Nerchinsk, Siberia; en la isla de Cerdeña; en Túnez; en Tsumeb, Otavi, África Sudoriental; Broken Hill, Nueva Gales del Sur. En los Estados Unidos se halla en Phoenixville, Pennsylvania; Leadville, Colorado; en diversos distritos en Arizona; en las montañas Organ, Nueva México; en el Coeur d'Alena Distric en Idaho. Buenos cristales en Bellmont, La Carolina, Cabo de Gata, en España.

Empleo. Una importante mena de plomo.

Etimología. De la palabra latina que significa *plomo blanco*.

Especies similares. La *fosgenita* es un clorocarbonato de plomo $(\text{CO}_3)\text{Pb}_2\text{Cl}_2$, tetragonal; es un carbonato anhidro raro.

MALAQUITA— $\text{CO}_3\text{Cu}_2(\text{OH})_2$

Carbonato verde de cobre

Cristalografía. Monoclínico; prismático. Los cristales son generalmente prismáticos delgados, pero rara vez claros. Cristales pseudomórficos de azurita. Generalmente en fibras radiantes, formando masas botrioidales o estalactíticas. A menudo, granular o terroso.

Propiedades físicas. Exfoliación basal perfecta según {001}, aunque pocas veces se observa. **H.** = 3 1/2-4. **G.** = 3,9-4,03. Brillo adamantino a vítreo en cristales; sedoso en las variedades fibrosas; mate en el tipo terroso. Color verde brillante. Translúcido.

Composición. Carbonato básico de cobre $\text{CO}_3\text{Cu}_2(\text{OH})_2$. **CuO** = 71,9 %; **CO₂** = 19,9 %; **H₂O** = 8,2 %; **Cu** = 57,4 %.

Ensayos. Funde a 3, con llama verde. Con fundente en carbón vegetal, glóbulo de cobre. Soluble con efervescencia en ácido clorhídrico, da una solución verde que se vuelve azul oscuro con exceso de amoníaco. Desprende mucha agua en tubo cerrado.

Diagnóstico. Se reconoce por su color verde brillante y formas botrioidales, y se distingue de otros minerales verdes de cobre por la efervescencia con los ácidos.

Yacimientos. La malaquita es una mena supergénica muy importante de cobre y es muy frecuente. Se halla en las zonas de oxidación de los filones de cobre, asociada a la azurita, cuprita, cobre natural, óxidos férricos y diversos sulfatos de cobre y hierro. Generalmente, en filones de cobre que arman en calizas. Entre los yacimientos importantes se encuentran: Nizhne Tagil en los montes Urales; Chessy, cerca de Lyon, Francia, asociada con la azurita; Tsumeb, África Sudoriental; Rhodesia; Australia del Sur. En los Estados Unidos es una mena de cobre importante en los distritos cupríferos del sudoeste, en Bisbee, Morensi y otros lugares de Arizona; y en Nueva México. En España, en los yacimientos cupríferos.

Empleo. Una mena de cobre. Ciertas variedades han sido empleadas como material ornamental en la fabricación de jarrones, chapeado de los tableros de las mesas, etc.

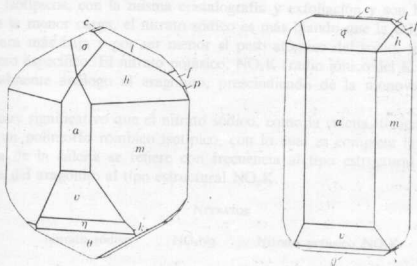
Etimología. Deriva de la palabra griega que significa *malva*, por alusión a su color verde.

AZURITA— $(\text{CO}_3)_2\text{Cu}_3(\text{OH})_2$

Chessilita. Carbonato azul de cobre

Cristalografía. Monoclínico; prismático. Hábito variado (figs. 506 y 507). Cristales de hábito frecuentemente complejo y deformados. También en grupos esféricos radiales.

Propiedades físicas. H. = $3\frac{1}{2}$ -4. G. = 3.77. Brillo vítreo. Color azul marino intenso. Transparente a translúcido.



Figs. 506 y 507. Azurita.

Composición. Carbonato básico de cobre, $(\text{CO}_3)_2\text{Cu}_3(\text{OH})_2$. CuO = 69,2 %; CO_2 = 25,6 %; H_2O = 5,2 %; Cu = 55,3 %.

Ensayos. Los mismos que la malaquita, principalmente por su color azul marino y la efervescencia con ácido clorhídrico.

Alteración. La pseudomorfosis de malaquita en azurita se observa con frecuencia; menos comúnmente por cuprita.

Yacimientos. La azurita tiene el mismo origen y paragénesis que la malaquita, pero es mucho más frecuente que ella en cristales. Buenos cristales en Chessy, cerca de Lyon, Francia; Tsumeb, África Sudoriental; en Rumania; Laurium, Grecia; Siberia; Broken Hill, Nueva Gales del Sur. En los Estados Unidos,

se encuentra en la mina de Copper Queen, y Morenci, Arizona. Frecuentemente asociado con las menas de cobre. No es tan común como la malaquita.

Empleo. Una mena de cobre.

Etimología. Por su color.

Carbonatos hidratados raros. La *auricalcita* es un carbonato básico de zinc y cobre, de color verde pálido a azulado; en cristales aciculares monoclinicos. *Gaylussita*, $(\text{CO}_3)_2\text{Na}_2\text{Ca} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, monoclinico; *trona*, $4\text{CO}_3 \cdot 3\text{Na}_2\text{O} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, monoclinico; ambos se encuentran en depósitos lacustres salinos.



NITRATOS

El nitrógeno pentavalente forma con el oxígeno grupos iónicos planos, triangulares, muy parecidos al grupo carbonato. Estos triángulos constituyen el radical monovalente nitrato, NO_3^- y son los grupos dominantes en los nitratos. Análogamente a lo que sucede en el grupo carbonato, los iones nitrógenos con elevada carga y muy polarizantes forma con sus tres oxígenos coordinados un grupo compacto en el que la fuerza del enlace oxígeno-nitrógeno ($1\frac{2}{3}$) es mayor que la de cualquier otro enlace en el cristal. Debido a la mayor fuerza de este enlace $\text{N}-\text{O}$ los nitratos son descompuestos por los ácidos con menos facilidad que los carbonatos.

Cuando estos triángulos de nitrógeno-oxígeno se combinan en proporción 1 : 1 con cationes monovalentes cuyos radios permiten la coordinación 6 resultan estructuras análogas a las del grupo de la calcita. Así, el nitrato sódico NO_3Na y la calcita, son isotípicos, con la misma cristalografía y exfoliación y son homeomorfos. Debido a la menor carga, el nitrato sódico es más blando que la calcita y funde a temperatura más baja y por ser menor el peso atómico del sodio, tienen también menor peso específico. El nitrato potásico, NO_3K (radio iónico del $\text{K} = 1,33 \text{ \AA}$) es, estructuralmente análogo al aragonito, prescindiendo de la monovalencia de los iones.

Es muy significativo que el nitrato sódico, como la calcita, tienen en el nitrato potásico un polimorfo rómbico isotípico, con lo cual es completa la analogía. La estructura de la calcita se refiere con frecuencia al tipo estructural NO_3Na y la estructura del aragonito al tipo estructural NO_3K .

NITRATOS

Nitrato sódico

 NO_3Na Nitrato potásico NO_3K NITRATINA— NO_3Na *Nitro de Chile*

Cristalografía. Hexagonal-*R*; escalenoédrico. Homeomorfo de la calcita. Constantes, exfoliación, propiedades ópticas, etc., similares a las de la calcita. Si se sumerge un bloque de exfoliación de calcita en una solución de nitrato sódico, se forman pequeños romboedros de nitrato sódico orientados paralelamente a las caras de la calcita. Generalmente en masa, como inscrustaciones o en capas.

Propiedades físicas. Exfoliación romboédrica perfecta según $\{10\bar{1}1\}$. **H.** = 1-2. **G.** = 2,29. Brillo vítreo. Incoloro o blanco, también rojizo, pardo, grisáceo o amarillento. Transparente a translúcido. Sabor fresco. Delicuescente.

Composición. Nitrato sódico, NO_3Na . $\text{Na}_2\text{O} = 36,5\%$; $\text{N}_2\text{O}_5 = 63,5\%$.

Ensayos. Funde a 1, dando una llama amarilla intensa de sodio. Una vez intensamente calcinado, da reacción alcalina con el papel tornasol humedecido. Fácil y completamente soluble en agua. Calentado en el tubo cerrado con bisulfato potásico da valores rojos de óxido nitroso.

Diagnóstico. Se reconoce por su sabor fresco y su gran delicuescencia.

Yacimiento. Debido a su solubilidad en el agua, la nitratina se halla solamente en regiones áridas y desérticas. En grandes cantidades, en la provincia de Tarapaca y Antofagasta, noroeste de Chile y las cercanías de Bolivia. En áreas inmensas aparece como capas salinas (*caliche*) mezclada con arena, sal común, yeso, etc. En los Estados Unidos se ha encontrado en Humboldt County, Nevada, y en San Bernardino County, California.

Empleo. En Chile se extrae de canteras, se purifica y emplea como fuente de nitratos. La nitratina compite hoy día con el nitrógeno «fijado» del aire. Los nitratos se emplean para fabricar explosivos y fertilizantes.

NITRO—NO₃K

Salitre

Cristalografía. Rómbico; bipiramidal. Generalmente en incrustaciones delgadas o en cristales aciculares sedosos. Es frecuente la macla según {110}, dando grupos pseudo hexagonales análogos a los del aragonito.

Propiedades físicas. Exfoliación perfecta según {011}. **H.** = 2. **G.** = 2,09-2,14. Brillo vítreo. Color blanco. Translúcido.

Composición. Nitrato potásico NO₃K. K₂O = 46,5 %; N₂O₅ = 53,5 %.

Ensayos. Funde a 1; llama violeta (potasio). Después de calcinado, da una reacción alcalina en el papel de ensayo humedecido. Calentado en el tubo cerrado con bisulfato potásico, desprende vapores rojos de óxido nitroso. Fácilmente soluble en agua. Salino y sabor fresco.

Diagnóstico. Se caracteriza por su sabor fresco; se distingue de la nitratina por la prueba del potasio y por no ser delicuescente.

Yacimientos. El nitro se halla en forma de costras finas, como eflorescencia, en la superficie de la tierra, muros y rocas, etc. También como constituyente de ciertos suelos, así como, en los suelos residuales de las cuevas calizas. No es tan corriente como la nitratina, pero se produce en España, Italia, Arabia, Persia e India.

BORATOS

Los boratos tienen gran interés para los mineralogistas porque, al igual que los aluminofluoruros y los silicatos, son susceptibles de formar grupos aniónicos polimerizados en forma de cadenas, hojas y grupos múltiples aislados. Esto es debido a que el ion boro trivalente, de tamaño muy pequeño, coordina tres oxígenos en su configuración más estable. Como la carga del catión central es + 3 y tiene como vecinos más próximos tres oxígenos, la fuerza del enlace B—O tiene que ser una unidad, igual exactamente a la mitad de la energía de enlace del ion oxígeno. Esto permite que un oxígeno sea compartido por dos iones boro, enlazando los triángulos BO_3 para formar una unidad de mayor tamaño.

Se conocen sustancias en las cuales la estructura fundamental de los cristales es la cadena BO_2^- , de longitud ilimitada, formada por la existencia de oxígenos compartidos en cada triángulo de boro, que sirven para unir dos triángulos adyacentes.

La mayoría de los boratos corrientes parece estén formados por 2 hojas interrumpidas de triángulos de BO_3 en los que todos los oxígenos están compartidos, hojas que están separadas por capas de moléculas de agua y unidas unas con otras por iones de sodio o de calcio.

Aunque es posible preparar un armazón tridimensional de triángulos BO_3 solamente y que tenga la composición B_2O_3 , esta configuración tiene muy poca estabilidad y se desordena rápidamente, dando un vidrio. Debido a la tendencia a formar redes algo desordenadas de triángulos B_2O_3 , el boro es considerado en la fabricación del vidrio como «formador de redes» y se emplea en la preparación de vidrios especiales de poco peso y gran transparencia para las radiaciones de gran energía.

BORATOS

Boracita	$\text{B}_2\text{O}_3 \cdot \text{Mg}_2\text{Cl}$	Ulexita	$\text{B}_2\text{O}_3 \cdot \text{NaCa} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Bórax	$\text{B}_4\text{O}_7 \cdot \text{Na}_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	Colemanita	$\text{B}_4\text{O}_7 \cdot \text{Ca}_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Kernita	$\text{B}_4\text{O}_7 \cdot \text{Na}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$		

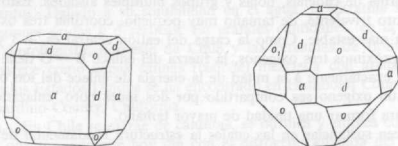
Boracita— $\text{B}_7\text{O}_{13}\text{Mg}_3\text{Cl}$

Cristalografía. Estructura rómbica a temperatura ordinaria, pero los cristales presentan formas cúbicas, hexaquitetraédricas. El cubo, el tetraedro y el dodecaedro en combinación (figs. 508 y 509). Cuando se calienta la boracita a 265°C , la estructura se convierte en cúbica, según indicaba la forma externa de los cristales. Éstos, generalmente, están aislados y diseminados entre otros minerales. También en masa.

Propiedades físicas. H. = 7. G. = 2,9-3,0. Brillo vítreo. Incoloro, blanquecino, grisáceo y verdoso. Transparente a translúcido.

Composición. $B_7O_{13}Mg_3Cl$. $MgO = 25,71 \%$; $MgCl_2 = 12,14 \%$; $B_2O_3 = 62,15 \%$.

Ensayos. Funde a 2 con llama de color verde (boro). Soluble en ácido clorhídrico. El papel de cúrcuma humedecido con una solución del mineral y secado después a $100^\circ C$, se vuelve castaño rojizo (boro).



Figs. 508 y 509. Boracita.

Diagnóstico. La boracita se caracteriza por su gran dureza, por sus cristales cúbicos y por la prueba del boro.

Yacimiento. La boracita aparece asociada a capas de halita, anhidrita, y yeso como uno de los productos formados por la evaporación de masas de agua salada.

Se halla en Stassfurt y otros lugares de Alemania. En los Estados Unidos se ha observado en los residuos insolubles de los pozos de sal de Luisiana.

BÓRAX— $B_4O_7Na_2 \cdot 10H_2O$

Cristalografía. Monoclínico; prismático. Cristales prismáticos, algunos de ellos grandes (fig. 510). También en forma celular, en masa o incrustaciones.

Propiedades físicas. Exfoliación perfecta paralela a $\{100\}$. **H.** = $2-2\frac{1}{2}$. **G.** = 1,7. Brillo vítreo. Incoloro a blanquecino. Translúcido. Sabor alcalino dulzón. Cristales claros eflorescentes que se ven blancos con la formación de tinalconita. $B_4O_7Na_2 \cdot 5H_2O$.

Composición. Borato sódico hidratado. $B_4O_7Na_2 \cdot 10H_2O$. $Na_2O = 16,2 \%$; $B_2O_3 = 36,6 \%$; $H_2O = 47,2 \%$.

Ensayos. Funde a $1-1\frac{1}{2}$, hinchándose mucho y produciendo una llama fuerte amarilla (sodio). Cuando se funde con fundente de boro, aparece la llama verde brillante de éste. Fácilmente soluble en agua. El papel de cúrcuma, humedecido con una solución clorhídrica diluida del mineral, se torna castaño rojizo, cuando se seca a $100^\circ C$. Desprende mucha agua en tubo cerrado.

Diagnóstico. Se caracteriza por sus cristales y el ensayo del boro.

Yacimiento. El bórax es el borato más extendido. Se forma por evaporación de los lagos salados y como eflorescencia en las superficies de la tierra de las regiones áridas. Los depósitos del Tibet han suministrado grandes cantidades de

bórax, que fueron exportadas a Europa en crudo, con el nombre de *tincal*, siendo el primer bórax usado por la civilización occidental. Se obtiene en las fuentes termales del norte de Italia. En los Estados Unidos se encontró inicialmente en Lake County, California, y más tarde en las regiones desérticas del sudoeste de California, en Death Valley, Inyo County y en San Bernardino County. También en las zonas adyacentes de Nevada. El bórax está asociado con los demás minerales de origen similar, tales como la ulexita, hanksita, halita, yeso, colemanita y otros boratos raros.

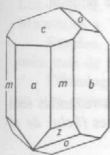


Fig. 510. Bórax.

Empleo. El bórax se usa para el lavado y limpieza; como antiséptico y preservativo en medicina, como disolvente de óxidos metálicos en soldadura y como fundente en diversos trabajos de laboratorio y esmaltado. El bórax y otros boratos minerales son la fuente del boro, cuyas aplicaciones parecen van en aumento. El boro elemento, se emplea como desoxidante y en aleación con metales no férricos; en los rectificadores y válvulas de control y como absorbente de neutrones

en las pantallas de los reactores atómicos; en los combustibles para proyectiles cohetes y como producto de adición a los combustibles de motores de explosión. El carburo de boro, más duro que el carborundo, se utiliza como abrasivo.

Etimología. El bórax procede del nombre árabe correspondiente a esta sustancia.

KERNITA— $B_4O_7 \cdot Na_2 \cdot 4H_2O$

Rasorita

Cristalografía. Monoclínico; prismático. Generalmente en agregados exfoliables.

Propiedades físicas. Exfoliación perfecta paralela a $\{001\}$ y $\{100\}$. Los fragmentos exfoliados son, por lo tanto, alargados, paralelos al eje *b* cristalográfico. **H.** = 3. **G.** = 1,95. Brillo vítreo a perlado. Incoloro a blanco. Las muestras incoloras se convierten en blancas de tiza, al ser expuestas largo tiempo al aire, por la formación de una capa fina de tinalconita.

Composición. Borato sódico hidratado $B_4O_7 \cdot Na_2 \cdot 4H_2O$. $Na_2O = 22,7\%$; $B_2O_3 = 51,0\%$; $H_2O = 26,3\%$.

Ensayos. Se hincha en el soplete, fundiendo a $1\frac{1}{2}$ con formación de un vidrio claro. Lentamente soluble en agua fría.

Diagnóstico. Se caracteriza por las largas astillas de exfoliación y poco peso específico.

Yacimiento. La única localidad en la que se encuentra kernita es Mohave Desert, en Kramer, California. Está asociada con el bórax en una serie de capas de arcillas terciarias, y el depósito tiene millones de toneladas de mineral. Estos

depósitos de borato sódico tienen unos 6 km de largo, 2 km de ancho y 30 m de espesor, y se encuentra de 120 a 250 m de profundidad. Se cree que la kernita se ha formado a partir del bórax por recristalización con el aumento de temperatura y la presión.

Empleo. La fuente principal de bórax hoy en día.

Etimología. De Kern County, California, donde se halla este mineral.

ULEXITA— $B_2O_3 \cdot NaCa \cdot 8H_2O$

Bolas de algodón

Cristalografía. Triclinico; pinacoidal. Generalmente en masas redondas sueltas formadas por fibras finas que son cristales aciculares o capilares (*bolas de algodón*).

Propiedades físicas. H. = 2 1/2; el agregado tiene una dureza aparente de 1. G. = 1,96. Brillo sedoso, color blanco. Insípido.

Composición. Borato cálcico y sódico hidratado. $B_2O_3 \cdot NaCa \cdot 8H_2O$. $Na_2O = 7,7\%$; $CaO = 13,8\%$; $B_2O_3 = 43,0\%$; $H_2O = 35,5\%$.

Ensayos. Funde a 1, hinchándose hasta formar una gota de vidrio clara, coloreando la llama de amarillo intenso. Humedecido con ácido sulfúrico, da momentáneamente la llama del boro. Desprende mucha agua en tubo cerrado. Soluble en ácido clorhídrico.

Diagnóstico. Las *bolas de algodón* blandas, de brillo sedoso, son características de este mineral.

Yacimiento. La ulexita cristaliza en salinas de regiones áridas formadas en dársenas cerradas, litorales o en lagos. Generalmente asociada con bórax. Abundante en las planicies áridas del norte de Chile y Argentina. En los Estados Unidos se ha encontrado con abundancia en ciertas cuencas cerradas de Nevada y California.

Empleo. Una fuente del bórax.

Etimología. En honor del químico alemán G. L. Ulex, que descubrió el mineral.

COLEMANITA— $B_6O_{11} \cdot Ca_2 \cdot 5H_2O$

Cristalografía. Monoclinico; prismático. En cristales prismáticos cortos, muy modificados. Masas exfoliables o granular a compacto.

Propiedades físicas. Exfoliación perfecta paralela a {010}. H. = 4-4 1/2. G. = 2,42. Brillo vítreo. Incoloro a blanco. Transparente a translúcido.

Composición. Borato cálcico hidratado, $B_6O_{11} \cdot Ca_2 \cdot 5H_2O$. $CaO = 27,2\%$; $B_2O_3 = 50,9\%$; $H_2O = 21,9\%$.

Ensayos. Funde a 1 1/2. Con el soplete se exfolia, se desintegra y da una llama verde (horo). Agua en tubo cerrado.

Diagnóstico. Se caracteriza por una sola dirección de exfoliación perfecta y exfoliable al ser calentada.

Yacimiento. Los depósitos de colemanita están interestratificados con los depósitos lacustres de la época terciaria. Generalmente tienen asociada ulexita y se cree que la colemanita se ha formado por alteración de aquélla. En California, en Los Ángeles, Ventura, San Bernardino e Inyo County, en Nevada, en las Muddy Mountains y White Basin, Clark County.

Empleo. Una fuente del bórax que antes de descubrirse la kernita proporcionaba más de la mitad de la producción mundial.

Etimología. En honor de William T. Coleman, comerciante de San Francisco, que comerció con el producto de las minas de colemanita.

SULFATOS Y CROMATOS

Al tratar de los sulfuros minerales, hemos visto que el azufre tiene importancia bajo forma de anión sulfuro divalente, de gran tamaño. Este ion resulta al ocupar dos electrones capturados las posiciones vacantes del nivel electrónico exterior o de valencia. Los seis electrones normalmente presentes en este nivel, pueden ser perdidos dando lugar a un ion positivo, pequeño, con carga elevada y muy polarizante (Radio iónico = 0,30 Å). La relación de radios de este ion azufre exavalente con respecto al oxígeno ($R_A:R_X = 0,226$) indica que será estable la coordinación 4 o tetraédrica. El enlace azufre-oxígeno en este grupo iónico, es muy fuerte y covalente por sus propiedades, produciendo grupos fuertemente unidos que no pueden compartir oxígenos. Estos grupos $SO_4^{=}$, radical sulfato en Química, son las unidades estructurales fundamentales de los sulfatos minerales.

Los sulfatos anhidros más importantes y comunes forman el grupo de la baritina, con grandes cationes divalentes coordinados al ion sulfato. Esta estructura, bastante sencilla, origina una simetría rómbica, con exfoliación perfecta según $\{001\}$ y $\{110\}$. El sulfato de calcio, la anhidrita, debido al menor tamaño del ion calcio, tiene una estructura algo diferente y tiene tres exfoliaciones pinacoidales. Las propiedades físicas son debidas, en general, al catión dominante. El peso específico, por ejemplo, es directamente proporcional al peso atómico. Entre los sulfatos hidratados, el yeso es el más importante y abundante. Como lo indica su perfecta exfoliación según $\{010\}$, la estructura es hojosa, consistiendo en capas de iones calcio y sulfato, separados por moléculas de agua. La pérdida de estas moléculas de agua permite el colapso de esta estructura, que toma la configuración de la anhidrita, con gran disminución del volumen atómico y pérdida de la exfoliación perfecta.

A esta clase pertenecen numerosos minerales, pero pocos entre ellos son comunes. La clase puede dividirse en: 1) los sulfatos anhidros, y 2) sulfatos hidratados.

SULFATOS ANHIDROS			SULFATOS BÁSICOS E HIDRATADOS	
<i>Grupo de la baritina</i>	Glauberita	$(SO_4)_2Na_2Ca$	Antlerita	$SO_4Cu_3(OH)_4$
	Baritina	SO_4Ba	Polihalita	$(SO_4)_2K_2Ca_2Mg \cdot 2H_2O$
	Celestina	SO_4Sr	Yeso	$SO_4Ca \cdot 2H_2O$
	Anglesita	SO_4Pb	Epsomita	$SO_4Mg \cdot 7H_2O$
	Anhidrita	SO_4Ca	Calcantita	$SO_4Cu \cdot 5H_2O$
	Crocoíta	Cr_2O_7Pb	Alunita....	$(SO_4)_2 \cdot KAl_3(OH)_4$

Glauberita— $(SO_4)_2Na_2Ca$

Cristalografía. Monoclínico; prismático. Cristales delgados, tabulares paralelos a la base.

Propiedades físicas. Exfoliación basal según {001}. **H.** = 2½-3. **G.** = 2,75-2,85. Brillo vítreo. Color amarillo pálido o gris. Sabor ligeramente salino.

Composición. Un sulfato calcosódico (SO₄)₂Na₂Ca. Na₂O = 22,3 %; CaO = 20,1 %, SO₃ = 57,6 %.

Ensayos. Funde a 1½-2, dando llama amarilla (sodio). Después de calcinado reacción alcalina con el papel de ensayo humedecido. Soluble en el ácido clorhídrico, y la solución con cloruro de bario da un precipitado blanco de sulfato bórico. Expuesto al aire largo tiempo, delicuesce y se desintegra en pedazos.

Diagnóstico. Se caracteriza por los cristales tabulares y delgados; buena exfoliación y paragénesis.

Yacimiento. La glauberita es un mineral muy raro que aparece en depósitos salinos formados por la evaporación de lagos salados, y se encuentra asociado con otras sales, como la ternadita, hadita y polihalita.

En Salzburg, Austria; cerca de Stassfurt, Alemania. En los Estados Unidos, en Yavapai County, Arizona, y en Borax Lake, San Bernardino County California. Fue descubierta en Villarrubia de Santiago, Toledo (España).

Etimología. La glauberita se denomina así porque entra en su composición la sal de Glauber (sulfato sódico).

GRUPO DE LA BARITINA

Los sulfatos de bario, estroncio, plomo y calcio forman un grupo isoestructural. Cristalizan en el sistema rómbico con cristales íntimamente relacionados por su hábito y constantes cristalográficas. Los miembros de este grupo son: *baritina*, *celestina* y *anglesita*.

BARITINA—SO₄Ba

Barita, Espato pesado

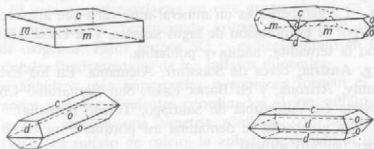
Cristalografía. Rómbico; bipiramidal. Los cristales son generalmente tablas paralelas a la base; a veces en forma de rombo, debido a la presencia de un prisma vertical (fig. 511). El prisma de primer orden y el de segundo orden, generalmente presentes, bien sea biselando los vértices de los cristales de forma de rombo (fig. 512), o, si están ausentes las caras del prisma, biselando las aristas de las tablas y formando cristales prismáticos rectangulares, alargados, según el eje *a* o *b* (figs. 513 y 514). Los cristales pueden ser muy complicados. Frecuentemente, en grupos divergentes de cristales tabulares formando la *barita en cresta* o las *rosas de barita*. También en láminas gruesas, granular, terroso.

Propiedades físicas. Exfoliación perfecta paralela a la base, esto es, según {001} y pobre según el prisma {210}. **H.** = 3-3½. **G.** = 4,5 (pesado para ser un mineral no metálico). Brillo vítreo; en algunos ejemplares, perlado en el tercer

pinacoide. Incoloro, blanco y tonos pálidos azulados, amarillentos o rojizos. Transparente a translúcido.

Composición. Sulfato bórico SO_4Ba . $\text{BaO} = 65,7 \%$; $\text{SO}_3 = 34,3 \%$. El estroncio sustituye al bario, existiendo una serie completa de soluciones sólidas que probablemente llega hasta la celestina, pero la mayoría de los minerales están próximos a uno u otro extremo de la serie. El bario puede estar sustituido por una pequeña cantidad de plomo.

Ensayos. Funde a 4, dando la llama de bario verdeamarillenta. Una vez calcinado, da reacción alcalina con el papel de ensayo humedecido. Fundido con



Figs. 511, 512, 513 y 514. Baritina.

la mezcla reductora, se obtiene un residuo que, al ser humedecido, produce una mancha oscura de sulfuro de plata en superficie limpia de plata.

Diagnóstico. Se reconoce por su alto peso específico, exfoliación característica y la forma de los cristales.

Yacimiento. La baritina es un mineral común, generalmente como ganga en los filones metálicos, asociado especialmente a las menas de plata, plomo, cobre, cobalto, manganeso y antimonio. También en filones que arman en calizas junto a calcita o como masas residuales en las arcillas que recubren ciertas calizas. También en areniscas con menas de cobre. En ciertas localidades, como cemento en areniscas. En alguna ocasión, como una toba depositada por aguas termales.

Localidades importantes de baritina cristalizada, son: Westmoreland, Cornwall, Cumberland y Derbyshire, en Inglaterra; Felsobanya y otros lugares, en Rumania; Sajonia y Bohemia. En los Estados Unidos, en Cheshire, Connecticut; DeKalb, Nueva York; Fort Wallace, Nueva México. La baritina en masa que se presenta generalmente en filones, bolsas y masas irregulares en las calizas, ha sido beneficiada en los Estados Unidos en Georgia, Tennessee, Missouri y Arkansas. En El Portal, California, en la entrada de Yosemite Park, la barita se halla en un filón de witherita. En España, en los Picos de Europa, Almadén, Río Tinto.

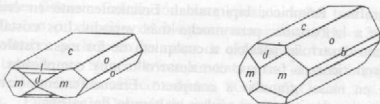
Empleo. Más del 80 % de la barita producida se emplea en perforación de pozos. La baritina es la fuente principal del bario para obtener productos químicos. El uso más importante del bario es en forma de *litopón*, que es una combinación de sulfuros de bario y sulfato de zinc que se combinan para formar una

mezcla íntima de sulfuro de zinc y sulfato de bario. El litopón se emplea en la industria de la pintura y en menor extensión para recubrir suelos y tejidos. El sulfato de bario precipitado, blanco fijo, se emplea para dar cuerpo al papel y ropa, en cosmética, como color en pintura y en radiología médica.

Etimología. De la palabra griega que significa *pesado*, en alusión a su gran peso específico.

CELESTINA— SO_4Sr

Cristalografía. Rómbico, bipiramidal. Los cristales se parecen muchísimo a los de la baritina. Corrientemente, tablas paralelas al tercer pinacoide, o prismáticos paralelos al eje *a* o *b*, con desarrollo de los prismas de primero y segundo



Figs. 515 y 516. Celestina.

órdenes (fig. 515). Los cristales, alargados según el eje *a*, terminan generalmente por cuatro caras de igual desarrollo: dos caras de prisma de tercer orden y dos de segundo orden (fig. 516). También en fibras radiadas; granular.

Propiedades físicas. Exfoliación perfecta paralela a $\{001\}$ y pobre paralela al prisma $\{210\}$. **H.** = 3-3½. **G.** = 3,95-3,97. Brillo vítreo a perlado. Incoloro, blanco, a veces azulado o rojizo. Transparente a translúcido.

Composición. Sulfato de estroncio, SO_4Sr . SrO = 56,4 %; SO_3 = 43,6 %. El estroncio es sustituido por el bario y probablemente hay una serie completa de soluciones sólidas que llega hasta la baritina.

Ensayos. Funde a 3½-4 coloreando la llama de carmesí (estroncio). Generalmente decrepita a la llama del soplete. Una vez calcinado, reacción alcalina con el papel de ensayo humedecido. Fundido con carbonato sódico, se obtiene un residuo que al humedecerlo produce sobre una superficie limpia de plata una mancha oscura de sulfuro de plata.

Diagnóstico. Se parece mucho a la baritina, pero es de menos peso específico. Puede ser necesario hacer un ensayo de la llama para distinguir con certeza estas dos especies.

Yacimientos. La celestina se encuentra generalmente diseminada en calizas y areniscas, en bolsadas o revistiendo cavidades en dichas rocas. Asociadas a calcita, dolomita, yeso, halita, azufre, fluorita. También como ganga en los filones de plomo.

Yacimientos importantes existen en Sicilia, junto a los depósitos de azufre: en Bex, Suiza; Yate, Gloucestershire; Inglaterra; Herrengrund, Eslovaquia. En los Estados Unidos se ha encontrado en Clay Center, Ohio; Put-in-Bay, Lago Erie; Mineral County, West Virginia; Lampasas, Texas; Inyo County, California. En Granada, España.

Empleo. En la preparación de nitrato de estroncio para fuegos de artificio, balas trazadoras y otras sales de estroncio empleadas en la refinación de azúcar de remolacha.

Etimología. Deriva de *caelestis*, en alusión al color azul del primer ejemplar descrito.

ANGLESITA— SO_4Pb

Cristalografía. Rómbico; bipiramidal. Frecuentemente en cristales con hábito semejante a la baritina, pero mucho más variado. Los cristales pueden ser prismáticos, con desarrollo paralelo a cualquiera de los ejes cristalográficos y frecuentemente son ricos en formas; con desarrollo muy complicado.

También en masa, granular a compacto. Frecuentemente terroso, en capas concéntricas que suelen tener un núcleo inalterado de galena.

Propiedades físicas. Exfoliación imperfecta según {001} y prismática según {110}. Fractura concoide. **H.** = 3. **G.** = 6,2-6,4 (extremadamente grande). El mineral puro y cristalino tiene brillo adamantino, mate cuando es terroso. Incoloro, blanco, gris y tonalidades pálidas de amarillo. Puede estar coloreado de gris oscuro por las impurezas. Transparente a translúcido.

Composición. Sulfato de plomo, SO_4Pb . $\text{PbO} = 73,6 \%$; $\text{SO}_3 = 26,4 \%$.

Ensayos. Funde a $1\frac{1}{2}$. En el carbón vegetal, con carbonato sódico, forma un glóbulo con aureola amarilla a blanca de óxido de plomo; el residuo, al ser humedecido, produce una mancha oscura de sulfuro de plata en la superficie limpia de plata. Soluble en ácido clorhídrico caliente, una vez fundido con carbonato sódico.

Diagnóstico. Se reconoce por su gran peso específico, brillo adamantino y su asociación frecuente con la galena. Se distingue de la cerusita por no disolverse con efervescencia en ácido nítrico.

Yacimiento. La anglesita es un mineral supergénico de plomo corriente. Se forma por la oxidación de la galena, bien sea directamente a sulfato, como se prueba por las capas concéntricas de anglesita rodeando núcleos de galena inalterada o por la solución y redeposición subsiguiente. Se halla en las partes superiores, oxidadas, de los filones de plomo, asociada a la galena, cerusita, blenda, smithsonita, hemimorfita y óxidos de hierro.

Entre las localidades importantes de este mineral se encuentran: Monte Poni, Cerdeña; isla de Anglesey; Gales; Derbyshire; Leadhills, Escocia; en Sidi-Amorben-Salem, Túnez; cerca de Otavi, África Sudoriental; Broken Hill, Nueva Gales

del Sur; Dundas, Tasmania. Se obtienen buenos cristales de Los Lamentos, Chihuahua, Méjico, incrustados en azufre. En los Estados Unidos se halla en Phoenixville, Pennsylvania; Tintinc Distric, Utah; Coeur d'Alene District, Idaho. En España, en Linares y Río Tinto.

Empleo. Una mena menor del plomo.

Etimología. Denominada así por haberse hallado en la isla de Anglesey.

ANHIDRITA— SO_4Ca

Cristalografía. Rómbico; bipiramidal. Cristales raros; cuando existen son tabulares, delgados o prismáticos paralelos al eje *b*. Generalmente en masas cristalinas parecidas a un mineral cúbico con exfoliación cúbica. También fibroso, granular, macizo.

Propiedades físicas. Exfoliación clara paralela a los tres pinacoides {100}, {010}, {001}, con producción de bloques rectangulares. **H.** = 3-3½. **G.** = 2,89-2,98. Brillo vítreo a perlado en las caras de exfoliación. Incoloro a azulado o violeta. Puede también ser blanco, o con un tinte rosa, castaño o rojo.

Composición. Sulfato cálcico anhidro, SO_4Ca , CaO = 41,2 %; SO_3 = 58,8 %.

Ensayos. Funde a 3. Después de calcinado da reacción alcalina con el papel de ensayo húmedo. Humedecido con ácido clorhídrico y puesto a la llama, la tiñe anaranjado (calcio). Soluble en ácido clorhídrico caliente y la solución, diluida con cloruro de bario, da un precipitado blanco de sulfato bórico. Cuando se funde con la mezcla reductora, da un residuo que, al ser humedecido con agua, oscurece la plata.

Diagnóstico. La anhidrita se caracteriza por las tres exfoliaciones normales entre sí. Se distingue de la calcita por su mayor peso específico, y del yeso por su dureza. Algunas variedades macizas son muy difíciles de reconocer, y debe hacerse el ensayo del radical sulfato.

Alteración. Por absorción de agua atmosférica, la anhidrita se transforma en yeso con aumento de volumen y, en ciertas localidades, grandes masas de anhidrita han sido alteradas por este procedimiento.

Yacimiento. La anhidrita aparece con la misma forma que el yeso y está con frecuencia asociada a este mineral, aunque no sea tan corriente como él. Se halla en capas, asociada a depósitos de sal y en calizas. También en algunas cavidades amigdaloides del basalto. Entre las localidades importantes se encuentran; Wielizka, Polonia; Aussee, Estiria; Stassfurt, Prusia; Berchtesgaden y Baviera; Hall, cerca de Innsbruck, Tirol; Bex, Suiza. En los Estados Unidos se encuentra en Lokport, Nueva York; West Paterson, Nueva Jersey; Nashville, Tennessee; Nueva México y Texas. En grandes capas en Nueva Escocia. En España, en Cabezón de la Sal, Cardona.

Etimología. Anhidrita, procede de la palabra griega *sin agua* por contraposición al sulfato cálcico común, el yeso, que es hidratado.

Crocoíta—CrO₄Pb

Cristalografía. Monoclínico; prismático. Corrientemente, en cristales prismáticos delgados, verticalmente estriados y agregados columnares; también granular.

Propiedades físicas. Exfoliación prismática imperfecta {110}. **H.** = 2½-3. **G.** = 5,9-6,1. Brillo adamantino. Color rojo jacinto brillante. Raya amarilla naranja. Translúcido.

Composición. Cromato de plomo CrO₄Pb. PbO = 68,9 %; CrO₃ = 31,1 %.

Ensayos. Funde a 1½. Fundido con carbonato sódico en carbón vegetal da glóbulo de plomo. Con el bórax, da perla verde (cromo) en la llama oxidante.

Diagnóstico. Se caracteriza por su color, fuerte brillo y mayor peso específico. La crocoíta puede confundirse con la wulfemita, molibdato de plomo, pero se puede distinguir de ella por su color rojizo, menor peso específico y forma de los cristales.

Yacimiento. La crocoíta es un mineral raro que se encuentra en las zonas de oxidación de los depósitos de plomo, en donde los filones de plomo han atravesado rocas que contienen cromita. Como localidades importantes citaremos: Dundas, Tasmania; Beresovsk, cerca de Sverdlovsk, montes Urales; Rézbanya, Rumania. En los Estados Unidos se halla en pequeñas cantidades en el Vulture District, Arizona.

Empleo. No es suficientemente abundante para ser de valor comercial, pero tiene interés histórico, ya que el elemento *cromo* fue descubierto en la crocoíta.

Etimología. De la palabra griega *azafrán*, por su color.

Antlerita—SO₄Cu₃(OH)₄

Cristalografía. Rómbico; bipiramidal. Cristales prismáticos delgados, estriados verticalmente, a menudo aciculares. Pueden ser tabulares (figs. 517 y 518). También en agregados paralelos, reniformes, macizo.

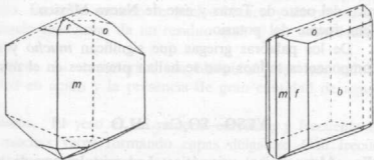
Propiedades físicas. Exfoliación pinacoidal perfecta {010}. **H.** = 3½-4. **G.** = 3,9. Brillo vítreo. Color verde esmeralda a negruzco. Transparente a translúcido.

Composición. Sulfato básico de cobre, SO₄Cu₃(OH)₄. CuO = 67,3 %; SO₃ = 22,5 %; H₂O = 10,2 %.

Ensayos. Funde a 3½. Produce glóbulo de cobre cuando se funde con carbonato sódico en carbón vegetal. La solución clorhídrica con cloruro de bario da un precipitado blanco de sulfato de bario. Desprende agua en el tubo cerrado, y a altas temperaturas, ácido sulfúrico.

Diagnóstico. La antlerita se caracteriza por su color verde, exfoliación según {010} y paragénesis. Se disuelve sin efervescencia en el ácido clorhídrico, por lo que se distingue de la malaquita. Es imposible distinguir la antlerita de la atacamita o la brocantita, a simple vista. La prueba positiva de cloruros identificará la atacamita, pero sólo por método óptico pueden distinguirse entre sí la antlerita y la brocantita.

Yacimiento. La antlerita se halla en las zonas de oxidación de los filones de cobre, especialmente en regiones áridas. Se consideró en un principio como un mineral raro; pero en 1925 se identificó como el mineral principal de las menas de Chuquicamata, Chile, la mayor mina de cobre del mundo. Puede formarse



Figs. 517 y 518. Antlerita.

directamente como mineral secundario de la calcosina, así como el cobre puede llegar en solución y más tarde depositarse como antlerita, rellenando las grietas del filón. En los Estados Unidos, se halla en Bisbee, Arizona, y cerca de Black Mountains, Nevada. También en Kennecott, Alaska.

Empleo. Una mena del cobre.

Etimología. De la mina de Antler, Arizona, en cuya localidad fue descubierta.

Especies similares. *Brochantita*, $\text{SO}_4\text{Cu}_4(\text{OH})_6$, es similar en todo a la antlerita, pero aunque más extendida, es menos abundante. Hasta 1925 se consideró que era el mineral principal en Chuquicamata, Chile.

Polihalita— $(\text{SO}_4)_4\text{K}_2\text{Ca}_2\text{Mg} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Cristalografía. Triclínico; pinacoidal. Los cristales son muy raros y generalmente maclados. En masas grandes compactas, fibrosas o laminares.

Propiedades físicas. Exfoliación clara, paralela a $\{10\bar{1}\}$. **H.** = $2\frac{1}{2}$ - $3\frac{1}{2}$. **G.** = 2,78. Color gris, rojo carne o ladrillo. Brillo resinoso. Translúcido. Sabor amargo.

Composición. Sulfato potásico, cálcico y magnésico, hidratado, $(\text{SO}_4)_4\text{K}_2\text{Ca}_2\text{Mg} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. K_2O = 15,6 %; CaO = 18,6 %; MgO = 6,7 %; SO_3 = 53,1 %; H_2O = 6,0 %.

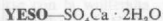
Ensayos. Funde a $1\frac{1}{2}$, dando una llama violeta (potasio). Desprende agua en tubo cerrado. Fácilmente soluble en ácido clorhídrico y la solución amoniacal dará, al añadirle oxalato amónico, un precipitado blanco de fosfato magnésico amónico.

Diagnóstico. Se caracteriza por su color rojo, pero no se distingue fácilmente de los demás minerales asociados a él y de aspecto similar.

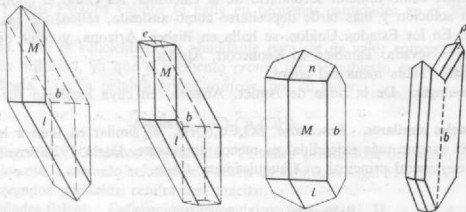
Yacimiento. La polihalita aparece en capas asociadas a la halita, silvina, carnalita, etc. Localidades importantes son: Stassfurt, Alemania, y Salzburgo, Austria. En los Estados Unidos está asociada con otras sales potásicas y magnésicas en el pérmico del oeste de Texas y este de Nueva México.

Empleo. Una fuente del potasio.

Etimología. De los palabras griegas que significan *mucho* y *sal*, aludiendo a los diversos componentes salinos que se hallan presentes en el mineral.



Cristalografía. Monoclínico; prismático. Los cristales son de hábito prismático (figs. 519 a 521); tabular paralelo al segundo pinacoide; forma rómbica con aristas biseladas por las caras {110} y {111}. Maclas frecuentes con el primer pinacoide como plano de macla (fig. 522), dando con frecuencia maclas en cola



Figs. 519, 520 y 521. Yeso.

Fig. 522. Macla del yeso.

de golondrina. Compacto exfoliable; hojoso; masas granudas. Raras veces otras formas. Maclados de punta de flecha. Foliación en masas; hojoso; en masas granudas. El *espató satinado* es un yeso fibroso de brillo sedoso. El *alabastro* es una variedad en masa de grano fino. La *selenita* es una variedad que produce hojas de exfoliación incoloras y transparentes.

Propiedades físicas. Exfoliación en cuatro direcciones; perfecta paralela a {010}, con producción fácil de hojas delgadas; con superficie concoidea paralela a {100} fractura fibrosa paralela a {011}. **H.** = 2 (puede ser rayado con la uña). **G.** = 2,32. Generalmente, brillo vítreo; también perlado y sedoso. Incoloro, blanco, gris; diversas tonalidades de amarillento, rojizo, castaño, como consecuencia de impurezas. Transparente a translúcido.

Composición. Sulfato cálcico hidratado, $\text{SO}_4\text{Ca} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. $\text{CaO} = 32,6 \%$; $\text{SO}_3 = 46,5 \%$; $\text{H}_2\text{O} = 20,9 \%$.

Ensayos. Funde a 3. Después de una intensa calcinación, el residuo da reacción alcalina en el papel de ensayo humedecido. Soluble en ácido clorhídrico diluido caliente, y la solución con cloruro de bario, da un precipitado blanco de sulfato bárico. En tubo cerrado se vuelve blanco y desprende mucha agua. Fundido con mezcla reductora, da un residuo que, al ser humedecido con agua, oscurece la plata.

Diagnóstico. Lo caracterizan su blancura y las tres exfoliaciones distintas. Su solubilidad en ácido y la presencia de gran cantidad de agua le distinguen de la anhidrita.

Yacimiento. El yeso es un mineral corriente y frecuente en las rocas sedimentarias, muchas veces formando capas delgadas. Con frecuencia intercalado en calizas y pizarras, y generalmente en capas bajo los depósitos de sal, por haber sido depositado como uno de los primeros minerales que cristalizaron por la evaporación de aguas salinas. Puede cristalizar en venas, formando el espató satinado. También en forma de masas lenticulares o cristales esparcidos en arcillas y pizarras. Formando frecuentemente por la alteración de anhidrita, en estas circunstancias suele mostrar pliegues debido al incremento de volumen. Se halla en las regiones volcánicas, especialmente si las calizas han sido afectadas por la acción de vapores sulfurosos. También común como ganga en filones metálicos. Asociado a minerales muy diferentes siendo los más corrientes la halita, anhidrita, calcita, azufre, piritá, y cuarzo.

El yeso es el sulfato más común, y existen extensos depósitos en muchos lugares del mundo. En los Estados Unidos existen depósitos comerciales en numerosos Estados, pero los principales por su producción son: Nueva York, Michigan, Iowa, Texas, Nevada y California. El yeso se halla en grandes depósitos en Arizona y Nueva México, formando la *wind-blown sand*. En España es muy abundante.

Empleo. El yeso se emplea principalmente para la producción de yeso de París. En la fabricación de este material, el yeso es molido y después calentado a $190\text{-}200^\circ\text{C}$, hasta que se ha eliminado un 75 % del agua. El yeso, al mezclarse con agua, la absorbe lentamente, cristaliza, endureciendo o *fraguando*. El yeso se utiliza como material de construcción en edificios temporales, para el enyesado de paredes, moldes y fundiciones de todas clases. El yeso se emplea para decorar interiores. Sirve, mezclado con arcilla, como fertilizante. El yeso sin calcinar se emplea como un retardador en el cemento portland. El espató satinado y el alabastro se tallan y pulen con diversos fines ornamentales, aunque su empleo es bastante restringido debido a ser blanco.

Etimología. Del nombre del mineral calcinado.

Epsomita— $\text{SO}_4\text{Mg} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ *Sal de Epsom*

Cristalografía. Rómbico; biesfenóidico. Rara vez en cristales. Generalmente, en masas botrioidales y placas fibrosas.

Propiedades físicas. Exfoliación perfecta paralela a $\{010\}$. **H.** = 2-2 ½. **G.** = 1,68. Brillo vítreo a terroso. Incoloro a blanco, transparente a translúcido, de sabor muy amargo.

Composición. Sulfato magnésico hidratado $\text{SO}_4\text{Mg} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$. **MgO** = 16,3 %; **SO₃** = 32,5 %; **H₂O** = 51,2 %.

Ensayos. En tubo cerrado desprende mucha agua ácida y se disuelve en su propia agua de cristalización, muy soluble en agua.

Diagnóstico. Caracterizado por la manera de aparecer en agregados capilares y fibrosos delicados, fácil solubilidad en agua y sabor amargo.

Yacimiento. La epsomita se deposita generalmente como una eflorescencia sobre las rocas en las galerías de mina y en las paredes de las cuevas. Rara vez en los depósitos de lagos; asociada con otras sales solubles, como en Stassfurt, Alemania. En los Estados Unidos se halla en el suelo de las cuevas calcáreas de Kentucky, Tennessee e Indiana, y en las minas abandonadas de California y Colorado. En depósitos lacustres en Stevens County, Washington. En España es abundante: Vaciamadrid, La Higuera, Calatayud.

Empleo. Este mineral, por sí solo, tiene un uso muy limitado, ya que la sal de Epsom comercial se fabrica a partir de otros minerales magnésicos.

Etimología. Epsomita, debe su nombre a la localidad donde se encontró por primera vez: Epsom, Inglaterra.

Calcantita— $\text{SO}_4\text{Cu} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ *Vitriolo azul*

Cristalografía. Triclínico; pinacoidal. Por lo común, en cristales tabulares paralelos a $\{111\}$. También macizo, estalactítico y reniforme; puede tener aspecto fibroso.

Propiedades físicas. **H.** = 2 ½. **G.** = 2,12-2,30. Brillo vítreo. Color azul marino fuerte. Transparente a translúcido. Sabor metálico.

Composición. Sulfato de cobre hidratado $\text{SO}_4\text{Cu} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. **CuO** = 31,8 %; **SO₃** = 32,1 %; **H₂O** % 36,1 %.

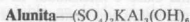
Ensayos. Infusible. Da glóbulo de cobre al fundirlo con carbonato sódico en carbón vegetal. Soluble en agua. La solución diluida de ácido clorhídrico da, con cloruro de bario, un precipitado de sulfato básico. Se vuelve blanco y desprende mucha agua en tubo cerrado.

Diagnóstico. Caracterizado por su color azul, sabor metálico y solubilidad en el agua.

Yacimiento. La calcantita es un mineral raro que se halla solamente en regiones áridas como mineral supergénico, por oxidación, cerca de la superficie terrestre, en los filones de cobre y se ha formado de los sulfuros de cobre primarios. Frecuentemente queda depositado sobre hierros por las aguas de las minas de cobre. La calcantita es abundante en Chuquicamata y otros lugares áridos de Chile, donde ha sido una mena importante. Los otros yacimientos existentes no son de importancia comercial.

Empleo. Mena secundaria de cobre. El vitriolo azul artificial se emplea en estampados, elementos galvánicos, como insecticida y para usos industriales.

Etimología. De dos palabras griegas que significan *latón* y *flor*.



Piedra alumbre

Cristalografía. Hexagonal-R; piramidal ditrigonal. Los cristales son, generalmente, combinación de pirámides trigonales positiva y negativa y parecen romboedros con ángulos casi cúbicos (90° 50'). Pueden ser tabulares paralelos a {0001}. Comúnmente en masa o diseminada.

Propiedades físicas. Exfoliación basal imperfecta {0001}. **H.** = 4. **G.** = 2,6-2,8. Color blanco, gris o rojizo. Transparente a translúcido.

Composición. Sulfato aluminico potásico básico $(\text{SO}_4)_2\text{KAl}_3(\text{OH})_6 \cdot \text{K}_2$. O = 11,4 %; Al_2O_3 = 37,0 %; SO_3 = 38,6 %; H_2O = 13,0 %. El sodio puede reemplazar, en parte, al potasio, dando origen a la *natroalunita*.

Ensayos. Infusible, decrepita al soplete, con llama potásica. Calentado con solución de nitrato de cobalto, se vuelve de color azul fino. En tubo cerrado desprende agua ácida. Soluble en ácido sulfúrico.

Diagnóstico. La alunita es generalmente maciza y en esta forma resulta muy difícil distinguirla a simple vista de rocas tales como calizas y dolomías, y minerales macizos tales como anhidrita y magnesita granuda. El desprendimiento de agua ácida sirve para distinguir la alunita de los demás minerales semejantes a él.

Yacimiento. La alunita se forma generalmente, por las soluciones ácidas sulfúricas que actúan sobre las rocas ricas en feldespato potásico y en algunos lugares se han formado grandes masas de este mineral. Se halla en pequeñas cantidades cerca de los cráteres volcánicos. En los Estados Unidos se encuentra en Red Mountain, en el distrito de San Juan, Colorado; Goldiels, Nevada; Marysvale, Utah.

Empleo. En la producción de alumbre. En Marysvale, Utah, la alunita se beneficia para recuperar el potasio y el aluminio.

Etimología. De la palabra latina que significa *alumbre*.

Especies similares. La *jarosita* $(\text{SO}_4)_2\text{KFe}_3(\text{OH})_6$, es un mineral secundario que se presenta formando costras y recubrimientos en ciertas menas ferríferas.

FOSFATOS, ARSENIATOS Y VANADATOS

El fósforo pentavalente tiene un tamaño tan sólo ligeramente mayor que el azufre hexavalente y, por lo tanto, forma un grupo iónico tetraédrico con el oxígeno. Este grupo, el tetraedro PO_4^{-3} , es, al igual que el tetraedro de los sulfatos, un radical independiente que no puede compartir oxígenos o dar grupos polimerizados. Todos los fosfatos están contruidos con este ion fosfato como unidad estructural fundamental. En torno a los iones pentavalentes de arsénico y vanadio se forman unidades similares, con la misma configuración de oxígenos y fuerzas de enlace de la misma clase e intensidad. El fósforo, arsénico y vanadio pueden sustituirse mutuamente como ion central, coordinados en el grupo tetraédrico de oxígenos.

Esta libertad de sustitución que poseen el fósforo, arsénico y vanadio se aprecia mejor en el subgrupo de la piromorfita del grupo del apatito. La piromorfita, mimetita y vanadinita son isotípicos, pudiendo existir todos los grados de sustitución entre los compuestos puros.

El apatito, que es el fosfato más importante y abundante, presenta solución sólida con ciertos aniones, por sustitución del flúor por cloro e hidróxilos y con menos frecuencia, por sustitución del fosfato por grupos carbonato. El calcio puede estar sustituido por manganeso, estroncio y otros cationes. Estas sustituciones iónicas complejas son típicas de los fosfatos, y suponen en general relaciones químicas y estructuras bastante complicadas.

Esta clase mineralógica, integrada en su mayor parte por fosfatos, es muy numerosa, pero muchos de sus miembros son tan raros, que no es necesario mencionarlos aquí. De la serie de minerales que se citan a continuación, el apatito es el único que puede ser considerado como corriente.

FOSFATOS, ARSENIATOS Y VANADATOS

	Monacita	$\text{PO}_3(\text{Ce,La,Y,Th})$
	Trifilita	PO_3LiFe
Grupo del apatito	Apatito	$(\text{PO}_3)_3\text{Ca}_5(\text{F,Cl,OH})$
	Piromorfita	$(\text{PO}_3)_3\text{Pb}_2\text{Cl}$
	Mimetita	$(\text{AsO}_3)_3\text{Pb}_2\text{Cl}$
	Vanadinita	$(\text{VO}_3)_3\text{Pb}_2\text{Cl}$
	Amblygonita	PO_3LiAlF
	Lazulita	$(\text{PO}_3)_2\text{MgAl}_2(\text{OH})_2$
	Escorodita	$\text{AsO}_3\text{Fe} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
	Wavellita	$(\text{PO}_3)_2\text{Al}_2(\text{OH})_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
	Turquesa	$(\text{PO}_3)_2(\text{OH})_2\text{CuAl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
	Vivianita	$(\text{PO}_3)_2\text{Fe} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Eritrina	$(\text{AsO}_3)_2\text{CO}_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	
Carnotita	$(\text{UO}_2)_2(\text{VO}_3)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	

Monacita— $\text{PO}_4(\text{Ce,La,Y,Th})$

Cristalografía. Monoclínico; prismático. Los cristales son raros y generalmente pequeños; con frecuencia aplastados según $\{100\}$, o alargados según el eje b del cristal. Generalmente en masa granulada, frecuentemente como arena.

Propiedades físicas. Fractura paralela al pinacoide básico $\{001\}$. $H. = 5-5\frac{1}{2}$. $G. = 5,0-5,3$. Brillo resinoso. Color amarillento a castaño rojizo; translúcido.

Composición. Un fosfato de los metales de tierras raras, esencialmente $\text{PO}_4(\text{Ce,La,Y,Th})$. Puede llegar a tener un 12 % de ThO_2 . Generalmente también está presente la sílice, y se ha atribuido a la presencia de *thorita*, SiO_4Th .

Ensayos. Infusible. Insoluble en ácido clorhídrico. Fundido con carbonato sódico, disuelto en ácido nítrico y añadiendo exceso de molibdato amónico, se forma un precipitado amarillo (prueba del fosfato). Se descompone con ácido sulfúrico concentrado calentado; la solución diluida en agua y filtrada da, con oxalato amónico, un precipitado de los oxalatos de las tierras raras.

Diagnóstico. En ejemplares grandes se distingue del circón por la forma de los cristales y menor dureza; de la esfena por la forma de los cristales y su peso específico más alto. En ejemplares de dudosa atribución es recomendable hacer el ensayo químico del fosfato.

Yacimientos. La monacita es un mineral relativamente raro; aparece como mineral accesorio en granitos, gneis, aplitas, pegmatitas y como granos rodados en las arenas formadas por la descomposición de dichas rocas. Se concentra en las arenas por su resistencia química y gran peso específico, estando de este modo asociado a otros minerales pesados y resistentes, tales como magnetita, ilmenita, rutilo, circón.

La mayor parte de la producción mundial de monacita procede de las arenas de la provincia de Minas Geraes y Bahía, Brasil, y de la costa de la India. En los Estados Unidos se ha encontrado en Carolina del Norte, en gneis y en las arenas de los ríos y en ciertas playas de Florida. En España, es frecuente en las arenas de la ría de Vigo. Cerca de Van Rhynsdorp, provincia del Cabo, África del Sur, se explota un filón de monacita en masa granulada.

Empleo. La monacita es la fuente principal del óxido de torio, cuyo contenido oscila entre 1 y 20 %; la monacita comercial contiene, generalmente, del 3 al 9 %. El óxido de torio se emplea en la fabricación de mecheros para la iluminación con gas. El torio es un elemento radioactivo y hoy día se le presta gran atención como fuente de energía atómica.

El isótopo natural del torio, Th-232, bombardeado con neutrones puede ser convertido en Th-233 primero y después en U-233, que es un isótopo fisionable. El Uranio 233 se obtiene del torio por transmutación.

Etimología. El nombre de monacita se deriva de dos palabras griegas que significan *estar solitario*, en alusión a lo raro que es este mineral.

Trifilita— PO_4LiFe

Cristalografía. Rómbico; bipiramidal. Raras veces en cristales. Comúnmente, en masas exfoliables. También compacto.

Propiedades físicas. Exfoliación paralela a la base {001} y segundo pinacoide {010}. **H.** = 4 1/2-5. **G.** = 3,42-3,56. Brillo vítreo a resinoso. Color gris azulado en la trifilita a rosado salmón o castaño especial al aumentar la cantidad de manganeso presente. Puede ser negro brillante por el óxido de manganeso. Translúcido.

Composición. Fosfato de litio y hierro, PO_4LiFe . Con la sustitución del Mn por Fe se forma una serie isomorfa completa hasta la *litiofilina*, PO_4LiMn .

Ensayo. Funde a 2 1/2, dando la llama de litio roja. La trifilita se vuelve magnética al ser calentada en la llama reductora. Generalmente hay siempre algo de manganeso, por lo que da un perla azulado opaca con carbonato sódico. Soluble en ácido nítrico y, cuando a la solución se añade un exceso de molibdato amónico, da un precipitado amarillo (prueba del ácido fosfórico).

Diagnóstico. Caracterizado por las dos exfoliaciones normales entre sí, brillo resinoso y paragénesis.

Yacimientos. La trifilita es un mineral raro que aparece en pegmatitas graníticas asociado con otros fosfatos, espodumena y berilo. Entre las localidades importantes se citan Rabenstein, Baviera y Finlandia. En los Estados Unidos se encuentran en Huntington, Massachusetts; Perú, Maine; Grafton, North Grafton y Newport, New Hampshire; y las Black Hills, Dakota del Sur. La litiofilina se encuentra en Branchville y Portland, Connecticut.

Etimología. De dos palabras griegas que significan *tres* y *tribu*, ya que contiene los tres elementos, hierro, litio y manganeso.

GRUPO DEL APATITO

APATITO— $(\text{PO}_4)_3\text{Ca}_3(\text{F,Cl,OH})$

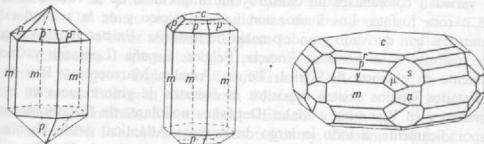
Cristalografía. Hexagonal; bipiramidal. Comúnmente en cristales de hábito prismático largo; algunos prismáticos cortos o tubulares. Generalmente terminados por pirámides importantes de primer orden, y frecuentemente, plano basal (figuras 523 y 524). Ciertos cristales presentan caras de bipirámide hexagonal (μ fig. 525), y pueden tener un desarrollo muy complejo. También en masas granudas a masas compactas.

Propiedades físicas. Exfoliación pobre según {0001}. **H.** = 5 (puede ser rayado por un cuchillo). **G.** = 3,15-3,20. Brillo vítreo a céreo. Color a base de tonalidades verdosa o pardas; también azul, violeta o incoloro. Transparente a translúcido.

Composición. Fluorofosfato cálcico $(\text{PO}_4)_3\text{Ca}_3\text{F}$, *fluorapatito*; rara vez $(\text{PO}_4)_3\text{Ca}_3\text{Cl}$, *clorapatito* y $(\text{PO}_4)_3\text{Ca}_3\text{OH}$, *hidroxilapatito*. El F, Cl y (OH) pueden

substituirse entre sí, dando origen a una serie isomorfa completa. El manganeso puede substituir en parte al calcio.

Colofana. El nombre de colofana se ha dado a los tipos macizos y criptocristalinos de apatito que forman la mayor parte de las rocas fosfatadas y los fósiles.



Figs. 523, 524 y 525. Apatito.

El estudio por rayos X demuestra que la colofanita es, en esencia, apatito, no necesitando ser considerada como una especie distinta. En su aspecto externo la colofana es, generalmente, densa y maciza, con una estructura concrecionaria o coloidal. Generalmente es impura y contiene pequeñas cantidades de carbonato cálcico.

Ensayos. Dificilmente fusible (5-5 1/2). Soluble en ácidos. La solución nítrica diluida da un precipitado amarillo de fosfomolibdato amónico en un exceso de molibdato amónico. La solución clorhídrica concentrada da un precipitado blanco de sulfato cálcico al añadirsele unas pocas gotas de ácido sulfúrico.

Diagnóstico. Generalmente se reconoce por sus cristales, color y dureza. Se diferencia del berilo por las terminaciones piramidales de sus cristales y por ser rayado por un cortaplumas.

Yacimiento. El apatito es un mineral frecuente, como un constituyente accesorio de todas las clases de rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas. Se halla también en pegmatitas y filones, probablemente de origen hidrotermal. También en las masas magnéticas titaníferas. Ocasionalmente se concentra en depósitos grandes o en filones asociada a las rocas alcalinas.

Existen grandes yacimientos de apatito en la costa sur de Noruega, entre Lagensund y Arendal, donde aparece en filones y concavidades asociada con el gabro. Diseminada en la mena de hierro magnética de Kiruna, Suecia. El apatito aparece en cantidades comerciales en Ontario y Quebec, Canadá. Cristales finos en Renfrew County, Ontario. Allí aparece en cristales y masas incluidos en calcita cristalina, en filones y en lechos irregulares a lo largo del contacto de las calizas con las rocas ígneas.

El mayor depósito del mundo está localizado en la península de Kola, cerca de Kirovsk, U.R.S.S., donde se encuentra en grandes masas lenticulares entre dos tipos de rocas alcalinas. El apatito está formando agregados granudos íntimamente asociado a la nefelina.

Apatito bien cristalizado se encuentra en diversos lugares del Tirol, en Suiza; Jumilla, España. En los Estados Unidos lo encontraremos en Auburn, Maine; Saint Lawrence County, Nueva York; Alexander County, Carolina del Norte; San Diego County, California.

La variedad colofana es un constituyente importante de la roca denominada fosforita o roca fosfato. Los huesos son fosfato cálcico y de la acumulación de restos animales han derivado grandes masas de fosforita. Existen depósitos comerciales de fosforita en el norte de Francia, Bélgica, España (Logrosán y Cáceres), especialmente en el norte de África, Túnez, Argelia, Marruecos y Río de Oro. En los Estados Unidos existen depósitos de fosfatos de gran riqueza en el oeste de Tennessee y en Wyoming e Idaho. Depósitos nodulares de fosfatos se encuentran, esporádicamente, a todo lo largo de la costa Atlántica, desde Carolina del Norte hasta Florida, siendo los depósitos más importantes los de Florida.

Empleo. El apatito cristalizado se ha usado en gran escala como fertilizante, pero hoy día sólo tienen importancia los yacimientos de la península de Kola. Los depósitos de fosforita suministran hoy la mayor parte del fosfato para fertilizantes. El fosfato cálcico se trata con ácido sulfúrico, para convertirlo en superfosfato y hacerlo así más soluble en los ácidos débiles que existen en los suelos.

Las variedades transparentes del apatito de color fino se emplean en algunas ocasiones como gemas. Sin embargo, el mineral es muy blando para lograr que se extienda su uso en este sentido.

Etimología. De la palabra griega *engañar*, ya que las variedades gemas fueron confundidas con otros minerales.

Piromorfito— $(\text{PO}_3)_2\text{Pb}_3\text{Cl}$

Cristalografía. Hexagonal; bipiramidal. Cristales prismáticos con plano básico (fig. 526). Rara vez pirámides. Con frecuencia, con forma de barriles redondos. Algunas veces, cavernosos, siendo los cristales prismas cóncavos. También en grupos paralelos. Frecuentemente globulares, reniformes, fibrosos y granulares.

Propiedades físicas. H. = 3 1/2-4. G. = 6,5-7,1. Brillo resinoso a adamantino. Generalmente con diversas tonalidades verdosas, pardas, amarillentas; la mena, rara vez amarillo naranja, grisácea blanca. Subtransparente a translúcido.

Composición. Clorofosfato de plomo $(\text{PO}_3)_2\text{Pb}_3$. PbO = 82,2 %; Cl = 2,1 %; P_2O_5 = 15,7 %. El arsénico reemplaza al fosfato con frecuencia, formando una serie completa hasta la mimetita.

Ensayos. Funde a 2. Glóbulo de plomo con carbonato sódico. Cuando se funde solo con el carbón vegetal produce un glóbulo que, al enfriarse, parece ser cristalino. Cuando se calienta en el tubo cerrado, da un sublimado blanco pálido de cloruro de plomo. La adición de unas gotas de solución de ácido nítrico a la

solucion ue molibdato amónico produce un precipitado amarillo de fosfomolibdato amónico.

Diagnóstico. Se caracteriza por la forma de sus cristales, fuerte brillo y alto peso específico.

Yacimiento. La piromorfita es un mineral supergénico que se halla en las zonas superiores oxidadas de los filones de plomo, asociado a otros minerales de plomo.

Son localidades importantes las minas de plomo de Poullaouen y Huelgoat, Inglaterra; Ems, Nassau; Zschopau, Sajonia; Příbram, Bohemia; Beresovsk, Montes Urales; en Cumberland y en Leadhills, Escocia. En los Estados Unidos se halla en Phoneixille, Pennsylvania; Davidson County, Carolina del Norte, Idaho. Bonitos ejemplares proceden de Horcajo, Ciudad Real, y de la provincia de Badajoz, en España.

Empleo. Una mena secundaria de plomo.

Etimología. Deriva de dos palabras griegas que significan *fuego* y *forma*, aludiendo a la forma que toma al enfriarse después de la fusión y que parece cristalina.

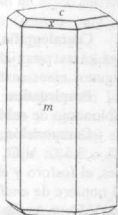


Fig. 526.
Piromorfita.

MIMETITA— $(AsO_4)_3Pb_3Cl$

Cristalografía. Hexagonal; bipiramidal. Cristales prismáticos que muestran un plano basal y pirámides. Generalmente en forma de barriles redondos y globulares. También en cristales redondos, costras mamilares. Muy parecido a la piromorfita.

Propiedades físicas. H. = $3\frac{1}{2}$. G. = 7-7,2. Brillo resinoso a adamantino. Incoloro, amarillo, anaranjado, castaño. Subtransparente a translúcido.

Composición. Cloroarsenato de plomo $(AsO_4)_3 \cdot Pb_3Cl$. PbO = 74,9 %; Cl = 2,4 %; As_2O_3 = 23,2 %. El fósforo reemplaza, en parte, al arsénico, y el calcio, al plomo.

Ensayos. Funde a $1\frac{1}{2}$. Da glóbulos de plomo cuando se funde con carbonato sódico en carbón vegetal. Colocando un fragmento en tubo cerrado y calentado en contacto con una astilla de carbón vegetal, deja un depósito de arsénico metálico en las paredes del tubo.

Diagnóstico. Difícil de distinguir de la piromorfita sin el soplete o con los ensayos químicos.

Yacimientos. La mimetita es un mineral supergénico relativamente escaso, que aparece en la parte superior de oxidación de los filones de plomo. Es importante en Cornwall y Cumberland, Inglaterra. Johanngeorgenstadt, Sajonia; Nerchinsk, Siberia. En los Estados Unidos lo hallamos en Phoenixville, Pennsylvania; Eureka, Utah. En España se han encontrado buenos cristales en Almodóvar del Campo, Ciudad Real y otras localidades.

Empleo. Una mena de plomo.

Etimología. Deriva de la palabra griega *imitador*, por su parecido con la piromorfita.

Vanadinita— $(VO_4)_3Pb_3Cl$

Cristalografía. Hexagonal; bipiramidal. Prisma con base. Puede tener pequeñas caras piramidales, rara vez bipirámide hexagonal. En cristales redondos; en algunos casos cavernosos. También en formas granulosas como incrustaciones.

Propiedades físicas. H. = 3. G. = 6,7-7,1. Brillo resinoso a adamantino. Color rojo de rubí, anaranjado, castaño y amarillo. Transparente a translúcido.

Composición. Clorovanadato de plomo $(VO_4)_3 \cdot Pb_3Cl$. PbO = 78,7 %; Cl = 2,5 %; V_2O_5 = 19,4 %. Pueden estar presentes, aunque en pequeñas cantidades, el fósforo y el arsénico, reemplazando al vanadio. En la variedad conocida con el nombre de *endlichita*, intermedia entre la vanadinita y la mimetita, la proporción de V_2O_5 y As_2O_5 es casi de 1 : 1.

Ensayos. Funde a 1 1/2. Da glóbulo de plomo en el carbón vegetal cuando se funde con carbonato sódico. La perla de sal de fósforo toma un color de ámbar en la llama oxidante (vanadio). La solución nítrica da con el nitrato de plata un precipitado blanco de cloruro de plata. La *endlichita* produce en tubo cerrado la reacción del arsénico (véase mimetita).

Diagnóstico. Se caracteriza por la forma del cristal y grandes brillo y peso específico; se distingue de la piromorfita y de la mimetita por el color.

Yacimiento. La vanadinita es un mineral muy raro de origen secundario, que se encuentran en la zona de oxidación de los filones de plomo. En buenos cristales se encuentra en Ouxda, Marruecos, y Grootfontein, África Sudoriental. En los Estados Unidos aparece en varios distritos de Arizona y Nueva México.

Empleo. La fuente del vanadio y secundario del plomo. El vanadio se obtiene principalmente de otras menas, tales como la *patronita*, que es una sustancia de composición indefinida que en un principio se creyó se trataba de un sulfuro; el vanadato *carnotita*, y el mica vanádica, *roscoelita*. El vanadio se emplea principalmente para la fabricación de aceros duros. El ácido metavanádico, VO_3H , es un color amarillo, conocido con el nombre de bronce vanádico. El ácido vanádico se emplea como mordiente en tintorería.

AMBLIGONITA— PO_4LiAlF

Cristalografía. Triclínico; pinacoidal. Generalmente en masas exfoliales. Los cristales son raros, idiomorfos y generalmente bastos cuando son grandes.

Propiedades físicas. Exfoliación paralela a {100} e imperfecta paralela a {110}. H. = 6. G. = 3,0-3,1. Brillo vítreo, perlado sobre la cara de exfoliación {100}. Color blanco a verde pálido. Translúcido.

Composición. Fluorofosfato de aluminio y litio, PO_4LiAlF . $\text{Li}_2\text{O} = 10,1\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 3,4\%$; $\text{F} = 12,9\%$; $\text{P}_2\text{O}_5 = 47,9\%$. El hidroxilo es vicariante de flúor y el sodio en pequeñas cantidades, substituyen al litio.

Ensayos. Funde a 2 con intumescencia, dando una llama roja (litio). Insoluble en los ácidos. Después de fundido con carbonato sódico y disuelto en ácido nítrico con exceso de molibdato amónico, da un precipitado amarillo (ensayo para el fosfato).

Diagnóstico. Los fragmentos exfoliados pueden confundirse con los feldespatos, pero funden mucho más fácilmente y dan origen a una llama roja.

Yacimiento. La ambligonita es un mineral raro, que se encuentra en las pegmatitas graníticas junto a las espodumena, turmalina, lepidolita y apatita. Se halla en Montebrias, Francia. En los Estados Unidos se encuentra este mineral en Hebron, París, Auburn y Perú, Maine; Pala, California; Black Hills, Dakota del Sur. En España se encuentra en grandes cantidades en Cáceres.

Empleo. Una fuente del litio.

Etimología. De dos palabras griegas que significan *embotado* y *ángulo* por los ángulos entre las exfoliaciones.

LAZULITA— $(\text{PO}_4)_2\text{MgAl}_2(\text{OH})_2$

Cristalografía. Monoclínico; prismático. Los cristales constan de primas raras de cuarto orden. Generalmente macizo; granular a compacto.

Propiedades físicas. Exfoliación prismática indistinta {110}. **H.** = 5-5 1/2. **G.** = 3,0-3,1. Brillo vítreo. Color azul celeste. Translúcido.

Composición. Un fosfato aluminico magnésico básico $(\text{PO}_4)_2\text{MgAl}_2(\text{OH})_2$. El hierro ferroso reemplaza al magnesio, existiendo una serie completa entre la lazulita y el miembro férrico, *escorzalita*.

Ensayos. Infusible. Al soplete se hincha, pierde su color y se desintegra. En tubo cerrado se torna blanco y desprende agua. Insoluble. Fundido con carbonato sódico, añadiendo a la solución nítrica un exceso de molibdato amónico, se produce un precipitado amarillo de fosfomolibdato amónico.

Diagnóstico. Si se carece de cristales, la lazulita es muy difícil distinguirla de otros minerales azules sin ensayos al soplete o químicos.

Yacimiento. La lazulita es un mineral raro. Generalmente se halla en cuarcitas asociado a la cianita, andalucita, corindón, rutilo. Existen yacimientos importantes en Salzburgo, Austria; Krieglach, Estiria; Horrsjoberg, Suecia. En los Estados Unidos se halla con el corindón en las montañas Crowder, Gaston County, Carolina del Norte; con el rutilo, en las montañas Graves, Lincoln County, Georgia; con la andalucita, en las montañas White, Inyo County, California.

Empleo. Una gema secundaria.

Etimología. Deriva de una palabra árabe que significa *cielo*, por el color del mineral.

Escorodita— $\text{AsO}_4\text{Fe} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Cristalografía. Rómbico; bipiramidal. Generalmente en cristales piramidales, parecidos a octaedros; también prismático. Los cristales en grupos y agregados irregulares. También terroso y compacto.

Propiedades físicas. $H. = 3 \frac{1}{2}$ -4. $G. = 3,1$ -3,3. Brillo vítreo a adamantino. Color verde pálido a pardo hígado. Translúcido.

Composición. Un arseniato férrico hidratado, $\text{AsO}_4\text{Fe} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. $\text{Fe}_2\text{O} = 34,6 \%$; $\text{As}_2\text{O}_3 = 49,8 \%$; $\text{H}_2\text{O} = 15,6 \%$. El aluminio substituye al hierro y es probable que exista una serie completa hasta la mansfieldita, $\text{AsO}_4\text{Al} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

Ensayos. Funde a 2. Cuando se calienta en la llama reductora se vuelve magnético. Intensamente calentado en tubo cerrado, con una astilla de carbón vegetal, deposita espejo de arsénico. Desprende agua en tubo cerrado. Soluble en ácido clorhídrico y da la reacción del ion férrico.

Diagnóstico. No existe ninguna propiedad sobresaliente, pero el hábito del cristal, brillo y el ensayo de arsénico son generalmente suficientes para identificar el mineral.

Yacimiento. La escorodita aparece en la zona de oxidación de los filones metálicos como alteración de los minerales que contienen arsénico. Se deposita también en las fuentes termales. Son localidades importantes los montes Adun Chilon, Siberia; Laurium, Grecia; Lolling, Carintia; Cornwall, Inglaterra. En los Estados Unidos la escorodita aparece en diversos lugares de Nevada, siendo notable Eureka y el distrito Tintic de Utah; y como depósito de fuentes termales, en Yellowstone National Park.

Etimología. De la palabra griega que significa *ajo*, por el olor que desprende al ser calentado.

Wavellita— $(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{Al}_3(\text{OH})_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$

Cristalografía. Rómbico; bipiramidal. Rara vez en cristales. Generalmente esferolítico radial y agregados globulares.

Propiedades físicas. Buena exfoliación según $\{110\}$ y $\{101\}$. $H. = 3 \frac{1}{2}$ -4. $G. = 2,33$. Brillo vítreo. Color blanco, amarillo verde y pardo. Translúcido.

Composición. Fosfato aluminico básico hidratado $(\text{PO}_4)_2\text{Al}_3(\text{OH})_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. $\text{Al}_2\text{O}_3 = 38,0 \%$; $\text{P}_2\text{O}_5 = 35,2 \%$; $\text{H}_2\text{O} = 26,8 \%$. Puede contener algo de flúor, reemplazando al hidroxilo.

Ensayos. Infusible, pero al calentarlo se hincha y deshace en partículas finas. Insoluble. Desprende mucha agua en el tubo cerrado. Descompuesto por fusión con el carbonato sódico y disuelto en ácido nítrico da un precipitado amarillo cuando a la solución se añade un exceso de molibdato (prueba del ácido fosfórico). Cuando se humedece con nitrato de cobalto y se calienta a la llama, toma un color azul (aluminio).

Diagnóstico. Se caracteriza casi invariablemente por sus agregados globulares radiales.

Yacimiento. La wavellita es un mineral raro de origen secundario. Frecuentemente en pequeñas cantidades en hendiduras en rocas metamórficas pobres en aluminio y depósitos de fosforita y limonita. Aunque existe en muchos lugares, nunca se presenta en cantidad. En los Estados Unidos la wavellita se encuentra en diversas localidades de Pennsylvania, y cerca de Avant, Arkansas.

Etimología. En honor del doctor William Wavel, descubridor del mineral.

Turquesa— $(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_8\text{CuAl}_6 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$

Cristalografía. Triclinico; pinacoidal. Rara vez en cristales pequeños; generalmente criptocristalino. Compacto en masa, reniforme, estalactítico. En capas finas, incrustaciones y granos diseminados.

Propiedades físicas. H. = 6. G. = 2,6-2,8. Brillo de cera. Color azul, verdeazulado y verde. Transparente en secciones delgadas.

Composición. Fosfato básico de aluminio hidratado $(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_8\text{CuAl}_6 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. El hierro férrico puede substituir al aluminio, y existe una serie isomorfa completa entre la turquesa y la *calcosiderita*, que contiene más hierro que aluminio.

Ensayos. Infusible. Cuando se moja con ácido clorhídrico y se calienta, colorea la llama de azul (cloruro de cobre). Soluble en ácido clorhídrico una vez calcinado. La solución da un precipitado amarillo con exceso de molibdato amónico (prueba del fosfato). Da llama verde momentánea. En el tubo cerrado se vuelve oscuro y desprende agua.

Diagnóstico. La turquesa puede ser fácilmente reconocida por su color. Es más dura que la crisocola, único mineral corriente que se le parece.

Yacimiento. La turquesa es un mineral de origen secundario, generalmente se halla en forma de venas pequeñas y franjas que atraviesan rocas volcánicas más o menos descompuestas. Los famosos depósitos de Persia se hallan situados en una traquita cerce de Nishapur, en la provincia de Jorasan. En los Estados Unidos se encuentra en traquitas muy alteradas en las montañas Los Cerrillos, cerca de Santa Fe, y en Méjico. La turquesa también ha sido hallada en Arizona, Nevada y California.

Empleo. Una gema. Siempre se talla en forma redonda u oval. Muchas turquesas que contienen venillas de diversos materiales de ganga, se tallan y se venden con el nombre de *turquesa matriz*.

Etimología. Deriva de *turco*, pues es la lengua que llegó primero a Europa procedente de Persia, por Turquía.

Autunita— $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 10\text{-}12\text{H}_2\text{O}$

Cristalografía. Tetragonal; ditetragonal-bipiramidal. Cristales tabulares paralelos a {001}: son frecuentes los crecimientos subparalelos; también en agregados hojosos y escamosos.

Propiedades físicas. Exfoliación perfecta según {001}. **H.** = 2-2 1/2. **G.** = 3,1-3,2. Brillo vítreo, perlado sobre {001}. Color amarillo limón a verde pálido. Raya amarilla. En luz ultravioleta intensa fluorescencia amarillo-verdosa.

Composición. Fosfato hidratado de calcio y uranio. $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 10\text{-}12\text{H}_2\text{O}$. El calcio puede estar sustituido por pequeñas cantidades de bario y magnesio. Calentando ligeramente, la autunita pasa reversiblemente a meta-autunita I con $6\frac{1}{2}\text{-}2\frac{1}{2}\text{H}_2\text{O}$; calentando a unos 80°C la autunita pasa irreversiblemente a meta-autunita II con 0-6 H_2O .

Ensayos. Fusible a 2-3. Soluble en los ácidos. La perla sódica con autunita disuelta, fluoresce en luz ultravioleta.

Diagnóstico. La autunita se caracteriza por las láminas tetragonales amarillo-verdosas y la intensa fluorescencia en luz ultravioleta.

Yacimiento. La autunita es un mineral secundario que se encuentra principalmente en la zona de oxidación y meteorización resultante de la alteración de la uraninita y otros minerales de uranio. Yacimientos notables se encuentran cerca de Autun, Francia; Sabugal y Vizeu, Portugal; Johanngeorgenstadt y Falkenstein, Alemania; Cornwall, Inglaterra; y en el distrito de Katanga, Congo Belga. En los Estados Unidos se encuentra la autunita en muchas pegmatitas, especialmente en la mina Ruggles, Grafton Center, New Hampshire; Black Hills, Dakota del Sur, y Spruce Pine, Mitchell County, Carolina del Norte. Los mejores ejemplares proceden de la mina Day Creak, Spokane County, Washington.

Empleo. Un mineral de uranio (véase uraninita, pág. 306).

Nombre. De la localidad de Autun (Francia).

Especies similares. *Torbernita*, $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{-}12\text{H}_2\text{O}$ que es isomorfa de la autunita sin que haya pruebas de la existencia de una serie de soluciones sólidas. Color verde, no fluorescente. Asociada a la autunita.

Vivianita— $(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{Fe}_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$

Cristalografía. Monoclínico; prismático. Cristales prismáticos, verticalmente estriados; en grupos radiales. También nodular y terroso.

Propiedades físicas. Exfoliación perfecta {010}. **H.** = 1 1/2-2. **G.** = 2,58-2,68. Brillo vítreo; perlado en la cara exfoliada. Incoloro, inalterado, y azul verde cuando está alterado. Transparente, pero se vuelve translúcido al ser expuesto al aire.

Composición. Fosfato ferroso hidratado $(\text{PO}_4)_2\text{Fe}_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. **FeO** = 43 %; **P₂O₅** = 23,3 %; **H₂O** = 28,7 %.

Ensayos. Funde a 2 con producción de glóbulo magnético. La solución nítrica

con un exceso de molibdato amónico da un precipitado amarillo (prueba del fosfato). Agua en el tubo cerrado.

Diagnóstico. Generalmente alterado y entonces se caracteriza por su color azul a verde. Exfoliación en láminas flexibles.

Yacimiento. La vivianita es un mineral raro, de origen secundario, asociado a la pirrotina y la piritita en los filones de cobre y estaño, y se forma como producto de alteración de los fosfatos de hierro y manganeso de las pegmatitas. Se halla también en capas arcillosas; puede estar asociado con la limonita, frecuentemente en cavidades de los fósiles. Sobre huesos se ha encontrado en Río Tinto, España.

Nombre. En honor del mineralogista inglés del siglo XVIII, J. C. Vivian, que descubrió este mineral.

Especies similares. *Variscita*, $(\text{PO}_4)_2\text{Co}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, es un mineral en masa de color verde azulado. Ha sido hallado en nódulos en un gran yacimiento de Fairfield, Utah.

Eritrina— $(\text{AsO}_4)_2\text{Co}_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$

Flores de cobalto

Cristalografía. Monoclínico; prismático. Los cristales son prismáticos y verticalmente estriados. Como costras, formas granulares y reniformes. También pulverulento y terroso.

Propiedades físicas. Exfoliación perfecta según $\{010\}$. **H.** = $1 \frac{1}{2}$ - $2 \frac{1}{2}$. **G.** = 3,06. Brillo adamantino y vítreo, perlado en la exfoliación. Color carmín a rosado. Translúcido.

Composición. Arseniato de cobalto hidratado $(\text{AsO}_4)_2\text{Co}_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ = 37,5 %; As_2O_5 = 38,4 %; H_2O = 24,1 %. El níquel substituye al cobalto para formar una serie completa hasta la annabergita $(\text{AsO}_4)_2\text{Ni}_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. La *annabergita* o *flores de níquel* es de color verde claro.

Ensayos. Funde a 2 con formación de perla gris. Cuando se calcina en carbón vegetal da olor a arsénico. Produce una perla de bórax azul fuerte (cobalto). Soluble en ácido clorhídrico con solución roja.

Diagnóstico. La asociación de la eritrina con otros minerales de cobalto y su color rosa son generalmente datos suficientes para distinguirla de los demás minerales.

Yacimiento. La eritrina es un mineral secundario raro, que aparece como alteración de los arseniuros de cobalto. Rara vez se presenta en grandes cantidades y generalmente se forma como costras o agregados finos rellenando grietas. Schneeberg, Sajonia, y Cobalt, Ontario, son localidades notables; Gistain, en los Pirineos, en España.

Empleo. Aunque la eritrina no tiene importancia económica alguna, se emplea por los prospectores como indicación de otros minerales de cobalto y de plata natural asociada a ella.

Etimología. De la palabra griega que significa *rojo*.

Carnotita— $(VO_4)_2K_2(UO_2)_2 \cdot 3H_2O$

Cristalografía. Rómbico. Muy raro, en cristales microscópicos imperfectos, aplastados según {001}. Generalmente como polvo o agregados poco coherentes o sueltos; diseminados.

Propiedades físicas. Exfoliación basal perfecta {001}. El peso específico no ha sido determinado, se ha calculado como **G.** = 5,03. Brillo mate o terroso. Color amarillo brillante a amarillo verdoso.

Composición. Vanadato básico hidratado de potasio y uranio $(VO_4)_2K_2(UO_2)_2 \cdot 3H_2O$. El contenido de agua varía con la humedad a temperatura ordinaria; las $3H_2O$ corresponde al material completamente hidratado. Se han apreciado pequeñas cantidades de Ca, Ba, Mg, Fe y Na.

Ensayos. Infusible. Soluble en ácidos. La perla sódica en la que se disuelve la carnotita es fluorescente con luz ultravioleta (prueba del uranio).

Diagnóstico. La carnotita se caracteriza por su color amarillo, su naturaleza pulverulenta y su yacimiento. A diferencia de otros muchos minerales secundarios de uranio, no es fluorescente.

Yacimiento. La carnotita es de origen secundario y su formación generalmente se debe a la acción de las aguas meteóricas sobre los minerales preexistentes de uranio y vanadio. Tiene un fuerte poder pigmentante y cuando está presente en una arenisca, es suficiente menos de un 1 % para dar color amarillo a la roca. Se halla principalmente en la región de la meseta del sudoeste del Colorado, y en los distritos adyacentes de Utah, donde aparece diseminada en areniscas. Se encuentran concentraciones de carnotita relativamente pura cerca de los troncos de árboles petrificados.

Empleo. La carnotita es una mena de vanadio y el único mineral en los Estados Unidos que puede ser considerado como una mena del uranio.

Etimología. En honor de María Adolfo Carnot (1839-1920), ingeniero de minas y químico francés.

Especies similares. *Tyuyamunita* $(VO_4)_2Ca(UO_2)_2 \cdot 3H_2O$ es el análogo cálcico de la carnotita y similar en sus propiedades físicas, excepto que tiene un color ligeramente más verdoso y fluorescencia verde amarillenta. Se encuentra en casi todos los depósitos de carnotita. Su nombre deriva de Tyuya Muyun, en el Turquestán Sudoriental, U.R.S.S., en donde es beneficiado como mineral de uranio.

TUNGSTATOS Y MOLIBDATOS

Los iones hexavalentes de tungsteno y molibdeno (radios iónicos de ambos = 0,62 Å) son mucho mayores que los del azufre hexavalente y el fósforo pentavalente. De aquí que, cuando estos iones formen con el oxígeno grupos iónicos anisodésimicos, los cuatro iones oxígeno coordinados no ocupan los vértices de un tetraedro regular, como sucede en el caso de los sulfatos y fosfatos, sino que forman un grupo algo aplastado de contorno cuadrado. Aunque W 184 tiene un peso atómico mucho mayor que Mo 96, ambos pertenecen a la misma familia de la Tabla periódica, y, debido a la contracción lantánida, tienen el mismo radio iónico. Como consecuencia de esto, cada uno de ellos puede sustituir fácilmente al otro como catión coordinador, en los grupos tetraédricos deformados de oxígenos. Sin embargo, en la Naturaleza los procesos de diferenciación geoquímica separan frecuentemente estos elementos, tal vez debido a sus pesos atómicos tan diferentes, y no es poco frecuente encontrar tungstatos primarios casi por completo exentos de molibdeno y viceversa. En los minerales secundarios es más corriente la asociación mutua de los dos elementos en solución sólida.

Los minerales de esta clase química pertenecen principalmente a dos grupos isoestructurales. El grupo de la wolframita consiste en cationes divalentes bastante pequeños, tales como hierro, manganeso, níquel y cobalto, en coordinación 6 con iones tungstato. En los minerales se observa solución sólida completa entre el hierro ferroso y el manganeso divalente.

El grupo de la scheelita contiene compuestos de iones divalentes de mayor tamaño, tales como calcio y plomo, en coordinación 8 con iones tungstato y molibdato. El tungsteno y el molibdeno pueden sustituirse mutuamente, formando series parciales entre la *scheelita*, WO_4Ca , y la *powellita*, MO_4Ca ; y entre la *stolzita*, WO_4Pb , y la *wulfenita*, MO_4Pb . La sustitución mutua del calcio y plomo conduce a una serie parcial entre la *scheelita* y la *stolzita* y entre la *powellita* y la *wulfenita*.

TUNGSTATOS Y MOLIBDATOS

Wulfenita	$WO_4(Fe\ Mn)$
Scheelita	WO_4Ca
Wulferrita	MO_4Pb

WOLFRAMITA— $WO_4(Fe,Mn)$

Cristalografía. Monoclínico; prismático. Los cristales comúnmente tabulares según el primer pinacoide {100} (fig. 527). En la zona del prisma tiene estrías verticales. En formas hojosas, laminares o columnares. Masas granudas.

Propiedades físicas. Exfoliación perfecta según {010}. $H. = 5-5\frac{1}{2}$. $G. = 7-7\frac{1}{2}$, siendo mayor cuanto más hierro contiene. Brillo submetálico a resinoso. Color negro en la *ferberita* a pardo en la *huebnerita*. Raya casi negra a parda.

Composición. Tungstato manganésico y férrico, $WO_4(Fe,Mn)$. Entre la ferberita, WO_4Fe y la huebnerita WO_4Mn se extiende una serie completa isomorfa. El porcentaje de WO_3 es de 76,3 en ferberita y 76,6 en la huebnerita.

Ensayos. Funde a 3-4 con un glóbulo magnético. Insoluble en los ácidos. Fundido con carbonato sódico, se disuelve en ácido clorhídrico; añadiendo estaño e hirviendo la solución toma color azul (tungsteno).

En la llama oxidante con carbonato sódico da perla verde azul (manganeso).

Diagnóstico. El color oscuro, la única dirección de exfoliación perfecta, y el alto peso específico sirven para distinguir la wolframita de los demás minerales.

Yacimientos. La wolframita es un mineral relativamente raro, formado a altas temperaturas, y se halla generalmente en las venas de cuarzo y diques de pegmatita, asociado al granito. Más raras veces en las venas de sulfuros. Se encuentra corrientemente junto a la casiterita y asociado también con la scheelita, bismuto, cuarzo, pirita, galena, blenda y arsenopirita.

En algunos filones la wolframita puede ser el único mineral metálico presente. En buenos cristales en Schlaggenwald y Zinnwald, Bohemia, y en diversos distritos de estaño de Sajonia y Cornwall. Existen yacimientos importantes en China, Birmania, Nueva Gales del Sur, Bolivia. Cerca de la mitad de la producción mundial de tungsteno procede, como wolframita, de China. La wolframita se encuentra en los Estados Unidos en Black Hills, Dakota del Sur. La ferberita ha sido beneficiada en Boulder County, Colorado. La huebnerita se encuentra cerca de Silverton, Colorado; Mammoth District, Nevada; Black Hills, Dakota del Sur. En España es frecuente, y tiene importancia minera en Galicia, Marmolejo (Córdoba), Sierra Almagrera y otros.

Empleo. La principal mena de wolframio. El wolframio se emplea en la fabricación de metales duros, la fabricación de herramientas de acero de alta velocidad, válvulas, resortes, formones, limas, etc.

El elevado punto de fusión del tungsteno ($3410^{\circ}C$) requiere un tratamiento químico especial para la reducción del metal que es obtenido en forma de polvo. Mediante la metalurgia de polvo, se fabrican productos del metal puro, tales como filamentos para lámparas. El tungsteno se emplea en grandes cantidades para la fabricación de carburos que son más duros que cualquiera de los abrasivos naturales y que se utilizan para herramientas de corte, barrenos para rocas y recubrimientos duros. El tungstato de sodio se emplea para hacer incombustibles los tejidos y como mordiente en tintorería.

Etimología. Wolframita deriva de una palabra antigua de origen alemán.

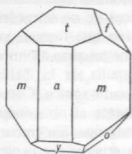


Fig. 527. Wolframita

SCHEELITA— WO_3Ca

Cristalografía. Tetragonal; bipiramidal. Los cristales son generalmente bipirámides sencillas de segundo orden. La bipirámide de segundo orden se parece mucho al octaedro por sus ángulos. Las caras de la bipirámide tetragonal son pequeñas y raras. También granular macizo.

Propiedades físicas. Exfoliación paralela a la bipirámide de primer orden (011). **H.** = $4\frac{1}{2}$ -5. **G.** = 5,9-6,1 (muy grande para un mineral con brillo no metálico). Brillo vítreo a adamantino. Color blanco, amarillo verdoso a pardo. Translúcido; algunas muestras son transparentes. La scheelita puede ser fluorescente.

Composición. Tungstato cálcico, WO_3Ca . CaO = 19,4 %; WO_3 = 80,6 %. Generalmente, el molibdeno reemplaza en parte al tungsteno.

Ensayos. Difícilmente fusible (5). Descompuesto por ebullición en ácido clorhídrico, deja un residuo amarillo de óxido tungstícico, el cual, al añadir estaño a la solución y continuar hirviendo, se vuelve primero azul y después castaño. La perla de fósforo es azul en la llama reductora.

Diagnóstico. Se reconoce por su alto peso específico y forma de cristal. Será necesario, para la identificación, la prueba del tungsteno.

Yacimiento. La scheelita se halla en pegmatitas graníticas, depósitos de metamorfismo de contacto y filones de alta temperatura asociados a rocas graníticas. Asociado con la casiterita, topacio, fluorita, apatito, molibdenita y wolframita. En ciertas localidades, con el oro. Se encuentra en relación con los yacimientos de estaño en Bohemia, Sajonia y Cornwall; en gran cantidad en Nueva Gales del Sur y Queensland. En los Estados Unidos la scheelita se beneficia cerca de Mill City y Mina, Nevada; cerca de Atolia, San Bernardino County, California, y en menos cantidad en Arizona, Utah y Colorado.

En España en Ponferrada, Estepona y Marmolejo.

Empleo. Una mena de wolframio. La wolframita proporciona la mayor parte de la producción mundial de wolframio, pero la scheelita es mucho más importante en los Estados Unidos.

Etimología. En honor de K. W. Scheele, descubridor del wolframio.

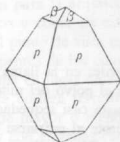


Fig. 528. Scheelita

WULFENITA— MoO_4Pb

Cristalografía. Tetragonal; piramidal. Los cristales son generalmente tabulares con base dominante (fig. 529). Algunos cristales son muy delgados. Las aristas de las tablas biseladas con caras de pirámide baja de primer orden (fig. 530). Muy raro, con hábito piramidal. También granudo, en masa, basto a fino.

Propiedades físicas. **H.** = 3. **G.** = 6,8. Brillo vítreo a adamantino. Color

amarillo, anaranjado, rojo, gris y blanco. Raya blanca. Transparente a translúcido.

Composición. Molibdato de plomo, MoO_4Pb . $\text{PbO} = 60,8 \%$; $\text{MoO}_3 = 39,2 \%$. El calcio puede reemplazar en parte al plomo.

Ensayos. Funde a 2. Da un glóbulo de plomo cuando se funde con carbonato sódico sobre carbón vegetal. Con sal de fósforo en la llama reductora, perla



Figs. 529 y 530. Wulfenita.

verde; en la llama oxidante, verdemarillenta en caliente, a casi incolora en frío. Si el polvo del mineral se humedece con ácido sulfúrico concentrado y se evapora hasta casi sequedad en una cápsula de porcelana y el residuo tendrá un color azul fuerte al enfriarse (molibdeno).

Diagnóstico. La wulfenita se caracteriza por sus cristales tabulares, color anaranjado a amarillo, fuerte brillo y su asociación con otros minerales de plomo. Se distingue de la crocoíta por el ensayo del molibdeno.

Yacimiento. La wulfenita se halla en las zonas de oxidación de los filones de plomo, junto a otros minerales de plomo secundarios, especialmente vanadinita y piromorfita. En los Estados Unidos, en Phoenixville, Pennsylvania; en diversos lugares de Utah, Nevada, Arizona y Nueva México. En bonitos cristales, en Red Cloud, Arizona. En Linares y Badajoz, en España.

Empleo. Una fuente menor del molibdeno. La molibdenita es la principal mena.

Etimología. En honor de X. F. Wulfen, mineralogista austriaco.

SILICATOS

La clase de los silicatos es más importante que cualquier otra, puesto que son silicatos casi un 25 % de los minerales conocidos y cerca del 40 % de los más corrientes. Con pocas excepciones, todos los minerales que forman las rocas ígneas lo son, y éstas constituyen más del 90 % de la corteza terrestre.

En la corteza terrestre, de cada 100 átomos, más de 60 son de oxígeno, más de 20 de silicio y de 6 a 7, de aluminio, correspondiendo unos dos átomos más a cada uno de los elementos: hierro, calcio, magnesio, sodio y potasio. Con la posible excepción del titanio, todos los demás elementos son insignificantes para la arquitectura de la corteza terrestre, desde el punto de vista volumétrico y como en este libro estudiamos la naturaleza de los minerales más bien desde el punto de vista estructural que del estequiométrico, es más adecuado que nos ocupemos de los constituyentes de la corteza terrestre pensando en el espacio que ocupa en lugar de sus porcentajes en peso. Haciéndolo así, llegamos a imaginarnos la corteza terrestre como un armazón de iones oxígeno unidos en configuraciones de mayor o menor complejidad por los iones de silicio y aluminio, más pequeños y con elevadas cargas. Los intersticios de esta red más o menos continua de oxígeno-silicio-aluminio, están ocupados por iones de magnesio, hierro, calcio, sodio y potasio en estados de coordinación propios de sus radios atómicos. Esta sorprendente simplificación de la composición de la corteza terrestre, es consecuencia de tomar en consideración las *proporciones atómicas* en lugar de los pesos por ciento que es la forma en que se acostumbra a especificar la composición de las rocas y minerales.

Así pues, los minerales que predominan en la corteza terrestre son silicatos y óxidos cuyas propiedades dependen de las condiciones químicas y físicas en que fueron originados. Cada uno de los diferentes conjuntos de silicatos minerales característicos de las rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas, filones metálicos, pegmatitas, rocas alteradas y suelos, nos dice algo respecto al ambiente en que se formaron. Si las rocas son las páginas del libro de la historia geológica, los minerales son las letras con las que este libro está impreso y sólo con un conocimiento de ellas y de sus estructuras, es posible leer el documento.

Tenemos además otra razón fundamental que nos obliga a estudiar los silicatos. El suelo del cual, en última instancia, sacamos nuestros alimentos está constituido, en una gran parte, por silicatos. Los ladrillos, piedras, cemento y vidrio empleados en la construcción de nuestros edificios son silicatos o de ellos derivan en gran parte. Los silicatos son los materiales cerámicos más importantes y contribuyen de manera múltiple a nuestra civilización y nivel de vida. Aun ahora, con la venida de la Era del espacio no debemos temer queden anticuados nuestros estudios sobre los silicatos sino más bien esperar una ampliación puesto que tenemos muchas razones para creer que la Luna y todos los planetas de nuestro sistema solar, tienen cortezas rocosas de silicatos y óxidos muy análogos a los de la Tierra.

La relación de radios entre el silicio tetravalente (Radio = 0,48 Å) y el ion oxígeno (Radio = 1,32 Å) es 0,318 que indica que la coordinación 4 será el estado estable de los grupos silicio-oxígeno. La unidad fundamental base de la estructura de todos los silicatos consiste en cuatro iones oxígeno en los vértices de un tetraedro regular rodeando al ion silicio tetravalente y coordinados por éste (fig. 531). El fuerte enlace que une los iones de silicio y oxígeno es, literalmente, el cemento que

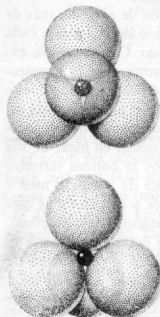


Fig. 531. Tetraedros SiO_4 .

mantiene la corteza terrestre. Empleando el concepto de electronegatividad de Pauling (pág. 178) este enlace puede ser considerado como iónico en un 50 % y covalente en otro 50 %. Es decir, aunque el enlace es debido en parte a la atracción de unidades iónicas de cargas contrarias implica también compartir electrones y la interpretación de las superestructuras electrónicas de los iones, estando el enlace intensamente localizado en la proximidad de estos electrones compartidos. Aunque en el enlace silicio-oxígeno hay electrones compartidos, la energía total de enlace del ion silicio sigue estando distribuida por igual entre sus cuatro oxígenos más próximos vecinos. De aquí que la fuerza de un enlace silicio-oxígeno sea justamente igual a la mitad de la energía total de enlace disponible del ion oxígeno. Cada ion oxígeno puede unirse a otro silicio y entrar en otra agrupación tetraédrica, en la que los grupos tetraédricos están unidos por los oxígenos compartidos, que pueden ser uno, dos, tres o los cuatro del tetraedro, dando lugar a una diversidad de configuraciones estructurales.

Sin embargo, en la Naturaleza no se da el caso de que los tetraedros adyacentes compartan tres, ni aún dos oxígenos, pues en este caso quedarían muy próximos dos iones silicio con fuertes cargas positivas y la repulsión entre los mismos haría inestable la estructura. Si dos tetraedros adyacentes comparten un oxígeno y los cuatro oxígenos son compartidos de esta misma manera, resultan estructuras con un grado de conexión muy elevado, tal como la estructura del cuarzo. A este enlace de tetraedros compartiendo oxígenos, podemos denominarlo *polimerización*, tomando este término de la Química orgánica y esta capacidad de polimerización es el origen de la gran variedad existente de estructuras de silicatos.

Entre las condiciones que regulan el origen de los silicatos minerales y el grado de polimerización, existe una relación sencilla y muy significativa. En igualdad de condiciones, *cuanto más elevada es la temperatura de formación, tanto más bajo es el grado de polimerización y viceversa*. Esta relación está sujeta al efecto perturbador de un gran número de factores externos entre los cuales, los más principales son la presión y la concentración química. Dentro de una masa geológica, tal como la de una roca ígnea en período de cristalización, la generalización parece estar

apoyada por la observación. Desde hace tiempo se ha observado que en las rocas ígneas, los silicatos presentan una secuencia de cristalización bastante regular y predecible, que empieza con el olivino, pasa por los piroxenos a los anfíboles y de aquí a las micas. Aunque los feldespatos ricos en calcio puedan aparecer muy temprano en la secuencia de cristalización, los feldespatos ricos en álcalis y el cuarzo, son muy tardíos, por lo general. N. L. Bowen¹ y sus colegas del Geophysical Laboratory de Washington D.C. durante casi medio siglo de estudios sobre el equilibrio de fases de los silicatos, han observado una secuencia muy similar de aparición de los silicatos minerales al disminuir la temperatura. Esta secuencia corresponde a la polimerización creciente de los tetraedros de los silicatos.

Después del oxígeno y del silicio, es el aluminio el constituyente más importante de la corteza terrestre. El aluminio es trivalente y tiene un radio iónico de 0,51 Å; por lo tanto, la relación de su radio al del oxígeno es de 0,386, que corresponde a un número normal de coordinación 4 con el oxígeno. Sin embargo, esta relación de radios está lo suficiente próxima al límite superior de la coordinación 4 como para permitir que también sea posible la coordinación 6, casi tan estable como la 4. Esta capacidad de poder desempeñar un doble papel en los silicatos minerales, es la que da al aluminio su destacada importancia en la cristalografía de los silicatos. Cuando el aluminio coordina cuatro oxígenos dispuestos en los vértices de un tetraedro regular, el grupo resultante ocupa el mismo espacio que un tetraedro de silicio y oxígeno y puede enlazarse con otros tetraedros de silicio en grupos polimerizados. Por otra parte, el aluminio en coordinación 6 puede servir para ligar los grupos tetraédricos mediante simples enlaces iónicos mucho más débiles que los que unen los iones en los tetraedros. Por este motivo, es posible que entre el aluminio en las estructuras de los silicatos, tanto en las posiciones tetraédricas, sustituyendo al silicio, como en las posiciones octaédricas con coordinación 6, estableciendo relaciones de solución sólida con el magnesio y con el hierro divalente y trivalente.

El magnesio, hierro divalente, hierro trivalente, manganeso divalente, aluminio y titanio tetravalente, todos ellos tienen tendencia a entrar en las estructuras de los silicatos, en coordinación 6 con respecto al oxígeno. Aunque aquí figuran incluidos iones divalentes, trivalentes y tetravalentes, todos ellos tienen las mismas exigencias espaciales y, por lo tanto, tienden a ocupar posiciones atómicas del mismo tipo. Como una de las reglas inviolables de las estructuras cristalinas, es la de la neutralidad eléctrica, las relaciones de solución sólida entre iones de valencias tan distintas, crea un problema de compensación eléctrica. Así, si un catión tetravalente es sustituido por otro trivalente, tal como titanio por hierro férrico, con ganancia de una carga positiva, en algún lugar del cristal tiene que ocurrir otra sustitución en la que se pierda una carga positiva o se cargue una carga negativa. El calcio y

¹ N. L. BOWEN. *The evolution of the igneous rocks*. Princeton University Press, Princeton, N. J. 1928 (reeditado en 1956 por Dover Publications, New York).

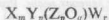
el sodio, cationes de mayor tamaño y débil carga, con radios iónicos 0,99 Å y 0,97 Å, respectivamente ocupan, por lo general, posiciones que tienen coordinación 8 o cúbica, con relación al oxígeno. De nuevo se aprecia que la sustitución del calcio divalente por el sodio monovalente, crea un problema de desequilibrio eléctrico que tiene que ser solucionado por una concomitante sustitución acoplada en otro lugar de la estructura. Por ejemplo, si cada vez que un ion aluminio sustituye a un ion silicio en una posición tetraédrica, lo que da por resultado la pérdida de una carga positiva, un ion calcio sustituye a un ion sodio en una posición de coordinación 8, se conservará el equilibrio eléctrico. La neutralidad eléctrica se mantiene por este mecanismo en los feldespatos calco-sódicos, grupo de la escapolita y otros, en los que el sodio y el calcio se sustituyen mutuamente.

COORDINACIÓN EN LOS SILICATOS DE ELEMENTOS IMPORTANTES

	Número de coordinación	Ion	Radio iónico (Å)
Z	4	Si ⁺⁴	0,42
	4	Al ^{III}	0,51
Y	6	Al ^{III}	0,51
	6	Fe ^{III}	0,64
	6	Mg ^{II}	0,66
	6	Ti ⁺⁴	0,68
	6	Fe ^{II}	0,74
	6	Mn ^{II}	0,80
X	8	Na ^I	0,97
	8	Ca ^{II}	0,99
X	8-12	K ^I	1,33
	8-12	Ba ^{II}	1,34
	8-12	Rb ^I	1,47

Los mayores iones comunes en las estructuras de los silicatos son los de potasio, rubidio, bario y de los alcalinos y alcalino-térreos más raros. Por lo general, estos iones no ocupan fácilmente las posiciones calcio-sodio y se encuentran en posiciones de número de coordinación elevado de tipo único. De aquí, que las relaciones de solución sólida entre estos iones y los iones corrientes, sean limitadas y confinadas, por lo general, a cristalizaciones a elevadas temperaturas, donde está favorecida la solución sólida.

La sustitución iónica es frecuente y amplia entre elementos cuyos símbolos están comprendidos entre dos líneas horizontales en la tabla de esta página pero es rara y difícil entre elementos separados por una línea horizontal. Esta generalización del papel desempeñado por los elementos más comunes en las estructuras de los silicatos, nos permite escribir la fórmula general para todos los silicatos:



en la que X representa iones grandes, con carga débil, en coordinación 8 o mayor con el oxígeno; Y representa iones medianos, divalentes a tetravalentes, en coordinación 6; Z representa iones pequeños, con fuerte carga, en coordinación tetraédrica; O es el oxígeno, y W representa grupos aniónicos adicionales tales como (OH) o aniones como Cl^- , F^- , etc. La relación $p : q$ depende del grado de polimerización del armazón del silicato y las otras subíndices m , n y r , dependen de la condición de neutralidad eléctrica. Cualquier silicato corriente puede ser expresado por esta fórmula, haciendo en ella las sustituciones necesarias.

Basada en el grado de polimerización y el número de oxígenos compartidos por los tetraedros, la estructura de los silicatos puede consistir en tetraedros independientes, grupos tetraédricos múltiples independientes, cadenas, dobles cadenas o bandas, hojas o armazones tridimensionales. La estructura de los silicatos es la que rige la relación $p : q$ en la fórmula general, las proporciones estequiométricas de los óxidos y, en una gran medida, las propiedades físicas y la estabilidad química del mineral. De aquí, la justificación de emplear este criterio como base para la clasificación de los silicatos.

Hasta finales del primer tercio del siglo xx los análisis de los silicatos eran interpretados y sus fórmulas escritas, por lo general, en función de un cierto número de oxácidos hipotéticos del silicio. Así, por ejemplo, el olivino, SiO_4Mg_2 , era denominado un «ortosilicato», y considerado como sal del ácido ortosilícico SiO_4H_4 ; la enstatita SiO_3Mg era llamada un «metasilicato» y considerada como una sal del ácido metasilícico SiO_3H_2 . En algunos casos sencillos esta teoría funcionaba bastante bien y algunos de estos ácidos habían podido ser preparados, pero en la actualidad sabemos que, debido a la peculiar naturaleza del enlace del hidrógeno, estos ácidos carecen de significado en los silicatos. Sin embargo, cuando un análisis indicaba una proporción silicio-oxígeno de 4 : 11, como en los anfíboles, y contenía además un exceso de agua, se sentía una fuerte tendencia a achacar la divergencia de la proporción 1 : 3 a imperfecciones del análisis o a impurezas de la muestra y a imputar el exceso de agua a las mismas causas. Esto es lo que sucedía en los textos; hasta 1932 se escribía la fórmula de los anfíboles como «próxima a la del metasilicato SiO_3R » y se asignaba a la tremolita la fórmula $(\text{SiO}_3)_4\text{CaMg}$, a pesar de que muchos de los análisis hechos daban precisamente $\text{Si}_4\text{O}_{11}\text{Ca}_2\text{Mg}_3(\text{OH})_2$, que es la fórmula ahora aceptada en consonancia con su estructura. Así pues, no es de extrañar que la química de los silicatos fuera considerada como un atolladero caótico, en el cual puso orden las determinaciones estructurales de Bragg. Este esquema, resumido en 1937 por BERMAN¹ y revisado y puesto a punto por STRUNZ² en 1957, es el seguido en este libro.

HARRY BERMAN. *Constitution and classification of the natural silicates*. *Am. Min.* 22 págs. 342-408. 1937.

² HUGO STRUNZ. *Mineralogische Tabellen*. Akademische Verlagsgesellschaft. Leipzig 1957.

CLASIFICACIÓN DE LOS SILICATOS *

Clase	Disposición de los tetraedros de SiO_4	Proporción Si:O	Ejemplos
Nesosilicatos	Independientes	1:4	Olivino $\text{SiO}_4(\text{Mg,Fe})_2$
Sorosilicatos	Parejas	2:7	Hemimorfita $(\text{Si}_2\text{O}_7)_n\text{Zn}_n(\text{OH}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Ciclosilicatos	Anillos	1:3	Berilo $(\text{Si}_6\text{O}_{18})\text{Be}_3\text{Al}_3$
Inosilicatos	Cadenas sencillas	1:3	Enstatita $(\text{SiO}_4)_n\text{Mg}_n$
	Cadenas dobles	4:11	Tremolita $(\text{Si}_4\text{O}_{22})\text{Ca}_2\text{Mg}_5(\text{OH})_2$
Filosilicatos	Hojas	2:5	Talco $(\text{Si}_2\text{O}_5)_n\text{Mg}_n(\text{OH})_2$
Tectosilicatos	Armazones	1:2	Cuarzo. SiO_2

* Los nombres de las clases de silicatos son los propuestos por H. STRUNZ en las *Mineralogische Tabellen*, 1941 y 1957. Los prefijos están tomados del griego: *neso*, isla; *soro*, grupo; *cyclo*, anillo; *ino*, cadena; *phyllo*, hoja; *tecto*, armazón.

Nesosilicatos

En los nesosilicatos, los tetraedros SiO_4 , comunes a todas las estructuras de silicatos (fig. 531) sólo están unidos entre sí con enlaces iónicos por medio de cationes intersticiales y sus estructuras defienden, principalmente, del tamaño y carga de estos cationes. Las estructuras más sencillas se encuentran en los minerales en los que sólo hay un tipo de posición para el catión; si éste es divalente, resulta un compuesto de fórmula SiO_4A_2 , representado por la fenaquita y el olivino. Cuando el catión A es lo suficientemente pequeño, tal como Be^{+2} (0,35 Å), sólo está permitida la coordinación 4 con el oxígeno. La dificultad con que se tropieza para disponer los tetraedros SiO_4 de tal manera que cada catión A sólo coordine cuatro oxígenos, en tanto que mantenga su neutralidad eléctrica, conduce a una estructura bastante compleja para la fenaquita (hexagonal romboédrica) que es también la de la willemita SiO_4Zn_2 .

El magnesio y el hierro divalente tienen siempre coordinación 6 con el oxígeno. Cuando estos iones entran en un compuesto de tipo SiO_4A_2 , resulta una estructura de simetría bastante elevada, consistente en tetraedros SiO_4 dispuestos alrededor de las posiciones de tipo A, de modo que cada ion A coordina seis oxígenos. Esta estructura que es la del olivino, puede ser imaginada como un apilamiento regular de tetraedros y octaedros alternados, con los vértices de los tetraedros apuntando, alternativamente, hacia arriba y hacia abajo. Las posiciones octaédricas pueden estar ocupadas por el magnesio o por el hierro ferroso, en disposición arbitraria, dando lugar a una serie completa de solución sólida entre el SiO_4Mg_2 y el SiO_4Fe_2 . Tam-

bién el manganeso puede entrar en las posiciones octaédricas de la estructura del olivino, dando lugar a una solución sólida entre el SiO_4Fe_2 y el SiO_4Mn_2 , que es la *tefroita*.

Los iones de mayor tamaño, tales como los de calcio y plomo, no sustituyen fácilmente al magnesio y hierro divalente en la estructura del olivino y los silicatos de calcio y plomo tienen una estructura diferente, con coordinación más elevada de los cationes respecto al oxígeno. Si se hace cristalizar un silicato SiO_4A_2 que contenga grandes cantidades de calcio o de plomo además de magnesio, hierro ferroso o manganeso divalente, se formará una sal doble de tipo estratificado ordenado, como la dolomita, con los cationes mayores y los menores separados en capas. Se conocen varios minerales de este tipo, como son la *monticellita* y la *lar-senita*.

Los minerales del grupo del olivino son muy importantes desde el punto de vista geológico: se sabe que constituyen un porcentaje notable de las rocas superficiales de la corteza y se cree predominan en las rocas más profundas y pesadas de la zona subvertical. Son minerales de altas temperaturas, formados en la primera fase de la solidificación de los magmas de silicatos fundidos y que, con frecuencia, son sustituidos por minerales posteriores. Son frecuentes en los meteoritos líticos y, por tanto, son probablemente importantes en todos los planetas que tengan una corteza o manto pétreo.

El mineral condrodita es típico de un grupo de silicatos afines, formados por capas con la estructura del olivino, alternando con hojas que, estructuralmente, son homólogas de la brucita $\text{Mg}(\text{OH})_2$. El flúor puede sustituir al hidróxilo en las capas de brucita coordinadas octaédricamente. Los minerales de esta clase se diferencian entre sí por las proporciones relativas de las capas de olivino y brucita y tienen por fórmula general $(\text{SiO}_4)_n\text{Mn}_{2n+1}(\text{F},\text{OH})_2$ en donde $n = 1, 2, 3$ y 4 , igual al número de capas de olivino por cada capa de brucita.

Los silicatos de zirconio, torio y uranio, tienen la fórmula SiO_4A . Estos cationes, bastante grandes entran en coordinación 8, estable, con el oxígeno y la estructura resultante puede ser imaginada como una alternancia de tetraedros y cubos distorsionados que dan lugar a una simetría tetragonal. Este es el tipo de estructura zircón, que es compartido por la *thorita* y la *coffinita*, que son, respectivamente los silicatos de torio y uranio. En ocasiones y en cantidades apreciables, puede haber sustitución iónica de los elementos raros hafnio, itrio y cerio. Es común la sustitución parcial de tetraedros SiO_4 por grupos $(\text{OH})_4$.

El grupo de los granates, con la notable uniformidad química y la estricta dependencia entre las propiedades físicas y la composición, constituye el mejor ejemplo de un grupo isoestructural. La estructura consiste en tetraedros SiO_4 independientes unidos por enlaces oxígeno-cación-oxígeno por medio de dos tipos de posiciones del catión, estructuralmente distintas. Una de estas posiciones, la A, está ocupada por iones divalentes bastante grandes y la otra, la B, por iones trivalentes más pequeños que conducen a la fórmula $(\text{SiO}_4)_3\text{A}_3\text{B}_2$. La disposición estructural

es tal, que en las familias de planos {100} y {111} hay pocos átomos y como resultado de esto, el cubo y el octaedro, que son comunes en la mayoría de los cristales cúbicos hexaquisoctaédricos, rara vez se encuentran en los cristales de granates. Dentro de este tipo de estructura, hay fácil y sustancialmente completo intercambio de magnesio, hierro ferroso y manganeso divalente en las posiciones A de los cationes. El calcio sustituye con menos facilidad a los anteriores iones en las posiciones A. En las posiciones B hay sustitución limitada con respecto al aluminio, hierro férrico y cromo.

Debido a exigencias de tamaño en la ocupación de las posiciones A de los cationes, es de esperar una división bien neta de los granates, en los que contienen calcio y los que contienen los cationes más fácilmente intercambiables, magnesio, hierro ferroso y manganeso divalente. Análogamente y debido a la sustitución limitada de los iones B, es de esperar una división de los granates en aluminicos, férricos y crómicos. Estas dos tendencias están bien marcadas y cada una de ellas ha dado lugar a una manera de clasificar los granates. La primera, propuesta por WINCHELL,¹ a base de los iones A, divide los granates en dos grupos:

<i>Piralspitas</i>		<i>Ugranditas</i>	
Piropo	MgAl	Uvarovita	CaCr
Almandino	FeAl	Grosularia	CaAl
Espesartina	MnAl	Andradita	CaFe

Esta clasificación es un excelente recurso nemotécnico para acordarse de los nombres y las fórmulas. La segunda clasificación, a base del ion B, comprende tres grupos desiguales:

<i>Granates aluminicos</i>	<i>Granates férricos</i>	<i>Granates crómicos</i>
Piropo	Andradita	Uvarovita
Almandino		
Espesartina		
Grosularia		

(OH)₄ puede sustituir, en cantidad limitada, a los grupos SiO₄ en los *hidrogranates*, tales como la hidrogrosularia y el titanio puede ocupar posiciones B simultáneamente a la sustitución del calcio por el sodio en las posiciones A, produciendo la *melanita* negra.

Los tres polimorfos del SiO₃Al₂ tienen estructuras bastante complejas en cadenas o fibrosas; en todos ellos, uno de los dos iones aluminio está sólidamente coordinados a seis oxígenos. En las sillimanitas el otro aluminio está en coordinación 4, produciendo una verdadera estructura en cadena, de tetraedros de silicio y de aluminio alternados, muy parecida a la de los piroxenos. Es muy significativo

¹ N. H. WINCHELL y A. N. WINCHELL. *Elements of optical Mineralogy*. John Wiley and Sons, New York, 1927.

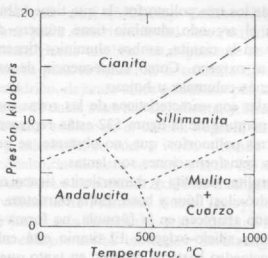


Fig. 532. Diagrama de fases del $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$. (Clark, Robertson y Birch, *Am. Jour. Sci.*, 255, 1957.)

NESOSILICATOS

Grupo de la fenaquita

Fenaquita	$(\text{SiO}_2)_3\text{Be}_2$
Willemita	$(\text{SiO}_2)_3\text{Zn}_2$

Grupo del olivino

Forsterita	$(\text{SiO}_2)_3\text{Mg}_2$
Fayalita	$(\text{SiO}_2)_3\text{Fe}_2$

Grupo de los granates

Piropo	Espeartina	Andradita
Almandino	Grosularia	Uvarovita

Grupo del zircón

Zircon	$(\text{SiO}_2)_3\text{Zr}$
--------	-----------------------------

Grupo SiO_3Al_2 *

Andalucita	$(\text{SiO}_2)_3\text{Al}^{\text{VI}}\text{Al}^{\text{VI}}\text{O}$
Sillimanita	$(\text{SiO}_2)_3\text{Al}^{\text{IV}}\text{Al}^{\text{IV}}\text{O}$
Cianita	$(\text{SiO}_2)_3\text{Al}^{\text{IV}}\text{Al}^{\text{IV}}\text{O}$
Topacio	$(\text{SiO}_2)_3\text{Al}_2(\text{FOH})_2$
Estaurolita	$(\text{SiO}_2)_3\text{Fe}_2\text{Al}_2\text{O}_2(\text{OH})$

Grupo de la condrodita

Condrodita	$(\text{SiO}_2)_3\text{CaB}(\text{OH.F})_2$
Datolita	$(\text{SiO}_2)_3\text{CaB}$
Esfena	$(\text{SiO}_2)_3\text{CaTiO}$
Dumortierita	$(\text{SiO}_2)_3(\text{Al.Fe})_2\text{O}_3(\text{BO}_3)$

* Los números entre corchetes corresponden al número de coordinación del ion aluminio

que la sillimanita es, de los tres polimorfos, la que tiene hábito más fibroso y acicular. En la andalucita el segundo aluminio tiene número de coordinación 5 con respecto al oxígeno y en la cianita, ambos aluminios tienen número de coordinación 6 con respecto al oxígeno. Como consecuencia de esto, la andalucita y la cianita tienen hábito más columnar u hojoso.

Estos tres minerales son característicos de las rocas metamórficas: en el diagrama de presión-temperatura de la figura 532 están representadas las relaciones de estabilidad entre los tres polimorfos, que, no obstante, se presentan en una misma roca debido a que las transformaciones son lentas.

El topacio, estaulolita, datolita y dumortierita tienen estructuras complicadas por la presencia de hidróxilos, flúor y boro. En la estructura de la esfena SiO_3CaTi , uno de los oxígenos que aparecen en la fórmula, no forma parte de los grupos tetraédricos independientes silicio-oxígeno. El titanio está enlazado a seis oxígenos en los vértices de un octaedro bastante regular, en tanto que los iones calcio tienen el poco frecuente número de coordinación siete con respecto al oxígeno.

Fenaquita— $(\text{SiO}_4)\text{Be}_2$

Cristalografía. Hexagonal-*R*; romboédrico. Los cristales son, generalmente, de forma romboédrica. Pueden hallarse también prismas cortos. Con desarrollo complejo.

Propiedades físicas. Exfoliación prismática imperfecta $\{11\bar{2}0\}$. **H.** = 7 1/2-8. **G.** 2.97-3. Brillo vítreo. Incoloro, blanco. Transparente a translúcido.

Composición. Silicato de berilio, $(\text{SiO}_4)\text{Be}_2$. BeO = 45,6 %; SiO_2 = 54,4 %.

Ensayos. Infusible e insoluble. Fundido con carbonato sódico forma un esmalte blanco.

Diagnóstico. Se caracteriza por la forma de sus cristales y gran dureza.

Yacimiento. La fenaquita es un mineral raro que se halla en las vetas pegmatíticas asociado con el topacio, crisoberilo, berilo, apatito. En las minas de esmeraldas de los Urales, U.R.S.S., se han hallado bellos cristales; también en Minas Geraes, Brasil. En los Estados Unidos, en Monte Antero, Colorado.

Empleo. En algunas ocasiones, como gema.

Etimología. De la palabra griega que significa *impostor*, por confundirse con el cuarzo.

WILLEMITE— $(\text{SiO}_4)\text{Zn}_2$

Cristalografía. Hexagonal-*R*; romboédrico. En prismas hexagonales con terminaciones romboédricas. Generalmente, macizo a granular. Rara vez en cristales.

Propiedades físicas. Exfoliación basal $\{0001\}$. **H.** = 5 1/2. **G.** = 3,9-4,2. Brillo vítreo a resinoso. Color amarillo verdoso, rojo rosado y castaño, siendo blanco cuando es puro. Transparente a translúcido. Gran parte de la willemite de Franklin, Nueva Jersey, es fluorescente.

Composición. Silicato de zinc, $(\text{SiO}_4)\text{Zn}_2$. $\text{ZnO} = 73\%$; $\text{SiO}_2 \cong 27\%$. El manganeso reemplaza una parte considerable del zinc (variedad manganífera denominada *troostita*); el hierro puede también estar presente en pequeñas cantidades.

Ensayos. La willemita pura es infusible, la troostita difícilmente fusible ($4\frac{1}{2}$ -5). Soluble en ácido clorhídrico, dejando sílice gelatinosa por la evaporación. Aureola de óxido de zinc (que es de color amarillo en caliente, y blanco cuando frío) cuando se calienta con carbonato sódico en el carbón vegetal; la aureola, humedecida con nitrato de cobalto y calentado, se vuelve verde. Cuando se calienta en carbón vegetal con nitrato de cobalto, la muestra se vuelve azul. La troostita dará un color violeta rojiza a la perla de bórax en la llama oxidante (manganeso).

Diagnóstico. La willemita de Franklin, Nueva Jersey, se reconoce por su paragénesis, pues aparece junto a la franklinita y la zincita. Otros ejemplares deben ser identificados por los ensayos arriba indicados. Se distingue de la hemimorfita por la ausencia de agua.

Yacimiento. La willemita se halla en las calizas cristalinas y puede ser el resultado de metamorfismo de hemimorfita o smithsonita tempranas. También se halla como mineral secundario en la zona de oxidación de los yacimientos de zinc.

En Altenberg, cerca de Moresnet, Bélgica; Argel, Congo Francés, Rhodesia del Norte, África Sudoriental y Groenlandia. Los yacimientos más importantes en los Estados Unidos están en la localidad de Franklin, Nueva Jersey, donde la willemita aparece asociada a la franklinita y zincita y como granos incrustados en la calcita. Se ha hallado también en Merrit Mine, Nueva México.

Empleo. Una mena de zinc de gran valor.

Etimología. En honor del rey de Holanda, William I.

OLIVINO— $\text{SiO}_4(\text{Mg},\text{Fe})_2$

Crisolita. Peridot

Cristalografía. Rómbico; bipiramidal. Los cristales son generalmente una combinación de los tres prismas, los tres pinacoides y la bipirámide. Generalmente aplastados paralelamente según uno de los pinacoides, segundo o primero. En granos incrustados o en masas granudas.

Propiedades físicas. Fractura concoidea. **H.** = $6\frac{1}{2}$ -7. **G.** = 3,27-3,37, incrementándose con el aumento del contenido de hierro (véase fig. 533). Brillo vítreo. Color verde oliva a grisáceo, pardo. Transparente a translúcido.

Composición. Silicato de magnesio y hierro, $(\text{SiO}_4)(\text{Mg},\text{Fe})_2$. Existe una serie completa isomorfa, que va desde la *forsterita*, $(\text{SiO}_4)\text{Mg}_2$, hasta la *fayalita*, SiO_4Fe_2 . Los olivinos más comunes son más ricos en magnesio que en hierro.

Ensayos. Infusible. Soluble lentamente en ácido clorhídrico y con producción de sílice gelatinosa al evaporar. La solución da las reacciones del hierro y magnesio.

Diagnóstico. Se distingue generalmente por su color vítreo, fractura concoidea, color verde y naturaleza granular.

Yacimiento. El olivino es un mineral de roca bastante común, variando su importancia de tal forma que puede ser constituyente, accesorio o principal de la

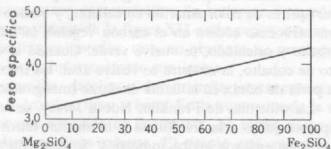


Fig. 533. Peso específico del olivino.

roca. Se encuentra principalmente en las rocas ígneas ferromagnesianas de color oscuro tales como el gabro, peridotita y el basalto. La roca conocida con el nombre de dunita está formada casi en su totalidad por olivino. También en granos vítreos en los meteoritos. En algunas ocasiones, en calizas dolomíticas cristalinas. Asociado a los piroxenos, plagioclasas cálcicas, magnetita, corindón, cromita, serpentina.

La variedad verde transparente se conoce con el nombre de peridoto. Se empleó en tiempos antiguos como gema, en Oriente, pero las localidades exactas de estas gemas se desconoce. Actualmente, el peridoto se obtiene de la isla de San Juan en el Mar Rojo, y en granos redondos, asociado con el granate pirope, en las arenas de Arizona y Nueva México.

Cristales de olivino se hallan en las lavas del Vesubio. Grandes cristales, alterados en serpentina, proceden de Sharum, Noruega. El olivino aparece en masas granudas en las rocas volcánicas del distrito de Eifel, Alemania, y en Arizona. Dunitas se encuentran en la montaña Dun, Nueva Zelanda, y en los depósitos de corindón de Carolina del Norte. En las lavas y basaltos de la provincia de Gerona, España.

Alteración. Muy fácilmente alterable, pasa a serpentina y menos comúnmente a *iddingsita*. Como resultado de la alteración pueden formarse al mismo tiempo óxidos de hierro y magnetita.

Empleo. La variedad verde claro, peridoto, se ha empleado como gema.

Etimología. Olivino deriva del color *verde oliva* del mineral, y es el término que generalmente se da a esta especie cuando se habla como mineral de roca. *Peridoto* es el nombre antiguo con que se designó este mineral.

Especies similares. Otros miembros raros del grupo del olivino son los siguientes: *monticelita*, SiO₄CaMg; *tefroíta*, SiO₄Mn₂; *larsenita*, SiO₄PbZn.

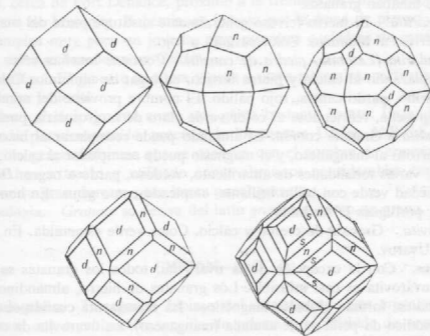
GRUPO DE LOS GRANATES

El grupo de los granates incluye una serie de subespecies que cristalizan en la clase hexaquisoctaédrica del sistema cúbico, y tiene hábito similar. Todos ellos corresponden a la misma fórmula general, aunque los elementos químicos presentes pueden diferir mucho. (Véase pág. 398.)

Cristalografía. Cúbico; hexaquisoctaédrico. Formas comunes: dodecaedros (fig. 534) y trapezoedros (fig. 535) muchas veces combinados (figs. 536 y 537). En algunas ocasiones se observan hexaquisoctaedros (fig. 538). Son raras las demás formas. Generalmente bien cristalizados; también en granos redondos; macizo granular, grueso o fino.

Propiedades físicas. **H.** = $6\frac{1}{2}$ - $7\frac{1}{2}$. **G.** = 3,5-4,3, variando con la composición; comúnmente rojo, también castaño, amarillo, blanco, verde, negro. Raya blanca. Transparente a translúcido.

Composición. Los granates son silicatos que responden a la fórmula general



Figs. 534, 535 536, 537 y 538. Granate.

$(\text{SiO}_4)_3\text{A}_3\text{B}_2$. A puede ser calcio, magnesio, hierro ferroso o manganeso; B puede ser aluminio, hierro férrico, titanio o cromo. A continuación se dan las fórmulas de las principales subespecies, así como el peso específico para el compuesto puro; muchas de ellas, sin embargo, tienen composición intermedia.

Piropo. En parte, granate precioso. El calcio y el hierro generalmente presentes. Color rojo oscuro a casi negro. Transparente, empleándose en este caso

<i>Subespecies</i>	<i>Composición</i>	<i>Peso específico</i>
Piropo	$(\text{SiO}_4)_2\text{Al}_2\text{Mg}_5$	3,51 ±
Almandino	$(\text{SiO}_4)_2\text{Al}_2\text{Fe}_3$	4,25 ±
Espessartita	$(\text{SiO}_4)_2\text{Al}_2\text{Mn}_3$	4,18 ±
Glossularita	$(\text{SiO}_4)_2\text{Al}_2\text{Ca}_3$	3,53 ±
Andradita	$(\text{SiO}_4)_2\text{Fe}_2\text{Ca}_3$	3,75 ±
Uvarovita	$(\text{SiO}_4)_2\text{Cr}_2\text{Ca}_3$	3,77 ±

como gema. El nombre deriva del griego y significa *como el fuego*. *Rodolita* es el nombre correspondiente al granate púrpura o rosa rojo pálido, correspondiente químicamente a dos partes de piropo y una de almandino.

Almandino. En parte, granate precioso; en parte, granate común. El hierro férrico puede reemplazar al aluminio y el magnesio al hierro ferroso. Hermoso color rojo oscuro, transparente, en los granates preciosos; rojo castaño translúcido, en los granates comunes. El nombre se deriva de Alabanda, donde en tiempos antiguos se tallaban granates.

Espessartita. El hierro ferroso generalmente sustituye parte del manganeso y el hierro férrico al aluminio. Color castaño a rojo.

Glossularita (Essonita, piedra de canela). Contiene muchas veces hierro ferroso reemplazando al calcio y hierro férrico, en lugar de aluminio. Color blanco, verde, amarillo, pardo canela, rojo pálido. El nombre proviene del nombre científico de la grosella, refiriéndose al color verde claro de la grosularia pura.

Andradita. Granate común. El aluminio puede reemplazar al hierro férrico; el hierro ferroso al manganeso, y el magnesio puede reemplazar al calcio. En cuanto al color, varias tonalidades de amarillento, verdoso, pardo a negro. *Demantoide* es una variedad verde con brillo brillante, empleado como gema. En honor del mineralogista portugués D'Andrada.

Uvarovita. Granate de cromo y calcio. Color verde esmeralda. En honor del Conde de Uvarov.

Ensayos. Con la excepción de la uvarovita, todos los granates se funden a 3-3 1/2; la uvarovita es casi infusible. Los granates de hierro, almandino y andradita, al fundirse forman glóbulos magnéticos. La espessartita cuando se funde con carbonato sódico da perla verde azulada (manganeso). La uvarovita da color verde a la perla de sal fósforo (cromo). La andradita es difícilmente soluble en el ácido clorhídrico y gelatiniza imperfectamente al evaporar. Los demás granates son prácticamente insolubles en los ácidos. Todos ellos, con la excepción de la uvarovita, pueden disolverse en ácido clorhídrico después de una sencilla fusión y las soluciones producen gelatina al evaporar.

Diagnóstico. Los granates se reconocen generalmente por los cristales cúbicos característicos, dureza y color. Puede ser necesario realizar algún análisis químico para distinguirlos con seguridad entre ellos, pero el peso específico y el índice de refracción conjuntamente, son suficientes en general.

Yacimiento. El granate es un mineral común muy extendido; aparece como constituyente accesorio de las rocas metamórficas y en ciertas ígneas. Su yacimiento más característico es en los esquistos micáceos, esquistos de hornblenda y gneis. En las vetas de pegmatita, más rara vez en las rocas graníticas. La grossularita se halla, principalmente, como un producto del metamorfismo de contacto regional en calizas cristalinas. El almandino es especialmente característico de los esquistos micáceos. El piropro se encuentra a menudo en las peridotitas y en las serpentinas que derivan de ellas. La espessartita en rocas ígneas, riolitas. La melanita, la variedad negra de la andradita, principalmente en ciertas rocas ígneas. La uvarovita, en la serpentina asociada a la cromita. El granate frecuentemente en forma de granos redondos, en las arenas de los ríos y del mar.

El almandino, en calidad gema, se halla en el norte de la India, Ceilán, Brasil. Los buenos cristales finos, aunque en su mayor parte demasiado opacos para ser tallados, se encuentran en los esquistos micáceos en el río Stikine, Alaska. El piropro gema se encuentra asociado con granos claros de olivino (peridoto), en arenas superficiales, cerca de Fort Defiance, próximo a la frontera de Utah-Arizona. Una localidad cerca de Meronitz, Bohemia, es famosa por la gema de piropro. La grossularita se emplea muy poco en joyería, pero essonitas o piedras de canela de buen tamaño y color se benefician en Ceilán.

Alteración. El granate se altera y pasa a otros minerales, particularmente talco, serpentina y clorita.

Empleo. Principalmente como una gema bastante barata. La andradita verde, conocida por *demantoide*, procede de los montes Urales, U.R.S.S., donde se han obtenido gemas finísimas que se conocen con el nombre de *esmeraldas de los Urales*. Se han extraído y utilizado como abrasivos considerables cantidades de granate por su gran dureza; para hacer papel granate.

Etimología. *Granate* se deriva del latín *granatus*, como un grano.

CIRCÓN—(SiO₄)Zr

Cristalografía. Tetragonal; bipiramidal ditetragonal. Los cristales presentan generalmente una combinación sencilla de prisma y bipirámide de segundo orden (figs. 539 y 540). Se observa también el prisma de primer orden y una bipirámide ditetragonal (fig. 541). Rara vez la base. Generalmente, en cristales; también en granos irregulares.

Propiedades físicas. H. = 7 1/2. G. = 4,68. Brillo adamantino. Color con varias tonalidades pardas; también incoloro, gris, verde, rojo. Raya incolora. Generalmente, translúcido; en algunos casos, transparente.

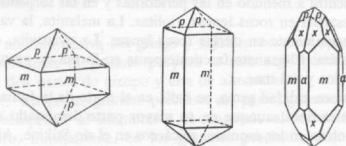
Composición. Silicato de circonio, (SiO₄)Zr. ZrO₂ = 67,2 %; SiO₂ = 32,8 %.

Ensayos. Infusible, insoluble. Un pequeño fragmento al ser calcinado intensamente fosforesce y da una luz blanca. Si el circón se funde con carbonato sódico y

el fundido se disuelve en ácido clorhídrico, la solución teñirá de anaranjado el papel de cúrcuma (circonio).

Diagnóstico. Reconocido generalmente por sus cristales característicos, color, brillo, dureza y gran peso específico.

Yacimiento. El circón es un mineral accesorio corriente en toda clase de rocas ígneas. Es especialmente frecuente en las del tipo ácido como granito, granodiorita,



Figs. 539, 540 y 541. Circón.

sienita, monzonita. Muy común en la sienita nefelínica. Es el primer silicato que cristaliza de un magma. Comúnmente en las calizas cristalinas, en gneis, etc. Frecuentemente en granos redondos en las arenas de los ríos y de las playas; muchas veces, junto al oro. El circón se encuentra en las arenas de las playas de Australia, Brasil, Florida y Galicia (Vigo).

Los circones gema se hallan en las arenas de los ríos de Matura, Ceilán, y en las gravas auríferas de los montes Urales y Australia. En grandes cristales en Madagascar. En las sienitas nefelínicas de Noruega. En los Estados Unidos, en Litchfield, Maine, y en los condados de Orange y St. Lawrence, Nueva York; en cantidades considerables en los condados de Henderson y Buncombe, Carolina del Norte. En Renfrew County, Ontario, Canadá, se han encontrado cristales de gran tamaño.

Empleo. Cuando es transparente, como una gema. Es incoloro en ciertos ejemplares, pero frecuentemente es de color castaño y rojo anaranjado, denominándose entonces jacinto. El azul no es un color natural del circón, pero se obtiene así mediante un tratamiento térmico adecuado. Las piedras incoloras, amarillas o ahumadas se denominan jargón, debido a que, aunque se parece al diamante, tienen poco valor; y de ahí el nombre de circón. Mena del óxido de circonio, un refractario. El platino, que funde a 1755°C. puede ser fundido en crisoles de óxido de circonio.

Desde 1945 y sobrepasando a todas sus otras aplicaciones se emplea el circón como fuente de circonio metálico, que al estado de pureza se usa en la construcción de reactores nucleares. Su sección recta de bajo poder de absorción para los neutrones, junto con la retención de energía a elevada temperatura y buena resistencia a la corrosión hacen que este metal sea muy adecuado para tal fin.

Especies similares. *Thorita*, $(\text{SiO}_4)\text{Th}$, es igual al circón en forma y en estructura; generalmente, hidratado y de color negro.

ANDALUCITA— $(\text{SiO}_2)_3\text{Al}_2\text{O}_3$

Cristalografía. Rómbico; bipiramidal. Generalmente en prismas cuadrados terminados por el pinacoide basal.

Propiedades físicas. $H. = 7 \frac{1}{2}$. $G. = 3,16-3,20$. Brillo vítreo. Color rojo de carne, castaño rojizo, verde oliva. La variedad *quiasitolita* tiene inclusiones carbonosas de color oscuro, dispuestas de una forma regular y formando un diseño



Fig. 542. Secciones transversales sucesivas de un cristal de quiasitolita.

cruciforme (fig. 542). Transparente a translúcido. En algunos casos, fuertemente dicroico: verde en una dirección y rojo en la otra.

Composición. Silicato aluminico, $(\text{SiO}_2)_3\text{Al}_2\text{O}_3$. $\text{AlO} = 63,2 \%$; $\text{SiO}_2 = 36,8 \%$.

Ensayos. Infusible. Insoluble. El polvo fino, mezclado con nitrato de cobalto y calcinado intensamente, se vuelve azul (aluminio).

Diagnóstico. Se caracteriza por el prisma casi cuadrado, dureza e infusibilidad. La quiasitolita se reconoce rápidamente por las inclusiones dispuestas simétricamente.

Alteración. Pseudomorfo de muscovita de grano fino (sericita).

Yacimiento. La andalucita se forma por el metamorfismo de esquistos y pizarras aluminicas. Puede ser el resultado de metamorfismos regional o de contacto, especialmente en relación con las intrusiones graníticas. Existen localidades importantes en Andalucía (serranía de Ronda), España; el Tirol austriaco; en las arenas de Minas Geraes, Brasil. Cristales de quiasitolita se encuentran en Bimbowrie, Australia meridional. En los Estados Unidos, en la White Mountains, cerca de Laws, California; Standish, Maine; Delaware County, Pennsylvania, Quiasitolita, en Westford, Lancaster, y Sterling, Massachusetts.

Empleo. La andalucita se ha explotado en las minas de California para la fabricación de bujías de motor y otras porcelanas de naturaleza refractaria. Limpia y transparente como gema.

Etimología. De Andalucía, provincia española.

SILLIMANITA— $(\text{SiO}_2)_3\text{Al}_2\text{O}_3$ *Fibrolita*

Cristalografía. Rómbico; bipiramidal. En cristales largos y aplastados sin terminaciones distintas; en grupos paralelos; frecuentemente fibrosos.

Propiedades físicas. Exfoliación pinacoidal perfecta {010}. **H.** = 6-7. **G.** = 3,23. Brillo vítreo. Color pardo, verde pálido, blanco. Transparente a translúcido.

Composición. Silicato de aluminio, como la andalucita, $(\text{SiO}_4)\text{AlAlO}$
 $\text{Al}_2\text{O}_3 = 63,2 \%$; $\text{SiO}_2 = 36,8 \%$.

Ensayos. Infusible. Insoluble. El mineral en polvo fino se vuelve de color azul cuando se calienta con solución de nitrato de cobalto.

Diagnóstico. Se caracteriza por los cristales aplastados, con sólo una dirección de exfoliación.

Yacimiento. La sillimanita es un mineral relativamente escaso. En los gneis y esquistos, muy metamórficos rara vez como minerales de metamorfismo de contacto asociado al corindón. Son importantes las localidades siguientes: Maldau, Bohemia; Fassa, Tirol austriaco; Bodenmais, Baviera; Friburgo, Sajonia; en las arenas diamantíferas de Minas Geraes del Brasil. En los Estados Unidos en Worcester, Massachusetts; en Norwich y Willamantic, Connecticut; Nueva Hampshire. En la sierra de Guadarrama y en Somosierra, España.

Etimología. En honor de Benjamín Silliman (1779-1864), profesor de química de la Universidad de Yale.

CIANITA— $(\text{SiO}_4)\text{AlAlO}$

Distena

Cristalografía. Triclinico; pinacoidal. Generalmente en cristales tabulares, largos, rara vez terminados. En agregados hojosos.

Propiedades físicas. Exfoliación pinacoidal perfecta {100}. **H.** = 5, paralelo a la longitud de los cristales, 7 en los ángulos rectos a esta dirección. **G.** = 3,56-3,66. Brillo vítreo a perlado. Color generalmente azul, con tonalidades oscuras en el centro del cristal. En ciertos casos, blanco, gris o verde. Con coloración irregular.

Composición. Silicato aluminico, como la andalucita y la sillimanita, $(\text{SiO}_4)\text{AlAlO}$. $\text{Al}_2\text{O}_3 = 63,2 \%$; $\text{SiO}_2 = 36,8 \%$.

Ensayos. Infusible, insoluble. Un fragmento humedecido con una solución de nitrato de cobalto y calcinado, toma color azul.

Diagnóstico. Caracterizado por los cristales hojosos. buena exfoliación, color azul y el hecho de que es más blando que el acero en la dirección paralela al alargamiento de los cristales, pero más duro que él en la dirección normal a aquél.

Yacimiento. La cianita es un mineral accesorio en gneis y esquistos micáceos, asociado con granate, estauroлита y corindón. Localidades importantes: St. Gothard, Suiza; el Tirol austriaco; Pontivy, Morbihan, Francia. En los Estados Unidos, en Chesterfield, Massachusetts; Litchfield, Connecticut; Gaston, Lincoln y Yancey, Carolina del Norte; norte de Georgia. El Cardoso, Somosierra, sierra Morena, en España.

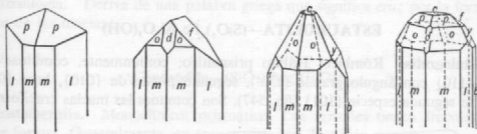
Empleo. La cianita de Carolina del Norte y Georgia se emplea en la fabricación de bujías de encendido y otras porcelanas refractarias.

Etimología. Deriva de una palabra griega que significa *azul*.

Especies similares. *Mullita*, $\text{Si}_2\text{O}_3\text{Al}_6$, es un mineral raro; pero muy común en los esmaltes artificiales, y se forma cuando la cianita, andalucita o sillimanita se calientan a temperaturas muy altas.

TOPACIO— $(\text{SiO}_4)_2\text{Al}_2(\text{FOH})_2$

Cristalografía. Rómbico; bipiramidal. En cristales prismáticos terminados en bipirámides, prismas de primero y segundo órdenes y pinacoide básico (figs. 543-545). Con frecuencia, muy modificados (fig. 546). Las caras del prisma vertical



Figs. 543, 544, 545 y 546. Topacio.

están frecuentemente estriadas. En cristales, pero también en masas cristalinas; granudo basto o fino.

Estructura. Semejante a la distena.

Propiedades físicas. Exfoliación basal perfecta $\{001\}$. **H.** = 8 (muy grande). **G.** = 3,4-3,6. Brillo vítreo. Incoloro, amarillo rayado, amarillo de vino, rosa, azulado, verdoso. Transparente a translúcido.

Composición. Un fluosilicato aluminico, $(\text{SiO}_4)_2\text{Al}_2(\text{F,OH})_2$.

Ensayos. Infusible. Insoluble. En el tubo cerrado con bisulfato potásico da la reacción del flúor. Con solución de nitrato de cobalto el mineral pulverizado toma color azul al ser calentado (aluminio).

Diagnóstico. Se reconoce, principalmente, por sus cristales, exfoliación basal, dureza (8) y gran peso específico.

Yacimiento. El topacio es un mineral formado por la acción de los vapores con flúor emanado en los últimos estadios de la solidificación de las rocas ígneas. En cavidades de las lavas riolíticas y granitos; es un mineral característico de las vetas de pegmatita, especialmente las que contienen estaño. Asociado a la turmalina, casiterita, apatito, fluorita; también con berilo, cuarzo, mica y feldespato. También en las arenas de las playas.

Localidades notables son, entre otras, en la U.R.S.S., el distrito Nerchinsk de Siberia, con cristales grandes de color amarillo de vino, y en Mursinsk, Urales, cristales de color azul pálido; en Sajonia, en localidades productoras de estaño; en las Minas Geraes del Brasil; provincias de Omi y Mino, Japón; San Luis de Po-

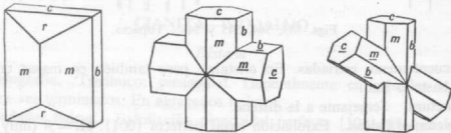
tosí, Méjico. En los Estados Unidos, en Pikes Peak, cerca de Florissant y Nathrop, Colorado; Thomas Range, Utah; Streeter, Texas; San Diego County, California; Stoneham y Topsham, Maine; Amelia, Virginia; Jefferson, Carolina del Sur.

Empleo. Como gema. Cierta número de piedras de calidad inferior a ella se denominan también topacios o *topacios orientales*. El color de las gemas varía, pudiendo ser: incoloras, amarillo de vino; pardo dorado, azul pálido y rosa. El color rosa es generalmente artificial, producido por calentamiento lento de las gemas amarillo oscuro.

Etimología. Deriva de Topazion, isla del mar Rojo; probablemente este nombre se empleó para designar otras especies.

ESTAUROLITA— $(\text{SiO}_4)_4\text{Fe}_2\text{Al}_3\text{O}_7(\text{OH})$

Cristalografía. Rómbico. Hábito prismático; comúnmente, combinación de prisma $\{110\}$ con ángulo grande (130°), segundo pinaco de $\{010\}$, base $\{001\}$ y prisma de segunda especie $\{101\}$ (fig. 547). Son comunes las maclas cruciformes de



Figs. 547, 548 y 549. Estaurolita.

dos tipos: 1) según $\{032\}$, en la cual los dos individuos están cruzados a casi 90° (fig. 548); 2) según $\{232\}$, en cuyo caso se cruzan a casi 60° (fig. 549). En ciertos casos, ambos tipos de macla combinados. Generalmente, en cristales; rara vez en masa.

Propiedades físicas. **H.** = $7-7\frac{1}{2}$. **G.** = 3,65-3,75. Brillo resinoso a vítreo, para el mineral puro y fresco; mate a terroso cuando está alterado o es impuro. Color castaño rojizo a negro castaño. Translúcido.

Composición. Silicato aluminico de hierro $(\text{SiO}_4)_4\text{Fe}_2\text{Al}_3\text{O}_7(\text{OH})$. Los porcentajes de óxido son los siguientes: FeO = 15,8; Al_2O_3 = 55,9; SiO_2 = 26,3; H_2O = 2,0.

Ensayos. Infusible. Insoluble. Sometido a una calcinación intensa en tubo cerrado desprende un poco de agua. Muy impuro.

Diagnóstico. Se reconoce por sus cristales y maclas característicos. De la andalucita se distingue por los prismas obtusos.

Yacimiento. La estaurolita es un mineral accesorio de los esquistos cristali-

nos y en algunos gneis. Asociado al granate, cianita, turmalina. Epitaxias sobre cianita. En algunas localidades incluye impurezas carbonosas.

Son localidades importantes entre otras las siguientes: Monte Campione, Suiza; Goldenstein, Moravia; Aschaffenburg, Baviera; en grandes cristales maclados en Inglaterra y Escocia. En los Estados Unidos, en Windham, Maine; Franconia y Lisbon, Nueva Hampshire; Chesterfield, Massachusetts; Macon, Madison y Clay, Carolina del Norte; Fannin County, Georgia; Ducktown, Tennessee; también en Virginia, Nueva México y Montana.

Empleo. A veces, el mineral transparente que procede del Brasil se talla como una gema.

Etimología. Deriva de una palabra griega que significa *cruz* por la forma cruziforme de las maclas.

Condrodita— $(\text{SiO}_3)_2\text{Mg}_2(\text{F,OH})_2$

Cristalografía. Monoclínico; prismático. Los cristales tienen frecuentemente muchas formas. Generalmente, en granos aislados. También macizo.

Propiedades físicas. **H.** = 6-6 1/2. **G.** = 3,1-3,2. Brillo vítreo a resinoso. Color amarillo claro a rojo. Translúcido.

Composición. Un fluosilicato magnésico $(\text{SiO}_3)_2\text{Mg}_2(\text{F,OH})_2$. El hidroxilo reemplaza al fluor y el hierro sustituye al magnesio. La condrodita es el término más común del grupo de la *condrodita*. Las especies correspondientes a este grupo son las siguientes:

Norbergita	$(\text{SiO}_3)_2\text{Mg}_2(\text{F,OH})_2$
Condrodita	$(\text{SiO}_3)_2\text{Mg}_2(\text{F,OH})_2$
Humita	$(\text{SiO}_3)_2\text{Mg}_2(\text{F,OH})_2$
Clinohumita	$(\text{SiO}_3)_2\text{Mg}_2(\text{F,OH})_2$

Ensayos. Infusible. Fundido con bisulfato potásico en tubo cerrado da la reacción del flúor. Desprende agua en tubo cerrado. Gelatiniza con los ácidos.

Diagnóstico. Se caracteriza por el color amarillo a rojo claro y su paragénesis con los minerales en la caliza cristalina. Los miembros del grupo de la condrodita no pueden distinguirse sin ensayos ópticos.

Yacimiento. La condrodita aparece comúnmente en las calizas dolomíticas metamórficas de la edad arcaica. Es muy característica su paragénesis: flogopita, espinela, pirrotina y grafito.

Existen yacimientos importantes en monte Somma, Italia; Paragas, Finlandia; Kafveltorp, Suecia. En los Estados Unidos se halla abundante en los depósitos de magnetita de Tilly Foster, cerca de Brewster, Nueva York.

Etimología. Condrodita procede de una palabra griega que significa *grano*, por aparecer en granos aislados. Humita, en honor de sir Abraham Hume.

DATOLITA— $\text{Si}_4\text{CaB}(\text{OH})$

Cristalografía. Monoclínico; prismático. Los cristales son, generalmente, casi equidimensionales en las tres direcciones cristalográficas; son complejos (fig. 550). Generalmente en cristales. También granudo grueso a fino. Compacto, macizo.

Propiedades físicas. *H.* = 5-5 1/2. *G.* = 2,8-3,0. Brillo vítreo. Incoloro, blanco, con un tinte grisáceo tenue. Transparente a translúcido.

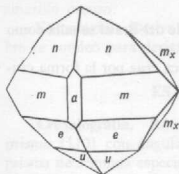


Fig. 550. Datolita.

Composición. Un silicato básico de calcio y boro. $\text{Si}_4\text{CaB}(\text{OH})$. $\text{CaO} = 35\%$; $\text{B}_2\text{O}_3 = 21,8\%$; $\text{SiO}_2 = 37,6\%$; $\text{H}_2\text{O} = 5,6\%$.

Ensayos. Funde a 2-2 1/2 formando un vidrio claro; colorea la llama de verde (boro). Soluble en ácido clorhídrico; sílice gelatinosa al evaporar. Da un poco de agua en el tubo cerrado.

Diagnóstico. Se caracteriza por el brillo vítreo, color verde pálido, y sus cristales con muchas caras generalmente con desarrollo irregular. Se distingue del cuarzo por su fácil fusibilidad y por la llama del

boro. La datolita en masa es difícil de reconocer, siendo necesarios para su identificación el soplete y los ensayos químicos.

Yacimiento. La datolita es mineral de origen secundario, se halla en las cavidades de las lavas basálticas y rocas similares. Asociado a las zeolitas, prehnita, apofilita, calcita. Son localidades importantes Andreasberg, montes del Harz; en Italia, cerca de Bolonia; en los Alpes Seiser y Theiso, Trentino; Arendal, Noruega. En los Estados Unidos, con los melafiros de Massachusetts, Connecticut y Nueva Jersey, particularmente en Westfield, Massachusetts y Bergen Hill, Nueva Jersey. Asociado a los depósitos de cobre del lago Superior.

Etimología. Deriva de una palabra griega que significa *dividir*, por el carácter granudo de la variedad maciza.

ESFENA— $(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{CaTiO}$

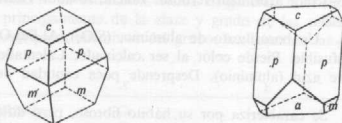
Titanita

Cristalografía. Monoclínico. Cristales de hábito variado. Plano basal importante, profundamente inclinado y que, en combinación con un prisma vertical corto y un prisma de cuarta especie, da al cristal una forma parecida a la cuña (figs. 551 y 552). Generalmente, bien cristalizado o laminar.

Propiedades físicas. Exfoliación prismática $\{110\}$. Puede presentarse la fractura según $\{221\}$. *H.* = 5-5 1/2. *G.* = 3,4-3,55. Brillo resinoso a adamantino. Color gris, pardo, verde, amarillo, negro. Transparente a translúcido.

Composición. Titanosilicato cálcico, $(\text{SiO}_4)\text{CaTiO}$. $\text{CaO} = 28,6 \%$; $\text{TiO}_2 = 40,8 \%$; $\text{SiO}_2 = 30,6 \%$. El hierro se encuentra generalmente en pequeñas cantidades.

Ensayos. Funde a 4 con ligera intumescencia formando una masa oscura. Ligeramente atacado por el ácido clorhídrico. Da una perla violeta con sal de



Figs. 551 y 552. Efsena.

fósforo en la llama reductora. Fundido con carbonato sódico y disuelto en ácido sulfúrico, la solución se vuelve de un color que va del amarillo al ámbar cuando se le añade peróxido de hidrógeno (titanio).

Diagnóstico. Caracteriza por la forma de sus cristales parecida a una cuña y por el brillo intenso. Su dureza es menor que la de la estauroлита y mayor que la de la blenda. Es distintiva la reacción del titanio.

Yacimiento. La esfena es un mineral accesorio bastante común en las rocas ígneas, hallándose en pequeños cristales en los granitos, granodioritas, dioritas, sienitas y sienitas nefelínicas. También en cristales de tamaño considerable incrustados en las rocas metamórficas, esquistos cloríticos y calizas cristalinas. Corrientemente está asociado a la clorita, aunque también lo está con menas de hierro, piroxeno, anfíbol, circón, apatito, feldespató y cuarzo.

La localidad más notable por su yacimiento es la península de Kola, U.R.S.S., donde se halla asociado al apatito y nefelinas en conexión con una gran intrusión de sienita nefelínica. Se beneficia en dicho lugar como agregado granudo. En cristales, se encuentra en Tavetsch, Binnental y St. Gothard, Suiza; Zillertal, Tirol; Ala, Piamonte; Vesubio; Arendal, Noruega. En los Estados Unidos, en Diana, Rossie, Fine, Pitcairn, Edenville y Brewster, Nueva York; Riverside, California. También en diversos lugares de Ontario y Quebec, Canadá. En España, buenos cristales en Olot y Morón.

Empleo. Como una fuente de titanio, empleándose como pigmento en pintura.

Etimología. Efsena proviene de una palabra griega que significa *cuña*, por el desarrollo característico de sus cristales.

Especies similares. *Benitoita*, es un silicato azul de titanio y calcio asociado a la neptunita en San Benito, California. *Astrofilita*, *enigmatita*, *lamprofilita*, *ramsayita* y *fersmannita*, son silicatos de titanio poco frecuentes que se hallan asociados a las rocas alcalinas.

Dumortierita— $(\text{SiO}_4)_3(\text{Al,Fe})_2\text{O}_3\text{BO}_3$

Cristalografía. Rómbico. Rara vez en cristales distintos. Generalmente, en agregados fibrosos a columnares, frecuentemente radiales.

Propiedades físicas. Exfoliación pinacoidal mala $\{100\}$. **H.** = 7. **G.** = 3,26-3,36. Brillo vítreo. Color azul, azul verdoso, violeta, rosado. Transparente a translúcido.

Composición. Un borosilicato de aluminio, $(\text{SiO}_4)_3(\text{Al,Fe})_2\text{O}_3\text{BO}_3$.

Ensayos. Infusible. Pierde color al ser calcinado. Calentado con nitrato de cobalto, se vuelve azul (aluminio). Desprende poca cantidad de agua en tubo cerrado.

Diagnóstico. Se caracteriza por su hábito fibroso, pero difícil de identificar sin ensayos ópticos.

Yacimiento. La dumortierita se halla en esquistos y gneis y, con menos frecuencia, en las vetas de pegmatita. Son importantes las localidades de Lyon, Francia; Wolfschau, Silesia; Madagascar; Río de Janeiro, Brasil; Nacozari, Méjico. En los Estados Unidos, en Dehesa, California; Oreana, Nevada; sobre todo una gran área en Rochester, Nevada, distrito minero.

Empleo. La dumortierita se beneficia en Nevada y se emplea en la fabricación de porcelana de excelente calidad.

Etimología. En honor del paleontólogo francés Eugenio Dumortier.

Sorosilicatos

Los sorosilicatos se caracterizan por la presencia de grupos tetraédricos dobles, independientes formando dos tetraedros SiO_4 que comparten un oxígeno de un solo vértice (fig. 553). La proporción silicio-oxígeno resultante de esta disposición es 2:7.

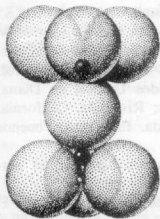
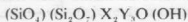


Fig. 553. Grupo Si_2O_7 .

Los sorosilicatos más importantes son los del grupo de la *epidota*. En la estructura bastante compleja de la epidota, que, como la del granate, tiene dos clases diferentes de posiciones para los cationes, hay a la vez tetraedros SiO_4 y grupos Si_2O_7 independientes. Una de las posiciones para los cationes, que llamaremos X, suele estar ocupada por iones bastante grandes y con carga débil, tales como calcio o sodio y la otra posición, que llamaremos Y, está ocupada por cationes más pequeños, con cargas más fuertes como son los de aluminio, hierro férrico, manganeso trivalente, y con menos frecuencia por manganeso divalente. Por lo tanto, la fórmula general puede ser escrita así:



Todos los miembros del grupo son isoestructurales y forman cristales monoclinicos característicamente alargados en la dirección del eje *b*. La zoisita róm-bica tiene una estructura que puede ser derivada de la de la clinozoisita, su poli-morfo monoclinico, duplicando simplemente la celdilla a lo largo del eje *a*, a modo de macla.

Como resultado de la estructura, sólida en general, la cristal-química de este grupo depende principalmente de la clase y grado de las relaciones de solución sólida. En los principales miembros del grupo, los iones de las posiciones X e Y son principalmente:

	X	Y
Clinozoisita	Ca	Al
Epidota	Ca	Al, Fe ⁺⁺⁺
Piamontita	Ca	Al, Fe ⁺⁺⁺ , Mn ⁺⁺⁺
Allanita	Ca, Ce, La, Na	Al, Fe ⁺⁺⁺ , Be, Mg, Mn ⁺⁺⁺

Además X puede ser manganeso divalente, plomo o estroncio, e Y puede ser cromo, en parte. La epidota corriente contiene algo de manganeso y casi ninguno de los iones raros de la lista, y tiene una composición que puede ser representada, bastante bien por una relación sencilla entre aluminio-hierro férrico.

La idocrasa, mineral metamórfico común, tiene una composición muy análoga a la de la epidota y una estructura similar con grupos SiO₄ y Si₂O₇ independientes. El magnesio y el hierro ferroso entran en proporciones variables, sustituyéndose fácilmente.

SOROSILICATOS

Hemimorfita	(Si ₂ O ₇)Zn(OH) ₂ · H ₂ O
Lawsonita	(Si ₂ O ₇)Al ₂ Ca(OH) ₂ · H ₂ O

Grupo de la epidota

Clinozoisita	(Si ₂ O ₇)(SiO ₄)Al ₂ Ca ₂ O(OH)
Epidota	(Si ₂ O ₇)(SiO ₄)(Al · Fe)Ca ₂ Al ₂ O(OH)
Allanita	(Si ₂ O ₇)(SiO ₄)X ₂ Y ₂ O(OH)
Idocrasa	(Si ₂ O ₇)(SiO ₄) ₂ Al ₂ Ca ₁₀ (Mg · Fe) ₂ (OH) ₄
Prehnita	(Si ₂ O ₇)Al ₂ Ca ₂ (OH) ₂

HEMIMORFITA—(Si₂O₇)Zn₄(OH)₂ · H₂O*Calamina*

Cristalografía. Rómbico; piramidal. Los cristales son generalmente tabulares paralelos al segundo pinacoide. Presentan caras de prisma y en la parte superior están terminados, generalmente, por una combinación de domos y pedión, y en la parte inferior por una pirámide (fig. 554). Generalmente, en grupos de cristales.

con los individuos unidos por sus extremos inferiores (piramidal) y como formando un cristal único. Cristales con frecuencia divergentes, que dan grupos redondos con ligeros entrantes entre los diferentes cristales y forman masas en abanico. También mamilares, estalactíticos, macizos y granulares.

Propiedades físicas. Exfoliación prismática $\{110\}$. **H.** = $4 \frac{1}{2}$. **G.** = 3,4-3,5. Brillo vítreo. Color blanco, en algunos casos con tonalidades tenues de azul verdoso; también amarillo a pardo. Transparente a translúcido. Fuertemente piroeléctrico.

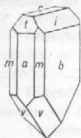


Fig. 554.
Hemimorfita.

Composición. Silicato de zinc hidratado, $(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{Zn}_4(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$. **ZnO** = 67,5 %; **SiO₂** = 25,0 %; **H₂O** = 7,5 %. Pueden hallarse presentes pequeñas cantidades de aluminio y hierro.

Ensayos. Funde con dificultad a 5. Soluble en ácido clorhídrico, deja sílice gelatinosa por evaporación. Fundido en carbón vegetal, con carbonato sódico da una aureola no volátil de óxido de zinc (que es amarilla en caliente y blanca en frío). Fundido con nitrato de cobalto en el carbón se vuelve azul. Agua en el tubo cerrado.

Diagnóstico. Se caracteriza por la agrupación de sus cristales. Se parece a la prehnita, pero de peso específico más elevado. Se distingue de la smithsonita por los agregados cristalinos.

Yacimiento. La hemimorfita es un mineral de origen secundario, que se halla en las zonas de oxidación de los depósitos de zinc, asociado con la smithsonita, blenda, cerusita, anglesita, galena. Sus yacimientos importantes están en Moresnet, Bélgica; Aquisgrán, Alemania; Carintia, Rumania; Cerdeña; Cumberland y Derbyshire, Inglaterra; Argelia; Chihuahua, Méjico. En los Estados Unidos se encuentra en Sterling Hill, Ogdensburg, Nueva Jersey; Friedensville, Pennsylvania; Wythe County, Virginia; en los depósitos de zinc del sudoeste del Missouri; Leadville, Colorado; Organ Mountains, Nueva México; Elkhorn Mountains, Montaña. En Asturias y Santander, España.

Empleo. Una mena de zinc.

Etimología. Por el carácter hemimórfico de los cristales.

Lawsonita— $(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{Al}_2\text{Ca}(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$

Cristalografía. Rómbico; generalmente en cristales tabulares o prismáticos. Frecuentemente, con maclas polisintéticas según $\{110\}$.

Propiedades físicas. Exfoliación buena según $\{010\}$ y $\{110\}$. **H.** = 8. **G.** = 3,09. Incoloro, azul pálido o gris azulado. Brillo vítreo a graso. Translúcido.

Composición. Silicato de aluminio y calcio, $(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{Al}_2\text{Ca}(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Es interesante notar que la composición de la lawsonita es la misma que la anortita, más agua.

Ensayos. Funde formando un vidrio esponjoso, pero una vez fundido, no

es posible volver a fundirlo. Sometido a calcinación intensa en tubo cerrado desprende agua.

Diagnóstico. La lawsonita se caracteriza por su gran dureza y la tendencia a desprender agua en tubo cerrado.

Yacimiento. La lawsonita se encuentra en los gneis y esquistos en granos bien formados, así como en filones en rocas metamórficas. La localidad típica es la de la península de Tiburón, bahía de San Francisco, California. La lawsonita se halla también en los esquistos en Francia y Nueva Caledonia.

Etimología. En honor del profesor Andrew Lawson, de la Universidad de California.

Especies similares. La *ilvaita*. $(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{CaFe}^{\text{Fe}}\text{O}(\text{OH})$ está relacionada con la lawsonita, teniendo una estructura similar pero no idéntica. La combinación del hierro ferroso y férrico en la ilvaita parece sea estructuralmente equivalente al aluminio en la lawsonita: $\text{Fe}^{\text{Fe}}\text{O}(\text{OH})$ en lugar de $\text{Al}_2(\text{OH})_2$.

GRUPO DE LA EPIDOTA

El grupo de la epidota está formado por diversos silicatos complejos de aluminio y calcio. Corresponden a la fórmula general $(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{SiO}_4)\text{X}_2\text{Y}_2\text{O}(\text{OH})$. Con excepción de la zoisita, relativamente rara, los minerales del grupo de la epidota son monoclinicos y tienen propiedades cristalográficas similares.

Clinozoisita— $(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{SiO}_4)\text{Al}_3\text{Ca}_2\text{O}(\text{OH})$

Cristalografía. Monoclinico; prismático. Los cristales tienen aspecto prismático paralelo al eje *b*. Estriación paralela a este eje. Columnar, granular macizo.

Propiedades físicas. **H.** = 6-6 1/2. **G.** = 3,25-3,37. Brillo vítreo. Color blanco grisáceo, verde, rosado. Transparente a translúcido.

Composición. Un silicato aluminico cálcico hidratado. La clinozoisita y la epidota forman una serie isomorfa. El manganeso está presente en la variedad rosada *thulita*.

Ensayos. Funde a 3-4 con intumescencia, formando una escoria de color claro. Desprende un poco de agua cuando es sometido a intensa calcinación en tubo cerrado. No se descompone en los ácidos, pero gelatiniza después de una simple fusión.

Diagnóstico. Caracterizado por hábito columnar e intumescencia en la fusión. Se distingue de la epidota por el color más claro.

Yacimiento. La clinozoisita se encuentra, generalmente en los esquistos cristalinos que se han formado por el metamorfismo de rocas ígneas oscuras que contenían feldespato cálcico. Comúnmente le acompaña un anfíbol. En las rocas ígneas constituye una alteración de la plagioclasa.

Etimología. Se denomina clinozoisita por ser la modificación monoclinica de la zoisita. Zoisita, en honor del barón austriaco Zois von Edelstein.

Especies similares. La zoisita (ròmbica) es dimorfa de la clinozoisita. Es similar en aspecto y paragénesis a la clinozoisita.

EPIDOTA— $(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{SiO}_3)_2(\text{Al,Fe})\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{O}(\text{OH})$

Cristalografía. Monoclinico; prismático. Los cristales son alargados según el eje *b*, con desarrollo importante de las caras de la zona {010}, lo que les da un aspecto prismático. Estriación paralela al eje *b*. Terminados generalmente sólo por un extremo del eje *b* y más corriente por las caras de un prisma de cuarto orden (figs. 555 y 556). Ciertos cristales tienen maclas según {100}. Generalmente granudo, grueso a fino; también fibroso.



Figs. 555 y 556. Epidota.

Propiedades físicas. Exfoliación perfecta según {001} e imperfecta según {100}. **H.** = 6-7. **G.** = 3,35-3,45. Brillo vítreo. El color es, generalmente, verde amarillento a verde oscuro; en algunos ejemplares, gris o negro. Transparente a translúcido. Las variedades transparentes muchas veces presentan un dichroísmo fuerte, siendo verde oscuro en una dirección y castaño en la normal a la primera.

Composición. Silicato de aluminio y hierro y calcio hidratado. La relación entre el aluminio y el hierro varía de 6:1 a 3:2.

Ensayos. Funde a 3-4 con intumescencia formando escoria negra; una vez formada esta escoria no es fusible de nuevo. Sometido a una calcinación intensa en tubo cerrado, desprende un poco de agua. Cuando ha sido previamente calcinada, gelatiniza con los ácidos.

Diagnóstico. Se caracteriza por el color verde peculiar y la exfoliación perfecta. La escoria que se forma al ser fundido y que a su vez es infusible, es un diagnóstico seguro.

Yacimiento. La epidota yace, por lo común, en las rocas metamórficas cristalinas, tales como gneis, anfíbolitas y diversos esquistos donde es el producto de la alteración de minerales tales como feldespatos, piroxenos, anfíboles, biotita. Con frecuencia, asociado a la clorita. Se forma también durante el metamorfismo de una caliza impura, y es un mineral característico de los depósitos metamórficos de contacto en la caliza.

La epidota es un mineral muy extendido. Son localidades notables por sus finos cristales Knappenwand, Untersulzbachthal, Salzburgo, Austria; Bourg d'Oisans, Isère, Francia; El Valle de Ala y Traversella, Piamonte. En los Estados Unidos lo encontramos en Haddam, Connecticut; Riverside, California. En Alaska, en la isla del Príncipe de Gales. En España es corriente: Gistain, Tibidabo, Cabrera, Almadén.

Etimología. De una palabra griega que significa *aumento*, debido a que la base del prisma vertical tiene un lado más largo que el otro.

Especies similares. La *pimontita*, similar a la epidota en estructura y composición química, contiene manganeso trivalente. Se encuentra en los esquistos cristalinos con minerales del manganeso.

Allanita

Epidota cérica. Ortitá

Cristalografía. Monoclínico; prismático. El hábito de los cristales es similar a la epidota. Comúnmente en masa y granos incrustados.

Propiedades físicas. H. = 5 1/2-6. G. = 3,5-4,2. Brillo submetálico a piceo y resinoso. Color castaño a negro de brea. Revestido con un producto de alteración castaño amarillo. Subtranslúcido; transparente en los bordes delgados. Ligeramente radiactivo.

Composición. Silicato de composición variable $(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{SiO}_2)_X\text{Y}_3\text{O}(\text{OH})$, donde X = Ca, Ce, La, Na, e Y = Al, Fe, Mn, Be, Mg.

Ensayos. Funde a 2 1/2 con intumescencia, formando un vidrio magnético negro. Gelatiniza en los ácidos si no se calcina previamente.

Diagnóstico. Caracterizado por el color negro, brillo de piceo y asociación con las rocas graníticas.

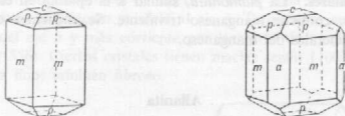
Yacimiento. La allanita es un constituyente accesorio menor en muchas rocas, tales como el granito, sienita, diorita y pegmatitas. Frecuentemente asociada a la epidota. En las calizas aparece también como un mineral de contacto. Hallado en algunas masas magnéticas.

Entre las localidades importantes se encuentran Miask, montes Urales, U.R.S.S.; Groenlandia; Falun, Ytterby y Scheppsholm, Suecia; Madagascar. En los Estados Unidos, la allanita se encuentra en Moriah, Monroe y Edenville, Nueva York; Franklin, Nueva Jersey; Amelia Court House, Virginia; Barringer Hill, Texas.

Etimología. En honor de Thomas Allan, que fue quien estudió por primera vez este mineral.

IDOCRASA— $(\text{Si}_2\text{O}_7)_2(\text{SiO}_4)_3\text{Ca}_{10}(\text{Mg,Fe})_2\text{Al}_4(\text{OH})_4$ *Vesubiana*

Cristalografía. Tetragonal; bipiramidal ditetragonal. Los cristales son de hábito prismático; con estriación vertical. Las formas más comunes son prismas de primero $\{100\}$ y segundo $\{110\}$ órdenes, bipirámide de segundo orden $\{111\}$ y base $\{001\}$ (figs. 557 y 558). Algunos cristales presentan un desarrollo más com-



Figs. 557 y 558. Idocrasa.

plejo con otras formas prismáticas bipirámides y ditetragonales. Frecuentemente cristalizado, pero son más corrientes los agregados columnares estriados. También granular, macizo.

Propiedades físicas. $H. = 6 \frac{1}{2}$. $G. = 3,35-3,45$. Brillo vítreo a resinoso. Color generalmente verde o pardo; también amarillo, azul, rojo. Subtransparente a translúcido. Raya blanca.

Composición. Esencialmente es un silicato aluminico cálcico hidratado, pero con algo de magnesio y hierro. En ciertas variedades se encuentran boro o flúor. El berilio también ha sido hallado en este mineral.

Ensayos. Funde a 3, con intumescencia, formando vidrio verdoso o castaño. Sólo ligeramente soluble en los ácidos, pero gelatiniza en el ácido clorhídrico después de simple fusión. Agua en tubo cerrado.

Diagnóstico. Son característicos de la idocrasa los prismas tetragonales y las masas columnares estriadas de color castaño.

Yacimiento. La idocrasa se halla generalmente en las calizas cristalinas como resultado del metamorfismo de contacto. Asociada a otros minerales de contacto, tales como el granate, wollastonita, diópsido y turmalina. Fue descubierta en las antiguas lavas del Vesubio y en los bloques dolomíticos de monte Somma.

Existen yacimientos importantes en Zermatt, Suiza; Ala, Piamonte; Monzoni, Trentino; Vesubio; Christiansand, Noruega; Achmatovsk, montes Urales y río Vilui, Siberia, U.R.S.S.; Morelos y Chiapas, Méjico.

En los Estados Unidos, en Auburn y Sanford, Maine; cerca de Amity, Nueva York; Franklin, Nueva Jersey. En muchos depósitos metamórficos de contacto en el oeste de los Estados Unidos. La variedad verde, compacta, parecida al jade,

se ha encontrado en los condados de Siskiyou, Fresno y Tulare, California, y se conoce con el nombre de *californita*. En Quebec, Canadá, se encuentra en Litchfield, Pontiac County; en Templeton, Ottawa County. Buenos cristales en Posets, Tibidabo, El Escorial y Buitrago (España).

Empleo. La variedad californita se emplea como piedra semipreciosa. Se ha intentado beneficiar la idocrasa con berilo, como una mena de este metal.

Etimología. De dos palabras griegas que significan *forma* y *mezcla* debido a que la forma de los cristales parecen corresponder a una combinación de minerales diferentes.

PREHNITA— $(\text{Si}_3\text{O}_{10})\text{Ca}_2\text{Al}_2(\text{OH})_2$

Cristalografía. Rómbico; rara vez en cristales distintos, comúnmente tablas según {001}. Generalmente reniforme, estalactítico y en grupos redondos de cristales tabulares.

Propiedades físicas. H. = 6-6 1/2. G. = 2.8-2.95. Brillo vítreo. Color normalmente verde claro, pasado a blanco. Translúcido.

Composición. Silicato aluminico cálcico hidratado. Porcentajes de los óxidos: CaO = 27,1; Al₂O₃ = 24,8; SiO₂ = 43,7; H₂O = 4,4. Puede reemplazar al aluminio algo de hierro.

Ensayos. Funde a 2 1/2 con intumescencia, formando un esmalte blanco. Desprende agua en tubo cerrado. El ácido clorhídrico lo ataca lentamente, pero gelatiniza después de haber fundido.

Diagnóstico. Se caracteriza por el color verde y los agregados cristalinos formando superficies reniformes. Se parece a la hemimorfita, pero es de menor peso específico y se funde más fácilmente. Su facilidad de fusión lo distinguen también del cuarzo y del berilo.

Yacimiento. La prehnita es un mineral de origen secundario que rellena cavidades en los basaltos y rocas análogas. Asociado a las zeolitas, datolita, pectolita y calcita. En los Estados Unidos, Farmington, Connecticut; Peterson y Bergen Hill, Nueva Jersey; Westfield, Massachusetts; distrito de cobre del Lake Superior. En buenos cristales en Coopersburg, Pennsylvania.

Etimología. En honor del coronel Prehn, que trajo el mineral del Cabo de Buena Esperanza.

Ciclosilicatos

Los ciclosilicatos están formados por anillos de tetraedros SiO₄ enlazados, con una relación Si:O = 1:3, existiendo tres posibles configuraciones cíclicas cerradas, como se representa en las figuras 559-561. La más sencilla es el anillo Si₃O₉, que en los minerales sólo está representada por el raro titano-silicato, la benitoita, Si₃O₉BaTi. El anillo Si₄O₁₂ se presenta, junto con triángulos BO₃ y grupos (OH), en la compleja estructura del mineral triclinico, *axinita*. Sin embar-

go, el anillo Si_6O_{18} , es el armazón básico de las estructuras del berilo y la turmalina, que son minerales corrientes e importantes.

Los anillos hexagonales Si_6O_{18} están dispuestos en la estructura del berilo, en hojas planas paralelas a $\{0001\}$. Estas hojas están unidas tan fuertemente por

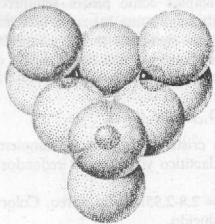


Fig. 559. Anillo Si_6O_{18} .

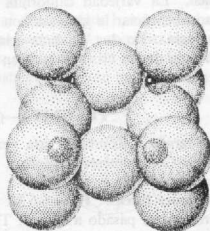


Fig. 560. Anillo Si_6O_{18} .

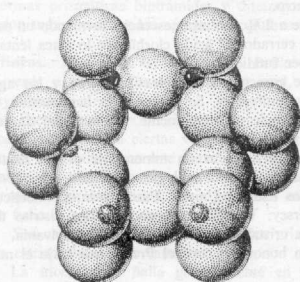


Fig. 561. Anillo Si_6O_{18} .

los pequeños iones berilio y aluminio, con su elevada densidad de carga superficial y su gran poder polarizante, que sólo existe una exfoliación muy imperfecta. La morfología cristalina del berilo, tan sencilla, es la manifestación externa de la arquitectura de los cristales, simple y sólidamente trabada. El berilo está en coordinación 4 con el oxígeno, en tanto que el aluminio, algo mayor, está en coordinación 6. Los anillos silicio-oxígeno están dispuestos de manera que no sean po-

lares, es decir, puede ser imaginado un plano de simetría que atraviese los tetraedros en el plano del anillo (fig. 561). Los enlaces entre los oxígenos y el berilio y los iones aluminio, tienen la misma fuerza total, vista en cualquier dirección según el eje c . Los anillos están superpuestos en las hojas basales de modo que se correspondan los orificios centrales, formando canales bien definidos paralelos al eje c , en los que pueden quedar retenida una amplia variedad de iones, átomos neutros y moléculas. De esta manera, el berilo alberga hidroxilos, flúor, helio atómico, agua, iones de litio, rubidio, cesio y sodio. Los átomos e iones retenidos en los canales según el eje c influyen poco en las dimensiones de la celdilla o en otras propiedades del mineral. La cordierita tiene estructura similar a la del berilo, pero forma cristales rómbicos pseudo-hexagonales en los cuales parte del aluminio entra en coordinación tetraédrica en posiciones del silicio en los anillos y par en coordinación 6.

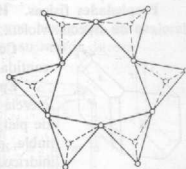


Fig. 562. Anillo Si_6O_{18} en la turmalina.

La turmalina, cuya estructura ha sido un misterio durante largo tiempo, debido a su complejidad, se ha demostrado ahora que está constituida por anillos Si_6O_{18} . Sin embargo, en la turmalina son polares los anillos, es decir, la fuerza neta de los enlaces dirigidos a una cara del anillo no es la misma que la fuerza de los enlaces dirigidos a la otra, mirando primero en una dirección y después a lo largo del eje c (fig. 562).

Esta polaridad de la unidad estructural fundamental origina el bien conocido carácter polar de los cristales de turmalina. En la estructura de la turmalina, además de los anillos Si_6O_{18} , hay triángulos independientes BO_3 y grupos (OH) . Todas estas unidades estructurales están mutuamente ligadas por enlaces iónicos por intermedio de cationes tipo X y tipo Y. Los iones tipo X pueden ser sodio o calcio y los iones tipo Y pueden ser magnesio, hierro ferroso, aluminio, hierro férrico, manganeso divalente y litio, de igual modo que en otros silicatos estudiados anteriormente. Las variedades están determinadas por las proporciones relativas de los diferentes iones X e Y y la sustitución iónica sigue el modelo usual, con amplia sustitución mutua del magnesio, hierro ferroso y manganeso divalente en las posiciones Y y del sodio y calcio en las posiciones X, acompañada de la simultánea sustitución acoplada para mantener la neutralidad eléctrica.

CICLOSILICATOS

Axinita	$(\text{Si}_2\text{O}_7)_2\text{Ca}_2(\text{FeMn})\text{Al}_2(\text{BO}_3)(\text{OH})$
<i>Grupo del berilo</i>	
Berilo	$(\text{Si}_6\text{O}_{18})\text{Be}_3\text{Al}_2$
Cordierita	$(\text{AlSi}_6\text{O}_{18})\text{Mg}_2\text{Al}_2$
Turmalina	$(\text{Si}_6\text{O}_{18})\text{XY}_2\text{Al}_2(\text{BO}_3)(\text{OH})$
Crisocola	$\text{SiO}_2\text{Cu } n\text{H}_2\text{O}$

Axinita— $(\text{Si}_4\text{O}_{12})\text{Ca}_2(\text{Fe},\text{Mn})\text{Al}_2(\text{BO}_3)(\text{OH})$

Cristalografía. Triclínico; pedial. La axinita es el único mineral que cristaliza en esta clase. Los cristales son generalmente delgados con aristas agudas; hábito variado (fig. 563). Frecuentemente en cristales y agregados cristalinos; también en masa laminar a granuda.

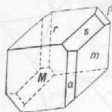
Propiedades físicas. **H.** = $6\frac{1}{2}$ -7. **G.** = 3.27-3.35. Brillo vítreo. Color pardo de clavo de especia, violeta, gris, verde, amarillo. Transparente a translúcido.

Composición. Un borosilicato aluminico hidratado con cantidades variables de calcio, manganeso y hierro férrico.

Ensayos. Funde a $2\frac{1}{2}$ -3 con intumescencia. Cuando se mezcla con fundente bórico y la mezcla se calienta en hilo de platino da llama verde (boro). Agua en tubo cerrado. Insoluble, pero cuando se ha calcinado gelatiniza con ácido clorhídrico.

Diagnóstico. Caracterizado por los cristales triclínicos con ángulos muy agudos.

Fig. 563. Axinita.



Yacimiento. La axinita aparece en cavidades en el granito y en las zonas de contacto rodeando las intrusiones graníticas. Son localidades importantes: Bourg d'Oisans, Isère, Francia; diversos puntos de Suiza; St. Just, Cornwall; Obiira, Japón. En los Estados Unidos, en Luning, Nevada y una variedad amarilla de manganeso en Franklin, Nueva Jersey.

Etimología. Deriva de una palabra griega que significa *hacha* por la forma parecida a cuñas de sus cristales.

BERILO— $(\text{Si}_6\text{O}_{18})\text{Al}_2\text{Be}_3$

Cristalografía. Hexagonal; bipiramidal dihexagonal. Hábito prismático claro. Frecuentemente estriado verticalmente y ranurado. El berilo que contiene cesio está, por lo general, aplastado según {0001}. Las formas generalmente presentes son solamente el prisma de primer orden {10 $\bar{1}$ 0} y base {0001} (fig. 564). Las formas dihexagonales son raras (fig. 565). Los cristales, generalmente, son de tamaño considerable, con caras rugosas. En Albany, Maine, un cristal de 9 metros de longitud pesó más de 25 toneladas.

Propiedades físicas. **H.** = $7\frac{1}{2}$ -8. **G.** = 2.75-2.8. Exfoliación basal imperfecta. Brillo vítreo. Color, por lo común, verde azulado o amarillo claro; puede ser también verde esmeralda, oscuro, amarillo de oro, rosado, blanco o incoloro. Transparente a translúcido. Frecuentemente, los cristales, mayores y más bastos, muestran una apariencia moteada debido a la alternación de puntos transparentes claros con porciones nebulosas. El color sirve para distinguir las diversas variedades del berilo. *Agumarina* es la variedad transparente azul verdosa. *Morganita* o *berilo rosa*, es rosa pálido a rosa oscuro. *Esmeralda* es el berilo transparente verde oscuro. El *berilo dorado* es la variedad amarilla de oro claro.

Composición. Silicato aluminico de berilo ($\text{Si}_6\text{O}_{18}\text{Al}_2\text{Be}_3$). $\text{BeO} = 14\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 19\%$; $\text{SiO}_2 = 67\%$. Pequeñas cantidades de álcalis, generalmente cesio, reemplazan frecuentemente el berilio.

Ensayos. Con el soplete, se torna blanco, fundiendo con dificultad a $5-5\frac{1}{2}$, con formación de un esmalte. Desprende un poco de agua sometido a una intensa calcinación. Insoluble en los ácidos.

Diagnóstico. Se reconoce generalmente por la forma hexagonal de sus cristales, así como por el color. Se distingue del apatito por su mayor dureza.

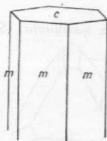


Fig. 564. Berilo.

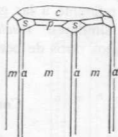


Fig. 565. Epidota.

Yacimiento. El berilo que contiene berilio, un elemento raro, es bastante común y corriente. Aparece generalmente en las rocas graníticas, tanto en drusas como en las vetas pegmatíticas. También en los esquistos micáceos y asociados a menas de estaño. Las esmeraldas de la calidad gema se encuentran en las calizas bituminosas de Muso, 80 Km al noroeste de Bogotá, Colombia. En esta localidad se ha venido trabajando casi continuamente desde mediados del siglo XVI, y ha suministrado la mayor parte de las esmeraldas del mundo.

Otra localidad famosa también por sus esmeraldas está situada en Siberia, en el río Takowaja, 60 Km al este de Sverlovsk. Aparece aquí en esquistos micáceos asociado con la fenaquita, crisoberilo, rutilo.

Esmeraldas de color pálido se han hallado en pequeñas cantidades en el Alexandra County, Carolina del Norte, asociado con la variedad verde de la espodumena, hiddenita. El berilo de color aguamarina clara es mucho más común, y se halla como gema en el Brasil, Siberia y Madagascar. En los Estados Unidos, los berilos gemas, principalmente el aguamarina, se han encontrado en diversos lugares de Maine, Nueva Hampshire, Massachussets, Connecticut, Carolina del Norte, Colorado. El berilo dorado, en Maine, Connecticut, Carolina del Norte y Pennsylvania; también en Siberia y en Ceilán. El color de rosa se ha encontrado en San Diego County, California, asociado a la turmalina rosa y la espodumena rosa, kunzita. Yacimientos similares existentes en Madagascar han suministrado magníficas gemas de color rosado. En España, en las pegmatitas de Pontevedra y Sierra del Guadarrama.

Empleo. Como una gema de colores diversos. Las esmeraldas son las gemas de mayor valor, pudiendo serlo más que el diamante. El berilo es también la principal fuente del berilio, un metal ligero parecido al aluminio en muchas de sus propiedades. Uno de sus usos principales es en aleación con el cobre. Un uno y medio por ciento de berilio en cobre aumenta enormemente su dureza, tensión y resistencia a la fatiga. El óxido de berilio ha sido una materia fosforescente importante en las lámparas fluorescentes; pero, debido a su naturaleza venosa, ha caído en desuso.

Etimología. El nombre de berilo es de origen antiguo; deriva de una palabra griega referente a las gemas verdes.

Especies similares. *Euclasa* ($\text{SiO}_3\text{AlBe(OH)}$) y la *gadolinita*, ($\text{SiO}_3\text{O}_2\text{Be}_2\text{YFe}$), son silicatos raros de berilio.

Cordierita — $(\text{AlSi}_5\text{O}_{13})\text{Mg}_2\text{Al}_3$

Jolita. Dicroíta

Crystalografía. Rómbico; bipiramidal. Los cristales son generalmente naclas pseudohexagonales prismáticas cortas. También como granos incrustados y macizo.

Propiedades físicas. Exfoliación pinacoidal mala {010}. **H.** = 7-7 1/2. **G.** = 2.60-2.66. Brillo vítreo. Color: diferentes tonalidades de azul. Transparente a translúcido. Muestra pleocroísmo.

Composición. Un silicato complejo de magnesio y aluminio, $\text{Si}_5\text{Al}_4\text{O}_{13}\text{Mg}_2$. El hierro ferroso y el manganeso pueden reemplazar parte del magnesio, y el hierro férrico parte del aluminio. Puede también haber agua.

Ensayos. Funde a 5-5 1/2. Los ácidos lo atacan sólo parcialmente.

Diagnóstico. La cordierita se parece al cuarzo, siendo difícil distinguirlos. Distinto por fundir en los bordes delgados.

Se distingue del corindón por su menor dureza. Caracterizada por el pleocroísmo.

Alteración. Se altera corrientemente a mica, clorita, o talco, y entonces toma tonalidades de verde grisáceo.

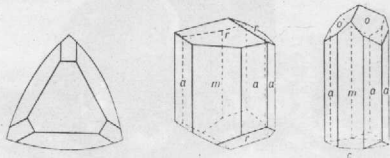
Yacimiento. La cordierita es un mineral accesorio en los granitos, gneis (gneis cordierítico), esquistos y en las zonas de metamorfismo de contacto. Existen yacimientos importantes en Baviera, Finlandia, Groenlandia y Madagascar. La gema procede de Ceilán. En los Estados Unidos se halla principalmente en Connecticut y Nueva Hampshire. En cabo de Gata, España.

Empleo. La cordierita transparente ha sido empleada como gema conocida por los joyeros como *zafiro de agua*.

Etimología. En honor del geólogo francés P. I. A. Cordier (1777-1861)

TURMALINA

Cristalografía. Hexagonal-*R*; ditrigonal-piramidal. Los cristales son, generalmente, prismáticos, con un prisma trigonal dominante y prisma hexagonal de segundo orden subordinado. La tendencia de las caras del prisma a estar estriadas verticalmente y redondearse, da a la sección transversal de los cristales la forma de un triángulo esférico (fig. 566). Los cristales terminan, por lo común, en un pedión y pirámides trigonales positiva y negativa; puede haber pirámides ditrigonales. Cuando terminan por ambos extremos, los cristales tienen por lo gene-



Figs. 566, 567 y 568. Turmalina.

ral formas diferentes en los extremos opuestos del eje vertical (fig. 568). Generalmente, en cristales. Algunos en masa compacta; también columnares bastos a finos, tanto radiales como paralelos.

Propiedades físicas. $H. = 7-7 \frac{1}{2}$. $G. = 3,0-3,25$. Brillo vítreo a resinoso. Color variado, dependiendo de la composición. La turmalina común con mucho hierro (*chorlo*) es negra. La turmalina parda contiene magnesio. Las variedades raras litíferas tienen colores claros con finas tonalidades de rojizo, rosado, verdoso, azulado, amarillento. Rara vez blanco o incoloro, *acroíta*. Un cristal único puede presentar diferentes colores dispuestos en forma de bandas concéntricas alrededor del centro del cristal, o bien en capas transversales paralelas a su alargamiento. Fuertemente piroeléctrico y piezoeléctrico. Algunos cristales de turmalina presentan fuerte dicroísmo, esto es, la luz que atraviesa el cristal en una dirección tiene color diferente o tonalidades de color de la que atraviesa el cristal en una dirección normal a la primera.

Composición. Un silicato complejo de boro y aluminio, cuya composición puede expresarse por la siguiente fórmula general, $(Si_6O_{18})XY_3Al_6(BO_3)_3(OH)_4$, donde $X = Na, Ca$, e $Y = Al, Fe''', Li, Mg$.

Ensayos. La fusibilidad varía con la composición; las variedades magnésicas funden a 3; las variedades ferríferas son difícilmente fusibles; las variedades con litio son infusibles. Fundida con fundente de boro y da momentáneamente la llama de boro. Insoluble en los ácidos.

Diagnóstico. Se reconoce, generalmente, por la sección transversal triangu-

lar redondeada característica de sus cristales y fractura semejante al carbón en la variedad negra. Se distingue de la hornblenda por la ausencia de exfoliación prismática.

Yacimiento. El yacimiento más común y característico de la turmalina es la pegmatita granítica y en las rocas que rodean dichos depósitos. La mayor parte de la turmalina en las pegmatitas es negra, pero también se encuentran en ellas

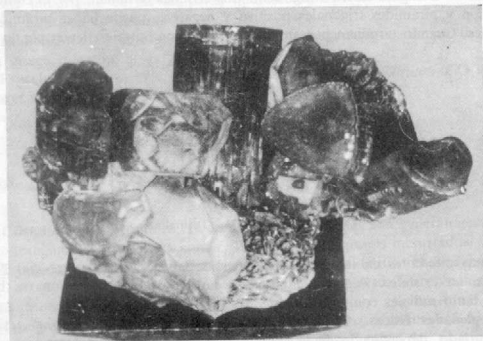


Fig. 569. Cristales de turmalina con cuarzo y clevelandita, Pala, Calif.

las variedades gemas de color claro. La paragénesis característica es la de los minerales de pegmatita ordinarios ortosa, albita, cuarzo y moscovita; también en la lepidolita, berilo, apatito, fluorita y minerales raros (véase fig. 569). También como un mineral accesorio en las rocas ígneas y en las rocas metamórficas, tales como gneis, esquistos y calizas cristalinas.

Los yacimientos importantes de turmalina gema son: la isla de Elba; el Estado de Minas Geraes, Brasil; los montes Urales, cerca de Sverdlovsk; Madagascar. En los Estados Unidos, París y Auburn, Maine; Chesterfield, Massachusetts; Had-dam Neck, Connecticut; Mesa Grande, Pala, Rincón y Ramona, en San Diego County, California. Cristales pardos se hallan cerca de Gouverneur, Nueva York, y cristales negros finos en Pierrepont, Nueva York. En España, en los distritos estanníferos del noroeste; Lugo, Orense, Zamora y Salamanca. En Cabo de Creus, Gerona.

Empleo. La turmalina forma una de las gemas semipreciosas más bellas. El color de las piedras varía, siendo las principales tonalidades las de verde oliva.

rosado a rojizo y azul. Algunas veces las gemas han sido talladas de tal forma que presentan colores distintos en diferentes direcciones. Las gemas de color verdoso se conocen generalmente por el nombre del mineral, turmalina, o como *esmeraldas brasileñas*. Las gemas rojizas o rosadas se conocen como *rubelita* y las del azul oscuro, muy raras por cierto, *indicolita*.

Debido a sus propiedades piezoeléctricas, la turmalina se emplea en la fabricación de calibradores de presión.

Etimología. Turmalina procede de *turamali*, nombre dado a las primeras gemas procedentes de Ceilán.

CRISOCOLA— $\text{SiO}_3\text{Cu} \cdot n\text{H}_2\text{O}$

Cristalografía. Criptocristalino. Se ha observado en cristales aciculares y pequeños, pero, por lo común, criptocristalino o amorfo. Compacto macizo. En algunos casos, terroso.

Propiedades físicas. Fractura concoidea. **H.** = 2-4. **G.** = 2,0-2,4. Brillo vítreo a terroso. Color verde a azul verdoso; pardo a negro, cuando es impuro.

Composición. Silicato de cobre hidratado, cuya fórmula es, aproximadamente, $\text{SiO}_3\text{Cu} \cdot n\text{H}_2\text{O}$. CuO = 45,2 %; SiO_2 = 34,3 % H_2O = 20,5 %. Varía considerablemente su composición y tiene muchas impurezas.

Ensayos. Infusible. Se descompone en el ácido clorhídrico con la separación de sílice, pero sin la formación de gel. Da glóbulo de cobre cuando se funde con carbonato sódico en carbón vegetal. En el tubo cerrado se oscurece y da agua.

Diagnóstico. Se caracteriza por el color verde o azul y fractura concoidea. Se distingue de la turquesa por su dureza inferior.

Yacimiento. La crisocola es un mineral de origen secundario, que aparece en la zona de oxidación de los filones de cobre. Asociado con la malaquita, azurita, cuprita, cobre natural, etc. En el distrito de cobre de Arizona y Nueva México. En cristales microcócipos, en Mackay, Idaho. En España, en Torrelodones, Infiesto, Ulldemolins.

Empíico. Una mena menor del cobre.

Etimología. Crisocola deriva de dos palabras griegas que significan *oro* y *cola*, por ser el nombre que se dio a un material de aspecto similar que se empleaba para soldar oro.

Especies similares. Dioptasa (Si_2O_7) $\text{Cu}_6 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ es un silicato de cobre hidratado romboédrico, en cristales verdes bien definidos.

Inosilicatos

Los tetraedros SiO_4 pueden estar enlazados formando cadenas al compartir oxígenos con los tetraedros adyacentes (fig. 570). Estas cadenas sencillas pueden unirse después lateralmente, compartiendo más oxígenos algunos de los tetraedros

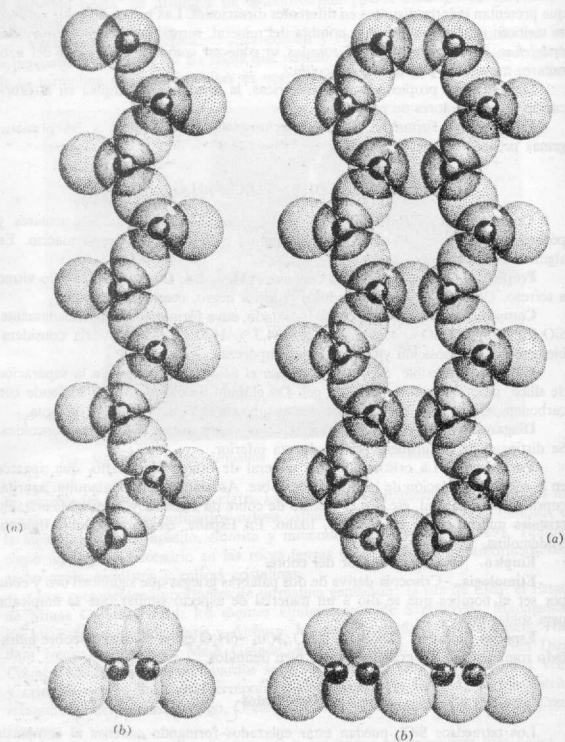


Fig. 570. SiO_2 . a) Cadena; b) Sección transversal.

Fig. 571. Si_2O_7 . a) Cadena; b) Sección transversal.

para formar bandas o cadenas dobles (fig. 571). Estas configuraciones son características de los *inosilicatos*. En la estructura de cadenas sencillas, dos de los cuatro oxígenos de cada tetraedro SiO_4 son compartidos con los tetraedros vecinos, en tanto que, en la estructura de bandas, la mitad de los tetraedros comparten tres oxígenos y la otra mitad sólo dos. Estas configuraciones conducen a relaciones silicio: oxígeno, de 1 : 3 en las cadenas sencillas y 4 : 11 en las cadenas dobles o bandas.

La estructura de cadenas sencillas está bien representada por los piroxenos, cuya fórmula general es $(\text{Si}_2\text{O}_6)\text{XY}$, que puede ser imaginada como constituida por cadenas paralelas de silicio-oxígeno, que se prolongan indefinidamente en la direc-

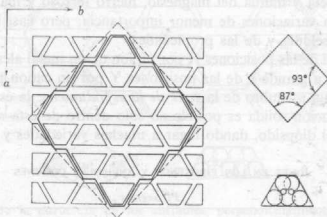


Fig. 572. Sección de la estructura de los piroxenos, perpendicularmente al eje c , mostrando como condición la exfoliación (modificada de Bragg)

ción del eje c , ligadas por enlaces iónicos mediante los cationes X e Y . Los cationes X son grandes y de carga débil, sodio o calcio por lo general, y están ligados a ocho oxígenos vecinos. Los cationes Y son más pequeños, en coordinación 6 con el oxígeno y pueden ser magnesio, hierro ferroso o férrico, aluminio, manganeso divalente o trivalente y hasta litio o titanio tetravalente. La entrada de un ion de mayor o menor carga puede ser compensada con una sustitución simultánea, tal como la del silicio por el aluminio en las posiciones tetraédricas.

En general, los piroxenos son monoclinicos cuando las posiciones X e Y están ocupadas por iones grandes y pequeños, respectivamente, pero si ambas posiciones están ocupadas por iones pequeños, la simetría es rómbica. Esta simetría es producida por una reflexión tipo macla sobre $\{100\}$, acompañada de una duplicación de la dimensión a_0 de la celdilla. La ocupación de las posiciones X e Y por iones de mayor tamaño puede dar por resultado una red triclinica, como sucede con la rodonita $(\text{SiO}_3)\text{Mn}$ y la Wollastonita $(\text{SiO}_3)\text{Ca}$. Todos los piroxenos presentan exfoliación dominante de casi 90° , según $\{110\}$ paralela a las cadenas SiO_3 (fig. 572) y, en general, partición clara paralela a $\{100\}$ y $\{001\}$.

De acuerdo con los principios expuestos, nos encontramos que cuando las dos

posiciones X e Y están ocupadas por magnesio o hierro ferroso, como sucede con la enstatita-hiperstena, la simetría resulta rómbica. El magnesio y el hierro ferroso pueden sustituirse mutuamente en todas proporciones, con distribución arbitraria, con el resultado de una variación lineal de las propiedades con la composición. En ciertas condiciones de presión y temperatura, estos compuestos pueden formar polimorfos monoclinicos (clinoenstatita-clinohiperstena) con la mitad de la dimensión a_0 de la celdilla de la modificación rómbica.

Cuando las posiciones X están ocupadas por iones calcio en coordinación 8 y las posiciones Y por magnesio, hierro ferroso o manganeso divalente en coordinación 6, resulta un miembro de la *serie del diópsido*, dentro de la cual puede haber sustitución completa y mutua del magnesio, hierro ferroso y manganeso divalente, que se traduce en variaciones de menor importancia, pero casi lineales, de las dimensiones de la celdilla y de las propiedades.

La ocupación de las posiciones X por un ion de un metal alcalino monovalente, de tamaño medio a grande y de las posiciones Y por un catión pequeño trivalente, da por resultado un miembro de la *serie de la espodumena*: la espodumena, jadeíta o egirina. La solución sólida es posible no sólo dentro de esta serie, sino también entre ésta y la del diópsido, dando lugar a muchas variedades y nombres.

IONES EN LOS PIROXENOS Y ANFIBOLES COMUNES

X	Y	Piroxenos	Anfiboles
Mg	Mg	Enstatita	Antofilita
Mg,Fe	Mg,Fe	Clinoenstatita	Kupferfita
		Broncita, hiperstena	Antofilita
		Clinohiperstena	Cummingtonita
Ca	Mg	Diópsido	Tremolita
Ca	Fe	Hedenbergita	Actinolita
Ca	Mn	Johannsenita	
Na	Al	Jadeíta	Glaucofana
Na	Fe ³⁺	Egirina	Riebeckita
Li	Al	Espodumena	Hornblenda
Ca,Na	Mg,Fe	Augita	
	Mn,Al		
	Fe ³⁺ ,Ti		

Los piroxenos comunes en las rocas ígneas y metamórficas contienen calcio y sodio en las posiciones X, magnesio, hierro ferroso, aluminio, hierro férrico y algo de titanio tetravalente en las posiciones Y, así como algo de aluminio reemplazando al silicio en posiciones tetraédricas. Las proporciones de estos constituyentes varían con el ambiente de la formación y para los piroxenos de esta clase, de composición variable y compleja, se emplea el nombre de «augita común».

Los *anfíboles* figuran entre los minerales más abundantes e importantes que contribuyen a la formación de las rocas, formando una familia mineral que ofrece

un gran paralelismo con la de los piroxenos. Todos los miembros tienen como estructura básica la doble cadena o banda Si_4O_{11} , que puede ser considerada como de extensión indefinida, paralelamente a la exfoliación perfecta y al eje c . Miradas las cadenas desde uno de sus extremos, es decir, en la dirección del eje c (fig. 573) puede apreciarse como explican los ángulos de exfoliación, próximos a 56° y 124° .

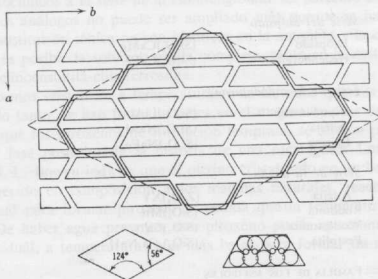
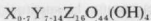


Fig. 573. Sección de la estructura de los anfíboles, perpendicularmente a la exfoliación, mostrando como condición la exfoliación (modificada de Bragg).

La exfoliación es el medio mejor para distinguir, *de visu*, los anfíboles de los piroxenos, pues no sólo son diferentes los ángulos, sino que en los anfíboles es mejor la exfoliación que en los piroxenos.

Las cadenas están unidas, como en los piroxenos, por enlaces iónicos mediante dos tipos de posiciones catiónicas, ocupadas, generalmente, por iones de los tipos X e Y, como antes se ha explicado. Los iones OH ocupan los espacios vacíos que quedan al unirse lateralmente las cadenas sencillas para formar las cadenas dobles. La geometría de la disposición es de tal suerte que los cationes mayores X están en coordinación 8, mientras que los cationes más pequeños Y están en coordinación 6. Cumpliendo el requisito de la neutralidad eléctrica, la fórmula general de los anfíboles puede escribirse como sigue:



Para la interpretación de una fórmula tan general como la expuesta, hay considerable amplitud de criterio. Los iones X son, generalmente, sodio y calcio, con potasio como constituyente menor. Los iones Y comprenden magnesio, hierro ferroso y férrico, aluminio, manganeso divalente y trivalente y titanio, de igual manera que en los piroxenos. Entre el sodio y el calcio y entre el magnesio, hierro

INOSILICATOS

FAMILIA DE LOS PIROXENOS

Serie de la enstatita

Enstatita	$(\text{Si}_2\text{O}_6)\text{Mg}_2$
Hiperstena	$(\text{Si}_2\text{O}_6)(\text{FeMg})_2$

Serie del diópsido

Diópsido	$(\text{Si}_2\text{O}_6)\text{CaMg}$
Hedenbergita	$(\text{Si}_2\text{O}_6)\text{CaFe}$

Serie de la espodumena

Espodumena	$(\text{Si}_2\text{O}_6)\text{LiAl}$
Jadeita	$(\text{Si}_2\text{O}_6)\text{NaAl}$
Egirina	$(\text{Si}_2\text{O}_6)\text{NaFe}$

Serie de la augita

Augita	$(\text{Z},\text{O}_2)\text{XY}$
Rodonita	$(\text{Si}_2\text{O}_6)\text{Mn}$
Wollastonita	$(\text{Si}_2\text{O}_6)\text{Ca}$
Pectolita	$(\text{SiO}_3)_2\text{Ca}_2\text{NaH}$

FAMILIA DE LOS ANFIBOLES

Antofilita	$(\text{Si}_6\text{O}_{22})(\text{MgFe})_2(\text{OH})_2$
------------	--

Serie de la tremolita

Tremolita	$(\text{Si}_6\text{O}_{22})\text{Ca}_2\text{Mg}_5(\text{OH})_2$
Actinolita	$(\text{Si}_6\text{O}_{22})\text{Ca}_2(\text{MgFe})_5(\text{OH})_2$

Serie de la riebeckita

Riebeckita	
Arfvedsonita	$(\text{Si}_6\text{O}_{22})\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Al}(\text{OH},\text{F})_2$

Serie de las hornblendas $\text{Z}_2\text{O}_{22}\text{X}_{2,3}\text{Y}_{5,7}(\text{O},\text{OH},\text{F})_2$

ferroso y manganeso divalente, puede haber sustitución iónica completa y limitada entre el hierro férrico y el aluminio y entre el titanio y otros iones del tipo Y, así como sustitución parcial del silicio por el aluminio en las posiciones Z dentro de las dobles cadenas, como es necesario para la compensación de valencia y la neutralidad eléctrica. También es común la sustitución parcial de OH por flúor y oxígeno, en las posiciones de los hidróxilos. En la hornblenda, anfíbol común en las rocas, tienen lugar muchas, si no todas, las posibilidades de sustitución mencionadas, lo que conduce a una fórmula muy compleja.

Algunos anfíboles, al igual que algunos piroxenos, son dimorfos, con miembros rómbicos y monoclinicos. Los miembros rómbicos tienen una estructura que puede ser derivada de la monoclinica por reflexión sobre {100} y, por lo tanto,

presentan duplicación de la dimensión a_0 de la celdilla. Esta duplicación de la celdilla tiene lugar en aquellos miembros en los que tanto las posiciones X como las Y están ocupadas por los cationes más pequeños, como son el magnesio y el hierro ferroso, dando así lugar a anfíboles análogos a los de la serie de la enstatita en los piroxenos. Estos anfíboles son adscritos a la *serie de la antofilita* y sus dimorfos monoclinicos a la *serie de la cummingtonita*. El parecido entre los piroxenos y anfíboles análogos no puede ser ampliado más porque se ha visto que los límites de la sustitución iónica no son idénticos en la antofilita y la cummingtonita, mientras que es posible la solución sólida completa, tanto en la enstatita-ferrosilita como en la clinoenstatita-clinoferosilita.

Los piroxenos cristalizan a temperaturas más elevadas que sus análogos anfíboles y, por lo tanto, se han formado antes en el magma en vías de enfriamiento. Es frecuente que los piroxenos de formación temprana se alteren pasando a anfíboles en una fase posterior de la historia de una roca ígnea. Los experimentos hechos por N. L. Bowen indican que el olivino cristalizado en un baño de silicatos fundidos, parecido en composición a los magmas naturales, reaccionaría con el líquido residual para formar piroxeno a medida que la temperatura disminuyera lentamente. De haber agua presente, este piroxeno puede reaccionar después con el líquido residual, a temperaturas aún más bajas para formar un anfíbol.

FAMILIA DE LOS PIROXENOS

El grupo de los piroxenos comprende una serie de especies minerales que cristalizan en los sistemas rómbico y monoclinico, íntimamente relacionados por la forma de sus cristales. Todos ellos tienen una exfoliación prismática mala, con ángulos de alrededor de 87° y 93° (fig. 574). (Compárese con los anfíboles, fig. 579.) Los piroxenos forman una serie análoga, químicamente hablando, a los miembros del grupo de los anfíboles. Las siguientes especies pertenecen al grupo de los piroxenos

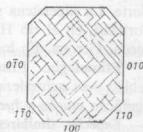


Fig. 574. Exfoliación de los piroxenos.

Enstatita	Egirina
Diópsido	Jadeíta
Augita	Espodumena

ENSTATITA— $(\text{Si}_2\text{O}_6)\text{Mg}_2$

Cristalografía. Rómbico; bipiramidal. Hábito prismático, cristales raros. Generalmente en masa fibrosa o laminar.

Propiedades físicas. Exfoliación prismática buena $\{110\}$ con ángulos de 87° y 93° . Fractura buena según $\{100\}$, menos común según $\{001\}$. $H. = 5\frac{1}{2}$. $G. = 3,2-3,5$. Brillo vítreo a perlado en las superficies de exfoliación; la variedad

con un brillo submetálico parecido al bronce es conocida con el nombre de *broncita*. Color grisáceo, amarillento o verdoso, blanco a verde oliva y castaño. Translúcido.

Composición. Silicato magnésico, $MgO = 40\%$; $SiO_2 = 60\%$. Rara vez puro, ya que, generalmente, contiene algo de hierro. El hierro puede reemplazar al magnesio en todas las proporciones hasta una relación de $Mg : Fe = 1 : 1$, formando así una serie isomorfa.

Si la cantidad de FeO varía entre 5 y 13 %, la variedad se llama *broncita*; si excede del 13 %, el mineral se llama *hiperstena*. También puede entrar el aluminio. Al $(Si_2O_6)Fe_2$ puro se le da el nombre de *ferrosilita*.

Ensayos. Casi infusible; los bordes delgados se volverán ligeramente redondos. Se funde más fácilmente cuanto mayor es el contenido de hierro. Insoluble en ácidos, si es puro. La hiperstena se descompone en el ácido clorhídrico.

Diagnóstico. Generalmente se reconoce por el color y brillo poco frecuente. Las variedades ricas en hierro son negras y difícilmente se distinguen de la augita sin ensayos ópticos.

Yacimiento. La enstatita es común en las piroxenitas, peridotitas, gabros, noritas y basaltos, siendo, por tanto, un mineral abundante. Un mineral común en los meteoritos metálicos y pétreos.

La enstatita, en los Estados Unidos, se encuentra en Tilly Foster Mine, Brewster, Nueva York, y en Edwards, S. Lawrence County, en Nueva York; en Texas; Pennsylvania; Bare Hills, cerca de Baltimore, Maryland; Webster, Carolina del Norte. La hiperstena se encuentra en Nueva York, en las noritas de la región de Cortland, en el río Hudson, y en la región de Adirondack. En España, en Susqueda, Gerona. En los meteoritos de Roda, Huesca y Madrid.

Etimología. Enstatita deriva de una palabra griega que significa *oponente* debido a su naturaleza refractaria. Hiperstena procede de dos palabras griegas que significan *mucho* y *fuerte*, puesto que su dureza es mayor que la de la hornblenda.

Especies similares. La clinoenstatita es la forma dimorfa, monoclinica del $(Si_2O_6)Mg_2$, y la *clinoferrosilita*, el dimorfo del $(Si_2O_6)Fe_2$.

DIÓPSIDO— $(Si_2O_6)CaMg$

Cristalografía. Monoclínico; prismático. En cristales prismáticos con sección transversal, con ocho lados o cuadrada. También en masas granulares, columnar o en láminas. Frecuentemente maclas polisintéticas, con plano de macla el pinacoide básico {001}. Menos corrientes son las maclas según el primer pinacoide {100}.

Propiedades físicas. Exfoliación prismática imperfecta {110}. Frecuentemente partición paralela al pinacoide básico y menos corrientemente paralela al pinacoide frontal {100}. La partición según el primer pinacoide es característica de la variedad *dialaga*. **H.** = 5-6. **G.** = 3,2-3,3. Color blanco a verde claro; se va oscu-

reciendo conforme aumenta el contenido de hierro. Brillo vítreo. Transparente a translúcido.

Composición. Silicato magnésico cálcico. $\text{CaO} = 25,9 \%$; $\text{MgO} = 18,5 \%$; $\text{SiO}_2 = 55,6 \%$. El hierro puede reemplazar al magnesio en todas las proporciones, existiendo una serie isomorfa completa entre diópsido y *hedenbergita* (Si_2O_6)CaFe.

Ensayos. Funde a 4, formando un vidrio verde. Insoluble en los ácidos. Con los fundentes da las reacciones del calcio y magnesio.

Diagnóstico. Se caracteriza por la forma de sus cristales color claro y exfoliación prismática imperfecta de 87° y 93° .

Yacimiento. El diópsido es un mineral de metamorfismo de contacto en las calizas cristalinas. En dichos yacimientos está asociado a tremolita, escapolita, idocrasa, granate, esfena. Se halla también en rocas de metamorfismo regional. La variedad dialaga se encuentra, frecuentemente, en gabros, peridotitas y serpentinas. Se han encontrado buenos cristales en los Urales; Tirol austríaco; Binnenthal, Suiza; Piamonte, Italia. En Nordmark, Suecia, buenos cristales que van desde el diópsido hasta la hedenbergita. En los Estados Unidos son localidades importantes Canaan, Litchfield County, Connecticut; De Kalb Junction y Gouverneur, St. Lawrence County, Nueva York.

Empleo. Las variedades transparentes de diópsido se tallan y emplean como gemas.

Etimología. De dos palabras griegas que significan *doble* y *aparición*, puesto que la zona prisma vertical puede estar, aparentemente, orientada en dos direcciones.

ESPODUMENA—(Si_2O_6)AlLi

Cristalografía. Monoclínico; prismático. Cristales prismáticos, aplastados frecuentemente paralelos al primer pinacoide {100}.

Propiedades físicas. Exfoliación prismática perfecta {110}, con ángulos de 87° y 93° . Generalmente partición bien desarrollada paralela a {100}. **H.** = $6\frac{1}{2}$ -7. **G.** = 3,15-3,20. Brillo vítreo. Color blanco, gris, rosa, amarillo, verde. Transparente a translúcido.

La variedad de color lila claro se denomina *kunzita*, y la variedad esmeralda clara, *hiddenita*.

Composición. Silicato de aluminio y litio. $\text{Li}_2\text{O} = 8,0 \%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 27,4 \%$; $\text{SiO}_2 = 64,6 \%$. Generalmente tiene una pequeña cantidad de sodio reemplazando al litio.

Ensayos. Funde a $3\frac{1}{2}$, desprendiendo primero pequeñas partículas y fundiendo después en vidrio claro. Llama carmesí (litio). Insoluble en los ácidos.

Diagnóstico. Se caracteriza por su exfoliación prismática vertical y fractura pinacoidal. El ángulo formado por una dirección de exfoliación y la de fractura se parecen al ángulo de exfoliación de la tremolita. Es necesario realizar una cuidadosa medición o recurrir a la llama del litio para distinguirlos.

Alteración. La espodumena se altera fácilmente a otras especies volviéndose mate. Los productos de la alteración incluyen albita, eucryptita (SiO_4)LiAl, moscovita y microclina.

Yacimiento. La espodumena es una especie relativamente rara, pero se encuentra en ciertas ocasiones en cristales muy grandes en las vetas de pegmatitas. En Goshen, Chesterfield, Huntington y Sterling, Massachussets; Branchville, Connecticut; Newry, Maine; Dixon, Nueva México; Etta Mine, Black Hills, Dakota del Sur, en cristales que llegan a medir hasta 12 metros de longitud y que pesan varias toneladas. La hiddenita aparece junto al berilo esmeralda en Stony Point, Alexander County, Carolina del Norte. La kunzita se halla con berilo rosa en Pala, San Diego County, California, y en diversos lugares de Madagascar.

Empleo. Como fuente del litio. El empleo más importante del litio es adiccionarlo a las grasas para ayudarlas a conservar sus propiedades lubricantes dentro de un amplio campo de temperaturas. Se utiliza en cerámica, baterías de acumuladores y como flujo para soldar. Las variedades hiddenita y kunzita proporcionan gemas muy bonitas, aunque sus yacimientos son muy raros.

Etimología. Espodumena procede de una palabra griega que significa *ceniza coloreada*. Hiddenita, en honor de Mr. W. E. Hidden; kunzita en honor del doctor G. F. Kunz.

Jadeíta— $(\text{Si}_2\text{O}_6)\text{Al}_2\text{Na}$

Cristalografía. Monoclínico; prismático. Raras veces en cristales aislados. Generalmente en agregados macizos compactos y fibrosos.

Propiedades físicas. Exfoliación prismática $\{110\}$, con ángulos de 87° y 93° . Extremadamente duro y difícil de romper. **H.** = $6\frac{1}{2}$ -7. **G.** = 3,3-3,5. Color verde manzana a verde esmeralda blanco. Puede ser blanco con manchas verdes. Brillo vítreo, perlado en las superficies de exfoliación.

Composición. Silicato aluminico sódico. Na_2O = 15,4 %; Al_2O_3 = 25,2 %; SiO_2 = 59,4 %. Contiene algo de hierro, calcio y magnesio.

Ensayos. Funde a $2\frac{1}{2}$, formando un vidrio transparente con burbujas. Insoluble en los ácidos.

Diagnóstico. Se caracteriza por el color verde y tenacidad de los agregados de fibras compactas. Se distingue de la nefrita por la facilidad con que funde.

Yacimiento. La jadeíta aparece en grandes masas en serpentina, aparentemente formada por metamorfismo de una roca nefelinoalbitica. Se encuentra principalmente en Asia Oriental y en la Birmania Superior. También en el Tibet y al sur de China.

Empleo. La jadeíta ha sido desde mucho tiempo muy apreciada en Oriente, especialmente en China, donde se talla con fines ornamentales para utensilios de gran variedad y belleza. Se empleó también por el hombre primitivo para fabricar armas y herramientas.

Etimología. La jadeíta se llamó así debido a ser constituyente de muchos *jades*. Bajo el nombre de *jade* se comprende tanto la nefrita como la jadeíta.

Egirina— $(\text{Si}_2\text{O}_6)\text{NaFe}'''$

Cristalografía. Monoclínico; prismático. Cristales prismáticos aplastados con terminaciones agudas. En agregados fibrosos. Las caras generalmente imperfectas.

Propiedades físicas. Exfoliación prismática imperfecta $\{110\}$ con ángulos de 87° y 93° . **H.** = 6-6 $\frac{1}{2}$; **G.** = 3.40-3.55. Brillo vítreo. Color pardo o verde. Translúcido.

Composición. Esencialmente es un silicato sódico férrico. Na_2O = 13,4 %; Fe_2O_3 = 34,6 %; SiO_2 = 52,0 %. El mineral con esta composición exacta se conoce con el nombre de *acmita* y es muy raro. Generalmente algo de calcio reemplaza al sodio, y algo de magnesio y aluminio al hierro férrico. Algo de vanadio puede estar presente.

Ensayos. Funde a 3, dando la llama amarilla de sodio. El glóbulo fundido es ligeramente magnético. Con fundentes da las reacciones del hierro, y en muchos casos las del magnesio y aluminio.

Diagnóstico. Los cristales prismáticos aplastados; el color castaño a verde y la paragénesis son característicos. Sin embargo, no resulta fácil distinguirlo sin ensayos ópticos.

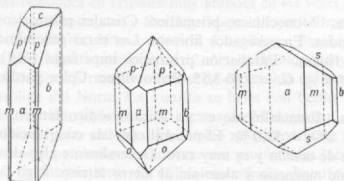
Yacimiento. La egirina es un mineral petrográfico relativamente raro, que se halla principalmente en las rocas ricas en sodio y pobres en sílice, tales como sienitas nefelínicas y fonolitas. Asociada a la ortosa, feldespatoides, augita y anfíboles sódicos. Aparece en las sienitas nefelínicas y rocas relacionadas en Noruega; sur de Groenlandia, península de Kola, U.R.S.S. En los Estados Unidos, en buenos cristales en Magnet Cove, Arkansas. En Montana, en Libby, y en los montes Highwood y Bear Paw.

Etimología. De *Aegir*, el dios islandés del mar.

AUGITA— $(\text{Si,Al})_2\text{O}_6(\text{Ca,Na})(\text{Mg,Fe}''',\text{Fe}''',\text{Al})$

Cristalografía. Monoclínico, prismático. Los cristales son de hábito prismático; los prismas verticales forman ángulos de 87° y 93° entre sí. La zona vertical presenta comúnmente las caras del prisma truncadas por el segundo y primer pinacoides, por lo que los cristales, cuando se observan según el eje vertical, muestran la sección transversal rectangular con ángulos truncados. $\{100\} \wedge \{010\} = 90^\circ$; $\{110\} \wedge \{110\} = 93^\circ$; $\{010\} \wedge \{110\} = 43 \frac{1}{2}^\circ$. Los ángulos interfaciales en la zona son, o exactamente de 90° y 45° , o muy próximos a estos valores. Los extremos varían, y están formados frecuentemente por la combinación de plano básico con prismas de primera especie positivo y negativo (figs. 575-577). A menudo en láminas y granos bastos a finos. Macla común según $\{001\}$ y el primer pinacoide $\{100\}$.

Propiedades físicas. Exfoliación prismática {110}, que puede ser buena, a menudo interrumpida. Frecuentemente se observa fractura basal, mostrando laminillas de macla. **H.** = 5-6. **G.** = 3,2-3,4. Brillo vítreo. Color verde oscuro a negro. Translúcido, transparente sólo los bordes delgados.



Figs. 575, 576 y 577. Augita.

Composición. La augita puede considerarse como un miembro intermedio en la serie diópsido-hedenbergita, en el cual el aluminio ha substituido en parte al silicio y magnesio.

Ensayos. Funde a 4-4 1/2. Insoluble en ácido clorhídrico. Después de fundido con carbonato sódico, da las reacciones del aluminio, hierro y calcio y magnesio.

Diagnóstico. Se reconoce, generalmente, por sus cristales característicos con sección transversal de cuatro y ocho lados. Se distingue del diópsido por el color más oscuro y de la hornblenda por el ángulo de exfoliación de 87° y 93°.

Yacimiento. La augita es el piroxeno más común y un importante mineral petrográfico. Se halla principalmente en las rocas ígneas oscuras, especialmente las ricas en hierro, calcio y magnesio. Rara vez se halla en rocas que contienen mucho cuarzo. La augita se encuentra en lavas basálticas y en las intrusiones oscuras conocidas generalmente como gabarros, en gabros y peridotitas. En ciertas sienitas y rocas similares y en algunos gneis. En las rocas ígneas, la augita está asociada a la ortosa, plagioclasa, nefelina, olivino, leucita, hornblenda y magnetita. Localidades importantes, particularmente por sus buenos cristales, son: las lavas del Vesubio; en el Val de Fassa, Trentino, Italia; Bilin, Bohemia. En las regiones volcánicas españolas: Olot, islas Columbretes, Cabo de Gata.

Etimología. Augita procede de una palabra griega que significa *brillo*. El nombre de piroxeno, *extraño al fuego*, es un nombre equívoco y se dio a este mineral porque se pensó que no aparecía en rocas ígneas.

RODONITA—(SiO₃)Mn

Cristalografía. Triclinico; pinacoidal. Cristalográficamente muy relacionado a los piroxenos. Los cristales son, por lo común, tabulares paralelos a la base

{001} (fig. 578), con frecuencia bastos con aristas redondas. Por lo común macizo, foliado a compacto; en granos empotrados.

Propiedades físicas. Exfoliación prismática {110} y {110}, con ángulos alrededor de 88° y 92° . **H.** = $5 \frac{1}{2}$ -6. **G.** = 3,4-3,7. Brillo vítreo. Color rosa de óxido manganésico. Transparente a translúcido.

Composición. Silicato de manganeso. $MnO = 54,1\%$; $SiO_2 = 45,9\%$. Generalmente está presente el calcio reemplazando al manganeso.

Ensayos. Funde a 3, formando un vidrio casi negro. Insoluble en ácido clorhídrico. En la llama oxidante, da un color violeta rojizo claro a la perla de bórax y un color verde azulado a la perla de carbonato sódico.

Diagnóstico. Se caracteriza por el color rosa y exfoliación prismática. Se distingue de la rodocrosita por su mayor dureza e insolubilidad, y del feldespató por su peso específico más alto.

Yacimiento. La rodonita se encuentra en Langbam, Suecia, con otros minerales de manganeso y mena de hierro; cerca de Sverdlövs en los montes Urales se ha hallado en grandes masas; también en Broken Hill, Nueva Gales del Sur. En los Estados Unidos la variedad de zinc conocida como *fowlerita* aparece en cristales de buen tamaño en las calizas cristalinas junto con franklinita, willemita, zincita, etc., en Franklin, Nueva Jersey.

Empleo. La rodonita pulida se usa como piedra de adorno. Este material se obtiene principalmente de los montes Urales.

Etimología. Deriva de una palabra griega que significa *rosa*, por su color.

Especies similares. La *tefroíta*, SiO_4Mn_2 es un mineral de color rojo a gris, asociado con la rodonita.

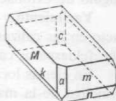


Fig. 578.
Rodonita.

WOLLASTONITA— SiO_3Ca

Cristalografía. Triclinico; pinacoidal. Generalmente en cristales tabulares con los pinacoides primero {100} y tercero {001} bien desarrollados. Por lo común, macizo, foliado a fibroso; también compacto.

La *seudowollastonita*, $(SiO_3)Ca$, se forma alrededor de $1200^\circ C$; es monoclinica, pseudo-hexagonal con propiedades diferentes a las de la wollastonita.

Propiedades físicas. Exfoliación perfecta paralela a los pinacoides tercero {001} y primero {100}, dando los fragmentos exfoliados un alargamiento paralelo al eje cristalográfico *b*. **H.** = $5-5 \frac{1}{2}$. **G.** = 2,8-2,9. Brillo vítreo, perlado en las superficies de exfoliación. Puede ser sedoso cuando es fibroso. Incoloro, blanco o grisáceo. Translúcido.

Composición. Silicato cálcico. $CaO = 48,3\%$; $SiO_2 = 51,7\%$.

Ensayos. Funde a 4 y origina un glóbulo blanco, casi vítreo. Se descompone en el ácido clorhídrico con la separación de sílice, pero sin la formación de gel. La

solución filtrada con hidróxido amónico y oxalato amónico da un precipitado blanco de oxalato cálcico.

Diagnóstico. Se caracteriza por las dos exfoliaciones perfectas con ángulos alrededor de 84° y 96° . Se parece a la tremolita, pero se distingue de ella por el ángulo de exfoliación y la solubilidad en los ácidos.

Yacimiento. La wollastonita aparece principalmente como mineral de contacto en las calizas cristalinas. Está asociado con calcita, diópsido, granate, tremolita, feldespatos cálcicos, idocrasa, epidota.

En ciertas localidades puede ser tan abundante que llegue a ser el constituyente principal de la masa rocosa. Dichas rocas de wollastonita se encuentran en Black Forest, en Brittany y en California. Los cristales de este mineral se encuentran en Csiklova, Rumania; montes del Harz, Alemania; Chiapas, Méjico. En los Estados Unidos lo encontramos en Diana, Nueva York, Lewis County y también en Orange y St. Lawrence. En California, en Crestmore, Riverside County. En España, en Gualba, Barcelona.

Etimología. En honor del químico inglés W. H. Wollaston (1766-1828).

Pectolita— $(\text{SiO}_3)_3\text{Ca}_2\text{NaH}$

Crystalografía. Triclínico; pinacoidal. Los cristales son generalmente alargados según el eje *b*. Generalmente, en agregados de cristales aciculares. Frecuentemente radiales, con apariencia fibrosa. En masas compactas.

Propiedades físicas. Exfoliación perfecta según tercer y primer pinacoides $\{001\}$ y $\{100\}$. **H.** = 5. **G.** = 2.7-2.8. Brillo vítreo a sedoso. Incoloro, blanco o grisáceo.

Composición. Silicato sódico cálcico hidratado. Los porcentajes de los óxidos son los siguientes: $\text{CaO} = 33,8$; $\text{Na}_2\text{O} = 9,30$; $\text{SiO}_2 = 54,2$; $\text{H}_2\text{O} = 2,7$.

Ensayos. Funde tranquilamente a $2\frac{1}{2}$ -3, formando vidrio; color de la llama: amarillo (sodio). Se descompone en el ácido clorhídrico, con la separación de sílice, pero sin la formación de gel. La solución da las reacciones del calcio. Agua en tubo cerrado.

Diagnóstico. Se caracteriza por las dos direcciones de exfoliación perfecta dando origen a fragmentos aciculares agudos. Se parece a la wollastonita, pero da las reacciones del agua y el sodio. Se distingue de las zeolitas de aspecto similar por la ausencia de aluminio.

Yacimiento. La pectolita es un mineral de origen secundario similar en su forma de yacer a las zeolitas. Se encuentra rellenando cavidades en los basaltos asociado a diversas zeolitas, prehnita, calcita, etc.

En Bergen Hill y West Paterson, Nueva Jersey.

Etimología. De una palabra griega que significa *compacto*, por su hábito.

FAMILIA DE LOS ANFIBOLES

Los minerales más corrientes del grupo de los anfíboles cristalizan en los sistemas rómbico y monoclinico. Pocos cristalizan en el sistema triclinico, pero a pesar de todo los cristales de especies diferentes son muy similares en muchos aspectos. Químicamente hablando, forman un grupo paralelo al grupo de los piroxenos (pág. 435), y son silicatos de calcio, magnesio y hierro ferroso, como bases importantes, así como de manganeso y los álcalis. Los anfíboles contienen hidroxilos. Ciertas variedades contienen aluminio y hierro férrico. Los anfíboles y los piroxenos se parecen mucho entre sí, distinguiéndose por la exfoliación. El ángulo de exfoliación $\{110\}$ de los anfíboles es de alrededor de 56° y 124° (fig. 579), mientras que los piroxenos la exfoliación es peor y el ángulo es de 87° y 93° (fig. 574).

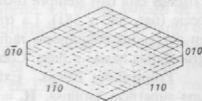


Fig. 579. Exfoliación de los anfíboles.



Cristalografía. Rómbico; correspondiente al grupo de los piroxenos rómbicos de la enstatita-hiperstena. Rara vez en buenos cristales. Corrientemente, en masas laminares o fibrosas.

Propiedades físicas. Exfoliación prismática perfecta $\{110\}$. **H.** = $5\frac{1}{2}$ -6. **G.** = 2,85-3,2. Color gris, tonalidades varias de verde y pardo. Brillo vítreo. Translúcido.

Composición. Silicato de hierro y magnesio. La *gedrita* es una variedad rica en aluminio.

Ensayos. Funde a 5 con formación de un esmalte magnético negro. Insoluble en los ácidos. Desprende agua en tubo cerrado.

Diagnóstico. Se caracteriza por el color castaño, pero incluso en cristales no se puede distinguir de los demás anfíboles sin ensayos ópticos.

Yacimiento. La antofilita es un mineral relativamente raro, que aparece en los esquistos cristalinos, pensándose que ha derivado del metamorfismo del olivino. En Kongsberg, Noruega; en diversas localidades del sur de Groenlandia. En los Estados Unidos, en diversos lugares de Pennsylvania y Montana y en Franklin, Carolina del Norte.

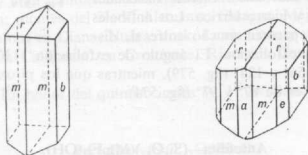
Etimología. De la palabra latina *anthophyllum*, que significa clavo de especia, en alusión al color pardo del clavo de especia.

Especies similares. La *cunningtonita* es un anfíbol monoclinico, que tiene la misma composición que la antofilita, aunque es más rica, en general, en hierro.

TREMOLITA— $(\text{Si}_8\text{O}_{22})\text{Ca}_2\text{Mg}_5(\text{OH})_2$

Cristalografía. Monoclínico; prismático. Los cristales son de hábito prismático. Los prismas verticales forman ángulo de 56° y de 124° . La terminación de los cristales está casi siempre formada por dos caras de un prisma bajo, de primera especie (figs. 580 y 581). La tremolita puede presentarse en hojas y frecuentemente en agregados columnares radiales. En algunos casos, en fibras sedosas. En masas granuladas bastas a finas. Compacto.

Propiedades físicas. Exfoliación perfecta $\{110\}$ con ángulo de 56° ; origina una superficie astillosa. **H.** = 5-6. **G.** = 3.03-3.3. Brillo vítreo, con frecuencia se-



Figs. 580 y 581. Tremolita.

doso en la zona del prisma. El color varía desde el blanco al gris claro en la actinolita (véase *Composición*). El color se oscurece con la cantidad de hierro presente. Transparente a translúcido. Una variedad compacta que proporciona la mayor parte del material conocido con el nombre de jade, se llama *nefrita*. (Véase también *Jadeíta*.) Un agregado afieltrado de fibras de tremolita es llamado *cuero* o *corcho de montaña*.

Composición. La tremolita es el miembro extremo de una serie isomorfa. El hierro puede ser, en parte, substituido por el magnesio; cuando el contenido de hierro es mayor del 2 %, el mineral se le denomina *actinolita*.

Ensayos. Funde a 3-4. Después de descomponerlo con carbonato sódico da las reacciones del calcio y del magnesio. Desprende agua en tubo cerrado.

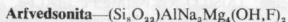
Diagnóstico. Se caracteriza por los prismas aplastados y buena exfoliación prismática. Se distingue de los piroxenos por el ángulo de exfoliación y de la hornblenda por el color más claro.

Yacimiento. La tremolita se halla en calizas dolomíticas cristalinas e impuras, donde se ha formado por cristalización de la roca durante el metamorfismo. Se encuentra también en los esquistos talcosos. La actinolita aparece corrientemente en los esquistos cristalinos, siendo muchas veces el principal constituyente de los color verde y de las rocas verdes. Frecuentemente sucede que la actinolita de dichas rocas ha tenido su origen en el piroxeno que contenían las rocas ígneas y del que ha derivado por metamorfismo.

Los yacimientos importantes de tremolita cristalizada son: el Tesino, Suiza; en el Tirol; en Piamonte, Italia. En los Estados Unidos, se obtiene en Russell, Gouverneur, Amity, Pierrepoint, De Kalb y Edwards, Nueva York. En Greiner, Zillertal, Tirol, se encuentra actinolita cristalizada. La actinolita frecuentemente es fibrosa, y este material se conoce con el nombre de *asbesto*. La forma asbesto de la actinolita se encuentra en las rocas metamórficas en diversos Estados a lo largo de los montes Appalaches. La *nefrita* se encuentra cerca de Lander, Wyoming. Las montañas Kuen Lun, en el sudoeste de Turquestán, es una localidad famosa por los yacimientos de nefrita. El asbesto es abundante en España en calidades más o menos industriales. En los Pirineos, Somosierra, Serranía de Ronda.

Empleo. La variedad fibrosa se emplea como material asbestiforme. La variedad fibrosa de la serpentina, el crisotilo, es un asbesto de mejor calidad. La variedad compacta de la nefrita la emplean los pueblos orientales como material de adorno.

Etimología. Tremolita deriva del Valle de Tremola, cerca de St. Gothardo, Suiza. Actinolita procede de dos palabras griegas que significan *rayo* y *pedra*, por tener hábito radial.



Cristalografía. Monoclínico; prismático. Los cristales son prismáticos largos; a menudo tabulares paralelos al segundo pinacoide {010}. En agregados prismáticos y en cristales aislados.

Propiedades físicas. Exfoliación prismática perfecta con ángulos de 56° y 124°. **H.** = 6. **G.** = 3,45. Brillo vítreo. Color verde oscuro a negro. Translúcido, transparente sólo los bordes delgados.

Composición. Miembro rico en sodio de la serie hornblenda. Considerable sustitución iónica: sodio por calcio, magnesio por hierro ferroso y titanio, aluminio por hierro férrico y silicio por aluminio.

Ensayos. Funde a 2 con intumescencia, formando un glóbulo magnético negro. El color de la llama es amarillo (sodio). Insoluble en los ácidos.

Diagnóstico. Caracterizable por su color verde oscuro a negro y su presencia en las rocas ígneas pobres en sílice. Más fácilmente fusible que la hornblenda y la actinota.

Yacimiento. La arfvedsonita y otros anfíboles ricos en sodio son minerales de rocas ígneas pobres en sílice, tales como las sienitas nefelínicas. En las vetas de pegmatita se encuentran grandes cristales asociados a dichas rocas como en el distrito de Julianehaab, al sur de Groenlandia. También en las sienitas nefelínicas y rocas relacionadas, cerca de Oslo, Noruega, y en la península de Kola, U.R.S.S.

Etimología. En honor del químico sueco, prof. J. A. Arfvedson.

La *riebeckita* es un anfíbol de composición similar a la *arfvedsonita* y mineral petrográfico en los mismos yacimientos. La *crocidolita*, variedad azul asbestiforme

de la riebeckita, es explotada como asbesto en África del Sur, Brasil y Australia. *Holmquistita* y *glaucofana* son otros miembros ricos en sodio del grupo de los anfíboles.

HORNBLENDA

Cristalografía. Monoclínico; prismático. Los cristales prismáticos, generalmente terminan en un prisma de primera especie {011}. La zona del prisma vertical muestra, además de las caras prismas, las del segundo pinacoide {010}, y algunas veces, aunque raras, las del primer pinacoide {100}. Puede ser columnar o fibroso; de grano basto a fino.

Propiedades físicas. Exfoliación prismática perfecta {110} con ángulo de 56° y 124°. **H.** = 5-6. **G.** = 3,2. Brillo vítreo; la variedad fibrosa es frecuentemente sedosa. Varias tonalidades de verdoso oscuro a negruzco. Translúcido; transmite la luz en los bordes delgados.

Composición. Lo que llamamos hornblenda es, en realidad, una serie isomorfa compleja, cuya composición varía en la relación entre Ca : Na; Mg : Fe²⁺; Al : Fe³⁺; Al : Si y OH : F. Una fórmula general correspondiente a la hornblenda corriente es la siguiente: $(\text{AlSi})_x\text{O}_{22}\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Mg,Fe}^{2+})_y(\text{Al,Fe}^{3+},\text{Ti})(\text{O,OH})_2$. La presencia de aluminio en la hornblenda es la principal diferencia química existente entre este mineral y la tremolita.

Ensayos. Funde a 4. Desprende agua en tubo cerrado.

Diagnóstico. La forma del cristal y el ángulo de exfoliación sirve para distinguirla de los otros anfíboles por su color oscuro.

Yacimiento. La hornblenda es un mineral importante petrográfico bastante corriente que aparece tanto en las rocas ígneas como en las metamórficas; es característico de las rocas metamórficas. Se altera a piroxeno, tanto durante el período final magmático de cristalización de las rocas ígneas, como durante el metamorfismo. Este último tipo se denomina *hornblenda uralítica* o *uralita*. La hornblenda es el principal constituyente de una roca, la anfíbolita. En bellos cristales en localidades de la provincia de Lugo y en Guadarrama, España.

Etimología. De una antigua palabra alemana que se aplicaba a cualquier mineral prismático negro que apareciese junto a las menas, pero que no contenía ningún metal recuperable.

Especies similares. Por la compleja composición de la serie hornblenda se han propuesto numerosos nombres como especies basándose en la composición química y propiedades ópticas y físicas. Los nombres más comunes, establecidos sobre base química, son: *edenita*, *pargasita*, *hastingsita*, *kaersutita*.

Filosilicatos

Como lo indica el nombre de este importante grupo, derivado del griego: *phyllon* = hoja, todos sus numerosos miembros tienen hábito hojoso o escamoso

y una dirección de exfoliación dominante. Son por lo general blandos, de peso específico relativamente bajo y las laminillas de exfoliación pueden ser flexibles e incluso elásticas. Todas estas peculiaridades características derivan del predominio

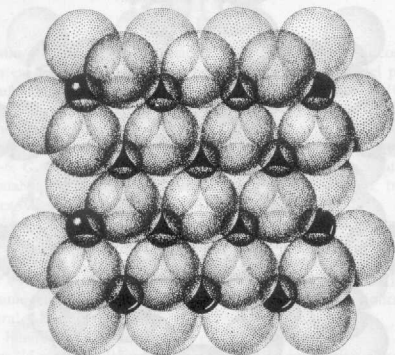


Fig. 584. Hoja de brucita. Esferas grandes, hidróxilos; esferas pequeñas, magnesios.

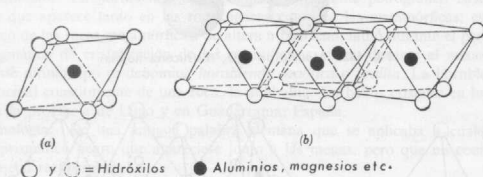


Fig. 585. Dibujo esquemático mostrando: a) unidad octaédrica sencilla, y b) hoja de unidades octaédricas. (Según Grim.)

de la hoja de silicio-oxígeno de extensión indefinida. En esta hoja representada en la figura 582 (modelo de empaquetamiento) y esquemáticamente en la figura 583, tres de cada cuatro oxígenos de cada tetraedro SiO_4 , están compartidos con los tetraedros vecinos, resultando una relación $\text{Si} : \text{O} = 2 : 5$. Esta unidad estructural es llamada a veces «hoja de siloxano».

La mayor parte de los minerales de esta clase contienen hidróxilos y las peculiaridades estructurales características del ion hidróxilo, ejercen gran influencia sobre las propiedades. Todos los filosilicatos comunes pueden ser adscritos a una u otra de dos familias, dependiendo del modo de coordinación de los grupos hidróxilos. Una de estas familias tiene como parte integrante de su estructura, hojas de iones OH coordinados por iones magnesio, dando lugar a la estructura de la *brucita* $Mg_3(OH)_6$. La hoja de brucita (fig. 584) consiste en dos capas de iones hidróxilo

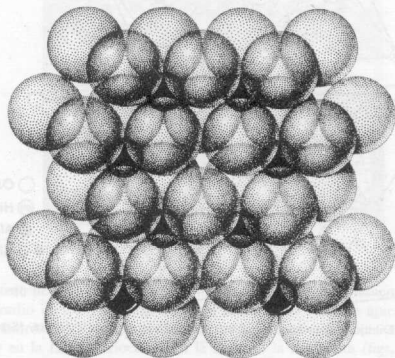


Fig. 586. Hoja de gibbsita. Esferas grandes, hidróxilos; esferas pequeñas, aluminios. Obsérvese que el aluminio ocupa los dos tercios de las posiciones posibles.

en empaquetamiento hexagonal muy compacto con iones magnesio ocupando los intersticios. La relación de radios del magnesio al hidróxilo es tal, que la coordinación 6 del hidróxilo en torno al magnesio es la que tiene la máxima estabilidad. Por lo tanto, los iones hidróxilo pueden ser considerados como ocupando los vértices de un octaedro regular (fig. 585 a) con el ion magnesio en su centro. La hoja de brucita puede ser imaginada entonces, como formada por estos octaedros tumbarados y agrupados de manera que algunas de las caras (111) sean coplanarias (fig. 585 b). La figura 584 revela que en la hoja resultante, los iones magnesio forman un modelo de anillos hexagonales entrelazados, de tal manera que un ion magnesio queda en el centro de cada anillo de seis iones hidróxilos, estando éstos compartidos entre los octaedros adyacentes de modo que haya tres iones magnesio por cada octaedro de iones hidróxilo. De acuerdo con ello, esta configuración es

llamada hoja *trioctaédrica* y puede alojar iones divalentes de tamaño tal, que puedan entrar en coordinación 6 con los hidróxilos.

La otra familia está constituida por hojas similares de iones hidróxilo, coordinados por iones aluminio en la estructura de la *gibbsita* $Al_2(OH)_6$. El aluminio, como el magnesio, forma un poliedro estable de coordinación 6 con los hidróxilos pero, debido a la mayor carga del ion aluminio, sólo pueden entrar en la estructura

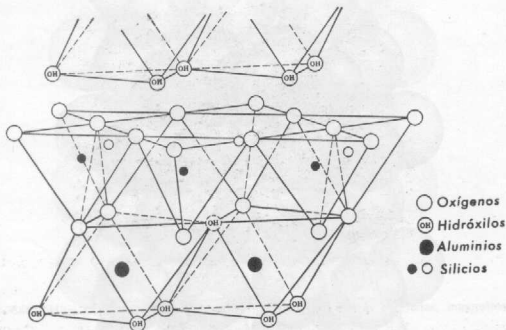


Fig. 587. Dibujo esquemático de la estructura de la capa de caolinita. (Según Grim.)

dos tercios de iones aluminio (ñg. 586). Por lo tanto, aunque los iones hidróxilo forman hojas dobles con empaquetamiento hexagonal muy compacto, no todos los intersticios pueden estar ocupados y los iones aluminio forman un modelo de anillos hexagonales en los cuales, la posición del centro del anillo, está sin ocupar. Esta omisión conduce a una proporción de dos iones de aluminio por cada octaedro de iones hidroxilo, configuración que es llamada hoja *dioctaédrica*. Esta estructura sólo puede alojar iones trivalentes de tamaño apropiado para una coordinación octaédrica con los hidróxilos.

Las estructuras de todos los miembros comunes e importantes de la clase de los filosilicatos, pueden ser obtenidas combinando la hoja Si_2O_5 con la hoja de gibbsita o con la de brucita.

Las estructuras más sencillas obtenidas de esta manera, son las de los minerales del grupo de la caolinita y del grupo de la antigorita o de la serpentina, formadas, respectivamente, por combinación de una sola hoja sencilla de gibbsita con una hoja siloxano y de una hoja sencilla de brucita con una hoja siloxano. Ambas

hojas de brucita y gibbsita son neutras eléctricamente y estos dos minerales sólo están ligados por débiles enlaces de Van der Waals (figs. 584 y 586). Sin embargo, la hoja de Si_2O_5 no es neutra eléctricamente y sola no puede formar una estructura estable. Si los oxígenos apicales, es decir, los que no son compartidos en el plano de la hoja, pueden ocupar las posiciones de los hidróxilos en la hoja de brucita o gibbsita, se satisfacen los requisitos espaciales y, además, resulta una estructura

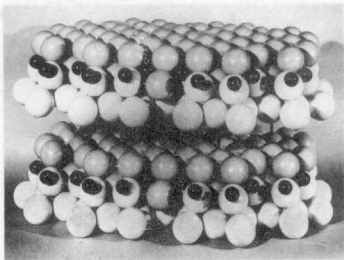
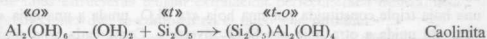


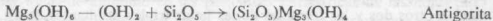
Fig. 588. Caolinita, $(\text{Si}_2\text{O}_5)_2\text{Al}_2(\text{OH})_4$. Modelo de empaquetamiento. O blancos, (OH) grises, Al negros; eje *c* vertical.

eléctricamente neutra debido a que el hidróxilo y el oxígeno tienen, esencialmente, el mismo radio iónico y la carga residual unitaria del oxígeno apical, es igual a la carga del hidróxilo. Esta estructura, en la familia dioctaédrica, es la hoja de la caolinita y en la familia trioctaédrica la hoja de la antigorita (figs. 587 y 588). El grupo caolinita de minerales de la arcilla está formado por las primeras de estas unidades estructurales, mientras que el grupo de las serpentinas está formado por las segundas. Aceptando la nomenclatura de P. Niggli, podemos llamar a la hoja siloxana una hoja «*t*», puesto que la coordinación es tetraédrica y a las hojas de la gibbsita o la brucita, hojas «*o*» puesto que la coordinación es octaédrica. Por lo tanto, su unión engendra una hoja «*t*—*o*» y podemos hablar de la unidad básica estructural de los grupos caolinita o serpentina, como de una hoja «*t*—*o*». Recordando que los oxígenos apicales de una hoja «*t*» sustituyen dos hidróxilos en una hoja de gibbsita o de brucita, es fácil recordar que las fórmulas resultantes en cada caso son:

Dioctaédrica



Trioctaédrica



De modo exactamente análogo, pueden derivarse miembros más complejos del árbol genealógico de los filosilicatos. Sustituyendo los oxígenos apicales de una hoja Si_2O_5 por dos de los seis hidróxilos de una hoja de gibbsita o de brucita por

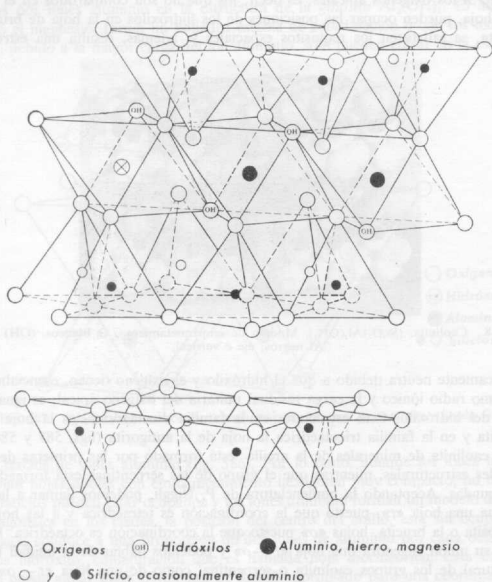
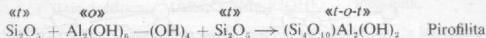


Fig. 589. Dibujo esquemático de la capa "t-o-t". (Según Grim.)

un lado y haciendo lo mismo en el otro lado de la misma hoja, tendremos ahora una hoja triple constituida por una hoja «t» Si_2O_5 unida a una hoja «o» que, a su vez, está unida a otra hoja «t» Si_2O_5 invertida. Como cada hoja siloxano en cada octaedro de la hoja de gibbsita o de brucita, reemplaza dos de los seis hidróxilos, quedan otros dos y las fórmulas de las hojas triples resultantes deben ser:

Dioctaédrica



Trioctaédrica

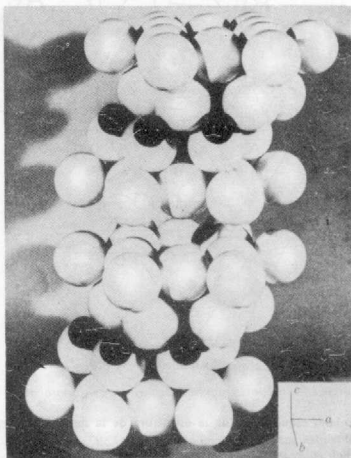
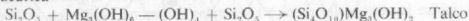


Fig. 590. Talco. $(\text{Si}_4\text{O}_{10})\text{Mg}_3(\text{OH})_2$. Modelo de empaquetamiento. O blancos, Mg negros. (OH) no visibles. Eje *c* vertical. Este modelo muestra el gran espaciamiento existente entre dos capas "t-o-t".

Estas unidades estructurales, que llamaremos hojas «t—o—t», son neutras eléctricamente y forman estructuras estables en las que las hojas sólo están unidas por enlaces de Van der Waals (figs. 589 y 590). Como este enlace es muy débil, es de esperar que tales estructuras tengan exfoliación perfecta, fácil deslizamiento y tacto craso, predicciones que se cumplen en el talco y la pirofilita.

Avanzando un paso más en este proceso evolutivo, algunos silicios pueden ser sustituidos por iones de aluminio en las posiciones tetraédricas de las hojas Si_2O_5 y como el aluminio es trivalente en tanto que el silicio es tetravalente cada susti-

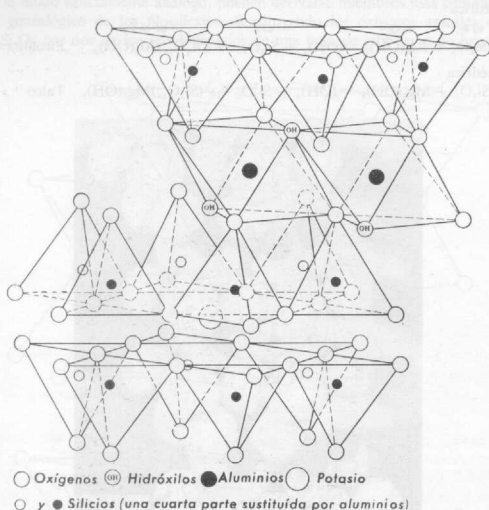


Fig. 591. Dibujo esquemático de la estructura de la moscovita. (Según Grim.)

tución de este tipo hace que en la superficie de la hoja aparezca una carga eléctrica libre. Si cada cuarto silicio es sustituido por aluminio, se origina una carga de magnitud suficiente para enlazar cationes univalentes en coordinación regular 12, entre las hojas «*t*—*o*—*t*». En virtud de estos enlaces hoja-cación- hoja, los estratos quedan unidos con mayor fuerza, disminuye la facilidad de deslizamiento, aumenta la dureza y desaparece el tacto untuoso. Las estructuras minerales resultantes son las de las micas verdaderas (figs. 591 y 592). En la línea de parentesco dioctaédrico, el catión es generalmente el potasio (moscovita) o el sodio (paragonita); en la rama trioctaédrica, es el potasio, tanto en la flogopita como en la biotita. Es fácil recordar las fórmulas de las micas sabiendo que uno de los aluminios está en las posiciones tetraédricas y de acuerdo con esto pueden ser escritas las fórmulas:

Dioctaédrica	$(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})\text{Al}_2\text{K}(\text{OH})_2$	Moscovita
Trioctaédrica	$(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})\text{Mg}_3\text{K}(\text{OH})_2$	Flogopita

Si la mitad de los iones silicio en las posiciones tetraédicas de las capas Si_2O_5 , están sustituidos por el aluminio, quedan disponibles dos cargas por cada hoja «t—o—t» para ligar un catión entre ellas e iones tales como el calcio, magnesio

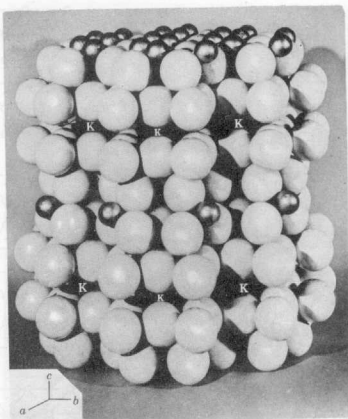


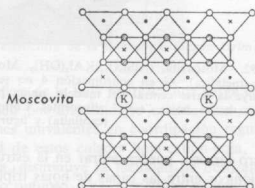
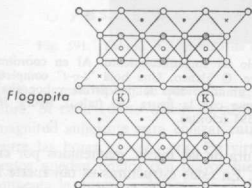
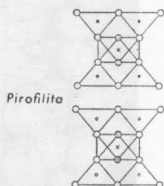
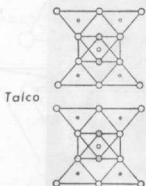
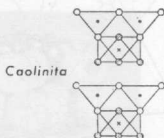
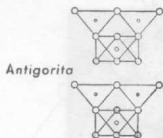
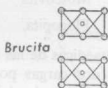
Fig. 592. Moscovita, $(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})\text{KAl}_2(\text{OH})_2$. Modelo de empaquetamiento. Al en coordinación 6 (metálica). Al en coordinación 4 no se ve. O blanco. Una hoja "t-o-t" completa, constituye la parte central del modelo, unida por grandes iones K por arriba y por abajo a partes de las hojas "t-o-t" adyacentes. Compárese con la figura 590 (talco), figura 588 (caolinita) y figura 594 (clorita).

o hierro ferroso, pueden entrar en la estructura de las micas, mantenidos por enlaces iónicos entre las capas de hojas triples. En estas estructuras es tan fuerte la unión entre los estratos, que disminuye la calidad de la exfoliación, aumenta la dureza, y casi se pierde por completo la flexibilidad de las capas y aumenta el peso específico. Los minerales resultantes, son las *micas frágiles*, representadas por

Dioctaédrica	$(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10})\text{CaAl}_2(\text{OH})_2$	Margarita
Trioctaédrica	$(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10})\text{CaMg}_3(\text{OH})_2$	Xantofilita

Trioctaédrica

Dioctaédrica



○ = Oxígeno
 ⊙ = Hidróxilo
 ● = Silicio

X = Aluminio
 ○ = Magnesio

Fig. 593. Árbol genealógico de los filosilicatos. (Esquemático.)

Entre los miembros de las series dioctaédrica y trioctaédrica, la solución sólida es escasa, si bien puede haber sustitución iónica amplia y sustancialmente completa, del magnesio por el hierro ferroso, o del aluminio por el hierro férrico o del sodio por el calcio, en posiciones adecuadas. El bario puede sustituir al potasio, el cromo al aluminio y el flúor al hidróxilo en proporción limitada. El manganeso, titanio y

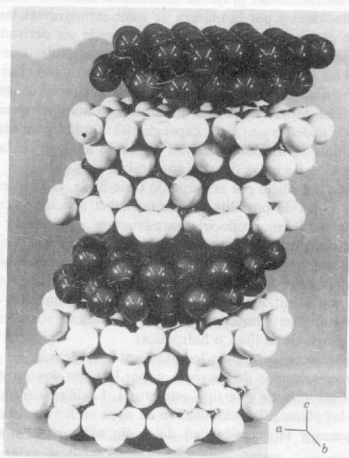
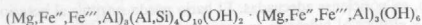


Fig. 594. Clorita, $(\text{Si}_4\text{O}_{10})\text{Mg}_3(\text{OH})_2\text{Mg}_3(\text{OH})_6$. Modelo de empaquetamiento. O blancos, (OH) grandes negros, Mg pequeños negros; eje *c* vertical. El modelo muestra 'hojas "t-o-t"' alternando con hojas "o". Fe, F⁺⁺ y Al pueden sustituir el Mg y el Al al Si.

cesio son constituyentes poco frecuentes de algunas micas. Las micas líticas son estructuralmente diferentes de la moscovita y la biolita debido al pequeño tamaño del ion litio.

Al árbol genealógico de los filosilicatos pueden ser añadidas unas cuantas ramas (fig. 593). La importante familia de las *cloritas* puede ser descrita como teniendo la estructura de capas triples del talco, interestratificadas con hojas simples de brucita (fig. 594), lo que conduce a la fórmula $\text{Si}_4\text{O}_{10}\text{Mg}_3\text{Mg}_3(\text{OH})_6$. Sin embargo, en la mayoría de las cloritas, el magnesio puede estar sustituido por el alu-

minio, hierro ferroso y férrico en posiciones octaédricas, tanto en las capas de talco como en las hojas de brucita y el silicio puede estar sustituido por el aluminio en las posiciones tetraédricas. La fórmula general sería así:



Los diversos miembros del grupo se diferencian unos de otros por la importancia de las sustituciones y por la manera de estar sobrepuestas las capas.

El importante grupo de las *montmorillonitas* puede ser derivado de la estructura de la pirofilita por inserción de hojas de agua molecular que contengan cationes libres entre las capas triples «t — o — t» de la pirofilita. Las hojas de pirofilita desprovistas de cargas esencialmente, pueden dilatarse de esta manera adquiriendo sus celdillas dimensiones desusadamente grandes y los minerales de este grupo presentan, de acuerdo con esto, capacidad sin límites para hincharse cuando son humedecidos. Las *vermiculitas* derivan de modo análogo de la estructura del talco, por interposición de hojas de agua molecular.

Si la sustitución del silicio por el aluminio tiene lugar, al azar, en las posiciones tetraédricas de las hojas de pirofilita, puede no haber suficientes cargas agregadas sobre las capas triples para producir una estructura a ordenada tipo mica, con todas las posibles posiciones de cationes entre capas ocupadas. Sin embargo y localmente, pueden estar ocupadas algunas posiciones catiónicas, dando lugar a propiedades intermedias entre las de las arcillas y las micas, cuadro que puede compararse aún más con la entrada de agua molecular. Los minerales de este tipo, intermedios entre las arcillas montmorilloníticas y las micas, son considerados como pertenecientes al grupo de la illita o hidromicas.

La gran importancia que tienen los filosilicatos es debida, en parte, a que los productos de la meteorización de las rocas y, por lo tanto, los constituyentes de los suelos, son en su mayoría de este tipo estructural. La liberación y la retención de los alimentos de las plantas, la acumulación de agua en los suelos de las estaciones húmedas a las secas y la accesibilidad del suelo a los gases atmosféricos y los

FILOSILICATOS

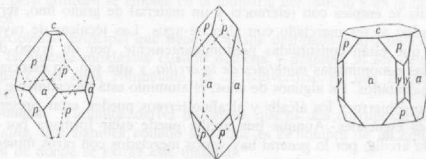
Apofilita	$(\text{Si}_4\text{O}_{10})\text{Al}_2 \cdot (\text{OH})_2$
Caolinita	$(\text{Mg, Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_3(\text{Al, Si})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot (\text{Mg, Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_3$
Serpentina	$(\text{Si}_4\text{O}_{10})\text{Mg}_3(\text{OH})_2$
Garnierita	$(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})\text{KAl}_2(\text{OH})_2$
Pirofilita	$(\text{AlSi}_2\text{O}_7)\text{KMg}_2(\text{OH})_2$
Talco	$(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})\text{K}(\text{Mg, Fe})_3(\text{OH})_2$
Moscovita	$(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})\text{K}_2\text{Li}_3\text{Al}_3(\text{O, OH, F})_4$
Flogopita	$(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10})\text{CaAl}_2(\text{OH})_2$
Biotita	$(\text{Si}_4\text{O}_{10})\text{KCa}_2\text{F} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Lepidolita	$(\text{Si}_4\text{O}_{10})\text{Al} \cdot (\text{OH})_4$
Margarita	$(\text{Si}_4\text{O}_{10})\text{Mg}_6 \cdot (\text{OH})_4$
Clorita	$\text{SiO}_4(\text{Ni} \cdot \text{Mg}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Sepiolita	$(\text{Mg, Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_3(\text{Al, Si})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot (\text{Mg, Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_3(\text{OH})_6$

organismos, dependen en una gran medida, de las propiedades de los silicatos hojosos.

Los filosilicatos tienen una gran importancia desde el punto de vista geológico. Las micas son los principales minerales en los esquistos y muy abundantes en las rocas ígneas: se forman a temperaturas más bajas que los anfíboles o los piroxenos y, con frecuencia, son resultado de sustituciones de minerales más tempranos por efecto de alteraciones hidrotermales.

Apoñilita— $(\text{Si}_4\text{O}_{10})\text{KCa}_2\text{F} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$

Cristalografía. Tetragonal; bipiramidal, ditetragonal. Generalmente en cristales con prisma de segundo orden $\{010\}$, bipirámide de segundo orden $\{111\}$, y plano basal $\{001\}$ (figs. 595 y 596).



Figs. 595, 596 y 597. Apofilita.

En ciertas ocasiones se han observado pequeñas caras de prisma ditetragonal (fig. 597). Los cristales pueden parecer una combinación de cubo y octaedro, pero se distingue la tetragonalidad por la diferencia de brillo entre las caras de prisma y de la base.

Propiedades físicas. Exfoliación basal perfecta $\{001\}$. **H.** = $4\frac{1}{2}$ -5. **G.** = 2,3-2,4. Brillo perlado en la base; en las otras caras, vítreo. Generalmente, incoloro, blanco o grisáceo; puede mostrar tonalidades pálidas de verde amarillo rosa. Transparente a translúcido.

Composición. Un fluosilicato de potasio y calcio hidratado.

Ensayos. Funde a 2, con hinchazón, forma un esmalte vesicular blanco. Colorea la llama de violeta pálido (potasio). Desprende mucha agua en el tubo cerrado. Se descompone en el ácido clorhídrico con separación de sílice, pero sin formación de gel. La solución no precipita con amoníaco, pero da abundante precipitado blanco con oxalato amónico o carbonato amónico (calcio).

Diagnóstico. Se reconoce generalmente por sus cristales, color, brillo y exfoliación basal.

Yacimiento. La apofilita aparece comúnmente como un mineral secundario rellenando cavidades en las rocas basálticas y relacionadas con ellas. Asociado a

varias zeolitas, calcita, datolita, pectolita. Se encuentra formando cristales buenos en Andreasberg, montes del Harz; Aussig, Bohemia; en los Alpes Seiser, Trentino, Italia; cerca de Bombay, India; islas Faeroe; Islandia, Groenlandia, Guanajuato, Méjico. En los Estados Unidos, en Bergen Hill y Paterson, Nueva Jersey; en el distrito del cobre del lago Superior. En buenos cristales en Nueva Escocia.

Etimología. Apofilita deriva de dos palabras griegas que significan *de* y *hoja*, por la tendencia a exfoliarse cuando se calcina.

MINERALES DE LA ARCILLA

Arcilla es un término petrográfico y como la mayoría de las rocas, está constituida por un cierto número de diferentes minerales en proporciones variables. La palabra arcilla se emplea con referencia a un material de grano fino, terroso, que se hace plástico al ser mezclado con algo de agua. Las técnicas de rayos X han demostrado que están constituidas predominantemente, por un grupo de sustancias cristalinas denominadas *minerales de la arcilla*, y que son, en esencia, silicatos aluminicos hidratados. En algunos de ellos, el aluminio está parcialmente sustituido por magnesio o hierro y los álcalis y alcalino-térreos pueden estar presentes como constituyentes esenciales. Aunque una arcilla puede estar formada por un único mineral de la arcilla, por lo general hay varios mezclados con otros minerales tales como feldespatos, cuarzo, carbonatos y micas.

CAOLINITA— $(\text{Si}_2\text{O}_5)_n\text{Al}_2(\text{OH})_n$

Cristalografía. Monoclínico prismático. En láminas muy pequeñas, delgadas, rómbicas o de forma hexagonal. Generalmente en masas arcillosas, tanto compactas como sueltas.

Propiedades físicas. Exfoliación basal perfecta {001}. **H.** = 2-2 1/2. **G.** = 2,6-2,63. Brillo generalmente terroso mate; las láminas de cristal perlado. Color blanco. A menudo con diversos colores, debido a las impurezas. Generalmente untoso y plástico.

Composición. Un silicato aluminico hidratado. $\text{Al}_2\text{O}_3 = 39,5\%$; $\text{SiO}_2 = 46,5\%$; $\text{H}_2\text{O} = 14,0\%$.

Ensayos. Infusible. Insoluble. Toma color azul cuando se humedece con nitrato de cobalto y se calcina (aluminio). Agua en el tubo cerrado.

Diagnóstico. Se reconoce por su carácter arcilloso, pero sin ayuda de ensayos ópticos es imposible distinguirlo de otros minerales de composición similar, que colectivamente forman el caolín.

Yacimiento. La caolinita está muy extendida. Es el principal constituyente del caolín o de la arcilla. Siempre, un mineral de origen supergénico, que se produce

por la alteración de los silicatos de aluminio particularmente feldespatos. Se halla mezclado con los feldespatos en rocas meteorizadas; en algunos lugares forma depósitos enteros donde la meteorización ha sido completa. Como uno de los productos comunes de la descomposición de las rocas, se halla en suelos y al ser transportado por las aguas se deposita, mezclado con cuarzo y otros minerales, en lagos, etc., en forma de capas de arcilla.

Empleo. La arcilla es una de las sustancias naturales de mayor importancia industrial, con la cual se fabrican muchos y variados artículos, entre los que figuran los ladrillos, baldosas, tuberías de saneamiento, alfarería, etc. Los que emplean la arcilla para fines comerciales, distinguen diversas clases, cada una de las cuales es la más adecuada para un fin determinado. La arcilla de mayor pureza, conocida bajo el nombre de *caolín* o *tierra de porcelana*, tiene muchas aplicaciones aparte de la fabricación de la porcelana y la loza, siendo la más importante como carga del papel, pero también se emplea en la industria del caucho y en la fabricación de refractarios.

La propiedad principal que tiene la arcilla destinada a artículos cerámicos es la de ser fácilmente moldeable cuando húmeda y después, al ser calentada y expulsada parte del agua combinada, la de convertirse en una sustancia dura y permanente.

Etimología. Caolinita, deriva de caolín, que es una corrupción de la palabra china *kauling*, que significa collado alto, que es el nombre de una colina cerca de Jauchu Fa de donde se extrae este material.

Especies similares. La *dickita* y la *nacrita* son similares a la caolinita en estructura y composición química, pero son constituyentes menos importantes de los depósitos de arcilla. La *anauxita* también es incluida en el grupo de la caolinita, pero su relación silicio-aluminio es más elevada que la de la caolinita. La *halloysita* tiene dos formas: una con la composición de la caolinita (Si_1O_{10}) $\text{Al}_1(\text{OH})_8$ y la otra con composición (Si_1O_{10}) $\text{Al}_1(\text{OH})_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Este segundo tipo pasa por deshidratación al primero, con pérdida de moléculas del agua interestraficada.

El grupo de la *montmorillonita* (véase pág. 456) comprende algunos minerales de la arcilla compuestos por capas «t—o—t» de silicatos de los tipos dioctaédricos y trioctaédricos. La característica más destacada de los miembros de este grupo es su capacidad para absorber moléculas de agua entre las hojas, produciendo una marcada dilatación de la estructura. Los miembros dioctaédricos son: *montmorillonita*, *beidellita* y *nontronita*, y los trioctaédricos: *hectorita* y *saponita*. La *montmorillonita* es el mineral de la arcilla dominante en la *bentonita*, que es una ceniza volcánica alterada, y que tiene la propiedad poco común de aumentar de volumen varias veces cuando es sumergida en agua.

La *illita* es un término general aplicado a los minerales micáceos de la arcilla. Las illitas se diferencian de las micas en que tienen menos silicio sustituido por aluminio, contener más agua y tener parte del potasio sustituido por calcio y magnesio. La illita es el principal constituyente de muchas pizarras arcillosas.

Serpentina— $(\text{Si}_3\text{O}_{11})\text{Mg}_6(\text{OH})_6$

Cristalografía. Monoclínico; prismático. Los cristales, excepto como pseudomorfosis, son desconocidos. La serpentina se presenta bajo dos hábitos distintos: 1) una variedad laminar, llamada *antigorita*, con propiedades como las de los filosilicatos, y 2) una variedad fibrosa, el *crisotilo* (fig. 598). Se ha dicho que las fibras de crisotilo derivan de la estructura en hojas por curvatura de éstas para formar tubos cilíndricos.

Propiedades físicas. **H.** = 2-5, generalmente 4. **G.** = 2,2 en la variedad fibrosa a 2,65 en las variedades macizas. Brillo craso, céreo en las variedades macizas, sedoso en las fibrosas. El color es, frecuentemente, jaspeado, con motitas de tonalidades verde más claras y más oscuras. Translúcido.

Composición. Un silicato magnésico hidrato. $\text{MgO} = 43,0\%$; $\text{SiO}_2 = 44,1\%$; $\text{H}_2\text{O} = 12,9\%$. El hierro ferroso y el níquel suelen estar presentes en pequeñas cantidades.

Ensayos. Infusible. Se descompone en el ácido clorhídrico en separación de sílice, pero sin formación de gel. La solución filtrada, una vez precipitado el hierro con amoníaco, da un precipitado con fosfato sódico de fosfato-magnésicoamónico. Agua en tubo cerrado.

Diagnóstico. Se reconoce por el color verde jaspeado y el brillo craso o por su naturaleza fibrosa. Se distingue de los anfíboles fibrosos por la presencia de una gran cantidad de agua.

Yacimiento. La serpentina es un mineral común y corriente, generalmente como producto de alteración de ciertos silicatos magnésicos, especialmente olivino, piroxenos, anfíboles. Asociada frecuentemente con la magnesita, cromita y magnetita. Tanto en las rocas ígneas como en las metamórficas; frecuentemente, en partículas diseminadas; en algunos lugares en tal cantidad, que llegan a formar prácticamente la masa entera de la roca. Se denomina serpentina, como roca, a masas que en su mayor parte son la variedad antigorita. Grandes depósitos de la variedad fibrosa, crisotilo, en la provincia de Quebec, Canadá; en los montes Urales, U.R.S.S. y en África del Sur. En los Estados Unidos la encontramos en Vermont, Nueva York; Nueva Jersey; en Arizona, cerca de Globe en la sierra Ancha y en el Gran Cañón.

Empleo. La variedad crisotilo es la principal fuente del amianto. El anfíbol fibroso se emplea también para este fin. El empleo del amianto se basa en su naturaleza fibrosa y flexible, que permiten hacer un fieltro y tejerlo en tela y otros tejidos; además, por ser incombustible y ser mal conductor del calor. El amianto se emplea, por lo tanto, para protección contra el fuego y como material de aislamiento contra el calor y la electricidad. El mineral en masa que es translúcido y de color verde oscuro, se emplea como piedra de adorno y puede ser de gran valor como material de construcción. Mezclado con mármol blanco y cuando presenta bellos jaspeados verdes, se le denomina *mármol verde antigoro*.

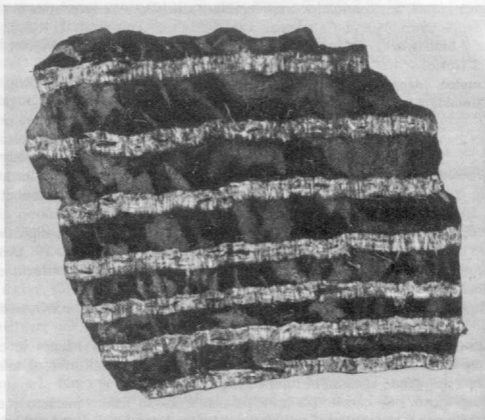


Fig. 598. Venillas de crisotilo en serpentina, Thetford, Quebec.

Etimología. El nombre se refiere a los anubarrados serpentiformes, de color verde, de la variedad compacta.



Cristalografía. Aparentemente amorfo. En forma de incrustaciones y como masas terrosas.

Propiedades físicas. **H.** = 2-3. **G.** = 2.2-2.8. Brillo terroso y mate. Color verde de manzana a blanco.

Composición. Silicato de magnesio y níquel hidratado.

Ensayos. Infusible, pero se vuelve magnético al calentarlo. Dificilmente atacable por el ácido clorhídrico, con separación de silice. En la llama oxidante, perla de bórax castaño. En el tubo cerrado se ennegrece y desprende agua.

Diagnóstico. Se caracteriza por el color verde manzana, brillo terroso y carencia de estructura cristalina.

Yacimiento. La garnierita es un mineral de origen secundario asociado con la serpentina, y probablemente un producto de la alteración de las peridotitas que

contienen níquel. En cantidades considerables, asociado a la serpentina y cromita, cerca de Noumea, Nueva Caledonia. También en el Transvaal, U.R.S.S.; África del Sur y Madagascar. En los Estados Unidos, en Riddle, Oregón y Webster, Carolina del Norte.

Empleo. Una mena de níquel.

Etimología. En honor de Jules Garnier, descubridor del mineral.

Pirofilita— $(\text{Si}_4\text{O}_{10})\text{Al}_2(\text{OH})_2$

Cristalografía. Monoclínico; prismático. No se observa en cristales aislados. Hojoso, en algunos casos en agregados laminares radiales. También granular a compacto. Idéntico al talco en estructura y aspecto.

Propiedades físicas. Exfoliación basal perfecta {001}. Hojas algo flexibles, pero no elásticas. **H.** = 1-2 (marca con una raya la ropa). **G.** = 2,8-2,9. Brillo perlado a grasiento. Color blanco, verde manzana, gris, pardo. Translúcido, transparente en bordes delgados.

Composición. Silicato aluminico hidratado. $\text{Al}_2\text{O}_3 = 28,3\%$; $\text{SiO}_2 = 66,7\%$; $\text{H}_2\text{O} = 5,0\%$.

Ensayos. Infusible, aunque al calentarse las variedades radiales se exfolian en forma de abanico. Parcialmente descompuesto por ácido sulfúrico. A altas temperaturas, desprende agua en el tubo cerrado.

Diagnóstico. Se caracteriza principalmente por su hábito micáceo y exfoliación, ser blando y tacto grasoso. Se distingue del talco humedeciendo un pequeño fragmento con nitrato de cobalto y calcinando, pues toma entonces un color azul (aluminio). El talco, sometido a la misma prueba, se vuelve de color violeta pálido.

Yacimiento. La pirofilita es un mineral relativamente raro. Lo encontramos en las rocas metamórficas, frecuentemente con cianita. En cantidades considerables en Guilford y Orange, Carolina del Norte.

Empleo. Se extrae de las canteras de Carolina del Norte y se emplea para los mismos fines que el talco. No llega, sin embargo, a precios tan altos como los mejores talcos. Constituye una parte importante de la denominada *agalmatolita*, con la que los chinos tallan pequeñas imágenes.

Etimología. Del griego *fuego* y *hoja*, puesto que se exfolia al calentarse.

TALCO— $(\text{Si}_4\text{O}_{10})\text{Mg}_3(\text{OH})_2$

Esteatita. Piedra ollar. Jaboncillo

Cristalografía. Monoclínico; prismático. Cristales raros. Generalmente tablas, con forma rómbica o hexagonal. Masas exfoliables; en algunos casos en grupos hojosos radiales. También compacto.

Propiedades físicas. Exfoliación basal perfecta {001}. Exfoliación delgada, algo flexible, pero no elástica. Sectil. **H.** = 1 (marcará la ropa). **G.** = 2,7-2,8. Brillo

perlado a graso. Color verde manzana, gris, blanco o blanco de plata; el jaboncillo es gris o verde. Translúcido. Tacto graso.

Composición. Un silicato magnésico hidratado, $\text{Si}_4\text{O}_{10}\text{Mg}_3(\text{OH})_2$. $\text{MgO} = 31,7\%$; $\text{SiO}_2 = 63,5\%$; $\text{H}_2\text{O} = 4,8\%$. Puede también contener pequeñas cantidades de níquel.

Ensayos. Difícilmente fusible (5). Inatacable por los ácidos. Desprende agua en el tubo cerrado cuando se calienta intensamente. Humedecido con nitrato de cobalto y calcinado, toma un color violeta pálido.

Diagnóstico. Caracterizable por el hábito micáceo y exfoliación, por ser blando y de tacto graso. Se distingue de la pirofilita humedeciendo un fragmento con nitrato de cobalto y calentándolo intensamente; el talco tomará un color violeta pálido; la pirofilita un color azul.

Yacimiento. El talco es un mineral de origen secundario formado por la alteración de los silicatos de magnesio, tales como olivino, piroxeno y anfíboles, y puede ser pseudomórfico de estos minerales. En las rocas ígneas, debido a la alteración de dichos silicatos, especialmente en peridotitas y piroxenitas. Más característico de las rocas metamórficas, donde en forma granular a criptocristalina, la *esteatita* forma casi por completo la masa rocosa. También como un elemento importante en los esquistos.

En los Estados Unidos, las canteras de talco o esteatita están localizadas principalmente a lo largo de la charnela de los montes Apalaches, extrayéndose el mineral en Vermont, Massachusetts; Rhode Island, Nueva York; Nueva Jersey; Pennsylvania; Maryland; Virginia, Carolina del Norte y Georgia. En St. Lawrence County, Nueva York, existen depósitos importantes donde el talco yace en capas de esquistos alternando con calizas. Aquí está asociado con la tremolita y enstatita, de cuyas masas evidentemente ha derivado. En Virginia existen grandes depósitos de esteatita en una estrecha franja que va desde Nelson County hasta Albermarle County, donde aparece en capas de un espesor de más de 30 m.

Muy abundante en España, en todas las zonas graníticas como producto de descomposición. Bailén y Guillena lo suministran a la fábrica de cerámica de La Cartuja, Sevilla.

Empleo. Grandes cantidades de talco en polvo se emplean en pintura, cerámica, tejas, papel e industrias de goma. También como polvo de talco, jaboncillo, para los sastres, y pizarrín. Un pequeño porcentaje del talco producido se corta y se emplea para superficies de mesas, lavabos de cubas, fregaderos, etc. (véase la página 532).

Etimología. El nombre de talco es de antiguo y dudoso origen, probablemente deriva de la palabra árabe *talk*.

GRUPO DE LAS MICAS

Cristalizan en el sistema monoclinico, pero con un ángulo β , próximo a 90° , por lo que la simetría monoclinica no es claramente visible. Los cristales son gene-

ralmente tabulares con planos basales bien desarrollados y tienen, o bien una forma de rombo, o bien hexagonal, con ángulos de casi 60° y 120° . Los cristales, por lo tanto, en general parecen rómbicos o hexagonales. Todos ellos se caracterizan por una exfoliación basal $\{001\}$ muy perfecta. Un golpe con un instrumento algo punzante produce sobre la hoja de exfoliación una figura de percusión de 6 rayos (fig. 599), dos de cuyas líneas son casi paralelas a las aristas del prisma; el tercero, que es el más desarrollado, es paralelo al segundo pinacoide o plano de simetría.

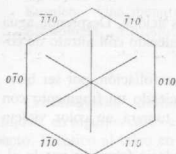


Fig. 599. Figura de percusión en la mica.

Entre los diferentes miembros hay sustitución iónica limitada. Sin embargo, es frecuente que dos miembros del grupo cristalicen juntos en posición paralela, en una misma lámina cristalina con exfoliación común.

MOSCOVITA— $(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})\text{KAl}_2(\text{OH})_2$

Mica blanca. Mica común. Mica potásica

Cristalografía. Monoclínico; prismático. El ángulo β es casi de 90° . Los buenos cristales son relativamente raros. En cristales tabulares con base dominante. La presencia de caras del prisma $\{110\}$ con ángulos de cerca de 60° confiere a algunos cristales una forma de rombo, pareciendo de simetría rómbica (fig. 600). Si están presentes las caras del segundo pinacoide, los cristales tienen aspecto hexagonal. Las caras del prisma son ásperas por las estriaciones horizontales y frecuentemente horadadas. Exfoliación en hojas grandes a pequeñas; en escamas que en ciertos casos se juntan en agregados plumosos o globulares. También criptocristalino y macizo compacto.

Propiedades físicas. Exfoliación extremadamente perfecta según la base $\{001\}$ lo que permite extraer del mineral hojas muy delgadas. Hojas flexibles y elásticas. **H.** = $2.2 \frac{1}{2}$. **G.** = 2,76-3,1. Brillo vítreo a sedoso o perlado. Transparente e incoloro en las hojas delgadas. En los bloques más gruesos, translúcido con tonalidades claras de amarillo, pardo, verdoso y rojizo.

Algunos cristales son más transparentes normalmente a la zona $\{001\}$ que perpendicularmente a la base.

Composición. Frecuentemente contiene pequeñas cantidades de hierro férrico y ferroso, magnesio, calcio, sodio, litio, flúor y titanio.

Ensayos. Funde a 5. No se descompone en los ácidos. Agua en el tubo cerrado.

Diagnóstico. Caracterizado por su exfoliación muy perfecta y color claro. Se distingue de la flogopita porque no se descompone en el ácido sulfúrico, y de la lepidolita por no dar una llama de color carmín.

Yacimiento. La moscovita es un mineral petrográfico muy común y corriente. Característico de las rocas ígneas silíceas profundas, como el granito y la sienita. Especialmente característico de las vetas de pegmatitas y se la encuentra relleno de cavidades en los granitos, donde, evidentemente, se ha formado por la acción de los vapores mineralizados durante las últimas épocas de la formación de la roca. Muy común en las metamórficas, como el gneis y los esquistos, y forma el principal constituyente en ciertos esquistos micáceos. En algunas rocas esquistosas, en forma

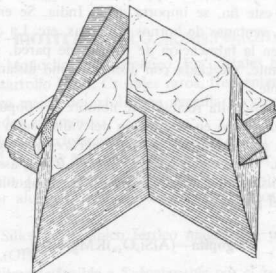


Fig. 600. Moscovita. Cristales de forma rómbica.

de agregados fibrosos de pequeñas escamas con brillo sedoso, pero que no presentan claramente la verdadera naturaleza del mineral. Esta variedad, conocida con el nombre de *sericita*, es generalmente el producto de alteración del feldespato. La sericita también es una alteración de las salbandas de los filones metalíferos. La moscovita se origina también como producto de alteración de otros minerales, como el topacio, cianita, espodumena, andalucita, escapolita. La *pinita* es el producto de alteración micácea de varios minerales, que corresponden más o menos a la composición de la moscovita.

En pegmatitas graníticas la moscovita aparece asociada al cuarzo y feldespato, junto a la turmalina, berilo, granate, apatito y fluorita. Con frecuencia se encuentran en estas vetas grandes cristales, llamados libros, que en muchas localidades tienen tamaño considerable.

En los Alpes existen importantes localidades de este mineral, también en los montes Mourne, Islandia; Cornwall, Inglaterra; Noruega; Suecia; en la India se encuentran grandes e importantes depósitos. En los Estados Unidos, la moscovita se encuentra en depósitos comerciales principalmente en las regiones de los montes Appalaches y de las Montañas Rocosas. Las vetas pegmatíticas más productivas

se hallan en Nueva Hampshire, en Carolina del Norte y en las Black Hills de Dakota del Sur. De menos importancia son los depósitos de Colorado, Alabama y Virginia. La moscovita se ha extraído en Maine y Connecticut. Cristales de un tamaño de 2 a 3 metros de las minas de Mattawan Township, Ontario, Canadá.

Empleo. Principalmente como un material aislante en la fabricación de aparatos eléctricos. Numerosas piezas pequeñas que se emplean en aislamientos eléctricos se fabrican con hojas delgadas de mica, cementadas entre sí. Mediante prensado se les da la forma apropiada. La mayor parte de la mica que se emplea en los Estados Unidos para este fin, se importa de la India. Se emplea como material transparente, *isinglass*, ventanas de hornos, linternas, etc. La chatarra de mica o el material de desecho, en la fabricación de papeles de pared, para darles un brillo luciente; como lubricante, mezclada con aceites; como aislante del calor y como material anticombustible.

Etimología. La moscovita recibió este nombre del popular *vidrio de Moscovia*, debido a que se empleaba en sustitución del vidrio en la antigua Rusia (Moscovia). Mica se deriva probablemente del latín *micare*, que significa brillar.

Especies similares. *Paragonita* $(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})\text{NaAl}_2(\text{OH})_2$ asociada a la moscovita de la que no puede distinguirse físicamente. En la paragonita hay sustitución limitada del sodio por el potasio.

Flogopita— $(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})\text{KMg}_3(\text{OH})_2$

Cristalografía. Monoclínico; prismático. Generalmente, en placas hexagonales o en cristales prismáticos delgados. Los cristales son frecuentemente grandes y bastos. También en masas hojosas.

Propiedades físicas. Exfoliación basal perfecta {001}. Hojas flexibles y clásicas. **H.** = 2 1/2-3. **G.** = 2,86. Brillo vítreo aperlado. Color pardo amarillento, verde, blanco, a menudo con reflexiones parecidas al cobre en la superficie de exfoliación. Transparente en hojas delgadas. A la luz transmitida, ciertos flogopitas muestran un efecto parecido a una estrella, conocido como *asterismo*, debido a inclusiones de rutilo, regularmente orientadas.

Composición. Silicato aluminico magnésico potásico hidratado. Generalmente contiene cerca de un 3 % de flúor y algo de hierro.

Ensayos. Funde a 4 1/2-5. Insoluble en ácido clorhídrico. Se descompone en ácido sulfúrico concentrado hirviendo, dando una solución lechosa. Desprende agua en el tubo cerrado.

Diagnóstico. Se caracteriza por la exfoliación micácea y color castaño amarillento. Se distingue de la moscovita por descomponerse por el ácido sulfúrico y de la biotita por su color más claro. Pero es imposible distinguir entre la biotita y la flogopita sin ulteriores ensayos.

Yacimiento. La flogopita es un producto del metamorfismo en las calizas magnésicas cristalinas o mármoles dolomíticos, encontrándose también en la ser-

pentina. Rara vez se encuentra en rocas ígneas. Existen yacimientos importantes en Finlandia, Suecia, Campolungo, Suiza, Milán y Madagascar. En los Estados Unidos, principalmente en Jefferson y St. Lawrence, Nueva York. En abundancia en Canadá, Ontario, al norte y sur de Burgess y en otros diversos lugares de Ontario y Quebec. En los gneis de Santiago de Compostela y en las calizas de El Escorial, España.

Empleo. Lo mismo que la moscovita, principalmente como aislante eléctrico.

Etimología. Procedente de una palabra griega cuyo significado es como el *fuego* por su color.

BIOTITA— $(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})\text{K}(\text{Mg},\text{Fe})_3(\text{OH})_2$

Cristalografía. Monoclinico; prismático. En cristales prismáticos cortos o tabulares, con gran desarrollo basal. Cristales raros, frecuentemente pseudoromboédricos. Generalmente, en masas de exfoliación irregular; a menudo, en escamas diseminadas o en agregados escamosos.

Propiedades físicas. Exfoliación basal perfecta $\{001\}$. Hojas flexibles y elástico. **H.** = $2\frac{1}{2}$ -3. **G.** = 2,8-3,2. Brillo reluciente. El color es generalmente verde oscuro, pardo a negro. Otras veces amarillo claro. Las hojas delgadas tienen, generalmente, un color ahumado (diferenciándose de la moscovita, que es casi incolora).

Composición. Silicato aluminico férrico magnésico, potásico, esencialmente, $(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})\text{K}(\text{Mg},\text{Fe})_3(\text{OH})_2$.

Ensayos. Dificilmente fusible a 5. Inatacable por el ácido clorhídrico. Se descompone en el ácido sulfúrico concentrado hirviendo, dando una solución lechosa. Da agua en tubo cerrado.

Diagnóstico. Se caracteriza por su exfoliación micácea y color oscuro.

Yacimiento. La biotita es un importante mineral petrográfico muy corriente. En las rocas ígneas, especialmente en las que el feldespato es importante, tales como el granito y la sienita; aparece en mayor variedad de rocas que la moscovita. En algunos casos se ha encontrado en vetas de pegmatita formando grandes hojas. También en muchas lavas felsíticas y pórfidos. Menos común en las rocas ferromagnesianas. También presente en ciertos gneis y esquistos, asociada a la moscovita. En buenos cristales y en bloques, en las lavas del Vesubio.

Etimología. En honor del físico francés J. B. Biot.

Especies similares. La *glauconita*, que se encuentra comúnmente en forma de bolitas verdes en los depósitos sedimentarios, es similar en composición a la biotita.

La *vermiculita* se forma por alteración de la biotita; su estructura está constituida por hojas de mica con interposición de moléculas de agua: al ser calentada pierde agua y se dilata en formas vermiculares. Es beneficiada en Libby, Montana y Macon, Carolina del Norte. En estado dilatado se emplea mucho para aislamientos térmicos y sonoros.

LEPIDOLITA— $(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})_2\text{K}_2\text{Li}_3\text{Al}_3(\text{O},\text{OH},\text{F})_4$ *Mica de litio*

Cristalografía. Monoclinico; prismático. Los cristales generalmente en placas pequeñas o prismas de aspecto hexagonal. Comúnmente en agregados de escamas o grano fino y basto.

Propiedades físicas. Exfoliación basal perfecta {001}. **H.** = $2\frac{1}{2}$ -4. **G.** = 2,8-3,0. Brillo perlado. Color rosa y lila a blanco grisáceo. Translúcido.

Composición. Fluosilicato de potasio, litio y aluminio.

Ensayos. Funde a 2, dando una llama carmesí (litio). Insoluble en los ácidos. Agua ácida en tubo cerrado.

Diagnóstico. Se caracteriza principalmente por la exfoliación micácea y por el color lila a rosa. La moscovita puede ser rosa, o la lepidolita blanca, y por lo tanto, será necesario hacer el ensayo de la llama para distinguirlas.

Yacimiento. La lepidolita es un mineral relativamente raro, se halla en las vetas de pegmatitas generalmente asociada a otros minerales que contienen litio, tales como la turmalina rosa y verde, ambligonita, espodumena. En asociación paralela con la moscovita. Los yacimientos importantes en el extranjero son los montes Urales, U.R.S.S.; isla de Elba, Rozna, Moravia y Madagascar. En los Estados Unidos se encuentra en el oeste de Maine, Hebron, Auburn, Norway, París, Rumford, cerca de Middletown, Connecticut, Pala, San Diego County, California. Black Hills, Dakota del Sur.

Empleo. Una mena de litio. Se emplea en la fabricación de vidrios resistentes al calor.

Etimología. Derivado de una palabra griega que significa *escama*.

Margarita— $(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10})\text{CaAl}_2(\text{OH})_2$

Cristalografía. Monoclínico; prismático. En raras ocasiones en cristales distintos. Generalmente en agregados exfoliables con hábito micáceo.

Estructura. De mica.

Propiedades físicas. Exfoliación basal perfecta {001}. **H.** = $3\frac{1}{2}$ -5 (más fuerte que la mica verdadera). **G.** = 3,0-3,1. Brillo vítreo a perlado. Color rosado, blanco y gris. Translúcido. Exfoliación algo quebradiza. Debido a ser tan quebradiza la margarita se conoce como *mica frágil*.

Composición. Esencialmente es un silicato aluminico cálcico hidratado. Los porcentajes de los óxidos son: $\text{CaO} = 14,0$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 51,3$; $\text{SiO}_2 = 30,2$; $\text{H}_2\text{O} = 4,5$.

Ensayos. Funde a $4-4\frac{1}{2}$, volviéndose blanco. Lenta e incompletamente se descompone en ácido clorhídrico hirviendo.

Diagnóstico. Caracterizado por la exfoliación micácea quebradiza y asociación con el corindón.

Yacimiento. La margarita aparece generalmente asociada al corindón y aparentemente como una alteración del mismo. De esta forma, la hallamos en los depósitos de esmeril de Asia Menor; en las islas de Naxos y Nicaria del Archipiélago griego.

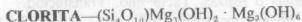
En los Estados Unidos se encuentra asociado al esmeril en Chester, Massachusetts; Chester County, Pennsylvania; en los depósitos de corindón en Carolina del Norte.

Etimología. Del griego, significa *perla*.

Especies similares. Con el nombre genérico de micas quebradizas, se describen diversos minerales análogos a la margarita tanto en propiedades físicas como químicas. Además de la margarita, tenemos como miembro más importante de este grupo la *otrelita* y el *cloritoide*, que se encuentran en las rocas sedimentarias metamorfizadas.

GRUPO DE LAS CLORITAS

Este grupo comprende cierto número de minerales que tienen propiedades químicas, cristalográficas y físicas, similares. Sin un análisis químico cuantitativo o un estudio cuidadoso de las propiedades ópticas, resulta extremadamente difícil distinguirlos entre sí. A continuación se facilita una descripción general de los principales miembros de este grupo: *clinocloro*, *pennina* y *proclorita*.



Cristalografía. Monoclínico; prismático. En cristales pseudo hexagonales tabulares, con plano basal importante. Parecido por su hábito a los cristales del grupo de la mica, pero son raros los cristales buenos. Generalmente, en masa exfoliable o en agregados de escamas diminutas; también en partículas finas diseminadas.

Propiedades físicas. Exfoliación basal perfecta {001}. Hojas flexibles pero no clásicas. **H.** = 2-2 1/2. **G.** = 2.6-2.9. Brillo vítreo a perlado. Color verde en varias tonalidades. Rara vez verde pálido, amarillo, blanco, rosa-rojo. Transparente a translúcido.

Composición. Silicato magnésico aluminico hidratado $(\text{Si}_4\text{O}_{10})\text{Mg}_3(\text{OH})_2 \cdot \text{Mg}_3(\text{OH})_6$ esencialmente. El magnesio es sustituido por aluminio y hierro ferroso y férrico, y el silicio por el aluminio (véase pág. 457). Los diferentes miembros se diferencian por la importancia de las sustituciones. La composición del *clinocloro* puede ser escrita así: $(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{Mg},\text{Al})_3(\text{OH})_2 \cdot \text{Mg}_3(\text{OH})_6$.

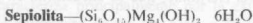
Ensayos. Dificilmente fusible (5-5 1/2). Inatacable por el ácido clorhídrico. Se descompone por el ácido sulfúrico concentrado hirviendo y da una solución lechosa. Agua en tubo cerrado a alta temperatura.

Diagnóstico. Caracterizado por el color verde, hábito micáceo y exfoliación, y por no ser elástica la exfoliación.

Yacimiento. La clorita es un mineral común y corriente, generalmente de

origen secundario. Resulta de la alteración de los silicatos que contienen aluminio, hierro ferroso y magnesio, tales como piroxenos, anfíboles, biotita, granate, idocrasa. Se halla en rocas que contienen dichos minerales y han experimentado cambios metamórficos. Muchos esquistos están compuestos casi en su totalidad por clorita. El color verde de muchas rocas ígneas se debe a este mineral, cuando los silicatos ferromagnesianos han sido meteorizados. El color verde de muchos esquistos y calizas se debe a finas partículas del mineral diseminadas en la masa rocosa. La clorita, en algunas ocasiones, ha sido depositada por las soluciones hidrotermales.

Etimología. Clorita se deriva de una palabra griega que significa *verde*, por el color común del mineral.



Espuma de mar

Cristalografía. Sistema incierto; probablemente monoclinico. Microscópicamente se puede apreciar que se trata de mezcla de material fibroso fino y una sustancia amorfa de una composición idéntica aparentemente. Textura fina y compacta.

Propiedades físicas. H. = 2-2 1/2. G. = 2. Rotura concoidea. Seco, flota en el agua, debido a ser poroso. Brillo terroso. Color blanco grisáceo, blanco o con tonalidades amarillentas o rojizas. Tacto fino. Translúcido.

Composición. Silicato magnésico hidratado. Mg = 27,1 %; SiO₂ = 60,8 %; H₂O = 12,1 %.

Ensayos. Funde a 5-5 1/2, desprende mucha agua en tubo cerrado a altas temperaturas y da olor a quemado. Se descompone con el ácido clorhídrico, con separación de sílice.

Diagnóstico. Se caracteriza por su tacto suave, naturaleza compacta y bajo peso específico.

Yacimiento. La sepiolita se encuentra como mineral secundario en masas nodulares, asociado a la serpentina; también con magnesita y ópalo.

En Asia Menor, en depósitos estratificados terrosos o aluviones cerca de Eski-Shehr. En Grecia, Checoslovaquia, España (Vallecas), Marruecos. En los Estados Unidos se ha encontrado en Pennsylvania, Utah, Nueva Méjico y California.

Empleo. Su principal uso es la fabricación de pipas de espuma de mar.

Etimología. De una palabra griega que significa *sepia*, cuyo hueso es ligero y poroso.

Tectosilicatos

Casi las tres cuartas partes de la corteza pétreo terrestre está constituida por minerales formados alrededor de un armazón tridimensional de tetraedros SiO₄ enlazados. Estos minerales pertenecen a la clase de los *tectosilicatos*, en los que

todos los iones oxígeno de cada tetraedro SiO_4 están compartidos con los tetraedros vecinos, dando lugar a una estructura con fuertes enlaces, en la que la relación Si:O es como 1:2 (fig. 601).

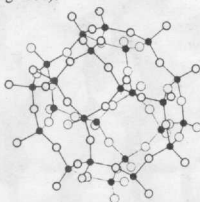


Fig. 601. Andamiaje tridimensional. (Harry Berman, *Constitution and Classification of the Natural Silicates*, *Am. Min.*, 1937.)

TECTOSILICATOS

Grupo SiO_2

Cuarzo	SiO_2
Tridimita	SiO_2
Cristobalita	SiO_2
Opalo	$\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$

Grupo de los feldespatos

Serie de los feldespatos potásicos

Microclina	$(\text{AlSi}_3\text{O}_8)\text{K}$
Ortosa	$(\text{AlSi}_3\text{O}_8)\text{K}$

Serie de los feldespatos calco-sódicos

Albita	$(\text{AlSi}_3\text{O}_8)\text{Na}$
Anortita	$(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8)\text{Ca}$
Danburita	$(\text{B}_2\text{Si}_2\text{O}_8)\text{Ca}$

Familia de los feldespatoides

Leucita	$(\text{AlSi}_2\text{O}_6)\text{K}$
Nefelina	$(\text{AlSiO}_4)(\text{Na},\text{K})$
Sodalita	$(\text{AlSiO}_4)\text{Na},\text{Cl}$
Lazurita	$(\text{AlSiO}_4)_3(\text{Na},\text{Ca})_1(\text{SO}_4,\text{S},\text{Cl})$
Petalita	$(\text{AlSi}_5\text{O}_{16})\text{Li}$

Grupo de las escapolitas

Marialita	$(\text{AlSi}_2\text{O}_6)_2\text{Na}_1(\text{Cl})$
Meionita	$(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8)_2\text{Ca}_1(\text{CO}_3)$

Familia de las zeolitas

Analcima	$(\text{AlSi}_2\text{O}_6)_2\text{Na} \cdot \text{H}_2\text{O}$
Natrolita	$(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8)_2\text{Na}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Chabazita	$(\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12})(\text{Ca},\text{Na})_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Heulandita	$(\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12})\text{Ca} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Estilbita	$(\text{Al}_2\text{Si}_7\text{O}_{18})\text{Ca} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$

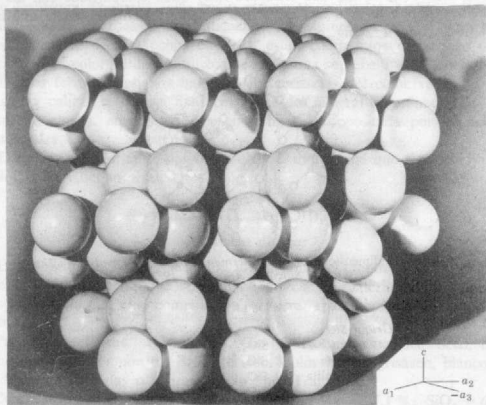


Fig. 602. Cuarzo de baja temperatura. SiO_2 . Modelo de empaquetamiento. Los grupos tetraédricos están dispuestos en espiral en torno al eje c de simetría trigonal. Tres grupos forman una celdilla unitaria.

GRUPO SiO_2

El armazón SiO_2 , en su forma más simple, es eléctricamente neutro y no contiene ninguna otra unidad estructural. Sin embargo, hay por lo menos ocho maneras diferentes en las cuales los tetraedros enlazados pueden compartir todos sus oxígenos, construyendo al mismo tiempo una red continua tridimensional y neutra eléctricamente. Estos ocho modos de disposiciones geométricas corresponden a ocho polimorfos conocidos de SiO_2 , de las cuales dos son solamente conocidos como sustancias sintéticas. Cada uno de estos polimorfos tiene su morfología externa, dimensiones de celdilla y energía reticular características. Las consideraciones energéticas son las que determinan principalmente cuál de los polimorfos es estable, siendo las formas de temperatura más elevada los que poseen estructuras más dilatadas y mayor energía reticular.

Los polimorfos de SiO_2 pertenecen a tres categorías estructurales: *cuarzo*, con la simetría más inferior y la red más compacta; *tridimita* con mayor simetría

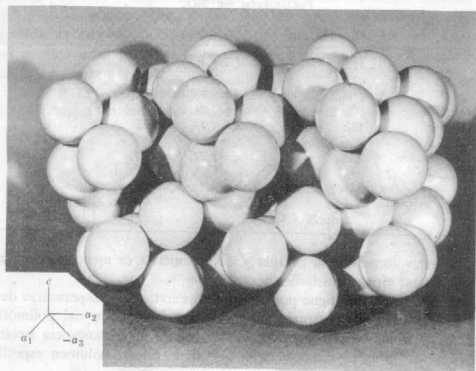


Fig. 603. Cuarzo de alta temperatura. SiO_2 . Modelo de empaquetamiento. Eje c vertical. Como en el cuarzo de baja temperatura, los tetraedros SiO_4 están dispuestos en tres capas, pero desplazados de tal manera que convierten el eje ternario en un eje senario.

y estructura más abierta y *crystalita* con la simetría más elevada y la red más dilatada. Cada uno de estos tipos estructurales puede ser transformado en otro, siendo suficiente romper los enlaces silicio-oxígeno y se disponen los tetraedros según un nuevo modelo. La transformación de un tipo en otro es, por lo tanto, un proceso lento y todos pueden existir, metastablemente, en presencia de los demás. Sin embargo, cada tipo de estructura tiene modificaciones de alta y baja temperatura que sólo se diferencian entre sí por la longitud o dirección de los enlaces que unen los iones de silicio y oxígeno (véanse figs. 602 y 603). Por lo tanto, estas transformaciones tienen lugar rápidamente y son reversibles a una temperatura de inversión bastante constante y bien definida y pueden ser repetidas una y otra vez sin desintegración física del cristal. El cuadro de la página 476 resume algunos de los datos principales relativos a los polimorfos de SiO_2 .

La comparación del volumen de la celdilla por fórmula (V/Z) de las formas de alta temperatura del cuarzo, tridimita y *crystalita*, pone de relieve el aumento del volumen específico de la celdilla en las formas de alta temperatura. La forma de baja temperatura de cada tipo tiene en general un menor volumen específico de la celdilla y simetría inferior a la de la forma de alta temperatura, pero

POLIMORFOS DE SiO_2

Nombre	Simetría	Dimensiones de la celdilla	V/Z	Z
Cuarzo (β)	32	$a_0=4,9130, c_0=5,405$	7,65	3
Cuarzo alto (α)	622	$a_0=4,999, c_0=5,457$	7,88	3
Tridimita (β)	2/m 2/m 2/m	$a_0=9,90, b_0=17,1, c_0=16,3$?	64
Tridimita alta (α)	6/m 2/m 2/m	$a_0=5,04, c_0=8,24$	8,99	4
Cristobalita (β)	422	$a_0=4,97, c_0=6,93$?	4
Cristobalita alta (α)	4/m 3 2/m	$a_0=7,13$	12,71	4
Coesita	2/m	$a_0=7,23, b_0=12,52$ $c_0=7,23, \beta=120^\circ$	4,90	16
SiO_2 fibrosa	2/m 2/m 2/m	$a_0=4,72, b_0=5,16, c_0=8,36$		4
Lechatelierita	Vítrea amorfa			

la variación del volumen de la celdilla y de la simetría es menor que en el tránsito de uno de los tipos principales a otro.

El aumento de presión tiene por efecto elevar todas las temperaturas de inversión y para cualquier temperatura, favorecer la cristalización del polimorfo que ocupe menor espacio. La *coesita*, que sólo se conoce como sustancia sintética, se forma a presiones muy elevadas y es la que tiene menor volumen específico de celdilla de todos los polimorfos.

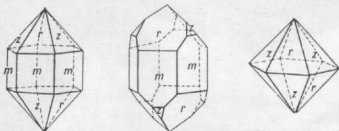
Polimorfo de alta temperatura	Cristaliza como forma estable por encima de 1 atmósfera	Se invierte a la forma de baja temperatura a 1 atmósfera
Cristobalita alta (α)	1470°	163°-275° (?)
Tridimita alta (α)	870°	117°-163° (?)
Cuarzo alto (α)	574°	573°

Las inversiones de cristobalita a tridimita o de tridimita a cuarzo, son lentas y la temperatura de inversión varía entre amplios límites, dependiendo principalmente del sentido y velocidad del cambio de temperatura. Las inversiones alta \rightarrow baja del cuarzo, tridimita y cristobalita, tienen lugar casi instantáneamente, liberando una cantidad de energía bastante constante. Las inversiones son reversibles y las reacciones baja \rightarrow alta tienen lugar a temperaturas próximas a las de las reacciones alta \rightarrow baja, con absorción de energía.

CUARZO— SiO_2

Cristalografía. Cuarzo α hexagonal-*R*; trapezoédrico-trigonal. Cuarzo β trapezoédrico-hexagonal. Los cristales son comúnmente prismáticos, con las caras del prisma horizontalmente. Terminados, generalmente, en una combinación de

romboedros positivos y negativos que en ciertas ocasiones tienen idéntico desarrollo y producen el efecto de una bipirámide hexagonal (fig. 604). En algunos cristales predomina un romboedro, o bien se presenta solo (fig. 605). Las caras de los prismas pueden estar ausentes y la combinación de ambos romboedros da una apariencia de bipirámide hexagonal completa (conocida con el nombre de *cuarzoides*, fig. 606). Algunos cristales están deformados, pero la existencia de estriaciones horizontales en las caras del prisma sirve para la orientación del cristal.



Figs. 604. 605 y 606. Cuarzo.

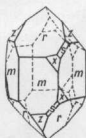


Fig. 607. Cuarzo derecho.

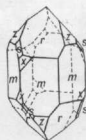


Fig. 608. Cuarzo izquierdo.

Las caras trapezoédricas trigonales x que se observan algunas veces revelan la verdadera simetría; son como pequeñas truncaduras entre una cara de prisma y la del romboedro adyacente y se presentan en la parte superior derecha de las caras prismáticas en el cuarzo derecho (dextro) y en la parte superior izquierda en el cuarzo izquierdo (levo). Los trapezoedros trigonales derecho e izquierdo, son enantiomorfos y reflejan la simetría interna (figs. 607 y 608). La disposición de los tetraedros SiO_2 en forma de hélice dextro o levógira, determina el signo del cuarzo que, en ausencia de las caras x , puede ser reconocido observando si la luz polarizada plana que atraviesa el cristal paralelamente al eje c es desviada hacia la izquierda o la derecha. Los cristales son a menudo alargados con formas cortantes puntiagudas, formados por la combinación alternante de diferentes romboedros y prismas (fig. 609). Son raros los cristales que presentan la simetría superior del cuarzo β .

Generalmente, los cristales están maclados (véase la pág. 103). Las maclas están en general tan íntimamente compenetradas, que solamente pueden determinarse por la posición irregular de las caras trapezoédricas, mediante corrosión

u observándolos paralelamente al eje *c* en luz polarizada. El tamaño de los cristales varía desde los ejemplares con un peso de una tonelada a los revestimientos cristalinos finísimos, que se forman en las superficies de las drusas.

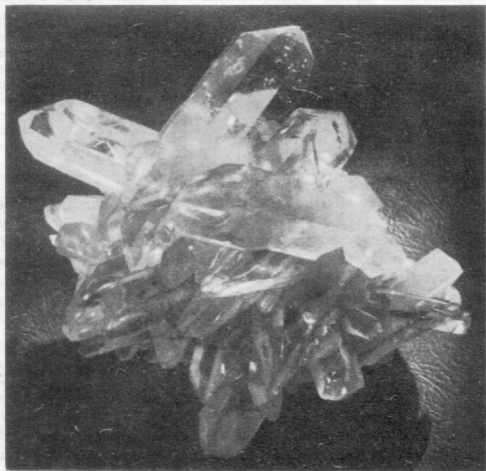


Fig. 609. Cristales de cuarzo, Hot Springs, Arkansas.

Son también comunes en gran variedad de formas macizas. Desde el cristalino de fino grano al grueso, el pedernal o criptocristalino, dando lugar a numerosas denominaciones (véase más abajo). Puede formar masas concrecionadas.

Propiedades físicas. *H.* = 7. *G.* = 2,65. Fractura concoide. Brillo vítreo, en algunas muestras graso, esplendente. Generalmente incoloro o blanco, pero frecuentemente coloreado por diversas impurezas, pudiendo tomar entonces cualquier color. El color da origen a diversas variedades (véase más adelante). Transparente a translúcido. Poseen fuertes propiedades piezoeléctricas y piroeléctricas.

Composición. SiO_2 Si = 46,7 %; O = 53,3 %. Entre todos los minerales, el cuarzo es un compuesto químico casi puro y tiene propiedades constantes. Sin embargo, el análisis espectrográfico ha revelado que hasta los cristales más perfectos

contienen impurezas de litio, sodio, potasio, aluminio, hierro férrico, manganeso divalente y titanio, habiendo podido observarse con medidas muy precisas que las propiedades físicas varían con la presencia de estas impurezas.

Ensayos. Infusible. Insoluble. Forma vidrio claro al fundir mineral en polvo fino con un volumen igual de carbonato sódico. Soluble en ácido fluorhídrico.

Diagnóstico. Caracterizable por su brillo vítreo, fractura concoidea y forma del cristal. Se distingue de la calcita por su mayor dureza y de las variedades blancas del berilo por su dureza menor.

Varietades. Existe una gran variedad de formas del cuarzo, a las que se han aplicado nombres distintos. Las variedades más importantes, con una somera descripción de cada una, son las siguientes:

Variedades cristalinas

1. *Cristal de roca.* Cuarzo incoloro, corrientemente en cristales independientes.

2. *Amatista.* Cuarzo coloreado de púrpura o violeta, en cristales. Parece ser que la impureza que origina el color son pequeñas cantidades de hierro férrico.

3. *Cuarzo rosado.* Cristalino basto pero generalmente sin forma de cristal, de color rosa rojo o rosado. A veces pierde algo de color al ser expuesto a la luz. Parece ser que el agente colorante es el titanio en pequeñas cantidades.

4. *Cuarzo ahumado.* Frecuentemente en cristales de un color amarillo ahumado a castaño y casi negro. Se denomina *pedra de Cairngorm* cuando procede de la localidad de Cairngorm, en Escocia. Los análisis espectrográficos del cuarzo ahumado son similares a los del cuarzo incoloro y no indican la presencia de impurezas dominantes. El color oscuro es resultado de la exposición a radiaciones de sustancias radioactivas.

5. *Citrino.* De color amarillo claro.

6. *Cuarzo lechoso.* De color blanco lechoso, debido a las inclusiones flúidas diminutas. En algunos casos con brillo craso.

7. *Ojo de gato.* La piedra que al ser cortada en forma redonda (en cabujón) presenta un efecto opalescente o tornasolado, se conoce con el nombre de ojo de gato. Entre otros minerales, el cuarzo, en ciertas ocasiones, produce este efecto, que puede ser debido o bien a inclusiones fibrosas o a la misma naturaleza fibrosa del cuarzo. *Ojo de tigre* es un cuarzo fibroso amarillo del África del Sur, que es pseudomórfico del mineral fibroso crocidolita.

8. *Con inclusiones.* Numerosos minerales aparecen como inclusiones en el cuarzo, dando lugar a numerosas variedades. *Cuarzo rutilado*, que tiene agujitas muy finas de rutilo, que lo atraviesan. La turmalina y otros minerales se hallan en el cuarzo de esta forma. La *venturina* es cuarzo con escamas brillantes de oligisto o mica. También las inclusiones pueden ser líquidos y gases; existen cuarzoes con anhídrido carbónico, tanto líquido como gaseoso.

Variedades criptocristalinas

Las variedades criptocristalinas del cuarzo pueden dividirse en dos secciones generales, *fibrosas* y *granudas*, que generalmente no se pueden distinguir más que con la ayuda del microscopio.

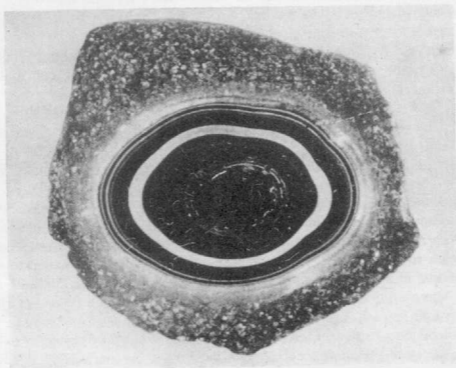


Fig. 610. Ágata tallada y pulida, Brasil.

A. VARIEDADES FIBROSAS.

Calcedonia es el nombre general que se aplica a las variedades fibrosas. Se trata de una variedad de un color pardo a gris, translúcido, brillo de cera, mamilar o con otras formas. La calcedonia ha sido depositada por las soluciones acuosas y frecuentemente se halla relleno de cavidades en las rocas.

El color y la formación de bandas da lugar a las siguientes variedades.

1. *Cornalina*. La calcedonia roja.
2. *Sardo*. La cornalina pasa a sardo de color pardo.
3. *Crisoprasa*. Calcedonia verde de manzana, coloreada por óxido de níquel.
4. *Ágata*. Una variedad jaspeada con capas alternas de calcedonia y ópalo, o cuarzo criptocristalino granudo. Los diversos colores se presentan generalmente en bandas paralelas finas, delicadas, corrientemente curvas, en algunos ejemplares concéntricas (fig. 610). Gran parte de las ágatas que se emplean con fines comer-

ciales están coloreadas artificialmente. Algunas ágatas no tienen los colores dispuestos en bandas, sino que están distribuidos irregularmente. El *ágata musgosa* es una variedad cuyo color se debe a impurezas visibles, frecuentemente óxido de manganeso, que da sensación de musgo.

La madera petrificada por el ágata oscura se conoce con el nombre de *madera silicificada* o *agatizada*.

5. *Heliotropo* o *pedra de sangre*. Calcedonia verde con pequeños puntos rojos o jaspeados.

6. *Ónice*. Como el ágata, es una calcedonia en capas, dispuestas éstas en planos paralelos. *Sardónice* es un ónice con sardo alternamente, con capas blancas y negras.

B. VARIEDADES GRANUDAS.

1. *Sílex*. De aspecto semejante a la calcedonia, pero mate, de color oscuro. Generalmente en nódulos en creta y se rompe con fractura concoidea clara, con producción de aristas cortantes. Fue empleada para fabricar diversos utensilios por el hombre primitivo.

2. *Pedernal*. Una roca maciza compacta, parecida en muchas de sus propiedades al sílex, aunque, generalmente, de color más claro.

3. *Jaspe*. Cuarzo criptocristalino granudo, generalmente de color rojo por inclusiones de oligisto.

4. *Plasma*. De color verde mate; similar al jaspe; aparece con él.

Yacimiento. El cuarzo aparece como constituyente importante de rocas ácidas, granitos, riolitas y pegmatitas. Es extremadamente resistente a los ataques tanto mecánicos como químicos, y por meteorización de las rocas ígneas que lo contienen se desprenden granos de cuarzo que pueden acumularse y forman las areniscas sedimentarias. También en rocas metamórficas, tales como el gneis y esquistos y forma, prácticamente, el único mineral de cuarcitas. Depositado de las soluciones, es la ganga más corriente en los filones. En forma de sílex con creta en el fondo del mar, en masas nodulares. Las soluciones que contienen sílice pueden llegar a reemplazar capas de caliza con cuarzo criptocristalino granudo, conocido con el nombre de *pedernal*, o estas capas se forman a veces al mismo tiempo que la caliza. En las rocas, el cuarzo está principalmente asociado con el feldespato y la moscovita; en filones, prácticamente con todos los minerales de filón. El cuarzo se encuentra en grandes cantidades como arena en lechos de los ríos y en las playas, y como un constituyente de suelos.

El cristal de roca se encuentra en muchas localidades, siendo las importantes: los Alpes; Minas Geraes, Brasil; la isla de Madagascar; Japón. Los mejores cristales de cuarzo de los Estados Unidos se hallan en Hot Springs, Arkansas y Little Falls y Ellenville, Nueva York. Existen yacimientos importantes de amatistas en los montes Urales; Checoslovaquia; Tirol; Brasil. En la bahía de Thun-

der en la orilla norte del lago Superior. En los Estados Unidos, en Delaware y Chester, Pennsylvania; Black Hills, Dakota del Sur; Wyoming. El cuarzo ahumado se halla bien cristalizado en Suiza; y en los Estados Unidos en Pikes Peak, Colorado; Alexander County, Carolina del Norte; Auburn, Maine. En España, en Cangas de Onís, Hinojosa de Duero, Madrid. Es característico de España el cuarzo ferrífero, denominado *jacinto de Compostela*.

Actualmente, la principal fuente de ágatas se encuentra en el distrito sur del Brasil y norte de Uruguay. Muchas de estas ágatas se tallan en Oberstein, Alemania, que es una famosa localidad de esta variedad. En los Estados Unidos, el ágata se halla en numerosos lugares, siendo notable en Oregón y Wyoming. Las rocas blancas de Dover, Inglaterra, son famosas por los nódulos de sílex que de ellas se obtienen. En España, en los cerros de Almodóvar, cerro de los Ángeles, junto a Madrid. Nódulos similares se encuentran en la costa francesa del Canal de la Mancha y en las islas de la costa de Dinamarca. El cuarzo macizo, que aparece en venas, o con el feldespato en vetas de pegmatita, se explota en las minas de Connecticut. Nueva York, Maryland y Wisconsin, con diversos usos comerciales.

Empleo. Ampliamente utilizado por sus colores diversos como material de adorno, cual la amatista, cuarzo rosado, cuarzo ahumado, ojos de gato, ojos de tigre, venturina, cornalina, ágata, ónice. Como arena, se usa en morteros, hormigón; como fundente, como abrasivo y en la manufactura del vidrio y de ladrillos de sílice. Como polvo, en la fabricación de porcelanas, pinturas, papel de esmeril, jabones de fregar, y como relleno de la madera. Como cuarcita, areniscas y otras formas de roca, como una piedra de construcción y pavimentación.

El cuarzo se emplea en aparatos ópticos y científicos; tallado en lentes y prismas se utiliza en los aparatos de óptica debido a su transparencia para las regiones infrarroja y ultravioleta del espectro. La actividad óptica del cuarzo, o sea la facultad que posee de hacer girar el plano de polarización de la luz, es utilizada en la fabricación de un instrumento para producir luz monocromática de diferentes longitudes de onda. Las cuñas de cuarzo talladas de cristales transparentes se emplean como accesorios del microscopio polarizante. Debido a su propiedad piezoeléctrica tiene el cuarzo aplicaciones especiales. Cortado en pequeñas placas orientadas se emplean éstos como radio-osciladores, que permiten la transmisión y recepción a una frecuencia fija. Esta propiedad las hace también utilizables para la medida de elevadas presiones instantáneas como las producidas por el disparo de un cañón o una explosión atómica.

Etimología. El nombre de cuarzo proviene de una antigua palabra alemana.

Especies similares. La *lechatelierita*, SiO_2 es sílice fundida o vítrea. Se ha encontrado en las fulguritas, tubos de arena fundida formada por la caída de un rayo, y en cavidades de ciertas lavas. La lechatelierita se encuentra también en Meteor Crater, Arizona, donde se fundió la tierra por el calor producido por la caída de un meteorito.

Tridimita—SiO₂

Cristalografía. Rómbico, pero pseudo-hexagonal, paramórfico de la tridimita de alta temperatura, hexagonal. Los cristales son pequeños y corrientemente machados.

Propiedades físicas. H. = 7. G. = 2,26. Brillo vítreo. Incoloro a blanco. Transparente a translúcido. Estable solamente entre 870° y 1470°C.

Composición. SiO₂, como el cuarzo.

Ensayos. Infusible. Soluble en carbonato sódico hirviendo. Mucho más soluble que el cuarzo en el ácido fluorhídrico.

Diagnóstico. Es imposible identificar la tridimita por medios macroscópicos, pero con el microscopio su forma cristalina e índice de refracción lo distinguen de otros minerales de sílice.

Yacimiento. La tridimita es abundante en ciertas rocas volcánicas silíceas y por esta razón puede ser considerada como un mineral abundante. Generalmente asociado a la cristobalita. Se halla en grandes cantidades en las lavas del distrito de San Juan, Colorado.

Etimología. Del griego, que significa triple, en alusión a su manera de yacer.

Cristobalita—SiO₂

Cristalografía. Tetragonal (?); pseudocúbico. La cristobalita, a altas temperaturas, es cúbica y frecuentemente se presenta en pequeños cristales octaédricos. El aspecto externo se mantiene cuando tiene lugar la inversión a la forma de baja temperatura.

Propiedades físicas. H. = 7. G. = 2,30. Brillo vítreo. Incoloro. Translúcido. Estable solamente por encima de 1470° C.

Composición. SiO₂, como el cuarzo.

Ensayos. Infusible, pero cuando se calienta a 200° C se convierte en la forma cúbica de alta temperatura y se hace casi transparente; al enfriarse, de nuevo recobra el aspecto translúcido y blanco inicial.

Diagnóstico. Es característica su aparición en las cavidades de las lavas, en agregados esféricos y su conducta al ser calentado, pero como en el caso de la tridimita, no puede ser determinado con exactitud sin la correspondiente determinación óptica.

Yacimiento. La cristobalita está presente en muchas rocas volcánicas silíceas, tanto como relleno de cavidades como constituyente importante en las masas granudas. Es, por lo tanto, un mineral abundante. Asociado con la tridimita en las lavas del distrito de San Juan, Colorado.

Etimología. Del cerro de San Cristóbal, cerca de Pachuca, Méjico.

ÓPALO— $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$

Cristalografía. Amorfo. Macizo; a menudo botroidal, estalactítico.

Propiedades físicas. Fractura concoidea. **H.** = 5-6. **G.** = 1,9-2,2. Brillo vítreo; algo resinoso. Incoloro, blanco, tonalidades pálidas de amarillento, rojizo, pardo, verdoso, grisáceo y azulado. Con colores más oscuros, debido a impurezas. A veces tiene aspecto lechoso y opalescente, muestra finas irisaciones. Transparente a translúcido.

Composición. Anhídrido silíceo, como el cuarzo, con una cantidad variable de agua. $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Mineraloide.

Ensayos. Infusible. Insoluble. Reacciona como el cuarzo. Da agua al calentarlo intensamente en el tubo cerrado.

Diagnóstico. Se distingue de las variedades criptocristalinas del cuarzo por su menor dureza y peso específico y por la presencia de agua.

Varietades. *Ópalo noble*, blanco, azul lechoso, amarillo. Algunos ejemplares, oscuro, conociéndose en este caso con el nombre de *ópalo negro*. Translúcido con irisaciones. Se dice que este fenómeno se debe a finas laminillas curvadas que refractan la luz en la masa del material, y así la descomponen en los colores del arco iris. El *ópalo de fuego* es una variedad con reflejos intensos de color naranja a rojo.

Ópalo común. Color lechoso a blanco, amarillo, verde, rojo, etc., sin refracciones internas.

Hialita. Ópalo transparente e incoloro, con superficie globular o botrioide.

Geyserita. Ópalo depositado por las fuentes termales y géiseres. Se encuentra en los géiseres en Yellowstone National Park.

Xilópalo. Madera fósil con ópalo como material petrificante.

Diatomita. Depósitos de grano fino, de aspecto semejante a la creta. Formado por la acumulación en el fondo del mar de los caparzones silíceos de las diatomeas. Conocidos también con el nombre de *tierra de diatomeas* o *tierra de infusorios*.

Yacimiento. El ópalo se encuentra rellenando cavidades en las rocas ígneas y sedimentarias, donde ha sido, evidentemente, depositado por la acción de las aguas termales. Puede reemplazar también a la madera enterrada por acción volcánica. Depositado por las fuentes termales y en capas sedimentarias como resultado de la acumulación de esqueletos de animales marinos microscópicos. En la variedad ordinaria es frecuente.

Ópalos preciosos se encuentran en Caernowitza, Hungría; en Querétaro y en otros Estados de Méjico; en Honduras; en diversos lugares de Australia, siendo el distrito principal el de Whits Cliffs, Nueva Gales del Sur. El ópalo negro se ha encontrado en los Estados Unidos, en Nevada e Idaho. La tierra de diatomeas en los Estados del oeste, principalmente en California.

En España, en Morón y La Roda.

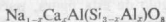
Empleo. Como gema, el ópalo generalmente se talla en formas redondas, en cabujón. Las piedras de gran tamaño y calidad excepcional, son muy apreciadas. La tierra de diatomeas se emplea como abrasivo, polvo para filtrar, productos de aislamiento, etc.

Etimología. El nombre de ópalo proviene del sánscrito *upala*, que significa gema o piedra preciosa.

GRUPO DE LOS FELDESPATOS

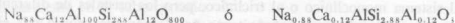
Los feldespatos forman uno de los grupos más importantes de los minerales. Son silicatos de aluminio con potasio, sodio y calcio y a veces bario. Pueden pertenecer al sistema monoclinico o al triclinico, pero los cristales de diferentes sistemas se parecen entre sí enormemente tanto por los ángulos como por el hábito. Todos ellos muestran una exfoliación buena en dos direcciones que forman un ángulo de 90°, o casi 90°. La dureza es cerca de 6, y el peso específico va desde 2,55 a 2,76.

El armazón de los alumosilicatos. En todos los tectosilicatos que no sean los minerales de la sílice SiO_2 , el aluminio está presente en coordinación 4, formando tetraedros de aluminio-oxígeno, casi idénticos en tamaño y forma a los tetraedros de silicio-oxígeno. Estos tetraedros AlO_4 , se enlazan con los tetraedros SiO_4 , compartiendo oxígenos para formar un armazón tridimensional. Sin embargo, como el aluminio es trivalente, el tetraedro AlO_4 tiene una carga agregada de -5 en lugar de la -4 del SiO_4 . Este exceso de carga negativa permite la introducción en la estructura de un catión monovalente por cada tetraedro AlO_4 : la introducción de un catión divalente requiere dos tetraedros AlO_4 y así sucesivamente. Esta entrada del aluminio en coordinación 4 no puede ser considerada como «solución sólida» o «sustitución iónica» del silicio por el aluminio. En minerales como la ortosa $\text{AlSi}_3\text{O}_8\text{K}$, el aluminio no es un constituyente sustitutivo cuyo porcentaje varía de un ejemplar a otro y que pueda ser totalmente reemplazado por el silicio; es un constituyente esencial, presente en cantidades estequiométricas y que no es sustituible por el silicio sin romper la estructura. Sin embargo, cuando un catión monovalente es reemplazado por un catión divalente como, por ejemplo, el sodio por el calcio, en las plagioclasas la cantidad de aluminio en coordinación 4 varía proporcionalmente a las cantidades relativas de sodio y de calcio, para mantener la neutralidad eléctrica; cuanto más calcio haya, mayor será la cantidad de aluminio. En este caso, las variaciones en la cantidad de aluminio deben ser consideradas, propiamente como parte de un proceso de sustitución iónica acoplada. Con el fin de expresar cuantitativamente estas relaciones, la fórmula general de las plagioclasas puede ser escrita así:



en donde x puede tener todos los valores entre 0 y 1. Esta fórmula indica que el

número de iones de calcio que sustituyen al sodio, está igualado por el número de iones de aluminio que sustituyen al silicio en coordinación 4 en el armazón silicio-oxígeno. El número total de iones de sodio y de calcio tiene que ser igual a 1 y el número total de iones de silicio y de aluminio tiene que ser igual a 3. Un tetraedro de cada cuatro tiene que ser un tetraedro de AlO_4 aun en el caso en que todas las posiciones catiónicas estén ocupadas por el sodio y por ello en la fórmula aparece un aluminio independientemente de las variaciones en las proporciones de los otros cationes. Si no parece natural escribir una fórmula que contenga fracciones de átomos, basta multiplicar por 100 todas las cantidades. Por ejemplo, si la proporción de átomos de Na : Ca es tal que hay doce calcio presentes de cada 100 Ca + Na, la composición puede ser escrita de esta manera,



Obsérvese que los átomos de aluminio que equilibran los átomos de calcio, se escriben por separado de los que están presentes de manera invariable.

Estructura. Los feldespatos son los alumosilicatos más importantes que resultan de la sustitución parcial del silicio por el aluminio en el armazón de los tectosilicatos. Por su composición química pueden ser divididos en tres grandes grupos: feldespatos potásicos, feldespatos calco-sódicos y feldespatos báricos. Todos ellos tienen la misma estructura, consistente en cadenas ondulantes de anillos de cuatro miembros que se extienden en la dirección del eje *a*, unidos entre sí por enlaces iónicos mediante iones de potasio, sodio, calcio o bario. El aspecto cuadrado, tetragonal de las cadenas debido a los anillos de cuatro miembros, se exterioriza en la exfoliación en ángulo recto y el hábito pseudotetragonal característico de los feldespatos. Los cationes mono y divalentes están rodeados por diez oxígenos que no pueden ser considerados como ocupando los vértices de un poliedro regular.

Composición. El potasio, sodio, calcio y bario y en menor proporción el hierro, plomo, rubidio y cesio, pueden ocupar el único tipo de posición catiónica, existiendo en cierto grado, sustitución iónica entre todos ellos. No obstante, los feldespatos comunes pueden ser considerados como soluciones sólidas de los tres componentes

Ortosa	$KAlSi_3O_8$
Albita	$NaAlSi_3O_8$
Anortita	$CaAl_2Si_2O_8$

La celsiana $BaAl_2Si_2O_8$ tiene menor importancia. Albita y anortita forman una serie continua de soluciones sólidas a todas temperaturas, anortita y ortosa, solución sólida muy limitada, en tanto que albita y ortosa forman una serie continua a altas temperaturas que se vuelve discontinua a temperaturas más bajas. Estas relaciones están representadas en el diagrama de la figura 611. Cualquier composición contenida en el triángulo de esta figura, puede ser representada dando los porcentajes de los tres componentes Ab, An y Or: por ejemplo, en forma de $Ab_{98}An_2Or_5$ (albita casi pura) o $Ab_{20}An_2Or_{78}$ (ortosa rica en sodio).

Desmezcla, pertita. Si se consideran las composiciones de los feldspatos próximas a $\text{Al}_{30}\text{An}_0\text{Or}_{50}$, se observará que son soluciones sólidas homogéneas a elevadas temperaturas, en las cuales, el potasio y el sodio están distribuidos estadísticamente al azar, en las posiciones catiónicas. Al descender la temperatura, las exigencias espaciales de la red se agudizan y entran en juego intensas fuerzas ordenadoras

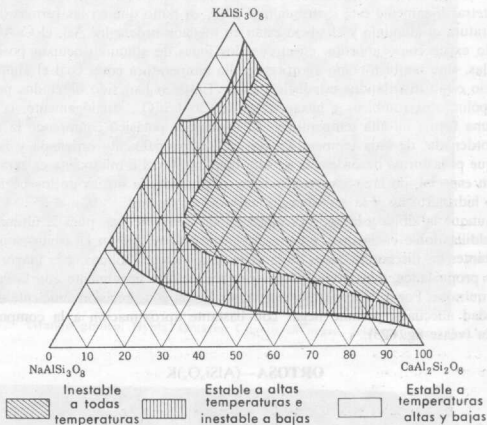


Fig. 611. Variaciones en la composición de feldspatos. [Según H. L. Alling, *Jour. Geol.*, XXIX, 1921 (modificado).]

para separar el potasio y el sodio, llevándolos a regiones que tengan la configuración reticular propia de cada uno de ellos. Esta separación da lugar, en general, a delgadas capas de albita saturada de potasio en un cristal huésped de ortosa que aún contiene sodio en solución sólida. Las capas de albita tienden a disponerse paralelamente a $\{100\}$, perpendicularmente a la dirección de máxima contracción del feldespato en vías de enfriamiento. De esta manera, las regiones de crecimiento de la albita se aprovechan de las zonas de debilidad inducidas en el cristal de feldespato por la contracción diferencial durante el enfriamiento. Este proceso de separación se denomina *desmezcla* y el crecimiento paralelo resultante *pertita*. También pueden resultar crecimientos pertíticos de la sustitución posterior de un fel-

despato por otro. Cuando las laminillas están tan finamente dispersas que sólo son visibles al microscopio, el crecimiento se llama *micropertita*. Con menor frecuencia el cristal huésped tiene la red del feldespato calco-sódico y las laminillas son de ortosa: entonces se llama *antipertita*.

Polimorfismo. Los tres tipos principales de feldespatos tienen modificaciones de alta y baja temperatura. En las formas de alta temperatura el aluminio coordinado tetraédricamente está distribuido al azar, en tanto que en las formas de baja temperatura el aluminio y el silicio están en relación ordenada. Así, el $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ no sólo existe como anortita, en el cual los iones de aluminio ocupan posiciones definidas, sino también como anortita de alta temperatura en la cual el aluminio y el silicio están distribuidos estadísticamente. También han sido obtenidos por síntesis, polimorfos rómbicos y hexagonales de $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. Análogamente, la albita tiene una forma de alta temperatura. El feldespato potásico comprende la *microclina* ordenada, de baja temperatura, la *ortosa*, parcialmente ordenada y la *sanidina* que es la forma desordenada de alta temperatura. La microclina es característica, en especial, de las rocas profundas y pegmatitas, la ortosa de los pórfidos y filones hidrotermales y la sanidina de las lavas extrusivas.

Aunque la albita y la anortita difieren algo en estructura, pues la última tiene una celdilla doble en la que c_0 tiene doble dimensión que en la albita, son poco importantes las discontinuidades en la serie de soluciones sólidas, y la mayor parte de sus propiedades, tales como peso específico, varían linealmente con la composición química. Por lo tanto, la determinación hecha con precisión suficiente de una propiedad adecuada permite llegar con bastante aproximación a la composición química (véase fig. 625).

ORTOSA— $(\text{AlSi}_3\text{O}_8)\text{K}$

Ortoclasa

Cristalografía. Monoclínico; prismático. Los cristales son generalmente de hábito prismático y alargados según el eje a , o según c , y aplastados paralelamente al segundo pinacoide; tienen, como formas importantes, el segundo pinacoide $\{010\}$, base $\{001\}$, prisma $\{110\}$, con pequeños prismas de segunda y cuarta especie (figs. 614-616). Frecuentemente maclados, según las leyes siguientes: *Carlsbad*, macla de penetración cuyo eje macla es c (fig. 618); *Baveno*, con el prisma $\{021\}$ como plano de macla y de unión (fig. 620); *Manebach*, con la base $\{001\}$ como plano de macla y de unión (fig. 619). Corrientemente, en cristales o masas granudas exfoliables; raras veces en grano fino, macizo y criptocristalino. Abundante en las rocas en granos sin forma.

Propiedades físicas. Dos exfoliaciones importantes formando un ángulo de 90° entre sí; uno paralelo a la base $\{001\}$, perfecto; el otro paralelo al segundo pinacoide $\{010\}$, bueno.

Frecuentemente, también se observa exfoliación prismática $\{110\}$. **H.** - 6.

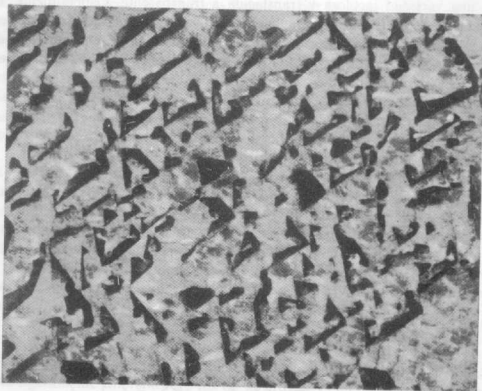


Fig. 612. Granito gráfico, Hybla, Ontario. Cuarzo en negro, feldespato en claro.

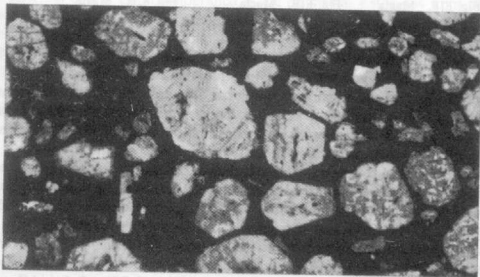
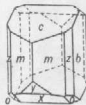
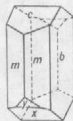
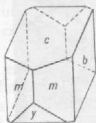


Fig. 613. Fenocristales de ortosa en lava

G. = 2,57. Brillo vítreo. Incoloro, blanco, gris, rojo de carne. Raya blanca. La *adularia* es una variedad incolora y translúcida a transparente. Generalmente, en cristales pseudorrómbicos (fig. 617). Algunas adularias presentan irisaciones opalescentes, denominándose entonces *pedra de luna*. La *sanidina* es una variedad de brillo vítreo, transparente, que se halla en los fenocristales de ciertas rocas ígneas.



Figs. 614, 615 y 616. Ortosas.

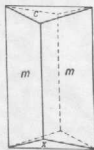


Fig. 617.
Adularia.

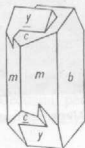


Fig. 618. Macla
de Carlsbad.

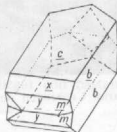


Fig. 619. Macla
de Manebach.

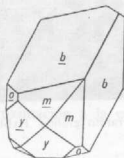


Fig. 620. Macla
de Baveno.

Composición. Silicato aluminico potásico. $K_2O = 16,9 \%$; $Al_2O_3 = 18,4 \%$; $SiO_2 = 64,7 \%$. La ortosa y la microclina (pág. 491) se conocen con el nombre de *feldespatos potásicos*. El sodio puede reemplazar al potasio, y en la variedad *sanidina*, puede llegar al 60 por 100 del potasio. En la *hialofana*, $Si_2(Al,Si)_2O_8(K,Ba)$, el bario reemplaza parte del potasio. La *celsiana*, $(Si_2Al_2O_8)Ba$, es un feldespato raro en el que el Ba ha reemplazado completamente al K.

Ensayos. Difícilmente fusible (5). Insoluble en los ácidos. Al mezclarlo con polvo de yeso y calentarlo en hilo de platino, colorea de violeta (potasio) la llama.

Diagnóstico. Se reconoce, generalmente, por su color, dureza y exfoliación. Se distingue de los otros feldespatos por las exfoliaciones normales entre sí, y la carencia de estriaciones en la superficie de exfoliación mejor.

Alteración. Cuando se somete a la acción de agua carbónica, la ortosa se altera, formando así un carbonato de potasio soluble, y deja como residuo una mezcla que puede ser un mineral de la arcilla y sílice, o bien moscovita y sílice

Yacimiento. La ortosa es uno de los minerales más comunes. Se formó durante la cristalización de las rocas ígneas, y por la acción hidrotermal en las vetas de pegmatitas y en drusas en las rocas. También, aunque menos, por la cristalización a partir de soluciones acuosas a bajas temperaturas en los filones. Ampliamente extendida como constituyente principal de las rocas, en muchos tipos de rocas ígneas, especialmente granitos, sienitas, sienitas nefelínicas; en las rocas sedimentarias, en la arcosa y ciertas areniscas y conglomerados; en las rocas metamórficas, en gneis. También en grandes cristales y masas exfoliables en las vetas de pegmatita, asociada, principalmente, al cuarzo, moscovita y albita.

Empleo. La ortosa se emplea principalmente en la fabricación de porcelana. Molida muy fina, se mezcla con caolín o arcilla y cuarzo. Cuando se calienta a alta temperatura, el feldespato funde y actúa como un cemento para mantener los otros materiales juntos. El feldespato fundido proporciona también el esmalte de la porcelana. Una pequeña parte del feldespato se emplea en la fabricación del cristal para proporcionar alúmina a la hornada.

Etimología. El nombre de ortosa se refiere a las dos exfoliaciones normales entre sí, que posee el mineral. Feldespato se deriva de la palabra alemana *feld*, campo.

MICROCLINA—(Si₃AlO₃)K

Cristalografía. Triclínico; pinacoidal. Los ejes y ángulos cristalográficos son sólo ligeramente diferentes de los de la ortosa. Los cristales de microclina pueden estar maclados de acuerdo con las mismas leyes de la ortosa. Las maclas de Carlsbad, son comunes, pero las de Baveno y Manebach son raras. También macla según la ley de la *albita* con el segundo pinacoide como plano de macla y la ley de la *periclina* con el eje cristalográfico *b*, eje de macla. Estos dos tipos de macla son característicos de los feldespatos triclínicos. Las secciones delgadas de microclina observadas al microscopio polarizante, presentan generalmente una estructura reticulada característica, motivada por la intersección a ángulos casi rectos de laminillas según dichas maclas. La microclina se halla en masas exfoliables, en cristales y como constituyente de rocas, en granos irregulares. La microclina forma probablemente los cristales mayores conocidos. En Carelia, U.R.S.S., masas con un peso de más de 2.000 toneladas han resultado ser un solo cristal.

En las pegmatitas, la microclina puede estar íntimamente ligada al cuarzo, formando granito gráfico (fig. 612). Grandes vetas de pegmatitas de este tipo, de las que se obtiene el feldespato en cantidades considerables, aparecen en Carolina del Norte, Dakota del Sur, Colorado, Virginia, Wyoming, Maine y Connecticut.

La microclina presenta con frecuencia bandas discontinuas e irregulares que atraviesan los pinacoides segundo y tercero. Estas bandas están formadas por albita, y el intercrecimiento se denomina *perfitita*, o, si es muy fino, *micropertita*.

Propiedades físicas. Exfoliación paralela a la base {001} y el segundo pinacoide {010}, formando un ángulo de 90° 30' (la ortosa tiene un ángulo de 90°). Ex-

foliación mala según el prisma {110}. **H.** = 6. **G.** = 2,54-2,57. Brillo vítreo. Color blanco a amarillento, pálido rara vez, rojo. La microclina verde se conoce con el nombre de *amazonita*. *Translúcido a transparente.

Composición. Como la ortosa. El sodio puede reemplazar al potasio, dando lugar a la microclina sódica, y si hay más sodio que potasio, el mineral se denomina *anortosa*.

Ensayos. Los mismos que la ortosa.

Diagnóstico. Se distingue de la ortosa solamente por la presencia de las marcas triclinicas que deben ser determinadas al microscopio. Si un feldespato es de color verde fuerte, es microclina.

Yacimiento. Lo mismo que la ortosa, y a menudo asociado con él. Gran parte de lo que se considera ortosa es en realidad microclina. La amazonita, una microclina de color verde, se halla en los montes Urales y en diversos lugares de Noruega y Madagascar. En los Estados Unidos, la hallamos en Pikes Peak, Colorado y Amelia Court House, Virginia.

Empleo. Lo mismo que la ortosa. La amazonita, una vez pulida, se emplea como material de adorno.

Etimología. Microclina deriva de dos palabras griegas que significan *pequeño* e *inclinado*, en referencia a que el ángulo de exfoliación difiere algo de los 90°.

Serie de las plagioclasas

Los feldespatos triclinicos, llamados calcosódicos, forman una serie isomorfa cuya composición varía desde la *albita* pura, $\text{Si}_3\text{AlO}_8\text{Na}$, a la *anortita* pura, $\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_8\text{Ca}$. Estos dos miembros extremos pueden reemplazarse entre sí en todas las proporciones, formando como consecuencia de ello, una serie completa isomorfa. La serie se divide en los seis términos arbitrarios siguientes, de acuerdo con las cantidades relativas de albita y anortita:

	% de albita	% de anortita
Albita $\text{Si}_3\text{AlO}_8\text{Na}$	100-90	0-10
Oligoclasa	90-70	10-30
Andesina	70-50	30-50
Labrador	50-30	50-70
Bytownita	30-10	70-90
Anortita $\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_8\text{Ca}$	10-0	90-100

Aunque las especies se nombran de acuerdo con las divisiones arbitrarias antedichas, la mayor parte de sus propiedades varían de manera continua con el cambio en la composición química. Por esta razón, la serie se comprende mejor si se da una descripción única y completa, mejor que individual y se indica la similitud existente entre los miembros de la serie. La distinción entre ellas solamente puede hacerse por medio de los rayos X o medios ópticos.

ALBITA—ANORTITA

Cristalografía. Triclinico; pinacoidal. Los cristales son corrientemente tablas paralelas al segundo pinacoide $\{010\}$ (fig. 621); en alguna ocasión, alargados según el eje b (fig. 622). En la anortita los cristales pueden ser prismáticos, alargados según el eje c .

Los cristales están frecuentemente maclados de acuerdo con las leyes de macla de la ortosa, es decir, Carlsbad, Baveno y Manebach. Además están casi siem-



Figs. 621 y 622. Albita.

pre maclados según la ley de la albita o de la periclina, o ambas a la vez. El plano de macla en la ley albita es el segundo pinacoide $\{010\}$. El ángulo entre el plano basal y este plano de macla es de unos 94° (véase pág. 105). La albita maclada es polisintética y da origen a láminas delgadas, cada una de ellas en posición de macla con respecto a las colaterales (véase fig. 623)

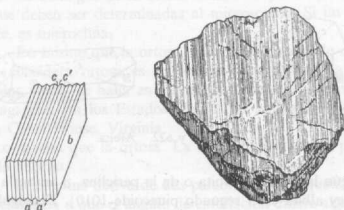
Por consiguiente, un plano basal o un exfoliado basal de dicho cristal maclado estará cruzado por un número de bandas o estriás paralelas (fig. 624). Estas estriaciones suelen ser tan finas, que no son visibles a simple vista. La presencia de estas estriaciones sobre el plano de exfoliación mejor (exfoliación basal), es una de las mejores pruebas de que el mineral pertenece a la serie de las plagioclasas. En la ley de la periclina, el eje de macla es el eje b , y cuando son maclas polisintéticas las estriaciones se aprecian sobre el segundo pinacoide. Son raros los buenos cristales. Generalmente en masas exfoliables, maclados; en granos irregulares en las rocas ígneas.

Propiedades físicas. Exfoliación perfecta según $\{001\}$ y buena según el segundo pinacoide $\{010\}$. Exfoliación mala según $\{110\}$ y $\{1\bar{1}0\}$. El ángulo entre las exfoliaciones $\{001\}$ y $\{010\}$ varía desde $93^\circ 34'$ en la albita a $94^\circ 12'$ en la anortita. **H.** = 6. **G.** = 2,62 en la albita y 2,76 en la anortita (fig. 625). Incoloro, blanco gris, con menos frecuencia verdoso, amarillento y rojo carne. Algunas de las especies tienen colores característicos. Brillo vítreo a perlado. Transparente a translúcido. Frecuentemente pueden observarse iridiscencias, especialmente en el labrador y la andesina.

Composición. Silicatos aluminicos de calcio y sodio. Serie completa de soluciones sólidas desde la albita $\text{Si}_3\text{AlO}_8\text{Na}$ a la anortita, $\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_8\text{Ca}$. El potasio puede hallarse presente en cantidad apreciable en un extremo de la serie, la albita.

Ensayos. Funde a $4-4\frac{1}{2}$ con formación de un vidrio incoloro. La albita es insoluble en los ácidos, pero la anortita se descompone en el ácido clorhídrico con separación de gel de sílice. Los términos intermedios muestran mayor solubilidad cuanto mayor sea la cantidad de anortita presente. Llama intensa de sodio en los términos ricos en sodio.

Diagnóstico. Las plagioclasas se distinguen de los otros feldespatos por las estriaciones en la exfoliación basal debidas a la macla de la albita. Sólo mediante



Figs. 623 y 624. Maclas de la albita.

ensayos ópticos pueden ser debidamente situados en su respectivo lugar en la serie o mediante análisis químicos cuantitativos, aunque pueden distinguirse entre sí por el peso específico.

Yacimiento. Las plagioclasas, como minerales que forman rocas, son incluso más abundantes que el feldespato potásico. Las encontramos en rocas ígneas, metamórficas y más raro en rocas sedimentarias. La albita unida a la ortosa y la microclina, forman los feldespatos alcalinos y todos ellos tienen yacimiento similar. Se hallan generalmente juntos en granitos, sienitas, riolitas y traquitas.

La clasificación de las rocas ígneas está basada principalmente en la clase y cantidad de feldespatos presente (véase la pág. 510). Como regla general diremos que, a mayor porcentaje de sílice en una roca, menor porcentaje de minerales oscuros, mayor cantidad de feldespatos potásicos y más sodio en las plagioclasas; por el contrario, a menor porcentaje de sílice, aumento de minerales oscuros y más calcio en las plagioclasas. Si en una roca ígnea encontramos plagioclasas con composición de oligoclasa o andesina, la roca es, entonces, una granodiorita, monzonita cuarcifera, monzonita, tonalita, diorita o el equivalente efusivo. Si la plagioclasa es labrador o anortita, la roca es un gabro, anortita o basalto.

Albita. Además de aparecer como constituyente de las rocas ígneas, la albita está presente en los diques de pegmatita y puede hallarse en cristales y reemplazando a la ortosa prematura. La *clevelandita* es una variedad reticulada de albita

que se halla en algunas pegmatitas. Existen yacimientos importantes de albita en Suiza y el Tirol. En los Estados Unidos, en Paris, Maine; Chesterfield, Massachusetts; Haddam y Branchville, Connecticut; Amelia Court House, Virginia. Ciertas albitas son iridiscentes y opalescentes, y reciben entonces el nombre de *pedra de luna*. El nombre de albita deriva del latín *albus*, que significa blanco, en alusión a su color.

Oligoclasa. En diversas localidades de Noruega, siendo notable la de Tvestrand, por contener incrustaciones de oligisto que da al mineral un brillo do-

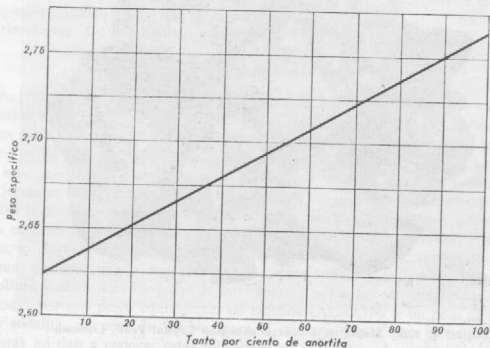


Fig. 625. Peso específico de las plagioclasas.

rado y centelleante. Dicho feldespato se denomina *oligoclasa venturina* o *pedra de sol*. El nombre deriva de dos palabras griegas que significan *pequeño* y *rotura*, ya que se creyó que poseía una exfoliación menos perfecta que la albita.

Andesina. Rara, salvo en granos irregulares en las rocas ígneas. Llamada así por las montañas de los Andes, donde es el feldespato principal de la andesita.

Labrador. Muy extendido como mineral de roca, y en las rocas conocidas como anortitas, donde es el único constituyente importante. Se halla en la costa del Labrador en grandes masas exfoliables con juego de colores. El nombre deriva de esta localidad.

Bytownita. Raro, salvo en granos irregulares en las rocas ígneas. Es llamada así por proceder de Bytown, Canadá (actualmente la ciudad de Ottawa).

Anortita. Más rara que las demás plagioclasas sódicas. Se halla en rocas

ricas en minerales oscuros y en drusas de bombas volcánicas y en calizas granudas en depósitos metamórficos de contacto. El nombre procede de una palabra griega que significa *oblicuo*, debido a que sus cristales son triclinicos.

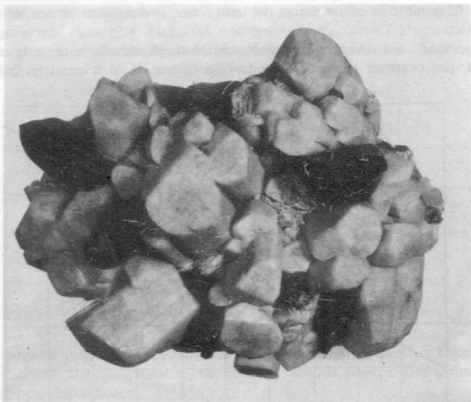


Fig. 626. Microlina y cuarzo ahumado Crystal Peak, Colorado.

Empleo. Los plagioclasas se utilizan menos que los feldespatos potásicos. La albita o *espato sódico*, como se le conoce comercialmente, se emplea en cerámica. El labrador iridiscente, pulido se usa como piedra de adorno. Las variedades opalescentes se tallan y se conocen con el nombre de *piedra de luna* o *sol*.

Etimología. El nombre de plagioclasa deriva de una palabra griega que significa *oblicuo*, aludiendo al ángulo oblicuo entre los planos de exfoliación. Véase en «Yacimiento» los nombres de las otras especies.

Danburita— $(B_2Si_2O_8)Ca$

Cristalografía. Rómbico; bipiramidal. Cristales prismáticos, muy relacionados por su hábito con los del topacio. Por lo común, en cristales.

Propiedades físicas. H. = 7. G. = 2,97-3,02. Brillo vítreo. Incoloro o amarillo pálido. Transparente a translúcido.

Composición. Borosilicato cálcico. $\text{CaO} = 22.8\%$; $\text{B}_2\text{O}_3 = 28.4\%$; $\text{SiO}_2 = 48.8\%$.

Ensayos. Funde a $3\frac{1}{2}$ -4 con formación de vidrio incoloro, da una llama verde. Insoluble en los ácidos; pero cuando se calcina previamente, gelatiniza en el ácido clorhídrico.

Diagnóstico. Caracterizado por la forma de sus cristales y gran dureza. Se distingue del topacio por la reacción del boro.

Yacimiento. En cristales, en el este de Suiza; Madagascar; Japón. En los Estados Unidos, en Danbury, Connecticut, Rusell, Nueva York; hallado también en pequeños cristales en los domos de sal de Louisiana.

Etimología. De la localidad de Danbury, Connecticut.

GRUPO DE LOS FELDESPATOIDES

Los feldespatoides son similares, químicamente, a los feldespatos, pues son alumosilicatos de potasio, sodio y calcio, principalmente, con pequeñas cantidades de otros iones. La principal diferencia química entre los feldespatoides y los feldespatos es su contenido en sílice, pues los feldespatoides contienen aproximadamente un tercio menos de sílice que los feldespatos alcalinos y, por lo tanto, tienden a formarse en soluciones ricas en álcalis (sodio y potasio) y pobres en sílice. Sus estructuras son armazones de alumosilicatos en cuyos intersticios están ligados los cationes y que, en ocasiones, albergan también aniones extraños. Así, por ejemplo, el cloro es constituyente esencial de la sodalita y el ion carbonato en la cancrinita, en tanto que la noseana contiene iones sulfato y la lazurita iones sulfato, sulfuro y cloro. Las fórmulas de estos minerales pueden ser imaginadas como compuestas por tres pesos equivalentes de nefelina $(\text{AlSiO}_4)\text{Na}$ y un peso de ClNa para la sodalita, un peso de SO_4Na_2 para la noseana, etc. Como es natural, las estructuras no dan a conocer estas relaciones tan sencillas y los aniones extraños están incluidos simplemente en el armazón bastante espacioso del alumosilicato.

LEUCITA— $(\text{AlSi}_2\text{O}_6)\text{K}$

Cristalografía. Seudocúbico. Hábito trapezoédrico (fig. 627). Las otras formas son raras. Estrictamente cúbico solamente a temperatura de más de 500°C . Al enfriarse por bajo de esta temperatura se produce un reajuste de la estructura pasando a otro sistema cristalino, probablemente tetragonal, pero la forma externa no cambia. Se forma en lavas a alta temperatura, siendo entonces cúbico estructural y morfológicamente. Generalmente, en cristales; también en granos diseminados.

Propiedades físicas. **H.** = $5\frac{1}{2}$ -6. **G.** = 2,45-2,50. Brillo vítreo a mate. Color blanco a gris. Translúcido.

Composición. Silicato aluminico potásico, $(\text{Si}_2\text{AlO}_6)\text{K}$. $\text{K}_2\text{O} = 21,5\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 23,5\%$; $\text{SiO}_2 = 55,0\%$.

Ensayos. Infusible. Se descompone con el ácido clorhídrico con la separación de sílice, pero sin la formación de gel. Si a la solución se añade amoníaco, da un precipitado de hidróxido aluminico. Cuando se mezcla con polvo de yeso y se funde da llama de color violeta (potasio). (Se observa mucho mejor a través de un vidrio azul.)

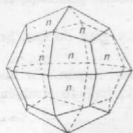


Fig. 627. Leucita.

Diagnóstico. Caracterizada por su forma trapezoédrica e infusibilidad. Es más blando que el granate y más duro que la analcima; además, la analcima funde y desprende agua. La leucita, un mineral fundamental en ciertas rocas, está generalmente incrustado en la roca madre, mientras que la analcima se halla en cavidades formando cristales libres.

Yacimiento. La leucita es un mineral muy raro, que aparece solamente en las rocas ígneas, generalmente en lavas recientes; rara vez se observa en las rocas profundas. En rocas donde la cantidad de sílice en el magma era insuficiente para combinarse con el potasio para formar feldespato. Por lo tanto, no se encuentra en rocas ácidas que contienen cuarzo. Principalmente en las rocas de la Italia Central; notablemente en fenocristales en las lavas del Vesubio. En los Estados Unidos la hallamos en las rocas de Leucite Hills, Wyoming, y en ciertas rocas de Highwood Mountains y Bear Paw Mountains, Montana. Una pseudomorfosis de mezcla de nefelina, ortoclasa y analcima según leucita, se denomina *seudoleucita*, y se encuentra en las sienitas de Arkansas, Montana y Brasil.

Etimología. De una palabra griega que significa *blanco*.

Especies similares. La *pollucita*, $\text{Si}_3\text{O}_7\text{Al}_4\text{Cs}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$, es un mineral cúbico raro, generalmente en pegmatitas.

NEFELINA— $(\text{AlSiO}_3)(\text{Na,K})$

Cristalografía. Hexagonal; piramidal. Rara vez en cristales prismáticos pequeños con plano basal; en algunos casos, caras piramidales. Casi siempre macizo, compacto y en granos incrustados. La variedad maciza se denomina *eleolita*, debido a su brillo craso.

Propiedades físicas. Exfoliación clara paralela al prisma $(10\bar{1}0)$. **H.** = $5\frac{1}{2}$ -6. **G.** = 2.55-2.65. Brillo vítreo en los cristales claros a graso en la variedad maciza. Incoloro, blanco a amarillento. En la variedad maciza, gris, verdoso y rojizo. Transparente a translúcido.

Composición. Silicato aluminico de potasio y sodio $(\text{AlSiO}_3)(\text{Na,K})$. La cantidad de potasio presente es, generalmente, poca. Los porcentajes de los óxidos en el compuesto artificial SiAlO_3Na , son: Na_2O = 21,8; Al_2O_3 = 35,9; SiO_2 = 42,3. La *kaliofilita* $(\text{AlSiO}_3)\text{K}$ forma una serie de soluciones sólidas con la nefelina.

Ensayos. Funde a 4, formando un vidrio incoloro que da una llama amarilla de sodio intensa. Rápidamente soluble en ácido clorhídrico, dando gel de sílice.

Diagnóstico. Se caracteriza la variedad maciza por su brillo craso. Se distingue del cuarzo por su dureza menor y del feldespato por la gelatinación en ácido.

Alteración. Fácilmente alterable a otros varios minerales, tales como las zeolitas, sodalita, moscovita y caolín.

Yacimiento. La nefelina es rara, excepto en las rocas ígneas. Aparece en algunas lavas recientes en cristales vítreos, por ejemplo, en las lavas del Vesubio. La variedad cristalina, maciza, se encuentra en rocas antiguas y se denomina *eleolita*. La nefelina es un constituyente esencial, de rocas como la fonolita, sienita y basalto nefelínico. Se halla solamente en rocas que no contienen suficiente sílice para combinarse con sodio para formar el feldespato. Sólo en circunstancias excepcionales, por tanto, se halla en rocas que contienen cuarzo. La mayor masa de nefelina conocida se halla en la península de Kola, U.R.S.S. En estas rocas, la nefelina está asociada al apatito. Masas extensas de nefelina se encuentran también en Noruega y África del Sur. En cristales en las lavas del Vesubio. En los Estados Unidos, la nefelina, tanto en su variedad maciza como en la cristalizada, se halla en Litchfield, Maine, asociada a la cancrinita. En Magnet Cove, Arkansas y Beermerville, Nueva Jersey. Es común en las sienitas de la región de Bancroft, Ontario, Canadá, donde existen pegmatitas con masas bastante grandes de nefelina casi pura.

Empleo. La nefelina sin hierro, por su gran contenido de alúmina, se ha empleado en lugar del feldespato en la industria del vidrio. La mayor parte de la nefelina comercial procede de Ontario. La nefelina, producida como un subproducto de las minas de apatito en la península de Kola, la emplean los rusos en diversas industrias, como cerámica, cuero, textil, madera, goma y aceite.

Etimología. Nefelina se deriva de una palabra griega que significa *nube*, porque sumergida en ácido se vuelve turbia. Eleolita deriva de otra palabra griega que significa *aceite* por el brillo craso.

Especies similares. *Cancrinita*, un silicato hidratado de sodio, calcio y aluminio. Es un mineral raro similar a la nefelina por su forma de yacimiento y paragénesis.

SODALITA—(AlSiO₃)₂Na₂Cl

Cristalografía. Cúbico; hexaquistetraédrico. Rara vez en cristales, generalmente dodecaedros. Corrientemente en masa, en gramos unidos entre sí.

Propiedades físicas. Exfoliación dodecaédrica {011}. **H.** = 5 1/2-6. **G.** = 2.15-2.3. Brillo vítreo. Color generalmente azul, también blanco, gris y verde. Transparente a translúcido.

Composición. Silicato aluminico sódico con cloro, (AlSiO₃)₂Na₂Cl. Na₂O = 25,6 %; Al₂O₃ = 31,6 %; SiO = 37,2 %; Cl = 7,3 %.

Ensayos. Funde a 3 1/2-4, con formación de un vidrio incoloro. y da una

llama intensa de color amarillo (sodio). Soluble en ácido clorhídrico y con producción de sílice gelatinosa al evaporar. La solución nítrica con nitrato de plata da un precipitado blanco de cloruro de plata. En una perla de sal de fósforo con óxido de cobre da llama de cloruro de cobre azul celeste.

Diagnóstico. Se distingue en muchas ocasiones por su color azul, diferenciándose de la lazurita por el diferente tipo de sus yacimientos y ausencia de piritita asociada con él. Si el color no fuese azul, se debe demostrar la presencia del cloro, único medio de distinguirlo de la analcima, leucita y haüyna.

Yacimiento. La sodalita es un mineral petrográfico relativamente raro, asociado a la nefelina, cancrinita y otros feldespatoides en las sienitas nefelíferas, traquitas, fonolitas, etc. En cristales transparentes en las lavas del Vesubio. La variedad maciza azul se halla en Litchfield, Maine; en Ontario y Quebec; cerca de Kicking Horse Pass, Columbia Británica.

Etimología. Denominada así por contener sodio.

Especies similares. Otros feldespatoides, aunque raros, son: *haüyna*, $\text{Si}_6\text{Al}_6\text{O}_{24}(\text{Na,Ca})_{6-8} \cdot (\text{SO}_4)_{1-2}$ y *noseana*, $\text{Si}_3\text{Al}_3\text{O}_{12}\text{Na}_4 \cdot \text{SO}_4$.

LAZURITA— $(\text{AlSiO}_4)_3(\text{Na,Ca})_4(\text{SO}_4)_1\text{S,Cl}$

Cristalografía. Cúbico. Cristales raros, generalmente dodecaédricos. Corrientemente en masa compacta.

Propiedades físicas. Exfoliación dodecaédrica imperfecta $\{011\}$. **H.** = 5-5 1/2. **G.** = 2,4-2,45. Brillo vítreo. Color azul celeste fuerte, azul verdoso. Translúcido.

Composición. $(\text{AlSiO}_4)_3(\text{Na,Ca})_4(\text{SO}_4)_1\text{S,Cl}$. Esencialmente pero con variación considerable en las cantidades de SO_4 , S y Cl. El sodio puede estar sustituido por pequeñas cantidades de rubidio, cesio, estroncio y bario.

Ensayos. Funde a 3 1/2, dando llama intensa amarilla (sodio). Soluble en ácido clorhídrico con ligero desprendimiento de sulfhídrico y sílice gelatinosa al evaporar.

Diagnóstico. Se caracteriza por su color azul y estar asociada a la piritita.

Yacimiento. La lazurita es un mineral raro, que aparece generalmente en calizas cristalinas como un producto de metamorfismo de contacto. El *lapislázuli* es, generalmente, una mezcla de lazurita con pequeñas cantidades de calcita, piroxeno y otros silicatos, y corrientemente contiene diseminadas pequeñas partículas de piritita. El lapislázuli de mejor calidad procede del noroeste de Afganistán. También en el lago Baikal, Siberia, y en Chile.

Empleo. El lapislázuli tiene gran valor como una piedra ornamental, talla-da, etc. En polvo, se utilizó antiguamente como color ultramar. Este pigmento se produce ahora artificialmente.

Etimología. Lazurita es un sinónimo antiguo de azurita, y el mineral se denomina así por parecerse a la azurita.

Petalita— $(\text{AlSi}_4\text{O}_{10})\text{Li}$

Cristalografía. Monoclínica domática. Cristales raros aplastados según {010} o alargados según {100}. Generalmente compacta o en masas exfoliables.

Propiedades físicas. Exfoliación perfecta según {001} y buena según {201}. fractura concoidal imperfecta. Frágil. **H.** = $6-6\frac{1}{2}$. **G.** = 2.4. Brillo vítreo, nacarado en {001}. Incolora, blanca, gris. Transparente a translúcida.

Composición. Silicato de aluminio y litio. $(\text{AlSi}_4\text{O}_{10})\text{Li}$. $\text{LiO} = 4.9$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 16.7$; $\text{SiO}_2 = 78.4\%$.

Ensayos. Fusible a 5 dando la llama roja del litio. Calentada ligeramente emite luz azul fosforescente. Insoluble en los ácidos.

Diagnóstico. Caracterizada por su hábito tabular. Se distingue de la espodumena por la exfoliación y menor peso específico.

Yacimiento. En pegmatitas asociada con cuarzo y minerales litimíferos como la espodumena, turmalina y lepidolita. Hasta mediados del siglo xx era considerada como mineral bastante raro, encontrado en Uto, Suecia; Perú, Maine y con escapolita en Bollon, Massachusetts. Recientes descubrimientos de petalita en Rodesia del Sur y en el África Sud-Occidental la han convertido en un mineral abundante; en estas localidades es beneficiado en grandes cantidades, asociado a lepidolita y eucryptita.

Empleo. Mena de litio importante (véase espodumena, pág. 437).

Nombre. Del griego *hoja*, aludiendo a su exfoliación.

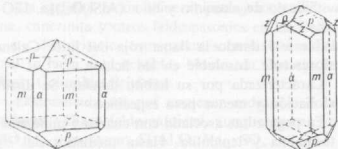
Grupo de las escapolitas

Las escapolitas son minerales metamórficos con fórmulas que recuerdan las de los feldespatos y con estructuras formadas por cadenas indefinidas de armazones de alumosilicato, paralelas al eje *c*. Los cristales son prismas tetragonales alargados paralelamente a las cadenas. La estructura es bastante abierta y acomoda aniones grandes tales como cloro, sulfato y carbonato de modo muy parecido a como estos iones están alojados en los feldespatoideos. En las escapolitas existe una serie de soluciones sólidas entre el miembro sódico, la *marialita* y el miembro cálcico, la *meionita*. La fórmula de la marialita puede ser considerada como consistente en tres pesos de $3(\text{NaAlSi}_3\text{O}_8)$ y uno de CaNa ; la de la meionita por $3(\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8)$ y un CO_3Ca o SO_4Ca . Hay sustitución iónica completa del sodio por el calcio con compensación de cargas, como en los feldespatos por sustitución simultánea del silicio por el aluminio en las cadenas. También hay sustitución completa entre el carbonato, sulfato y cloro. Por lo tanto, a la mayor parte de las escapolitas, a la que se da el nombre de *wernerita*, se le asigna una composición intermedia entre los términos extremos, marialita y meionita.

ESCAPOLITA

Wernerita

Cristalografía. Tetragonal; bipiramidal. Los cristales son generalmente prismáticos. Formas importantes son los prismas de primero y segundo órdenes, y bipirámide de segundo orden (fig. 628). Rara vez aparecen las caras de la bipirámide tetragonal (fig. 629). Los cristales son generalmente ordinarios o de aspecto fibroso.



Figs. 628 y 629. Escapolita.

Propiedades físicas. Exfoliación prismática imperfecta según $\{100\}$ y $\{110\}$. **H.** = 5-6. **G.** = 2,65-2,74. Brillo vítreo en superficie fresca e inalterado. Color blanco, gris, verde pálido; a veces azulado o rojizo. Transparente a translúcido.

Composición. La escapolita es de composición variada, y este nombre se emplea para designar una serie de términos intermedios, isomorfos, cuyos miembros extremos son: *marialita* $(Al, Si)_3Si_6Al_3O_{21}(Cl, CO_3, SO_4)$; y *meionita* $(Al, Si)_3Si_6Al_3O_{24}(Ca, Na)_4(Cl, CO_3, SO_4)$.

Ensayos. Funde a 3 con reblandecimiento, formando un vidrio poroso blanco. Color amarillo a la llama. Se descompone imperfectamente por el ácido clorhídrico, separándose sílice, pero sin la formación de gel.

Diagnóstico. Se caracteriza por cristales con sección transversal cuadrada y cuatro direcciones de exfoliación a 45°. Cuando es macizo se parece al feldespato, pero tiene un aspecto fibroso característico en las superficies de exfoliación. Funde también mucho más rápidamente. El fundir con intumescencia lo distingue del piroxeno.

Alteración. Se altera fácilmente transformándose en diversos minerales tales como la mica, epidota, talco y caolín.

Yacimiento. La escapolita aparece en los esquistos, gneis y anfibolitas cristalinas y en muchas ocasiones debe de haber derivado de la alteración de las plagioclasas. También en calizas cristalinas formadas por procesos de metamorfismo de contacto. Asociado al diópsido, anfíboles, granate, apatito, esfena y zircón.

Los cristales de calidad de gema, de color amarillo, se encuentran en Madagascar. En los Estados Unidos, los encontramos en diversas localidades de Massa-

chusetts, siendo notables en Bolton; Orange, Lewis y St. Lawrence, Nueva York. También en diversos puntos de Ontario, Canadá.

Etimología. De la palabra griega que significa *flecha*, refiriéndose al hábito prismático de los cristales.

FAMILIA DE LAS ZEOLITAS

Las zeolitas forman una gran familia de silicatos hidratados que gozan de gran semejanza por su composición y paragénesis, así como en la forma de yacimiento. Son silicatos de aluminio con sodio y calcio. Tienen dureza de $3\frac{1}{2}$ a $5\frac{1}{2}$ y peso específico de 2,0 a 2,4. Debido a su estructura abierta, el agua se desprende fácilmente de las zeolitas, dando una curva de deshidratación continua. Muchas de ellas funden fácilmente con marcada intumescencia, de ahí el nombre zeolita, que deriva de dos palabras griegas que significan hervir y piedra. Son minerales secundarios que se hallan en cavidades y venas en las rocas ígneas básicas.

Todas las zeolitas son alumosilicatos de composición empírica parecida a la de los feldespatos y como éstos, formadas por anillos cuádruples de tetraedros de SiO_4 y AlO_4 . Las cadenas, que están unidas por cationes intersticiales de sodio, potasio, calcio y bario forman una estructura abierta con anchos canales en los que pueden ser fácilmente alojadas el agua y otras moléculas. Gran parte del interés que tienen las zeolitas es debido a la existencia de estos canales, pues cuando se calienta una zeolita, el agua de los canales se desprende fácil y continuamente a medida que se eleva la temperatura, dejando intacta la estructura. Esto sucede en marcado contraste con otros compuestos hidratados, como el yeso, en el cual, las moléculas de agua desempeñan un papel estructural y su deshidratación total produce el colapso de la estructura. Después de la deshidratación completa de una zeolita, los canales pueden ser vueltos a rellenar con agua o con amoníaco, vapor de mercurio, vapor de yodo o con una diversidad de sustancias. Este proceso es selectivo y depende de la estructura de la zeolita en particular y del tamaño de las moléculas y por ello las zeolitas son utilizadas como «tamices moleculares».

Las zeolitas tienen, además, otra propiedad útil derivada de su estructura: el agua puede pasar fácilmente por los canales y en este proceso, iones en solución pueden ser cambiados por iones de la estructura. Este proceso es denominado «cambio de bases» o «cambio de cationes» y debido al mismo, las zeolitas o los compuestos sintéticos con estructura zeolítica, son utilizados para hacer potables las aguas. La zeolita que se emplea tiene una composición aproximada $\text{Al}_2\text{Si}_5\text{O}_{10}\text{Na}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (como la natrolita). El agua «dura», es decir, agua que contiene en disolución muchos iones calcio, se pasa por un depósito lleno de granos de zeolita. Los iones calcio sustituyen a los iones sodio de la zeolita formando $\text{Al}_2\text{Si}_5\text{O}_{10}\text{Ca} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, pasando los iones sodio a la disolución. El agua que contiene sodio no corta el jabón y se llama «potable». Una vez saturada de iones calcio la zeolita contenida en el depósito, se hace pasar por éste una solución concentrada

de cloruro sódico ClNa y la concentración en iones sodio desplaza la reacción en sentido contrario y se reconstituye la $\text{Al}_2\text{Si}_5\text{O}_{10}\text{Na} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, pasando los iones calcio a la disolución. Mediante el cambio de bases, muchos iones, la plata entre ellos, pueden sustituir el catión del metal alcalino en la estructura de las zeolitas.

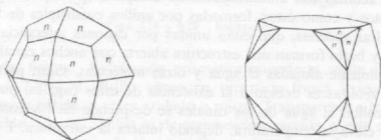
ANALCIMA— $(\text{AlSi}_2\text{O}_6)\text{Na} \cdot \text{H}_2\text{O}$

Analcita

Cristalografía. Cúbico; hexaquisoctaédrico. Comúnmente, en trapezoedros (fig. 630). Se conoce también en cubos con truncaduras trapezoédricas (fig. 631). Por lo general, en cristales; también granular macizo.

Propiedades físicas. **H.** = $5.5 \frac{1}{2}$. **G.** = 2.27. Brillo vítreo. Incoloro a blanco. Transparente a translúcido.

Composición. Silicato de aluminio sódico hidratado $(\text{AlSi}_2\text{O}_6)\text{Na} \cdot \text{H}_2\text{O}$. Los porcentajes de óxido son: Na_2O = 14.1; Al_2O_3 = 23.2; SiO_2 = 54.5; H_2O = 8.2.



Figs. 630 y 631. Analcima.

Ensayos. Funde a $3 \frac{1}{2}$, dando un vidrio blanco lechoso que después se vuelve claro. Colorea la llama de amarillo (sodio). Se descompone en el ácido clorhídrico con separación de sílice sin la formación de gel. Da agua en el tubo cerrado.

Diagnóstico. Generalmente se reconoce por los cristales libres y brillo vítreo. Los cristales se parecen al granate y leucita por su forma. Se distingue del granate por la menor dureza y porque desprende agua en el tubo cerrado; de la leucita por la fácil fusibilidad, presencia de agua y modo de yacimiento. (La leucita está siempre incrustada en la roca matriz.)

Yacimiento. La analcima es un mineral secundario, formada por la acción de las aguas termales, y de este modo se encuentra depositada en cavidades de rocas ígneas y especialmente en las rocas volcánicas. Asociada a la calcita y diversas zeolitas y minerales semejantes. También como constituyente primario de ciertas rocas ígneas como los basaltos analcímicos. Se encuentran buenos cristales en las islas Cíclopes, cerca de Sicilia; en el Val di Fassa y en los Alpes Seiser, Trentino, Italia; en Victoria, Australia; islas Kerguelen en el Océano Índico. En los Estados Unidos, en Bergen Hill, Nueva Jersey; en el distrito de cobre del lago Superior;

Table Mountain, cerca de Golden, Colorado. También en Cape Blomidon, Nueva Escocia.

Etimología. Deriva de una palabra griega que significa *débil*, por carecer de propiedades eléctricas cuando se calienta o frota.

Especies similares. La *laumontita* es una zeolita monoclinica, y la *tomsonita*, rómbrica; asociadas con otras zeolitas, pero mucho más raras que la analcima.



Cristalografía. Monoclinico; esfenoidal. Seudorrómbrico, prismático, acicular. La zona de prisma, estriada verticalmente. Algunos ejemplares, terminados por prismas de cuarto orden bajos. En algunos casos, en maclas cruciformes. Generalmente, en grupos de cristales radiales; también fibroso, macizo, granular o compacto.

Propiedades físicas. Exfoliación prismática perfecta según {110}. **H.** = 5-5 1/2. **G.** = 2,25. Brillo vítreo. Incoloro o blanco. En algunos casos, con tonos que van del amarillo al rojo. Transparente a translúcido.

Composición. Un silicato de aluminio sódico hidratado $(\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10})\text{Na}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Los porcentajes de los óxidos son $\text{Na}_2\text{O} = 16,3$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 26,8$; $\text{SiO}_2 = 47,4$; $\text{H}_2\text{O} = 9,5$. El potasio puede reemplazar el sodio en la proporción $\text{Na} : \text{K} = 15 : 1$.

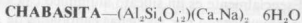
Ensayos. Funde a 2 1/2 con formación de un vidrio transparente y claro, dando una llama amarilla (sodio). Agua en tubo cerrado. Soluble en ácido clorhídrico, y gel al evaporar.

Diagnóstico. Se reconoce principalmente por sus cristales radiales. Se distingue al aragonito por su fácil fusibilidad y desprender agua en el tubo cerrado.

Yacimiento. La natrolita es un mineral de origen secundario que se halla rellenando cavidades en los basaltos. Asociado a otras zeolitas y a la calcita. Son localidades importantes Aussig y Salesel, Bohemia; Puy-de-Dôme, Francia; Val di Fassa, Trentino, Italia. En los Estados Unidos se encuentra en Bergen Hill, Nueva Jersey. También en diversos lugares de Nueva Escocia.

Etimología. Del latín *natrium*, que significa *sodio*, por su composición.

Especies similares. *Escolecita* (monoclinica), $\text{Si}_3\text{Al}_2\text{O}_{10}\text{Ca} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, es una zeolita similar a la natrolita.



Cristalografía. Hexagonal-R; escalenoédrico. Generalmente, en cristales. La forma común es el romboedro {1011}, con ángulos casi cúbicos. Pueden aparecer diversos romboedros (fig. 632). Con frecuencia en maclas de compenetración.

Propiedades físicas. Exfoliación romboédrica mala {1011}. **H.** = 4-5. **G.** = 2,05-2,15. Brillo vítreo. Color blanco, amarillo, rosa, rojo. Transparente a translúcido.

Composición. Esencialmente es un silicato de aluminio calcicosódico hidratado. Generalmente hay potasio presente.

Ensayos. Funde a 3 con hinchazón formando un vidrio con burbujas. Se descompone en ácido clorhídrico con separación de sílice, pero sin la formación de gel. La solución, una vez filtrada la sílice, da un precipitado de hidróxido de aluminio con amoníaco, y el filtrado con carbonato amónico da precipitado blanco de carbonato cálcico. Mucha agua en el tubo cerrado.

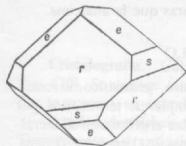


Fig. 632. Chabasita.

Diagnóstico. Se reconoce generalmente por los cristales romboédricos y se distingue de la calcita por su exfoliación peor y carecer de efervescencia con el ácido clorhídrico.

Yacimiento. La chabasita es un mineral de origen secundario, se halla generalmente con otras zeolitas rellenas cavidades en basaltos. Localidades importantes son: islas Faeroe; Calzada de los Gigantes, Islandia; Aussig, Bohemia; Alpes Seiser, Trentino, Italia; Oberstein, Alemania. En los Estados Unidos, en West Paterson, Nueva Jersey, y Goble Station, Oregón. También en Nueva Escocia, conociéndosele allí con el nombre de *acadialita*.

Etimología. Chabasita deriva de una palabra griega con que antiguamente se denominaba la *pedra*.

Especies similares. La *gmelinita* está íntimamente relacionado a la chabasita, aunque es raro.

HEULANDITA— $(Al_2Si_7O_{18})Ca \cdot 6H_2O$

Cristalografía. Monoclínico; prismático, aunque los cristales a menudo simulan una simetría rómbica (fig. 633). El segundo pinacoide es importante; cristales en forma de rombo.

Propiedades físicas. Exfoliación perfecta paralela al segundo pinacoide $\{010\}$. $H. = 3 \frac{1}{2}$ -4. $G. = 2,18$ -2,2. Brillo vítreo, perlado en el segundo pinacoide. Incoloro, blanco, amarillo, rojo. Transparente a translúcido.

Composición. Esencialmente es un silicato aluminico cálcico hidratado. El calcio está, generalmente, reemplazado por pequeñas cantidades de sodio o potasio.

Ensayos. Funde con intumescencia, formando un vidrio blanco. Se descompone en ácido clorhídrico con separación de sílice. Agua en el tubo cerrado.

Diagnóstico. Se caracteriza por la forma de sus cristales y una dirección de exfoliado perfecto con brillo perlado.

Yacimiento. La heulandita es un mineral de origen secundario que se halla generalmente en cavidades de las rocas ígneas básicas asociado con otras zeolitas y con la calcita. En calidad muy notable en Islandia; las islas Faeroe; Andreasberg.

montañas del Harz; Tirol, Austria; India Británica, cerca de Bombay. En los Estados Unidos, en West Paterson, Nueva Jersey. También en Nueva Escocia.

Etimología. En honor del coleccionista inglés H. Heuland.

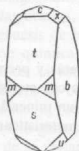


Fig. 633. Heulandita.



Fig. 634. Estilbita.

ESTILBITA— $(Al_2Si_3O_{10})Ca \cdot 7H_2O$

Cristalografía. Monoclínico; prismático. Uniformemente en maclas cruciformes (seudorrómbico). Corrientemente, tabular paralelo al segundo pinacoide. Los cristales son en general individuos distintos, o en agregados en forma de haces (fig. 634).

Propiedades físicas. Exfoliación perfecta paralela a $\{010\}$. **H.** = $3\frac{1}{2}$ -4. **G.** = 2.1-2.2. Brillo vitreo; perlado en el segundo pinacoide. Color blanco, raras veces amarillo, castaño, rojo. Translúcido.

Composición. Esencialmente es un silicato de aluminio calciosódico hidratado. El potasio y el sodio están presentes en pequeñas cantidades.

Ensayos. Funde con intumescencia a 3, formando un esmalte blanco. Se descompone en ácido clorhídrico con separación de sílice, pero sin formar gel. Agua en el tubo cerrado.

Diagnóstico. Se caracteriza por su exfoliación, brillo perlado en la cara de exfoliación y los grupos en haces de los cristales.

Yacimiento. La estilbita es un mineral de origen secundario que se encuentra en cavidades de basaltos y rocas relacionadas. Asociado a otras zeolitas y la calcita. Son localidades importantes: Poonah, India; isla de Skye, islas Faeroe; Kilpatrick, Escocia; Islandia. En los Estados Unidos se encuentra en el norte de Nueva Jersey. También en Nueva Escocia.

Etimología. Deriva de una palabra griega que significa *brillo*, por su brillo perlado.

Especies similares. *Phillipsita* y *harmotoma* son zeolitas monoclinicas del grupo de la estilbita, tienen composición variable y compleja.

6. YACIMIENTOS DE MINERALES Y PARAGÉNESIS

Aunque los minerales se forman de muy diversas maneras y presentan casi un sinnúmero de asociaciones, existen, sin embargo, ciertas formas características de aparición. La comprensión de las condiciones de formación de un mineral determinado junto al conocimiento de los demás minerales que están característicamente asociados a él, son de gran valor para identificar dicho mineral.

Por lo tanto, en las páginas siguientes se da una sumaria descripción de los tipos de yacimientos de los minerales, así como también una relación de las asociaciones minerales más corrientes.

ROCAS Y MINERALES PETROGRÁFICOS

Dado que los minerales aparecen corrientemente como constituyentes de rocas, se dará en primer lugar una descripción de los tipos de rocas más importantes junto a los minerales de las rocas más comunes. Sólo puede hacerse aquí una rápida exposición del asunto y para información más detallada el lector debe consultar los textos que tratan la petrografía con mayor amplitud.

Las rocas se dividen en tres grandes grupos:

- I. Ígneas. II. Sedimentarias. III: Metamórficas.

I. ROCAS ÍGNEAS

Las rocas ígneas, como su nombre indica, son aquellas que se han formado por el enfriamiento y posterior solidificación de una masa de material rocoso, al mismo tiempo caliente y fluida, conocida con el nombre de magma rocoso. Un magma es una solución que contiene los constituyentes químicos que, al ser enfriados suficientemente, cristalizan para formar los diversos minerales que forman la roca resultante. Los elementos químicos principales que constituyen los magmas de las rocas ígneas son, por orden de abundancia, el oxígeno, silicio, aluminio, hierro, calcio, magnesio, sodio y potasio. Cuando un magma se enfría, cada mineral cristaliza en cuanto llega al punto de supersaturación. Ciertos minerales cristalizan en la masa fluida antes que los demás, y de este modo, en muchas rocas ígneas puede determinarse más o menos claramente un orden de cristalización de

los diversos minerales frecuentes. En general, los minerales oscuros y los pobres en sílice cristalizan antes y los ricos lo hacen después. El orden general de cristalización de los minerales petrográficos más comunes es el siguiente: los minerales accesorios tales como el circón, rutilo, oligisto, ilmenita, magnetita; después los minerales ferromagnesianos, como los piroxenos y los anfíboles; a continuación los feldespatos plagioclasas; por último, la ortosa y el cuarzo.

La paragénesis de los minerales de una roca ígnea depende principalmente de la composición química del magma original. Si el magma contenía un porcentaje elevado de sílice, la roca resultante contendrá minerales ricos en sílice y cuarzo. Generalmente será de color claro. Si, por el contrario, el magma tenía un porcentaje bajo de sílice, la roca resultante contendrá minerales pobres en sílice y carecerá de cuarzo. Por lo general, será de color oscuro.

Además de la variación en la composición mineralógica y química de las rocas ígneas, existe también una amplia variación en el tamaño de los cristales que forman la roca. Esto viene determinado, principalmente, por la historia del enfriamiento del magma. Si una roca se ha formado de un magma sepultado a considerable profundidad en la corteza terrestre, debe haberse enfriado muy lentamente y tiene un largo período de tiempo para su cristalización y solidificación total. En estas condiciones, las partículas minerales tienen la oportunidad de crecer y alcanzar tamaño considerable debido a la cristalización lenta. Una roca que tenga, por lo tanto, un origen profundo tendrá una textura granuda gruesa, y los minerales que la constituyen pueden, generalmente, reconocerse y diferenciarse a simple vista. A dichas rocas se las denomina *plutónicas* o *intrusivas*.

Por el contrario, si se trata de un magma que ha sido depositado como lava en la superficie terrestre, su enfriamiento y solidificación son rápidos. En estas condiciones, los granos minerales que no han tenido tiempo de formarse todavía tienen pocas posibilidades de hacerlo, y el resultado es una roca de grano fino. En algunos casos, el enfriamiento se ha llevado a efecto tan rápidamente que no permite la separación de ningún mineral y la roca resultante es un vidrio. Ordinariamente, los minerales que constituyen las rocas de grano fino pueden reconocerse sólo por el examen con el microscopio de una preparación delgada de la roca.

A dichas rocas ígneas se las conoce con el nombre de *volcánicas* o *efusivas*.

El magma forma a veces filones y yacimientos próximos a la superficie terrestre y forma un grupo de rocas conocidas con el nombre de *hipoabisales*. La textura de estas rocas es, generalmente, más fina que la plutónica, pero más basta que la volcánica.

Pórfidos y textura porfídica

Ciertas rocas presentan cristales incluidos en una matriz de grano mucho más fino. A estos cristales grandes se les conoce con el nombre de *fenocristales*, y al material de grano fino, con el de *pasta* (fig. 613). A dichas rocas se las denomina

pórfidos. Los fenocristales tienen tamaños variados, desde un par de centímetros o más a individuos muy pequeños. La pasta puede estar formada también por material parcialmente granudo o puede ser microscópico. La diferencia de tamaño entre los fenocristales y las partículas de la masa es la característica de un pórfido. La textura porfídica se desarrolla cuando unos cuantos cristales adquieren un tamaño considerable antes de que la masa principal del magma se consolide para formar una masa de grano uniforme y fino. Cualquiera de los tipos de rocas ígneas descritas más abajo, pueden tener una variedad porfídica, tales como el *pórfido granítico*, *pórfido diorítico*, *pórfido riolítico*. Las variedades porfídicas son con frecuencia rocas volcánicas, especialmente las más silíceas. Una roca ígnea, debido al proceso de su formación, está formada por partículas cristalinas que podríamos decir se entrelazan entre sí y cada partícula mineral está íntima y firmemente unida a las partículas que le rodean. Esta textura permite, ordinariamente, distinguir las rocas ígneas de las sedimentarias, ya que estas últimas están formadas por granos no entrelazados entre sí, sino que mantienen su individualidad. Una roca sedimentaria no es nunca tan firme y coherente como una roca ígnea. Además, la textura de las rocas ígneas es la misma en todas las direcciones, y origina una masa regular homogénea y uniforme. Esta característica permite distinguir una roca ígnea de una metamórfica teniendo en cuenta que la metamórfica muestra, por lo común, una estructura estratificada, con una disposición definida, más o menos paralela de sus minerales.

Debido a la posible variedad casi infinita de composición química de los magmas y de las condiciones diversas en las que han consolidado, las rocas ígneas presentan gran variedad de aspectos. Con todo, existe una gradación completa de un tipo a otro, y en consecuencia los nombres y los límites de las especies de rocas ígneas son muy arbitrarios.

Clasificación de las rocas ígneas

Se han propuestos muchos esquemas para la clasificación de las rocas ígneas, pero la más práctica para el estudiante elemental es la composición mineralógica. En líneas generales, puede decirse que se han de considerar tres puntos en la clasificación de una roca: 1) Cantidad de sílice presente. El cuarzo indica un exceso de sílice; los feldespatoides indican deficiencia. 2) Clase de feldespatos presente y la cantidad relativa de cada uno de ellos. 3) La textura, o tamaño de los granos. La roca, ¿tiene granos gruesos o finos, es decir, es plutónica o volcánica?

Es obvio que la determinación exacta del tipo de feldespato o el cálculo correcto de la composición cuantitativa es imposible en el campo. También es imposible en muchas rocas de grano fino reconocer los distintos minerales. Estos trabajos de precisión deben dejarse para el laboratorio y realizarlos mediante el examen microscópico con las preparaciones de las rocas. No obstante, es muy impor-

tante conocer las bases de una clasificación general con el fin de que pueda tener valor una clasificación sencilla de campo.

Tres grandes divisiones pueden hacerse basándose en el contenido de sílice:¹

- 1) Cuarzo presente en más del 5 %.
- 2) Menos de 5 % de cuarzo o 5 % de feldespatoïdes.
- 3) Feldespatoïdes en cantidad superior al 5 %.

Las anteriores divisiones, basadas en el contenido de sílice, se subdividen en otras de acuerdo con la clase y cantidad (o ausencia) de feldespato. La mayor parte de las rocas así clasificadas tienen una variedad de grano fino y otra grueso, que reciben nombres diferentes.

El cuadro de la página 513 nos da los principales tipos de roca de acuerdo con esta clasificación. Debe tenerse en cuenta que, aunque los nombres de estas rocas son los más importantes, han sido propuestos más de 600 para indicar tipos específicos.

Rocas plutónicas

A continuación se da una somera descripción de los tipos de rocas más importantes del cuadro citado.

Granito-granodiorita. El granito es una roca granuda de color claro y estructura uniforme, formada principalmente por feldespato y cuarzo. Generalmente están presentes el feldespato potásico y la oligoclasa; el feldespato potásico puede ser de color carne o rojo, mientras que la oligoclasa es blanca y puede reconocerse por la presencia de estriaciones de la macla de la albita. El cuarzo se distingue por el brillo vítreo y carecer de exfoliación. Los granitos contienen pequeñas cantidades (un 10 %) de mica u hornblenda. La mica común es biotita, pero puede contener también moscovita. Los minerales accesorios menores son circón, esfena, apatito, magnetita, ilmenita.

Una serie completa se extiende desde el granito, cuyo feldespato es casi enteramente variedad potásica, a la granodiorita, cuyo feldespato es en su mayor parte plagioclasa con sólo algo más de 5 % de feldespato potásico. El límite entre ambos más abundante que la plagioclasa. En muchas ocasiones ocurre que, a medida que la cantidad de plagioclasa aumenta, el porcentaje de los minerales oscuros aumenta también, y así, en general, las granodioritas son más oscuras que los granitos. Sin embargo, en el campo, o con un ejemplar sólo es generalmente imposible distinguir ambos tipos de rocas con certeza.

Sienita-monzonita. La sienita es una roca granuda de color claro y textura uniforme, compuesta, esencialmente, por feldespato potásico y oligoclasa, con can-

¹ Los feldespatoïdes son minerales que ocupan el lugar de los feldespatos en las rocas pobres en sílice. Un magma puede tener la cantidad exacta de sílice para combinarse con los álcalis, calcio y aluminio y formar feldespatos en la cristalización completa de la roca. Si hay exceso de sílice, se formará cuarzo; si hay deficiencia, se formarán feldespatoïdes.

tidades menores de hornblenda, biotita y piroxeno. En consecuencia, en aspecto parece un granito, pero se diferencia de éste por contener menos de un 5 % de cuarzo. Los minerales accesorios son los siguientes: apatito, esfena, circón y magnetita.

Entre la sienita y la monzonita existe otra serie de rocas, y si la plagioclasa supera en proporción al feldespato potásico, la roca se conoce con el nombre de monzonita. Las monzonitas son, en general, más oscuras que las sienitas, ya que, como hemos dicho, un aumento en el oscurecimiento de los minerales va frecuentemente acompañado por el aumento de plagioclasa. Sin embargo, sin la ayuda del microscopio resulta muy difícil distinguir ambos tipos entre sí.

La nefelina puede presentarse en ciertas sienitas; si la cantidad en que aparece es superior al 5 %, la roca se denomina *sienita nefelinica*. La nefelina tiene un brillo craso, puede confundirse con el cuarzo, pero se distingue por su dureza (5 1/2-6). Algunas sienitas nefelinicas contienen sodalita; otras, corindón.

Las sienitas que contienen más de un 5 % de leucita se denominan *sienitas leucíticas*. La leucita se distingue por su forma trapezoédrica. Dichas rocas son extremadamente raras.

Tonalita. La tonalita o *cuarzo diorita*, se compone en esencia de plagioclasa y cuarzo con sólo pequeñísimas cantidades de feldespato potásico (menos de un 5 %). La plagioclasa es oligoclasa o andesina. Los minerales oscuros, especialmente biotita y hornblenda, son abundantes; el piroxeno aparece en raras ocasiones. El apatito, esfena y magnetita son los minerales accesorios más comunes. Aunque no es esencial para la clasificación, los minerales oscuros son abundantes y así en general, las tonalitas son de un color más oscuro que los granitos y granodioritas.

A medida que la plagioclasa se hace más rica en calcio, la tonalita pasa a *gabro cuarzoso*, una roca poco corriente. Con menos cantidad de cuarzo pasa a *diorita*.

Diorita-gabro. La diorita es una roca granuda caracterizada por la plagioclasa (oligoclasa a andesina), pero que carece de cuarzo y feldespato potásico. La hornblenda es el más importante mineral oscuro, pero la biotita también suele estar presente. Los piroxenos son raros. Magnetita, ilmenita, apatito y menos comúnmente la esfena y el circón son los minerales accesorios. Los minerales oscuros están en general en cantidad suficiente para dar a la roca un aspecto oscuro.

Si la plagioclasa es mucha más cálcica que la andesina (labrador a anortita), la roca se denomina *gabro*. Aunque la distinción se hace basándose en este criterio, las rocas que contienen labrador o plagioclasa más cálcica tienen, generalmente, piroxenos como el elemento oscuro principal, mientras que la diorita, con más feldespato sódico, tiene generalmente anfíboles como minerales oscuros. El olivino también aparece en muchos gabros.

El nombre de *norita* se aplica a un *gabro* cuyo piroxeno es, esencialmente, hiperstena; aunque es imposible clasificarlo sin ayuda del microscopio. El *gabro*

CLASIFICACIÓN SENCILLA DE LAS ROCAS ÍGNEAS

<i>Feldespato</i>	Cuarzo > 5 %		<i>Sin cuarzo. Sin feldespatoideas</i>		<i>Nefelina o leucita > 5 %</i>
	<i>Grueso</i>	<i>Fino</i>	<i>Grueso</i>	<i>Fino</i>	
*Feldespato potásico > plagioclasa	Granito	Riolita	Sienita	Traquita	Sienita nefelínica Sienita leucítica Monzonita nefelínica Fonolita leucítica Fonolita
Plagioclasa > feldespato potásico	Granodiorita	Latita cuarcifera	Monzonita	Latita	
Plagioclasa (oligoclasa o andesina)	Tonalita	Dacita	Diorita	Andesina	Diorita nefelínica
Plagioclasa (labrador a anortita)	Gabro cuarcifero		Gabro	Basalto	Gabro nefelínico Tefrita (— olivino) Basanita (+ olivino)
Sin feldespato			Peridotita (olivino dominante) Piroxenita (piroxeno dominante) Hornblendita (hornblenda dominante)		Ijolita Nefelinita (— olivino) Basalto nefelínico (+ olivino)

* En la denominación de feldespato potásico están comprendidas la ortosa, microclina, anortosa y microperfitita.

conocido con el nombre de *anortosita* está formado casi enteramente por feldespatos y es, por tanto, de color claro.

Si las dioritas y gabros contienen nefelina en más de un 5 %, las rocas se denominan, respectivamente, diorita y gabro nefelínicos. Estas rocas son raras y poco importantes.

El término *diabasa* se emplea, algunas veces, para indicar un gabro de grano fino, caracterizado por una cierta textura. La textura «diabásica» se caracteriza al microscopio por tener augita relleno de los intersticios de cristales tabulares de plagioclasa.

Peridotita. La peridotita es una roca granuda formada por minerales oscuros; poco feldespato (menos de un 5 %). Los minerales oscuros son principalmente piroxenos y olivino en diversas proporciones, pueden contener también hornblenda. Si la roca se compone casi en su totalidad de piroxenos, se denomina *piroxenita*; si está formada por olivino, *dunita*. Se da el nombre de *hornblendita* a una roca rara formada casi exclusivamente por hornblenda. La magnetita, cromita, ilmenita y granate están frecuentemente asociados en las peridotitas. El platino está asociado a la cromita en ciertas peridotitas, generalmente dunitas, mientras que el diamante se halla en otra variedad de peridotita, conocida con el nombre de *kimberlita*.

El olivino de la peridotita está generalmente alterado en su totalidad o en parte, formando serpentina. Si toda la roca se ha alterado de este modo, se le aplica el nombre de *serpentina*.

Rocas volcánicas

Debido a su estructura de grano muy fino, es mucho más difícil distinguir entre sí los diversos tipos de rocas volcánicas que sus equivalentes plutónicas. En el campo, sólo se puede hacer una clasificación aproximada, basándose en el criterio de si la roca es clara u oscura. El término *felsita* se emplea, según este criterio, para denominar rocas de grano fino, densas, de cualquier color excepto el gris oscuro, verde oscuro o negro. De este modo, en felsita se comprenden los siguientes tipos, que se describen más adelante: riolita, traquita, latita cuarcífera, latita, dacita y andesita. El petrógrafo experimentado está en condiciones, con ayuda de una lupa, de discernir entre diferentes estructuras y composición mineralógicas, lo que le permite clasificar estas rocas con bastante exactitud, pero al observador que carezca de la debida práctica todas le parecen iguales. Las rocas de grano fino de color verde muy oscuro a negras se les denomina *rocas verdes*. Este término se refiere a rocas de grano fino, oscuras, de composición mineralógica indefinida independientemente de ser intrusivas como vetas o efusivas como lavas. De esta manera, muchas rocas clasificadas como trapps en el campo, o por simple inspección del ejemplar, son en realidad basaltos y pueden ser clasificadas rigurosamente con un examen microscópico.

Riolita. Es una roca de grano fino densa, y el equivalente efusivo (volcánico) de un granito. Esencialmente está formada por feldespato alcalino y cuarzo, pero gran parte de la sílice puede presentarse como tridimita o cristobalita. Son frecuentes los fenocristales de cuarzo, ortosa (frecuentemente sanidina) y oligoclasa. Los minerales oscuros nunca son abundantes, pero la biotita de color castaño oscuro es muy común. En algunas riolitas se encuentra augita y hornblenda.

Las riolitas pueden ser de aspecto muy uniforme o presentar una estructura fluida, dando una apariencia de bandas o rayada a la roca. La masa puede ser parcial o totalmente vítrea. Cuando la roca es completamente vítrea y de naturaleza compacta, se denomina *obsidiana*, siendo generalmente negra. Rocas similares vítreas de aspecto pardo de pez se denominan *pechstein* o retinita. La *pedra pómez* es un vidrio riolítico en el cual las burbujas de gas han dilatado el magma dando origen a un material muy vesiculoso. En la piedra pómez, por lo tanto, las cavidades son tan numerosas, que llegan a formar la mayor parte de la roca y le dan peso específico aparentemente bajo.

Traquita. Es el equivalente volcánico de la sienita. Por consiguiente, está formada principalmente por feldespatos alcalinos con algunos minerales oscuros, pero carece de cuarzo. También se encuentran pequeñas cantidades de tridimita y cristobalita en las cavidades gaseosas. Los fenocristales de sanidina son frecuentes y presentan de forma característica la macla de Carlsbad; son menos comunes los fenocristales de oligoclasa, biotita, hornblenda y piroxeno. Puede estar presente el olivino.

Debido a la estructura fluida es común en las traquitas la formación de bandas y estriaciones. A diferencia de las riolitas, el vidrio rara vez se encuentra en la masa, por lo que existen muy pocos tipos vítreos o vesiculares. Como resultado del flujo, los cristales tabulares de feldespato frecuentemente tienen una orientación subparalela que es tan común en las traquitas que se denomina *estructura traquítica*.

Fonolita. Es el equivalente volcánico de la sienita nefelínica y es tan pobre en sílice como la traquita. Esto, mineralógicamente, se expresa por la presencia de feldespatoides. La ortosa (sanidina) es el feldespato corriente; la albita se presenta raras veces. La nefelina aparece en la masa en forma de cristales hexagonales diminutos, que sólo pueden verse con ayuda del microscopio. Suelen estar presentes la sodalita y otros feldespatoides, generalmente alterados en zeolitas. Cuando se presenta la leucita, lo hace en cristales bien formados que van desde el tamaño microscópico hasta los que miden un centímetro de diámetro. Cuando existe leucita la roca se denomina *fonolita leucítica*. La egrina es el mineral oscuro corriente y normalmente aparece en fenocristales, pero también la biotita puede ser abundante en las rocas ricas en leucita. Las fonolitas son completamente cristalinas, no habiendo, por tanto, variedades vítreas.

Latita y latita cuarcífera. Son, respectivamente, los equivalentes volcánicos de la monzonita y granodiodita. Contienen, por lo tanto, plagioclasa en exceso

sobre el feldespato potásico. Los minerales oscuros son principalmente biotita y hornblenda. La diferencia entre ambas rocas estriba en la cantidad de cuarzo; las latitas cuarcíferas contienen más de un 5 %; las latitas, menos. Ambas rocas son de relativa poca importancia.

Dacita. Es la roca volcánica densa equivalente de la tonalita o diorita cuarcífera. Contiene plagioclasa y cuarzo, y ambos pueden aparecer en fenocristales. El mineral oscuro es generalmente hornblenda; la biotita se encuentra en ciertas variedades. Puede hallarse presente algo de vidrio en la masa, pero son escasos los equivalentes vítreos de las dacitas.

Andesita. Es el equivalente volcánico de la diorita; por lo tanto, compuesta principalmente por oligoclasa o andesina. La ortosa y el cuarzo no aparecen, o si lo hacen están en cantidades menores al 5 %. Pueden presentarse hornblenda, biotita, augita o hiperstena, frecuentemente en fenocristales. Las andesitas se denominan, generalmente, por el componente negro: *andesita hornbléndica*, *andesita hipersténica*, etc. En algunas andesitas la masa es parcialmente vítrea y en ciertos tipos, muy raros, completamente.

Las andesitas existen en gran cantidad en ciertas localidades, especialmente en los Andes de América del Sur, de cuyo nombre lo recibe la roca.

Basalto. Es una roca de grano fino, color oscuro, y es el equivalente volcánico del gabro. El labrador es el principal constituyente de la masa, mientras que pueden aparecer en fenocristales plagioclasas más cálcicas (bytownita a anortita). La augita y el olivino están generalmente presentes; la augita se encuentra tanto en fenocristales como en la masa, pero el olivino, por regla general, sólo en los fenocristales. En ciertos basaltos aparecen la hornblenda y la biotita pardas.

La masa de algunos basaltos contiene pequeñas cantidades de vidrio intersticial y raras veces es completamente vítreo. Las cavidades formadas por gases en la superficie de las coladas basálticas pueden ser suficientemente abundantes para dar origen a una roca vesicular. La presencia de nefelina o leucita en el basalto da lugar a unos tipos de rocas muy raros, como la *tefrita* y la *tefrita leucítica*.

Los basaltos son las rocas volcánicas más abundantes, y forman extensos ríos de lava en muchas regiones; las más importantes son las coladas del río Columbia, en el oeste de los Estados Unidos, y las del Deccán del oeste de la India. En España, en la región de Olot e islas Canarias. Muchos de los grandes volcanes como los de las islas Haway, están formados por material basáltico. Además de formar extensas masas rocosas, aparece el basalto formando muchas pequeñas vetas y otras formaciones intrusivas.

Rocas ígneas fragmentarias

Durante los períodos de actividad ígnea los volcanes arrojan muchos materiales fragmentarios que se acumulan y forman *rocas ígneas fragmentarias* o *rocas piroclásticas*. Los materiales varían de tamaño. Las rocas formadas por partículas

finas, cenizas volcánicas y polvo volcánico, se denominan *toba*; las formadas por bombas volcánicas gruesas se denominan *conglomerados* o *brechas volcánicas*. Dichas rocas están frecuentemente depositadas por las aguas y en lechos, de tal forma que son una transición entre las rocas ígneas y las sedimentarias.

Minerales que forman las rocas ígneas

En las rocas ígneas se encuentran muchos minerales, pero los que podríamos decir que forman las rocas ígneas, son muy pocos. La lista que se facilita a continuación, se divide en dos partes:

1) Minerales fundamentales de las rocas ígneas. 2) Minerales accesorios de las rocas ígneas.

Minerales fundamentales de las rocas ígneas

1. Cuarzo.
2. Feldespatos.
Ortosa.
Microclina.
Plagioclasa.
3. Nefelina.
4. Sodalita.
5. Leucita.
6. Micas.
Moscovita.
Biotita.
Flogopita.
7. Piroxenos
Augita.
Egirina.
Hiperstena.
8. Anfíboles.
Hornblenda.
Arfvedsonita.
Riebeckita.
9. Olivino.

Minerales accesorios de las rocas ígneas

1. Circón.
2. Esfena.
3. Magnetita.
4. Ilmenita.
5. Oligisto.
6. Apatito.
7. Pirita.
8. Rutilo.
9. Corindón.
10. Granate.

Pegmatitas

Las pegmatitas son masas ígneas de grano muy grueso relacionadas genéticamente y en espacio con grandes masas de rocas plutónicas. Comúnmente se encuentran formando vetas o filones que atraviesan las rocas ígneas granudas o salen de ellas hacia las rocas que las rodean. Con más frecuencia que cualquier otra roca, el granito tiene pegmatitas genéticamente asociadas a él; por consiguiente, al menos que sea aclarado por otro término, la pegmatita se entiende granítica.

En muchas pegmatitas, los minerales son los que se hallan en el granito, esto

es, cuarzo, feldespato, mica, pero de tamaño mucho mayor. Cristales de estos minerales con dimensiones de un decímetro de sección son muy comunes, y en ciertas localidades llegan a alcanzar tamaños gigantescos. Probablemente los cristales mayores son los de feldespato de las pegmatitas en Carelia, U.R.S.S., de donde se extrajeron miles de toneladas de material de cristales únicos.

Se hallaron también cristales de cuarzo que pesaban varios miles de kilos y cristales de mica con sección de 5 metros. Una de las características de las pegmatitas es la cristalización simultánea e interpenetrada de cuarzo y feldespato (generalmente microclina) para formar el *granito gráfico* (fig. 612).

Aunque la mayor parte de las pegmatitas están formadas enteramente por minerales abundantes en el granito, son de mayor interés las que contienen otros minerales más raros. En estas pegmatitas ha habido, aparentemente, una serie definida de deposición. Los primeros minerales en cristalizar fueron la microclina y el cuarzo, con pequeñas cantidades de granate y turmalina negra. A éstos siguen, reemplazándolos en parte, la albita, lepidolita, turmalina gema, berilo, espodumena, amblygonita, topacio, apatito y fluorita. Pueden presentarse también una multitud de minerales raros, tales como la trilita, columbita, monazita, molibdenita y uranio. En ciertos lugares, alguno de los minerales arriba indicados son abundantes y forman grandes cristales por lo que extraen para beneficiar los elementos raros que los forman. Así se han encontrado cristales de espodumena de unos 10 metros de longitud en la Black Hills de Dakota del Sur, y cristales de berilo en Albania, Maine, que han llegado a medir hasta 9 metros de largo y 2 de diámetro.

Se cree que la formación de vetas de pegmatita está directamente relacionada con la cristalización de grandes masas de la roca plutónica asociada. El proceso de cristalización trae consigo la concentración de los elementos volátiles en el resto líquido del magma. La presencia de estos volátiles (agua, boro, flúor, cloro y fósforo) hace disminuir la viscosidad y facilita la cristalización. Este último producto de la consolidación del magma se enriquece también con los elementos raros originalmente diseminados en el magma. Cuando este líquido residual es inyectado en las rocas frías que rodean al magma, cristaliza desde los bordes hacia adentro, dando lugar a una distribución zonal de los minerales con cuarzo macizo en el centro. Se han hallado pegmatitas de sienita nefelínica en numerosas localidades. Son generalmente de zirconio, titanio y tierras raras.

II. ROCAS SEDIMENTARIAS

Las rocas sedimentarias son de origen secundario: los materiales de que están formadas derivan de la alteración por los agentes atmosféricos de masas rocosas preexistentes. Han sido depositadas en zonas de acumulación por la acción de las aguas o, con menos frecuencia, por la acción de los glaciares o de los vientos. La alteración producida por los agentes atmosféricos incluye, no sólo la descom-

posición química, sino también la desintegración mecánica, y de ahí que el producto final conste de minerales arcillosos, diversas sales solubles y granos de minerales inertes, tales como cuarzo, circón, rutilo y magnetita. Las rocas sedimentarias pueden dividirse en dos clases, según que su origen sea mecánico o químico. Las rocas sedimentarias de origen mecánico están formadas por partículas de minerales arcillosos o granos de minerales que han resistido los ataques químicos. Estos materiales han sido transportados mecánicamente por las corrientes a una gran masa de agua, donde han sido depositados en capas. Las rocas sedimentarias de origen químico recogieron los materiales que las forman disueltos por las aguas que circularon por las rocas, y reunidos, finalmente, por dichas aguas, en los mares o lagos, donde fueron precipitados por algún proceso químico u orgánico.

Todas las rocas sedimentarias se caracterizan en general por una disposición paralela de las partículas que las forman, en capas o lechos que se distinguen entre sí por diferencias en espesor, tamaño de grano o color. En las rocas sedimentarias de grano grueso existe algún material que actúa de cemento y rodea a las partículas de los minerales, manteniéndolas así juntas. Este cemento es generalmente sílice, carbonato cálcico u óxido de hierro.

Rocas sedimentarias de origen mecánico

Conglomerados. Los conglomerados pueden considerarse como gravas consolidadas. Están formados por guijarros gruesos, generalmente redondeados por la acción de las corrientes de agua. Los guijarros pueden estar formados enteramente por cuarzo, o pueden ser fragmentos de una roca que no se hayan descompuesto totalmente. Los conglomerados finos caen dentro de la categoría de areniscas gruesas.

Areniscas. Las capas de arena que se han consolidado formando masas rosas se llaman areniscas. Los granos que las forman están generalmente redondeados y gastados por las aguas, pero pueden ser también más o menos angulares. El cemento que mantiene unidos los granos de arena puede ser sílice, un carbonato (generalmente calcita), óxido de hierro (oligisto o goetita) o material arcilloso de grano fino. El color de la roca depende en gran parte del carácter del cemento. Las rocas que tienen sílice o calcita como material de cementación, son de color claro, generalmente amarillento pálido, color de ante, blanco o grisáceo; las que contienen un óxido de hierro son rojas o castaño rojizas. Hay que tener en cuenta que cuando una arenisca se rompe, es el cemento el que se ha roto, permaneciendo enteros los demás granos, por lo que la superficie nueva de la roca tiene tacto y aspecto granudo. El principal mineral de las areniscas es el cuarzo; si la roca contiene cantidades importantes de feldespato, se la conoce con el nombre de *arcosa*. Las areniscas de grano más fino pueden tener también cantidades considerables de material arcilloso; dichas rocas pertenecen ya a las pizarras arcillosas.

Pizarras arcillosas. Las pizarras arcillosas son rocas sedimentarias de grano muy fino, que se han formado por la consolidación de capas de cieno, arcilla o sedimentos. Generalmente tienen una estructura laminar delgadísima. Su color es, por lo general, de tonos grisáceos, aunque también puede ser blanco, amarillento, castaño rojizo o verde a negro. Están formadas principalmente por minerales arcillosos con cuarzo y mica, pero rara vez permiten los granos, por ser demasiado finos, distinguir a simple vista sus constituyentes minerales. Cuando se introduce cuarzo y aumenta el tamaño del grano se entra ya en las areniscas y con la presencia de calcita, en las calizas.

Rocas sedimentarias de origen químico

Las rocas sedimentarias que se forman por proceso químico se dividen en tres grupos: 1) las que se originan por precipitación directamente de una solución acuosa. 2) Aquellas en las cuales han participado activamente organismos en extraer de una solución los materiales que forman la roca. 3) Aquellas en que la roca final es el resultado de un reemplazamiento parcial o completo de una roca sedimentaria formada anteriormente.

1. **Precipitación.** Cuando una solución salina se evapora, las sales disueltas se precipitan según un orden definido, la menos soluble primero, la más soluble la última. Existen, por lo tanto, diversos tipos de rocas sedimentarias que se han formado por precipitación y evaporación del agua de mar y son llamadas *evaporitos*. Las más importantes son el yeso, la anhidrita y la sal gema. El *yeso* es el primer mineral que precipita en grandes cantidades por la evaporación del agua del mar, y en condiciones apropiadas puede formar gruesas capas. Como roca, el yeso es generalmente de grano fino, pero en ciertos lugares tiene un hábito fibroso o aplanado. Debido a la manera de formarse, el yeso está asociado con otros depósitos salinos y a las calizas y pizarra.

La *anhidrita* sigue al yeso en el proceso de precipitación de sales del agua del mar. Por ello también se halla en capas similares al yeso y asociada con él en los depósitos salinos. La anhidrita puede transformarse en yeso.

Sal gema. Los agregados granudos de halita comúnmente se presentan en lechos de considerable espesor y en esta forma se conoce con el nombre de sal gema. La halita sigue al yeso y a la anhidrita en la secuencia de precipitación del agua del mar al evaporarse, y por ello comúnmente recubre las capas de estos minerales. En algunos depósitos, sales más solubles, como la silvina, carnalita y polihalita, están asociadas a la halita; el depósito puede convertirse entonces en una fuente de potasa.

Caliza oolítica. La variedad de caliza formada por concreciones esféricas pequeñas que semejan huevos de peces, parece que ha tenido por origen la precipitación química. Cada concreción tiene con frecuencia un núcleo de grano de arena, fragmento de cáscara o partícula extraña que ha originado la deposición.

La arena oolítica que actualmente se forma en el fondo del Gran Lago Salado producirá, por consolidación, una caliza oolítica.

El *travertino* es un material calcáreo depositado por las fuentes en condiciones atmosféricas. Si el depósito es poroso se conoce con el nombre de *toba calcárea*. Dichos depósitos se forman en las regiones calcáreas en las que las aguas freáticas que contienen ácido carbónico han disuelto una considerable cantidad de carbonato cálcico.

Cuando el agua subterránea llega a la superficie, se desprende algo del ácido carbónico y se produce la precipitación de los carbonatos cálcicos. De esta manera se forman los depósitos de travertino.

Sínter silíceo. En ciertas regiones volcánicas, las fuentes termales depositan un material opalino conocido como *sínter silíceo* o *geyserita*. El depósito, al parecer, se debe tanto a la evaporación como a la secreción de sílice por las algas.

2. **Precipitación orgánica.** *Caliza*. Muchos de los organismos que habitan en el mar utilizan el carbonato cálcico del agua para formar caparazones protectores duros. Cuando estos organismos mueren las partes calcáreas duras se acumulan en el fondo del mar. Si la vida submarina es abundante pueden llegar a formar grandes capas de caparazones y otras partes duras que, al consolidarse, producen caliza. Existe una gran variedad de calizas, dependiendo del tipo de animal del que se ha formado o de la textura. La *creta* es una variedad de caliza porosa de grano fino, formada en su mayor parte por caparazones de foraminíferos. La *coquina* es una caliza de la costa de Florida, formada por conchas y fragmentos de conchas parcialmente cementados. La *caliza litográfica* es una roca de grano extremadamente fino, procedente de Solenhofen, Baviera.

Las calizas están formadas predominantemente por calcita, pero pueden contener pequeñas cantidades de otros minerales. Si la impureza es arcillosa en abundancia, la caliza entra ya en la categoría de margas y se denomina *caliza arcillosa*. Cuando es dolomita el constituyente principal de la caliza, la roca entra en el tipo denominado *dolomía*.

La caliza es una roca sedimentaria de tipo común y en muchas regiones no sólo tienen gran extensión sus depósitos, sino también gran profundidad.

Diatomita. Los diatomeas son organismos unicelulares diminutos que viven tanto en el agua salada como en las dulces y tienen el poder de segregar material opalino. Cuando los organismos mueren sus menudos caparazones se acumulan en el fondo formando un depósito de tierra de diatomeas.

3. **Reemplazamiento.** Algunas rocas sedimentarias, particularmente las calizas, sufren, después de su formación, un reemplazamiento total o parcial por las reacciones con elementos del agua de mar o de aguas que corren por el subsuelo. Aquí vamos a considerar las rocas que se forman como consecuencia de dichas reacciones.

Dolomía. La roca dolomía se parece tantísimo a la caliza en todas sus propiedades físicas, que resulta generalmente imposible distinguirlas sin pruebas qui-

micas. Más aún, la dolomía, como roca, no está confinada a un material cuya composición sea la del mineral dolomita, sino que puede contener mezcla de calcita. Las dolomías no se han formado como rocas primarias, sino que se originaron por la alteración de la caliza pura en la cual parte del calcio se reemplazó por magnesio.

Este proceso de dolomitación ha sido originado por la acción del agua subterránea una vez que la roca se había consolidado y elevado por encima del nivel del mar.

Magnesita. La magnesita, como roca sedimentaria, es mucho más limitada que la dolomía. Se ha formado por un reemplazamiento casi completo del calcio por el magnesio en la caliza original. Dichas magnesitas se hallan en Austria; en los montes Urales, U.R.S.S., y en el Stevens County, Washington.

III. ROCAS METAMÓRFICAS

Las rocas metamórficas son las que sufrieron algún cambio químico o físico después de su formación original. En líneas generales, las rocas metamórficas se dividen en dos grupos: 1) Las formadas por metamorfismo regional. 2) Las que se han formado por metamorfismo de contacto.

Rocas de metamorfismo regional

Cuando actúan agentes geológicos diversos en amplias áreas de la corteza terrestre traen consigo cambios en grandes masas de roca. El metamorfismo se lleva a cabo por la acción de altas temperaturas y presiones ayudadas por el agua y otros agentes químicos. Los cambios producen la formación de nuevos minerales, el aumento o eliminación de elementos químicos y un reajuste físico de las partículas minerales para hacer frente a la nueva condición. La roca original de la que deriva la roca metamórfica puede ser ígnea o sedimentaria, pero el proceso de metamorfismo puede alterarla completamente. Cuando las rocas se ven sometidas a los movimientos de la corteza terrestre, están sujetas a presiones extremas, acompañadas, generalmente, de altas temperaturas. El resultado es, frecuentemente, la transformación de los minerales existentes en otros, mucho más estables bajo las nuevas condiciones. La estructura física de la roca, de ordinario, cambiará también durante este proceso. Debido a la presión a que la roca está sometida, las partículas minerales se romperán o aplastarán más o menos o recrystalizarán para formar capas paralelas. Este carácter de láminas o bandas por la disposición paralela de los minerales, es la particularidad más sobresaliente de la roca metamórfica. Debido a esta estructura, una roca metamórfica se distingue generalmente de una roca ígnea. Además, muchas rocas metamórficas tienen una estructura de cristales interpenetrados, lo que las distinguen de las rocas sedimentarias. Existe, por lo tanto, una graduación perfecta desde la roca típicamente metamór-

fica hasta la roca sedimentaria inalterada, por un lado, y la roca ígnea inalterada por el otro. La roca metamórfica resultante depende no sólo de la composición principal de la roca original, sino también de la temperatura y presión bajo las cuales tuvo lugar el metamorfismo. Como la intensidad del metamorfismo cambia con el aumento de la temperatura y de la presión, se producen cambios mineralógicos correspondientes a estos factores, y de cuya base las rocas metamórficas han sido agrupadas en grandes zonas. Estas zonas, correspondientes a una roca arcillosa, y los principales minerales de ella, se dan a continuación de acuerdo con el aumento de intensidad del metamorfismo.

Zona	Minerales
Clorita	Moscovita, clorita cuarzo.
Biotita	Biotita, moscovita, clorita, cuarzo.
Granate	Granate (almandino) moscovita, biotita, cuarzo.
Estaurolita	Estaurolita, granate, biotita, moscovita, cuarzo.
Cianita	Cianita, granate, biotita, moscovita, cuarzo.
Sillimanita	Sillimanita, granate, cuarzo, moscovita, biotita, oligoclasa, ortosa.

A continuación se describen sumariamente los tipos más comunes de las rocas metamórficas.

Gneis. Cuando se emplea la palabra gneis sólo se refiere a una roca metamórfica hojosa. Las bandas se producen por la segregación de cuarzo y feldespato en capas que alternan con otras de minerales oscuros. Dado que el metamorfismo de muchas rocas ígneas o sedimentarias puedan dar como resultado un gneis, existen muchas variedades con diversas asociaciones minerales. Así, nombres como *gneis granítico*, *gneis diorítico*, *gneis sienítico*, se emplean para indicar la composición; el *gneis biotítico* o *gneis hornblendífero* se emplearán para indicar rocas que son generalmente ricas en un mineral determinado. El gneis granítico, esto es, rocas que se derivan del metamorfismo de los granitos, son comunes especialmente en las regiones en las cuales existen rocas de la era arcaica.

Esquistos. Los esquistos son rocas metamórficas que se distinguen del gneis por la ausencia de capas y la presencia de laminaciones o esquistosidad a lo largo de la roca, con lo que se rompe fácilmente. Existen diversas variedades, siendo las más importantes el *esquisto micáceo* formado esencialmente por cuarzo y mica, generalmente tanto moscovita como biotita. La mica es el mineral principal, aparece en hojas irregulares y en masas foliadas. Las placas de mica tienen sus planos de exfoliación paralelos entre sí y dan a la roca el aspecto laminado característico.

El esquisto micáceo lleva frecuentemente minerales accesorios, tales como el granate, estaurolita, cianita, sillimanita, andalucita, epidota, hornblenda; según ello, la roca puede denominarse *esquisto granatífero*, *esquisto estaurolítico*, etc. Los esquistos micáceos pueden haberse producido tanto de rocas ígneas como sedimentarias. Muy próximos a los gneis están los esquistos micáceos que son las rocas metamórficas más comunes.

Existen otros tipos de esquistos que han derivado de metamorfismo de rocas ígneas ricas en minerales ferromagnesianos. Los tipos más importantes son el *esquisto talcoso*, el *esquisto clorítico* y el *esquisto de anfíbolita* u *hornblenda*. Se caracterizan, como su nombre indica, por la preponderancia de algún mineral ferromagnésiano metamórfico.

Cuarcita. Como su nombre indica, la cuarcita es una roca formada esencialmente por cuarzo. Deriva de una arenisca por intenso metamorfismo. Es una roca común y corriente, en la que la solución y cristalización de la sílice ha dado lugar a una roca compacta de granos de cuarzo entrelazados. Se distingue de la arenisca por la fractura, ya que en la cuarcita se rompen los granos, mientras que en la arenisca se verifica respetándolos.

Pizarra. Las pizarras son rocas de grano extremadamente fino, que tienen como propiedad importante la exfoliación pizarrosa, que permite separar hojas grandes y delgadas. Su color es corrientemente de gris a negro, pero puede ser también verdoso, amarillento y castaño rojizo. Las pizarras son el resultado del metamorfismo de las margas. La pizarrosidad característica puede ser o no paralela a los planos de las capas de las margas originales. Los yacimientos de pizarras son bastante comunes.

Mármol. El mármol es la caliza metamórfica. Es una roca cristalina formada por granos de calcita o, más raro, dolomita. Los granos pueden llegar a ser tan pequeños, que no lleguen a distinguirse a simple vista, y también pueden ser gruesos y mostrar claramente la exfoliación de la calcita. Como la calcita, el mármol se caracteriza por ser blando y la efervescencia en los ácidos. Cuando es puro, el mármol es blanco, aunque puede mostrar una amplia gama de colores debido a las varias impurezas que puede contener. Es una roca que se halla en muchos lugares, pudiendo encontrarse en capas extensas y gruesas. Comercialmente, se emplea la expresión *mármol* para indicar una roca caliza capaz de ser pulimentada, incluyendo así alguna caliza.

Serpentina. La serpentina, como roca, está formada, esencialmente, del mineral serpentina producido por el metamorfismo de la peridotita. Dichas rocas son compactas, de color verdoso o amarillo verdoso, y puede tener tacto graso. Las serpentinas pueden ser una fuente de cromita y platino, como ocurre en los Urales, o una fuente de níquel por la garnierita asociada a ella, como en Nueva Caledonia.

Metamorfismo de contacto

Cuando un magma se introduce en la corteza terrestre, produce por el calor que emite y las soluciones que le acompañan una alteración más o menos profunda en la roca que lo rodea. Esta alteración de las rocas situadas cerca de una intrusión ígnea se conoce con el nombre de *metamorfismo de contacto*, y consiste, generalmente, en el desarrollo de especies minerales características. Los mine-

rales que se forman en estas condiciones se denominan minerales de metamorfizado de contacto, y se hallan en el contacto o cerca de él, entre la roca metamorfizada y la roca ígnea. Se han reconocido dos tipos de metamorfismo de contacto: 1) *térmico*, debido al calentamiento de la roca por la intrusión; 2) *hidrotermal*, donde soluciones junto al calor, emanadas de las rocas ígneas, han reaccionado con la roca circundante y se han formado minerales metamórficos de contacto.

Toda roca que sufre la intrusión de una masa ígnea, queda afectada en mayor o menor grado, dependiendo el valor y naturaleza del cambio, principalmente, de la masa de la intrusión y del carácter químico y físico de las rocas que la rodean. Las areniscas se convierten en cuarcitas, y las margas en cornubianitas, una roca densa y formada por biotita, andalucita, esturoлита, cordierita, granate y escapolita. Los cambios metamórficos de contacto más importantes y sobresalientes tienen lugar cuando la roca ígnea se introduce en una caliza. La caliza pura afectada por metamorfismos térmicos recrystaliza y se convierte en mármol, pero sin producir ninguna nueva especie mineral. Por el contrario, en una caliza impura, el calor cedido por la intrusión ígnea puede servir para producir minerales nuevos y característicos. Una caliza impura contiene, además del carbonato cálcico, cantidades variables de dolomita, cuarzo, arcilla, óxido de hierro. Por la influencia del calor y la presión, estos materiales se combinan con el carbonato cálcico para formar nuevos minerales. Por ejemplo, la calcita y el cuarzo lo hacen para dar wollastonita. La reacción de la dolomita con el cuarzo puede llegar a producir diópsido. Si hay arcilla, el aluminio entrará también en la reacción, y podrán dar por resultado minerales tales como el corindón, la espinela y el granate grosularia. Si contenía materiales carbonosos, el metamorfismo térmico puede convertirlos en grafito. Los minerales comunes de metamorfismo térmico de contacto que se forman en las calizas impuras son: *grafito, espinela, corindón, wollastonita, tremolita, diópsido* y los granates *grosularia* y *andradita*.

Los cambios mayores producidos en las calizas se deben al metamorfismo de contacto hidrotermal. En estos casos, las soluciones emanadas por el magma reaccionan con la caliza para producir nuevos minerales que contienen elementos que no estaban presentes en la caliza.

Al contacto con la intrusión, la caliza puede ser reemplazada completamente; más lejos, sólo en parte, y a mucha distancia, la única evidencia de tal contacto puede ser sólo una cristalización de la caliza primitiva. En este tipo de metamorfismo de contacto aparecen menos minerales y el depósito puede ser de importancia económica. Tales depósitos pueden transformarse en simples filones hidrotermales.

La introducción de nuevo material en los depósitos metamórficos hidrotermales de contacto dan lugar a una mayor abundancia y variedad de minerales que los formados por simple metamorfismo térmico. Los silicatos más importantes son el *cuarzo, grosularia* y *andradita, diópsido, epidota, zoisita, idocrasa, wollastonita, tremolita, olivino*. Pueden presentar también *escapolita, condrodita, axinita,*

topacio, turmalina y fluorita y contener hidroxilos, flúor, cloro o boro. Los sulfuros, menas minerales que se hallan en los depósitos de metamorfismo hidrotermal de contacto, comprenden la *pirita*, *calcopirita*, *bornita*, *blenda*, *pirrotina*, *molibdenita* y *arsenopirita*. Los óxidos más corrientes son la *magnetita*, *ilmenita*, *oligisto*, *espinela* y *corindón*.

FILONES Y MINERALES FILONIANOS

Muchos depósitos minerales, especialmente los que son de importancia económica, se presentan en masas lenticulares o tabulares que se conocen con el nombre de filones. Los filones se han formado por el relleno con menas minerales de una grieta o fisura preexistente.

La forma y el carácter general de un filón dependen del tipo de fisura en el cual se han depositado sus minerales, y el tipo de fisura depende, a su vez, del carácter de la roca en la cual ésta aparece y la clase de fuerza que provocó su formación. En una roca firme y homogénea, como el granito, una fisura será de carácter bastante regular y de bordes limpios. Es relativamente estrecha en relación con su extensión horizontal y vertical y de curso recto. Por el contrario, si se trata de una roca de rotura fácil y que se desmenuza, tal como una pizarra o un esquisto, está sujeta a una rotura violenta y es mucho más fácil que aparezcan zonas de fisura estrechas y entrelazadas en vez de una grieta recta. En una roca fácilmente soluble, como es el caso de la caliza, la fisura puede ser extremadamente irregular en forma y tamaño debido a la disolución diferencial de sus paredes por las aguas que han pasado por ella.

Un filón típico es, pues, un depósito de mineral que ha rellenado una fisura completamente de pared a pared, con bordes definidos. Existen, sin embargo, muchas variaciones sobre este tipo. Frecuentemente, quedan huecos irregulares, las llamadas *drusas*, en el centro del filón. Es precisamente en estas drusas donde se obtienen ejemplares bien cristalizados de los minerales. Tampoco las paredes de un filón pueden ser siempre bien definidas. Las aguas mineralizadas que llenaron la grieta pueden haber actuado sobre las paredes de la roca y reemplazar parcialmente éstas con los minerales del filón. Por consiguiente, existe una graduación casi completa desde la roca inalterada hasta el filón puro de relleno. Ciertos depósitos se han formado en gran parte por deposición de los minerales de filón en las rocas encajantes, y entonces se conocen con el nombre de *depósitos de reemplazamiento*. Se encuentran con mucha frecuencia en la caliza, aunque ello no quiere decir que esté confinada exclusivamente a ellas. Existe también aquí una graduación completa desde un filón formado por el relleno de una fisura abierta con paredes netas hasta el depósito de reemplazamiento con bordes indefinidos.

Actualmente es casi universal admitir que los minerales de los filones fueron depositados por soluciones acuosas. Algunos depósitos se han formado por el método de *secreción lateral*, en la cual las aguas subterráneas que circulan por

las rocas han disuelto y diseminada la materia mineral básica que es, más tarde, depositada en los filones. Sin embargo, los depósitos de mayor importancia económica se supone han sido depositados por las soluciones magmáticas originadas por un magma en vías de enfriamiento y cristalización. Dado que dichas soluciones termales son ascendentes, la presión y temperatura son cada vez menos intensas, condicionando la deposición del material disuelto. Se ha demostrado que ciertos minerales se forman en condiciones de temperatura y presión determinadas. Lindgren dividió, según ello, los depósitos de filones hidrotermales en tres grupos, cada uno con paragénesis minerales características.

1. **Depósitos hipotermales.** Depositados a gran profundidad, a altas presión y temperatura (300° - 500° C \pm). Existen varios tipos de filones hipotermales, definidos por paragénesis minerales características: a) Filones de casiterita, wolframita y molibdenita; b) filones de cuarzo y oro; c) filones de turmalina y cobre; d) filones de turmalina y plomo.

Los minerales económicamente importantes son, por lo tanto, la casiterita, wolframita y scheelita, molibdenita, oro natural, calcopirita y galena.

Las menas minerales asociadas frecuentemente en los filones son: pirita, pirrotina, arsenopirita, bismutita y magnetita. El cuarzo es la ganga más corriente, y está frecuentemente acompañado por fluorita, turmalina, topacio, axinita y otros minerales que contienen volátiles. Los metales más importantes que se obtienen de los depósitos hipotermales son estaño, volframio, oro, molibdeno, cobre y plomo.

2. **Depósitos mesotermales.** Formados a profundidades medias, a altas presiones y temperatura (200° - 300° C \pm). Las principales menas minerales son pirita, calcopirita, arsenopirita, galena, blenda, tetraedrita y oro nativo. El cuarzo es el principal mineral de ganga, pero también son comunes los carbonatos, tales como calcita, anquerita, siderita, rodocrosita. Los principales metales que se obtienen de estos depósitos son oro, plata, cobre, zinc y plomo.

3. **Depósitos epitermales.** Formados a poca profundidad y bajo condiciones de temperatura y presión moderadas (50° - 200° C \pm). Los minerales típicos de los depósitos epitermales son oro nativo, marcasita, pirita, cinabrio y estibina, y entre las gangas se encuentran cuarzo, ópalo, calcedonia, calcita, aragonito, fluorita y baritina. Los metales más importantes que se encuentran en estos depósitos son oro, plata y mercurio.

Alteración de minerales filonianos

Minerales secundarios. En muchos filones es obvio que ciertos minerales pertenecen a los depósitos originales, mientras que otros se formaron posteriormente. Estos dos tipos de minerales se conocen con los nombres de *primarios* (o *hipogénicos*) y *secundarios* (o *supergénicos*), respectivamente. Los minerales primarios fueron depositados originalmente por las aguas que ascendieron por la grieta del filón.

Los sulfuros primarios que se encuentran en los filones son relativamente pocos, siendo los más importantes la pirita, calcopirita, galena y blenda. Los minerales secundarios se han formado de los minerales primarios mediante ciertas reacciones químicas. Estos cambios se llevan a cabo, generalmente, por la acción de aguas oxidantes que, procedentes de la superficie terrestre, descienden por la zona superior del filón. En estas condiciones se forman nuevos minerales, en gran parte con oxígeno. La blenda se transforma en hemimorfita y smithsonita; la galena, en anglesita y cerusita; los sulfuros de cobre en malaquita, azurita, cuprita y cobre natural. En algunas localidades se encuentran otros muchos minerales raros. Debido a que las aguas descendentes pierden su oxígeno a una distancia relativamente corta de la superficie de la tierra, los minerales secundarios se encuentran sólo en la parte superior del filón.

Enriquecimiento secundario. Juntamente a la formación de minerales supergénicos existe una emigración hacia abajo de los metales del filón. Esto se realiza por solución de los minerales en la porción más elevada del filón y la subsiguiente reprecipitación un poco más abajo. Como la superficie terrestre va descendiendo gradualmente por erosión, la parte superior de un filón es erosionada continuamente; pero el contenido metálico de la parte más alta del filón puede ser transportado hacia abajo por las aguas oxidantes descendentes. En este sentido, el contenido metálico de la parte superior de muchos filones puede verse notablemente enriquecido si se concentra en una distancia vertical corta gran parte del contenido original de decenas, quizá centenares de metros de filón que han sido eliminadas, lentamente, por la erosión general del terreno. Por consiguiente, la zona de los minerales secundarios es frecuentemente una zona de enriquecimiento secundario. Este es un hecho muy importante que debe tenerse en cuenta, ya que, debido a él, la porción superior del filón es la más rica del depósito. La mena que está por debajo de esta profundidad, gradualmente vuelve al estado primario y pobre, y con frecuencia pierde valor para seguir siendo explotada. La idea de que un filón aumenta de valor a medida que aumenta en profundidad no es cierta en la mayoría de los casos. Es interesante considerar aquí los minerales primarios y secundarios más importantes que se forman corrientemente en el proceso del enriquecimiento secundario.

1. **Minerales de hierro.** El mineral primario común de hierro es la pirita, S_2Fe . La marcasita, S_2Fe , aunque no es tan común en los yacimientos, es también un mineral primario. Cuando se oxidan estos minerales forman generalmente limonita, el óxido hidratado, $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$. La parte superior de un filón rico originalmente en pirita, se convertirá así en una masa oxidada y celular de limonita. Estos depósitos de limonita cerca de la superficie se denominan, corrientemente, *montera de hierro*. El aspecto oxidado y amarillento de muchos filones permiten, con frecuencia, localizarlos y seguir su rastro en el terreno.

2. **Minerales de cobre.** El mineral primario más común de cobre es la cal-

copirita, S_2CuFe , aunque también se encuentra bornita, S_4Cu_3Fe , tetraedrita, $S_{13}Sb_4(Cu,Fe,Zn,Ag)_{12}$ y enargita, S_4AsCu_3 .

La oxidación de estos minerales produce en la superficie de un depósito de cobre limonita, malaquita, azurita, cuprita, cobre nativo, crisocola y antlerita. La zona de oxidación se extiende normalmente hacia abajo hasta el nivel de las aguas freáticas, donde aparecen los sulfuros secundarios. La desintegración de los sulfuros de cobre y de la piritita asociada a ellos produce sulfato férrico y ácido sulfúrico que reacciona con el cobre para formar sulfato de cobre, que es soluble y conducido hacia abajo. Cuando llega la solución de sulfato de cobre a un medio reductor, reacciona con los sulfuros allí presentes, cubriéndolos o reemplazándolos por la calcosina, SCu_2 . Esta acción continuada puede dar lugar a masas de calcosina en el nivel del agua freática. Muchos de los depósitos de cobre porfídico del oeste de los Estados Unidos han sido comerciales por un ligero enriquecimiento supergénico de este tipo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Rocas

- L. V. Pirsson y A. Knopf, *Rocks and rock minerals*, 3.^a ed. John Wiley and Sons, New York, 1947. Descripción de las rocas comunes estudiadas en muestras, explicando su origen, yacimientos y usos.
- H. Williams, F. J. Turner y C. M. Gilbert, *Petrography*. W. H. Freeman. San Francisco, 1950. Descripción de las rocas basada en su estudio en sección delgada.

Menas metálicas

- A. M. Bateman, *The formation of mineral deposits*. John Wiley and Sons, 1951. Estudio del origen de los depósitos minerales.

Pegmatitas

- R. H. Jahns, *The study of pegmatites*, Economic Geology, 50th Ann. Vol. págs. 1025-1130, 1952.

7. EMPLEO DE LOS MINERALES

Desde el punto de vista económico, los minerales son muy importantes, pues todos los materiales inorgánicos del comercio son minerales o sustancias derivadas de ellos. En este capítulo se han agrupado los minerales de acuerdo con el empleo a que se les dedica en:

Gemas minerales.	Loza, vidrio y esmalte.
Minerales ornamentales.	Fertilizantes.
Abrasivos.	Aparatos ópticos y científicos.
Fundentes.	Colores naturales.
Cal, cemento y yeso.	Menas metálicas.
Refractarios.	Industria química.

Para más detalles debe acudir el lector al párrafo «Empleo» de las descripciones individuales.

GEMAS MINERALES

Las propiedades físicas que hacen de un mineral una gema son el color, el brillo, la dispersión y la dureza. El valor de ciertos minerales pueden atribuirse solamente a una de estas propiedades, como el caso de la turquesa, por su color. En cambio, el diamante, el rubí, el zafiro y la esmeralda combinan todas las propiedades, y los precios a que se cotizan son superiores a las demás gemas, siendo conocidos con el nombre de *piedras preciosas*. Además de las propiedades físicas mencionadas, las gemas populares deben ser relativamente escasas, aunque al mismo tiempo suficientemente abundantes como para que alrededor de ellas pueda crearse un mercado.

Diamante, página 247	Espodumena, página 437
Corindón, página 295	Kunzita (Rosa)
Rubi (rojo)	Hiddenita (verde)
Zafiro (azul)	Turmalina, página 427
Berilo, página 424	Rubelita (roja)
Esmeralda (verde)	Esmeralda del Brasil (verde)
Aguamarina (verde azulado)	Indicolita (azul oscuro)
Morganita (rosa)	Espinela (muchos colores), página 311
Berilodorado (amarillo)	Rubí espinela (rojo oscuro)

Granate (rojo generalmente) página 403	Cuarzo, página 476
Dematoide (verde)	Cristal de roca (incoloro)
Topacio (vino, amarillo, azul, rosa), pág. 409	Amatista (púrpura a violeta)
Zircón (incoloro), página 405	Cuarzo ahumado (pardo oscuro a negro)
Jacinto (amarillo, pardo rojizo)	Cuarzo rosado (rosa)
Ópalo, página 484	Citrino (amarillo)
Olivino, página 401	Feldespató, página 485
Peridoto (verde oliva)	Piedra de luna (blanco lechoso)
Turquesa (verde a azul), página 383	Amazonita (verde)

Gemas menores. Aparte de los minerales ya nombrados, existen otros que se encuentran en ciertas ocasiones en calidad gema. Los más importantes son: esfena, benitoita, casiterita, apatito, cianita, axinita, cordierita, diópsido, euclasa, fluorita, idocrasa, andalucita, zoisita.

MINERALES ORNAMENTALES

Para ornamentación se emplean muchos minerales, pero un considerable número de ellos sólo localmente. Los minerales ornamentales de uso más frecuente son:

Calcita, página 338	Rodonita, página 440
Mármol	Yeso, página 370
Mármol ónice	Espato satinado
Travertino	Alabastro
Serpentina, página 462	Jade
Mármol verde antiguo	Jadeita, página 438
Malaquita, página 352	Nefrita, página 444
Lazurita, página 500	Cuarzo, página 476
Feldespató, página 485	Agata
Labradorita	Cuarzo rosado
Larviquita	

ABRASIVOS

Diamante, página 247	Cuarzo, página 476
Corindón, página 295	Rocas silíceas
Esmeril	Novaculita
Ópalo, página 484	Silex
Diatomita	Granate, página 403

FUNDENTES

Los minerales utilizados en los procesos de fundición para hacer más fluidas las escorias se llaman fundentes o flujos. Los principales minerales empleados para este fin son: la calcita (pág. 338), la fluorita (pág. 330) y el cuarzo (pág. 476).

CERÁMICA, VIDRIO, ESMALTES

- Arcilla (caolinita), página 460. Ladrillos, tejas, tubos de desagüe, porcelana, alfarería.
 Cuarzo, página 476. Base de la fabricación del vidrio.
 Feldespato, página 485. Fabricación del vidrio. Esmaltado de la loza y porcelana, tejas, etc.
 Nefelina, página 498. Fabricación del vidrio y esmaltes.

FERTILIZANTES

- Apatito y fosforita, página 376. Por el fósforo que contiene.
 Silvita, página 327. Por el potasio.
 Nitrato sódico, página 355. Por el nitrógeno.

APARATOS ÓPTICOS Y CIENTÍFICOS

- Cuarzo, página 476. Osciladores para radio, prismas y lentes especiales.
 Fluorita, página 330. Lentes transparentes al infrarrojo y al ultravioleta.
 Yeso, página 370. Lámina de yeso, accesorio del microscopio polarizante.
 Mica (moscovita), página 466. Lámina de mica, accesorio del microscopio polarizante.
 Turmalina, página 426. Para la medición de altas presiones.

REFRACTARIOS

- Magnesita, página 344. Magnesita calcinada, MgO, para revestimiento de hornos.
 Dolomita, página 342. Calcinada, CaO + MgO, para revestimiento de hornos.
 Cianita, página 408. Andalucita, página 407; dumortierita, página 414. Para porcelana de gran calidad, tal como bujías para motores de explosión.
 Grafito, página 251. Crisoles para la fabricación del acero.
 Bauxita, página 321. Revestimiento de hornos.
 Cromita, página 315. Ladrillos para revestimiento de hornos.
 Zircon, página 405. Ladrillos refractarios.
 Amianto (crisotilo), página 401. Tejidos incombustibles, aislantes.
 Talco, página 464. Losas de estealita para tableros de mesa, etc.
 Arcilla (caolinita), página 460. Ladrillos para revestimientos de hornos.
 Mica (moscovita), página 466. Para aislantes eléctricos.

MENAS METÁLICAS

En la lista que sigue figuran minerales como menas de un determinado elemento. Las menas principales están impresas en negritas y se da la página de referencia del mineral en cuya descripción se enumeran las aplicaciones del metal correspondiente.

- | | |
|------------------|--|
| <i>Aluminio</i> | Bauxita , página 321, diaspora, gibbsita, bohemita, criolita. |
| <i>Antimonio</i> | Estibina , página 271, antimonio nativo. |
| <i>Arsénico</i> | Arsenopirita , página 278, arsénico nativo, rejalgar, oropimente. |
| <i>Bismuto</i> | Bismuto nativo, página 242, bismutita. |
| <i>Cadmio</i> | Greenockita, página 263. |
| <i>Cobalto</i> | Cobaltita, página 276, skutterudita, linneita, eritrita. |

<i>Cobre</i>	Cobre , página 236, calcosina , bornita , calcopirita , tetraedrita , emargita , autle-rita , covelina , cuprita , atacamita , malaquita , azurita , calcantita , crisocola .
<i>Cromo</i>	Cromita , página 315, crocoita .
<i>Estaño</i>	Casiterita , página 305, estannina .
<i>Hierro</i>	Hematitas , página 298, magnetita , goethita , liminota , siderita .
<i>Magnesio</i>	Magnesita , página 344, carnalita , dolomita , brucita .
<i>Manganeso</i>	Pirolusita , página 303, manganita , psilomelana , franklinita , alabandita , rodocro-sita , rodonita , braunita .
<i>Mercurio</i>	Cinabrio , página 268.
<i>Niquel</i>	Molibdenita , página 279, wufenita .
<i>Molibdeno</i>	Pentlandita , página 266, carnierita , niquelina , millerita , gersdorfit , skutterudita niquelica , genthita .
<i>Oro</i>	Oro nativo , página 232, calaverita , petzita , krennerita , silvanita .
<i>Plata</i>	Plata nativa , página 235, argentita , stromeyerita , silvanita , polibasita , estefanita , pirargirita , proustita , querargirita , embolita .
<i>Platino</i>	Platino nativo , página 238, esperillita .
<i>Plomo</i>	Galena , página 256, cerusita , anglesita , fosgenita , primomorfit , mimetita , vana-dinita , crocoita , wulfenita .
<i>Titanio</i>	Ilmenita , página 300, rutilo , brookita , octaedrita , esfena .
<i>Tungsteno</i>	Wolframita , página 387, scheelita , ferberita , huebnerita .
<i>Uranio</i>	Uraninita , página 306, carnotita , tyuyamunita , torbernit , autunita .
<i>Vanadio</i>	Vanadinita , página 380, carnotita , roscoelita .
<i>Zinc</i>	Esfalerita , página 259, smithsonita , hemomorfit , franklinita , willemita .

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Mineral Yearbook*. Publicado anualmente por la oficina de Minas de los Estados Unidos, Washington, D. C. Resumen de la producción mundial de metales y minerales con valor económico.
- R. B. Ladoo y W. M. Myers, *Nonmetallic minerals*. McGraw-Hill Book Co., New York, 1951. Tratado de los yacimientos, origen y beneficio de los minerales no metálicos de valor económico.
- Alan M. Bateman, *The formation of mineral deposits*. John Wiley and Sons, 1951. Trata del origen de los minerales útiles.
- E. H. Kraus y C. B. Slawson, *Gems and gem materials*. McGraw-Hill Book Co., New York, 1947.

LISTA DE LOS MINERALES ADECUADOS PARA UNA PEQUEÑA COLECCIÓN MINERALÓGICA

En bien de aquellos que deseen poseer una pequeña colección representativa de minerales, facilitamos a continuación una lista.

Los nombres de las especies más importantes están escritos en un tipo de letra más fuerte, y los de aquellos otros que también es conveniente poseer, aunque son de menor importancia, en escritura normal. El primer grupo comprende 63 nombres y la lista completa 112.

Oro en cuarzo	Sal gema	Escapolita
Plata	Criolita	Heulandita
Cobre	Fluorita	Estilbita
Azufre	Calcita	Chabasita
Grafito	Dolomita	Natrolita
Argentita	Siderita	Analcima
Calcosina	Rodocrosita	Talco
Bornita	Smithsonita	Serpentina
Galena	Aragonito	Apoñilita
Blenda	Witherita	Clorita
Calcopirita	Estroncianita	Prehnita
Pirrotina	Cerusita	Moscovita
Niquelina	Malaquita	Biotita
Millerita	Azurita	Flogopita
Cinabrio	Bórax	Lepidolita
Rejalgá	Kernita	Anfiboles (diversas variedades)
Oropimente	Ulexita	Piroxenos (diversas variedades)
Estibina	Colemanita	Espodumena
Pirita	Apatito	Rodonita
Marcasita	Piromorfita	Turmalina
Arsenopirita	Amblygonita	Berilo
Molibdenita	Wavellita	Hemimorfita
Tetraedrita	Turquesa	Olivino
Proustita	Baritina	Willemita
Cuprita	Celestina	Granate
Cincita	Anglesita	Idocrasa
Corindón	Anhidrita	Epidota
Oligisto	Yeso	Circón
Ilmenita	Scheelita	Datolita
Espinela	Wulfenita	Topacio
Magnetita	Cuarzo (diversas variedades)	Andalucita
Franklinita	Ópalo	Cianita
Cromita	Ortosa	Estaurrolita
Crisoberilo	Albita	Esfena
Casiterita	Oligoclasa	Axinita
Rutilo	Labradorita	
Pirolusita	Leucita	
Goethita	Sodalita	
Bauxita		

8. MINERALOGÍA DETERMINATIVA

INTRODUCCIÓN

Las tablas determinativas mineralógicas son de dos clases: 1) las fundadas principalmente en los ensayos químicos; y 2) las que utilizan solamente ensayos físicos. Es obvio que la composición química de un mineral es su propiedad más fundamental, por lo que las tablas que contienen ensayos químicos son mucho más satisfactorias. Más aún: las tablas que dependen totalmente de los ensayos físicos tienen distintas limitaciones, más allá de lo cual es imposible utilizarlas; tienen, no obstante, la importante ventaja de que sus ensayos son más sencillos, más rápidos y prontamente terminados, y no requieren el equipo y aparatos de un laboratorio. Por estas razones las tablas físicas determinativas tienen un uso más amplio, a pesar de sus limitaciones, que aquellas otras que traen consigo ensayos químicos.

El limitado espacio de este libro no nos permite la inclusión de tablas químicas y requiere en su lugar la introducción de tablas físicas de forma lo más simple posible. Dichas tablas deben emplearse, no obstante, con un conocimiento perfecto de su naturaleza y de sus desventajas. Muchas de las propiedades físicas de los minerales no son de carácter completamente fijo. Por ejemplo, el color es una propiedad extremadamente variable. La dureza, aunque algo más definida, puede variar ligeramente, y por un cambio en el estado de agregación del mineral, puede llegar a variar ampliamente. La exfoliación es una propiedad que a menudo está enmascarada por la condición física del mineral. Por consiguiente, al hacer la determinación de un mineral solamente por medio de sus propiedades físicas, es necesario disponer de una muestra suficientemente típica y que sea del tamaño necesario para permitir que sus propiedades puedan ser observadas fácilmente. Más aún, a veces resultará imposible con la ayuda de dichas tablas diferenciar positivamente dos o tres especies similares. Sin embargo, ocurre con frecuencia que las descripciones que de estos minerales se dan en la sección de mineralogía descriptiva permiten diferenciarlos definitivamente. Además, las tablas que siguen, empleadas en relación con los ensayos químicos que se han dado al describir los minerales individualmente, y junto con la explicación detallada de los diversos ensayos que se halla en la sección de mineralogía química, pueden servir como un sustitutivo de tablas químicas más elaboradas.

Las tablas sistemáticas que se exponen más adelante se han hecho tan amplias y sencillas como ha sido posible. Solamente se han incluido las especies comunes o aquellas que, aunque raras en yacimientos, son de importancia económica.

Las posibilidades que existen de determinar un mineral que no está incluido en estas listas son remotas, pero debe tenerse en cuenta que existe dicha posibilidad. Los nombres de los minerales se han escrito en tres tipos diferentes de letras **CALCOPIRITA**, **ARGENTITA** y **Stefanita**, en relación con su importancia relativa y frecuencia de sus yacimientos. Cuando se ha supuesto que podrían hallarse dificultades para la determinación correcta de un mineral, éste se ha incluido en dos o más secciones.

En la página 539 se encontrará una clasificación general de las tablas. El lugar adecuado en que debe buscarse un mineral puede determinarse por medio de los ensayos allí indicados. Las tablas se dividen en dos grandes secciones según el brillo. La primera división incluye los minerales que tienen un brillo metálico o submetálico; por ello se entienden aquellos que permanecen opacos en sus aristas más delgadas y, por consiguiente, dan rayas negras u oscuras cuando se frotan en una pieza de porcelana deslustrada, el llamado bizcocho de porcelana. La segunda división incluye los minerales de brillo no metálico, o los que son transparentes en sus aristas más delgadas, y que, por lo tanto, dan o bien una raya incolora o ligeramente coloreada. Deberá tenerse en cuenta que el color de la raya no puede predecirse por el color del mineral en sí. Frecuentemente ocurre que un mineral de color oscuro resulta que tiene raya de color claro.

Seguidamente las tablas están divididas de acuerdo con la dureza. Para los minerales metálicos: 1) minerales de una dureza menor a $2\frac{1}{2}$ (lo suficientemente blandos para dejar una marca en el papel); 2) mayores de $2\frac{1}{2}$ y menores de $5\frac{1}{2}$ (pueden rayarse con un cuchillo, pero no dejan marca en el papel); 3) mayores de $5\frac{1}{2}$ (no se rayan con el cuchillo).

Para los minerales no metálicos: 1) menos de $2\frac{1}{2}$ (se rayan con la uña); 2) $2\frac{1}{2}$ -3 (no se rayan con la uña, pero sí con la moneda de cobre); 3) 3 - $5\frac{1}{2}$ (no se rayan con una moneda de cobre, pero sí con un cuchillo); 4) $5\frac{1}{2}$ -7 (no se rayan con cuchillo, pero sí con cuarzo); 5) mayores de 7 (no se rayan con cuarzo). Al recurrir a las pruebas de dureza deben tomarse algunas precauciones. Antes de decidir sobre la dureza relativa de un mineral, es preferible hacer la prueba de dos formas. Por ejemplo, si un mineral, aparentemente, es rayado por el cuchillo, hay que estar seguros, por otra parte, de que el cuchillo no puede ser rayado por el mineral. Además, la moneda de cobre y la hoja del cuchillo empleada en hacer estas pruebas, deberán estar limpias y brillantes; de lo contrario, el roce de una capa de suciedad o lustrado puede ser confundido por una rayadura.

La posición de las muestras minerales de la escala Mohs son frecuentemente de gran valor al determinar exactamente la dureza, por medio de las tablas. Finalmente, deberá recordarse que la condición física de un mineral puede cambiar aparentemente su dureza. Por ejemplo, aquellos minerales que yacen en formas pulverulentas o fibrosas, aparecen, en estas condiciones, mucho más blandos que cuando están en formas compactas.

Los minerales con brillo no metálico están, por lo general, subdivididos de

acuerdo con que tengan o no exfoliación importante. Esto será frecuentemente motivo de difícil decisión. Se requiere algo de práctica y experiencia antes de poder hacer rápida y acertadamente un diagnóstico. Téngase en cuenta que los minerales están divididos de acuerdo con que muestren o no exfoliación importante. Los minerales en los que la exfoliación es imperfecta están incluidos con los que no tienen exfoliación. Siempre será mejor, si ello resulta posible, tratar de obtener la exfoliación sobre el mineral, que juzgar su existencia solamente por su presencia en la muestra. Si un mineral tiene exfoliación se anotarán el número de planos de exfoliación, sus relaciones entre sí y con cualquier forma presente en el cristal. En cuanto ha sido posible se han incluido en ambas divisiones los minerales con exfoliación dudosa o imperfecta.

Los minerales que están comprendidos en cualquiera de las divisiones de las tablas se han dispuesto según varios métodos. En algunos casos, aquellos que poseen exfoliación similar han sido agrupados entre sí; a menudo el color determina su orden, etc. La columna más a la izquierda, indica el método seguido en cada sección. Muchas de las propiedades que se han indicado no necesitan explicación especial. Sin embargo, será necesario unas pocas palabras en lo que se refiere a la columna **G.** (peso específico). Para tratar a fondo sobre el peso específico y los métodos de su determinación exacta, véase la página 144. Si la muestra a determinar es de tamaño suficiente y es pura, se determinará su peso específico aproximado simplemente suspendiéndola en la mano. Esta acción requiere, sin embargo, algo de experiencia. A continuación se da una lista de los minerales comunes que muestran una amplia escala de pesos específicos. Experimentando con muestras de éstos, se puede hacer uno un experto en la determinación aproximada del peso específico de cualquier mineral.

Sal gema, 2,16	Corindón, 4,02	Casiterita, 6,95
Yeso, 2,32	Calcopirita, 4,20	Galena, 7,50
Ortosa, 2,57	Barita, 4,45	Cinabrio, 8,10
Calcita, 2,72	Pirita, 5,02	Cobre, 8,9
Fluorita, 3,18	Calcosina, 5,75	Plata, 10,5
Topacio, 3,53	Cerusita, 6,55	

Debe tenerse muy en cuenta que los ejemplares de los minerales han de ser puros, no importando el método que se emplee en la determinación del peso específico. Generalmente, es mejor utilizar una pequeña muestra, dado que es más fácil obtener fragmentos pequeños que grandes de material puro.

A continuación de las tablas de mineralogía determinativa, sigue una lista de minerales comunes, dispuestos de acuerdo con el aumento de su peso específico.

TABLAS SISTEMÁTICAS

CLASIFICACIÓN GENERAL DE LAS TABLAS

BRILLO: METÁLICO O SUBMETÁLICO

- I. Dureza: $< 2 \frac{1}{2}$. (Marcará el papel.) Pág. 540.
- II. Dureza: $> 2 \frac{1}{2} < 5$. (Puede ser rayado por un cuchillo; no ensuciará fácilmente el papel.) Pág. 541.
- III. Dureza: $> 5 \frac{1}{2}$. (No puede rayarse con un cuchillo.) Pág. 546.

BRILLO: NO METÁLICO

- I. Raya coloreada. Pág. 548.
- II. Raya incolora.
 - A. Dureza: $< 2 \frac{1}{2}$. (Puede rayarse con la uña.) Pág. 552.
 - B. Dureza: $> 2 \frac{1}{2} < 3$. (No puede ser rayado por la uña; lo raya una moneda de cobre.)
 - 1. Exfoliación clara. Pág. 555.
 - 2. Sin exfoliación.
 - a. Un pequeño trozo se funde a la llama de la vela. Pág. 557.
 - b. Infusible a la llama de una vela. Pág. 558.
 - C. Dureza: $> 3 < 5 \frac{1}{2}$. (No puede rayarse con una moneda; lo raya el cuchillo.)
 - 1. Exfoliación clara. Pág. 559.
 - 2. Sin exfoliación. Pág. 563.
 - D. Dureza: $> 5 \frac{1}{2} < 7$. (No lo raya el cuchillo; lo hace el cuarzo.)
 - 1. Exfoliación clara. Pág. 567.
 - 2. Sin exfoliación. Pág. 569.
 - E. Dureza: > 7 . (No lo raya el cuarzo.)
 - 1. Exfoliación clara. Pág. 573.
 - 2. Sin exfoliación. Pág. 574.

BRILLO: METÁLICO O SUBMETÁLICO

I. Dureza: $< 2\frac{1}{2}$. (Marca el papel.)

Raya	Color	G.	H.	Particularidades	Nombre, composición, sistema cristalino
Negra	Negro de hierro	4,7	1-2	Generalmente pulverulento o en agregados fibrosos radiales.	PIROLUSITA MnO ₂ Tetragonal
	Gris de acero a negro de hierro	2,3	1-1½	Exfoliación perfecta basal {0001}. Puede estar en hojas hexagonales. Aspecto graso	GRAFITO C Hexagonal
Negra a negro verdosa	Negro azulado	4,7	1-1½	Exfoliación perfecta basal {0001}. Micáceo. Raya verdosa en la porcelana (la del grafito es negra). Aspecto graso.	MOLIBDENITA S ₂ Mo Hexagonal
Gris negra	Negro azulado a gris de plomo	7,6	2½	Exfoliación perfecta cúbica {100}. En cristales cúbicos. Masas granudas.	GALENA SPb Cúbico
	Negro azulado	4,5	2	Exfoliación perfecta pinacoidal {010}. Hojoso con estrías cruzadas. Funde a la llama de la vela.	ESTIBINA S ₂ Sb ₂ Rómbico
Rojo brillante	Rojo a bermellón	8,1	2-2½	Exfoliación perfecta prismática {1010}. Brillo adamantino. Generalmente en masas granudas.	CINABRIO SHg Romboédrico.
Castaño rojizo	Rojo a bermellón	5,2	1 +	Terroso. Frecuentemente como un color en las rocas. El oligisto cristalino es más duro.	OLIGISTO Fe ₂ O ₃ Romboédrico
Pardo amarillento	Pardo amarillento	3,6 a 4,0	1 +	Terroso. La limonita es generalmente más dura.	LIMONITA FeO(OH) · nH ₂ O + Fe ₂ O ₃ · nH ₂ O Amorfo.
Negra Puede ensuciar ligeramente el papel	Negro grisáceo	7,3	2-2½	Generalmente macizo o terroso. Se distingue por ser sectil, esto es, puede ser cortado con un cuchillo como plomo. Gris acero brillante en superficie fresca; se oscurece al aire.	ARGENTITA SAg ₂
	Azul indigo; quizá con patina negro-azulada	4,6	1½-2	Generalmente en masas aplanadas o en cristales planos de seis lados. Mojado con agua, se vuelve púrpura.	Covelina SCu Hexagonal

BRILLO: METÁLICO O SUBMETÁLICO

II. Dureza: $> 2\frac{1}{2}$, $< 5\frac{1}{2}$

(Lo raya un cortaplumas; no marcará fácilmente el papel.)

Raya	Color	G.	H.	Particularidades	Nombre, composición, sistema cristalino
Negra; puede tener un tinte castaño	Gris de acero; puede tornarse negro mate al aire	4,7 a 5,0	3-4½	En masa o en cristales tetraédricos. Frecuentemente asociado a las menas de plata.	TETRAEDRITA $S_{12}Sb_4(Cu,Fe,Zn,Ag)_{12}$ Cúbico
Negro gris		5,7	2½-3	Algo sectil. Generalmente en masas compactas. Asociado a otros minerales de cobre.	CALCOSINA SCu_2 Rómbico
Negra; puede dejar marca en el papel	Gris de acero en superficie fresca; se vuelve gris mate al aire	7,3	2-2½	Fácilmente sectil. Generalmente en masas o terroso. Raras veces en cristales cúbicos.	ARGENTITA S_2Ag_2 Seudocúbico
	Negro de hierro	4,7	1-2	Generalmente pulverulento en agregados fibrorradiados.	PIROLUSITA MnO_2 Tetragonal
Negra	Gris de acero en superficie reciente; se vuelve gris mate al aire	6,2	2-2½	Funde fácilmente a la llama de una vela. Generalmente en pequeñas masas irregulares, muchas veces terrosas. Un mineral raro.	Estefanita S_2SbAg Rómbico
		4,4	3	Exfoliación prismática {110}. Generalmente en masas hojosas exfoliables. Asociado a otros minerales de cobre.	ENARGITA S_4AsCu_3 Rómbico
	Negro gris	5,5 a 6,0	2-3	Funde fácilmente a la llama de una vela. Caracterizado por masas fibrosas plumosas.	Jamesonita $S_4Sb_2Pb_2Fe$ Monoclínico
		5,8 a 5,9	2½-3	Funde fácilmente a la llama de una vela. En gruesos cristales prismáticos; son características sus maclas con ángulos entrantes (cristales en rueda dentada).	Bournonita $S_2SbCuPb$ Rómbico

BRILLO: METÁLICO O SUBMETÁLICO

II. Dureza: $> 2\frac{1}{2}$, $< 5\frac{1}{2}$

(Lo raya un cortaplumas; no marcará fácilmente el papel.) (Continuación.)

Raya	Color	G.	H.	Particularidades	Nombre, composición, sistema cristalino
Negra	Negro gris	6,2	$2\frac{1}{2}$	Funde fácilmente a la llama de una vela. Con frecuencia en laminillas cristalinas hexagonales con marcas triangulares. También en masa y terroso.	Polibasita S_2, Sb_2, Ag_4 Monoclínico
	Gris de acero	4,4	4	Decrepita y funde a la llama de una vela. En masas irregulares.	Estannina S_2, Cu_2, Fe, Sn Tetragonal
Gris negra. Marcará el papel	Gris de plomo	4,6	2	Exfoliación perfecta pinacoidal {010}. Funde fácilmente a la llama de una vela. Caracterizado por agregados cristalinos hojosos con estriaciones cruzadas.	ESTIBINA S_2, Sb_2 Rómbico
	Gris de plomo	6,8	$2\frac{1}{2}$	Exfoliación perfecta pinacoidal {010}. Funde fácilmente a la llama de una vela. Se parece a la estibina y se distingue de ella sólo por la prueba del bismuto.	Bismutita S_2, Bi_2 Rómbico
		7,5	$2\frac{1}{2}$	Exfoliación cúbica perfecta {100}. En cristales cúbicos y masas granudas. No funde a la llama de la vela, pero se reduce lentamente y se forma un glóbulo metálico de plomo en su superficie.	GALENA SPb Cúbico
	Negro grisácea	Blanco de estaño; pasa a gris obscuro	5,7	$3\frac{1}{2}$	Exfoliación basal {0001} perfecta; se observa pocas veces. Generalmente en masas fibrosas botroidales. Calentada a la llama de una vela, desprende humos blancos e intenso olor a ajo.
Blanco de estaño		8	2	Exfoliación pinacoidal {010}. Funde fácilmente a la llama de una vela. Con frecuencia, como recubrimientos finos y en cristales cintiformes.	Silvanita
		8,2			$Te_2(Au, Ag)$ Monoclínico

Raya	Color	G.	H.	Particularidades	Nombre, composición, sistema cristalino
Negro grisácea	Blanco de estaño a amarillo de latón	9,4	2½	Funde fácilmente a la llama de una vela. En masas irregulares o en cristales cintiformes con estrias profundas. Se diferencia de la silvanita por no tener exfoliación.	Calaverita Te,Au Monoclínico
	Generalmente, color rojo de cobre pálido. También blanco de plata con tinte rosado	7,8	5-5½	Generalmente en masas. Puede estar recubierto con flores de níquel verdes. Asociado al cobalto y minerales de níquel.	NIQUELINA AsNi Hexagonal
Negra	Pardo de bronce en superficie fresca; pátina púrpura	5,1	3	Generalmente en masas. Asociado a otros minerales de cobre, principalmente, calcosina y calcopirita.	BORNITA S,Cu ₃ Fe Cúbico
	Bronce pardo	4,6	4	Pequeños fragmentos magnéticos. Generalmente en masas. Asociado frecuentemente a la calcopirita y pirita.	PIRROTINA SFe _{1-x} Hexagonal
		4,6 a 5,0	3½-4	Exfoliación octaédrica. Se parece a la pirrotina, a la cual generalmente está asociada distinguiéndose de ella por la exfoliación.	Pentlandita S ₂ (Fe,Ni) ₂ Cúbico
	Amarillo latón	4,1 a 4,3	3½-4	Generalmente en masas; pero puede presentarse en cristales esfenóidicos que parecen tetraedros. Asociado a otros minerales de cobre y pirita.	CALPIRITA S ₂ CuFe Tetragonal
	Amarillo latón, casi verde en cristales muy finos	5,5	3-3½	Exfoliación romboédrica {101̄1}, rara. Generalmente, en grupos radiales de cristales capilares.	MILLERITA SNI Romboédrico
Castaño oscuro a negra	Gris de acero a negro de hierro	4,3	4	En masas fibrosas o cristalinas. Cristales prismáticos frecuentemente agrupados en haces. Generalmente asociado a la pirolusita.	MANGANITA MnO(OH) Rómbico

BRILLO: METÁLICO O SUBMETÁLICO

II. Dureza: $> 2\frac{1}{2}$, $< 5\frac{1}{2}$

(Lo raya un cortaplumas; no marcará fácilmente el papel.) (Continuación.)

Raya	Color	G.	H	Particularidades	Nombre, composición, sistema cristalino
Castaño oscuro a negra	Negro de hierro a negro pardusco	4,6	5½	Brillo de breca. Puede ir acompañado por productos de oxidación amarillo o verde. Generalmente en masas granudas en peridotitas.	CROMITA Cr_2O_3Fe Cúbico
	Pardo a negro	7,0 a 7,5	5-5½	Exfoliación perfecta pinacoidal {010}. Cuando aumenta la cantidad de manganeso, la raya y el color se oscurecen.	VOLFRAMITA $WO_4(Fe,Mn)$ Monoclínico
Negra	Azul celeste; puede volverse negro azulado	4,6	1½-2	Generalmente en masas aplanadas o en cristales tabulares finos hexagonales. Humedecido con agua se vuelve púrpura.	Covellina SCu Hexagonal.
Generalmente, negra. Puede ser pardusca	Negro	3,7 a 4,7	5-6	En masas botroidales y estalactítico. Generalmente asociado a la pirolusita.	PSILOMELANA $Mn_2O_3 \cdot R_2H_4$ R esencialmente Ba Parece amorfo
Pardo oscuro a claro	Pardo oscuro a negro de carbón. Raro amarillo o rojo	3,9 a 4,1	3½-4	Exfoliación perfecta dodecaédrica {110} (seis direcciones). Generalmente granudo exfoliable; en cristales tetraédricos. El contenido de hierro lo oscurece. Raya siempre más clara que el ejemplar.	BLENDA SZn Cúbico
Pardorrojiza a rojo indio	Pardo oscuro a gris de acero o negro	4,8 a 5,3	5½-6½	Generalmente más duro que el cortaplumas. En masas radiantes, reniformes, micáceas.	OLIGISTO Fe_2O_3 Romboédrico
	Rojo oscuro a negro	5,85	2½	Exfoliación romboédrica {1011}. Fácilmente fusible a la llama de una vela. Plata roja oscura y presenta un color rojo rubí oscuro en escamas finas. Asociado a otros minerales de plata.	Pirargirita S_2SbAg_2 Romboédrico

Raya	Color	G.	H.	Particularidades	Nombre, composición, sistema cristalino
Pardorrojiza a rojo indio	Pardo rojizo a rojo oscuro Rojo rubí, si es transparente	6,0	3½-4	En masa o en cubos y octaedros. A veces en cristales muy finos (calcotriquita). Asociado a otros minerales cobre oxidados tales como malaquita, azurita y cobre nativo.	CUPRITA Cu ₂ O Cúbico
Roja clara	Rojo rubí	5,55	2-2½	Exfoliación romboédrica {101̄}. Fácilmente fusible a la llama de una vela. Plata roja clara. Asociada a la pirargirita.	Proustita S ₃ AsAg ₃ Romboédrico
Pardo amarillento. Ocre-amarillento	Pardo oscuro a negro	3,6 a 4,0	5-5½	Brillo vítreo. Generalmente contiene un 15 % de agua, mientras que la goethita sólo tiene 10 %.	LIMONITA FeO(OH) · nH ₂ O + Fe ₂ O ₃ · nH ₂ O Amorfo
	Negro o pardo oscuro	4,37	5-5½	Exfoliación pinacoidal {010}. En fibras radiales, formas mamilares o estalactíticas. Raras veces en cristales. Se distingue fácilmente de la limonita por la presencia de exfoliación o formas cristalinas.	GOETHITA FeO(OH) Rómbico
Rojo oscura (ciertas variedades marcan el papel)	Rojo oscuro a bermellón	8,10	2½	Exfoliación prismática {101̄0}. Generalmente granudo o térreo. Comúnmente impuro y de color rojo oscuro a castaño. Cuando es puro, translúcido o transparente y rojo brillante.	CINABRIO SHg Romboédrico
Roja de cobre brillante	Rojo de cobre sobre superficie reciente; negra al empañarse	8,9	2½-3	Maleable. Corrientemente en granos irregulares. Puede estar en grupos de cristales ramificados o en burdos cristales cúbicos.	COBRE Cu Cúbico
Blanca de plata brillante	Blanco plata en superficie reciente. Gris a negro al empañarse	10,5	2½-3	Maleable. Corrientemente en granos irregulares. Puede presentarse en grupos de cristales planos o ramificados.	PLATA Ag Cúbico
Gris brillante	Blanco o gris de acero	14 a 19	4-4½	Maleable. En granos irregulares o pepitas. Desacostumbradamente duro para metal. Raro.	Platino Pt Cúbico

Raya	Color	G.	H.	Particularidades	Nombre, composición, sistema cristalino
Blanca de plata, brillante	Blanco de plata con tonalidades rojizas	9,8	2-2½	Perfecta exfoliación según {0001} y {1011}. Sectil. Fácilmente fusible a la llama de una vela. Cuando se golpea primero permanece maleable, pero pronto se rompe en pequeños pedazos.	Bismuto Bi Romboédrico
Amarilla de oro, brillante	Amarillo de oro	15,0 a 19,3	2½-3	Maleable. En granos irregulares, pepitas. Muy pesado; peso específico variable con el contenido de plata.	ORO Au Cúbico

BRILLO: METÁLICO O SUBMETÁLICO**III. Dureza: > 5½. (No lo raya el acero.)**

Raya	Color	G.	H.	Particularidades	Nombre, composición, sistema cristalino
Negra	Blanco de plata o de estaño	6,0 a 6,2	5½-6	Generalmente masivo. Cristales seudorrómbicos.	ARSENOPIRITA FeAsS Monoclínico
		6,1 a 6,9	5½-6	Generalmente masivo. Cristales piroédricos. Puede estar revestido con flores rosadas de níquel.	Skutterudita Níquel Skutterudita As ₃ (Co,Ni,Fe)— As ₃ (Ni,Co,Fe) Cúbico
		6,33	5½	Corrientemente en cristales piroédricos con pátina rosada. También masivo.	Cobaltina-Gersdorffita SA ₂ CO-SAsNi Cúbico
	Rojo de cobre pálido. Puede ser blanco de plata con tonalidad rosada	7,5	5-5½	Generalmente masivo. Puede estar recubierto con flores de níquel verdes.	NIQUELINA AsNi Hexagonal
	Amarillo latón pálido	5,0	6-6½	A menudo en piroedros o cubos estriados. Masivo granular. El más común de los sulfuros.	PIRITA S ₂ Fe Cúbico
	Amarillo pálido a casi blanco	4,9	6-6½	Frecuentemente en grupos cristalinos en cresta de gallo y en masas fibrosas radiadas.	MARCASITA S ₂ Fe Rómbico

BRILLO: METÁLICO O SUBMETÁLICO

III. Dureza: $> 5 \frac{1}{2}$. (No lo raya el acero.) (Continuación.)

Raya	Color	G.	H.	Particularidades	Nombre, composición, sistema cristalino
Negra	Negro	5,18	6	Fuertemente magnética. Cristales octaédricos. Puede presentar fractura octaédrica.	MAGNETITA Fe_3O_4 Cúbico
		9,0 a 9,7	$5 \frac{1}{2}$	Brillo bituminoso. Masivo granular, cristales botroidales.	Uraninita Cúbico
Parda negruzca a negra	Negro	4,7	$5 \frac{1}{2}$ -6	Puede ser ligeramente magnético. A menudo asociado a magnetita. Granular masivo; cristales planos; como arena.	ILMENITA TiO_2Fe Romboédrico
		3,7 a 4,7	5-6	Masivo compacto, estalactítico, botroidal. Asociado con otros minerales de manganeso.	PSILOMELANA $Mn_2O_3 \cdot H_2O$ R. esencialmente Ba. Parece amorfo
		5,3 a 7,3	6	Brillo negro y brillante sobre superficie reciente. Granular o en cristales prismáticos	Columbita-Tantalita $(Cb, Ta)_2O_4(Fe, Mn)$ Rómbico
Castaño obscura	Castaño de hierro o negro pardusco	7,0 a 7,5	$5-5 \frac{1}{2}$	Exfoliación pinacoidal perfecta {010}. Con mayores cantidades de manganeso, la raya y el color se oscurecen.	VOLFRAMITA $WO_4(Fe, Mn)$ Monoclínico
		4,6	$5 \frac{1}{2}$	Brillo resinoso. Frecuentemente acompañados por productos de oxidación verdes. Generalmente en masas granudas en peridotitas.	CROMITA Cr_2O_3Fe Cúbico
		5,15	6	Ligeramente magnético. Granudo o en cristales octaédricos. Corriente sólo en Franklin (N. J.), asociado a cincita y willemita.	Franklinita $(Fe, Mn)_2O_4(Fe, Zn, Mn)$ Cúbico
Pardo rojiza a rojo indio	Castaño oscuro a gris de acero o negro	4,8 a 5,3	$5 \frac{1}{2}$ -6 $\frac{1}{2}$	Radial, reniforme macizo o micáceo. Raras veces en cristales romboédricos negros de acero. Ciertas variedades son más blandas.	HEMATITES (OLIGISTO) Fe_2O_3 Romboédrico

Raya	Color	G.	H.	Particularidades	Nombre, composición, sistema cristalino
Pardo pálido	Pardo a negro	4,18 a 4,25	6-6 $\frac{1}{2}$	En cristales prismáticos estratificados verticalmente, con frecuencia acicular fino. Los cristales con frecuencia maculados. Se encuentra en las arenas negras.	RUTILO TiO ₂ Tetragonal
Pardo amarillento a ocre	Pardo oscuro	3,6 a 4,0	5-5 $\frac{1}{2}$	Brillo vítreo. Generalmente contiene un 15 % de agua, mientras que la goethita sólo contiene un 10 %.	LIMONITA FeO(OH) · nH ₂ O + Fe ₂ O ₃ · nH ₂ O Amorfo
		4,37	5-5 $\frac{1}{2}$	Exfoliación {010}. Radial, coloforno, estalactítico. Se distingue de la limonita por presentar exfoliación o formas cristalinas.	GOETHITA FeO(OH) Rómbico

BRILLO: NO METÁLICO**I. Raya coloreada**

Raya	Color	G.	H.	Particularidades	Nombre, composición, sistema cristalino
Rojo oscuro	Rojo oscuro a bermellón	8,10	2 $\frac{1}{2}$	Exfoliación prismática {10 $\bar{1}$ 0}. Generalmente granudo o terroso. Comúnmente impuro y de color rojo oscuro a castaño. Cuando es puro, translúcido o transparente y rojo brillante.	CINABRIO SHg Romboédrico
	Pardo rojizo. Rojo rubí si es transparente	6,0	3 $\frac{1}{2}$ -4	En masas o cubos y octaedros. Puede presentarse en cristales muy finos (calcotriquita). Asociado a otros minerales oxidados del cobre tales como malaquita, azurita y cobre nativo.	CUPRITA Cu ₂ O Cúbico
Castaño rojizo, castaño indio	Castaño oscuro a gris de acero o negro	4,8 a 5,3	5 $\frac{1}{2}$ -5 $\frac{1}{2}$	Radial, reniforme, macizo, micáceo. Raras veces en cristales romboédricos negros de acero. Ciertas variedades son más blandas.	HEMATITES (OLIGISTO) Fe ₂ O ₃ Romboédrico
	Rojo oscuro a negro	5,8	2 $\frac{1}{2}$	Exfoliación romboédrica {1011}. Fácilmente fusible a la llama de una vela. Plata roja oscura y presenta color rojo rubí oscuro en laminillas finas. Asociado a otros minerales de plata.	Pirargirita S ₂ SbAg ₂ Romboédrico

BRILLO: NO METÁLICO

I. Raya coloreada. (Continuación.)

Raya	Color	G.	H.	Particularidades	Nombre, composición, sistema cristalino
Rojo brillante	Rojo rubí	5,55	2-2 $\frac{1}{2}$	Exfoliación romboédrica {10 $\bar{1}$ 1}. Funde fácilmente a la llama de una vela. Plata roja clara. Asociado a la pirargirita.	Proustita S_2AsAg_3 Romboédrico
Rosa	Rojo a rosa	2,95	1 $\frac{1}{2}$ -2 $\frac{1}{2}$	Exfoliación perfecta pinacoidal {010}. Generalmente de forma reniforme o en costras pulverulentas o terrosas. Como recubrimiento en minerales de cobalto.	Eritrina (flores de cobalto) $As_2O_3 \cdot Co_2 \cdot 8 H_2O$ Monoclínico
Pardo amarillento a ocre amarillento	Pardo obscuro a negro	3,6 a 4,0	5-5 $\frac{1}{2}$	Generalmente duro, con brillo vítreo. Contiene un 15 % de agua, mientras que la goethita contiene un 10 %.	LIMONITA $FeO(OH) \cdot nH_2O + Fe_2O_3 \cdot nH_2O$ Amorfo
		4,4	5-5 $\frac{1}{2}$	Exfoliación pinacoidal {010}. En formas fibrosas radiales, mamilares y estalactíticas. Raras veces en cristales. Se distingue de la limonita por la presencia de exfoliación o forma cristalina. Generalmente metálico.	GOETHITA $FeO(OH)$ Rómbico
Pardo	Pardo obscuro	7,0 a 7,5	5-5 $\frac{1}{2}$	Exfoliación perfecta pinacoidal {010}. La raya y el color se oscurecen con el aumento de manganeso.	VOLFRAMITA $WO_3(Fe,Mn)$ Monoclínico
	Pardo obscuro o claro	3,83 a 3,88	3 $\frac{1}{2}$ -4	En masas exfoliables y pequeños cristales romboédricos curvos. Calentado a la llama de una vela se vuelve magnético.	SIDERITA CO_3Fe Romboédrico
Pardo	Pardo claro a obscuro	3,9 a 4,1	3 $\frac{1}{2}$ -4	Exfoliación perfecta dodecaédrica {110} (seis direcciones). Generalmente en granos exfoliables; en cristales tetraédricos. Los ejemplares más oscuros son ricos en hierro. La raya es siempre más clara que el mineral.	BLENDA SZn Cúbico

BRILLO: NO METÁLICO

I. Raya coloreada. (Continuación.)

Rayas	Color	G.	H.	Particularidades	Nombre, composición, sistema cristalino
Pardo claro	Pardo a negro	6,8 a 7,1	6-7	Se presenta en cristales maclados. Masas fibrosas reniformes; en granos rodados.	CASITERITA SnO ₂ Tetragonal
	Castaño rojizo a negro	4,18 a 4,25	6-6 $\frac{1}{2}$	Cristales estriados verticalmente. Con frecuencia cristales aciculares. Maclación común.	RUTILO TiO ₂ Tetragonal
Anaranjado amarillento	Rojo oscuro a naranja	5,68	4-4 $\frac{1}{2}$	Exfoliación basal {0001}. Se encuentra solamente en Franklin (N. J.), asociado a franklinita y willemita.	CINCITA ZnO Hexagonal
	Rojo brillante	5,9 a 6,1	2 $\frac{1}{2}$ -3	Brillo adamantino. En cristales finos largos, con frecuencia en grupos entrelazados. Decrepita a la llama de una vela.	Crocoita CrO ₃ Pb Monoclínico
	Rojo oscuro	3,48	1 $\frac{1}{2}$ -2	Frecuentemente terroso. Asociado al oropimente. Funde a la llama de una vela.	REJALGAR SAs Monoclínico
Amarillo pálido	Amarillo limón	3,49	1 $\frac{1}{2}$ -2	Exfoliación pinacoidal {010}. Brillo resinoso asociado al rejalgár. Funde a la llama de una vela.	OROPIMENTE S ₂ As ₂ Monoclínico
	Amarillo pálido	2,05 a 2,09	2 $\frac{1}{2}$	Se quema con llama azul dando olor a pajuelas. Cuando se coge un cristal en la mano y se aproxima al oído se le oye crujir. Cristalizado, granudo o terroso.	AZUFRE S Rómbico
Verde claro	Verde esmeralda oscuro	3,75 a 3,77	3-3 $\frac{1}{2}$	Exfoliación perfecta {010}. Se encuentra en masas granudas exfoliables o pequeños cristales prismáticos.	Atacamita ClCu ₂ (OH) ₃ Rómbico
		3,9	3 $\frac{1}{2}$ -4	Exfoliación buena {010}. En pequeños cristales prismáticos o masas granudas.	Antlerita (SO ₄)Cu ₂ (OH) ₄ Rómbico



Raya	* Color	G.	H.	Particularidades	Nombre, composición, sistema cristalino
	Verde brillante	3,9 a 4,03	3 1/4-4	Fibroso, radial mamilar. Frecuentemente asociado a la azurita y puede alterarse en ella. Produce efervescencia en ácidos fríos.	MALAQUITA $\text{CO}_2\text{Cu}_2(\text{OH})_2$ Monoclínico
Azul claro	Azul marino intenso	3,77	3 1/4-4	En pequeños cristales, frecuentemente en grupos. Fibroso radial, generalmente como alteración de la malaquita. Produce efervescencia con los ácidos en frío.	AZURITA $(\text{CO}_3)_2\text{Cu}_3(\text{OH})_4$ Monoclínico
		2,12 a 2,30	2 1/2	Soluble en agua. Gusto metálico. En cristales, macizo, estalactítico.	Calcanita $\text{SO}_4\text{Cu} \cdot 5 \text{H}_2\text{O}$ Triclínico
Azul muy claro	Verde claro a azul turquesa	2,0 a 2,4	2-4	Compacto en masas. Asociado a minerales de cobre oxidados.	CRISOCOLA $\text{SiO}_3\text{Cu} \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$ Incierto
Azul grisáceo	Azul muy oscuro. Verde azulado	2,58 a 2,68	1 1/2-2	Exfoliación perfecta {010}. Generalmente en cristales prismáticos.	Vivianita $(\text{PO}_4)_2\text{Fe}_3 \cdot 8 \text{H}_2\text{O}$ Monoclínico

BRILLO: NO METÁLICO

II. Raya incolora

A. Dureza: $< 2\frac{1}{2}$. (Puede ser rayado por la uña.)

Exfoliación, fractura	Color	G.	H.	Particularidades	Nombre, composición, sistema cristalino
Exfoliación perfecta en una dirección Las micas o minerales micáceos, que poseen una exfoliación tan perfecta que se pueden separar en láminas muy delgadas. Como agregados de pequeñas escamas cuando la estructura micácea no es realmente aparente	Pardo pálido, verde, amarillo, blanco	2,76 a 3,00	2-2½	En masas foliables y escamas. Cristales tabulares con perfil hexagonal o de diamante. Exfoliación en laminillas elásticas. Mica común.	MOSCOVITA $\text{Si}_2\text{O}_{10}\text{Al}_2\text{K}(\text{OH})_2$ Monoclínico
	Usualmente pardo oscuro, verde a negro; puede ser amarillo	2,95 a 3	2½-3	Corrientemente en masas irregulares foliadas. Cristales con perfil hexagonal, aunque raros. Exfoliación en laminillas elásticas.	BIOTITA $\text{Si}_2\text{O}_{10}\text{AlK}(\text{Mg},\text{Fe})_2(\text{OH})_2$ Monoclínico
	Pardo amarillento, verde, blanco	2,86	2½-3	A menudo en cristales tabulares de seis lados; en masas irregulares foliadas puede mostrar reflexión parecida a la del cobre en su exfoliación. Yace en mármol.	Flogopita $\text{Si}_2\text{O}_{10}\text{AlKMg}_2(\text{OH})_2$ Monoclínico
	Verde de varios matices	2,6 a 2,9	2-2½	Generalmente en masas irregulares foliadas; puede estar en masas compactas, láminas delgadas flexibles pero no elásticas.	CLORITA $\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{Mg},\text{Fe})_2(\text{Al},\text{Fe}^{2+})_2(\text{OH})_2$ Monoclínico
	Blanco, verde manzana, brillo, cuando impuro, como en la esteatita, gris oscuro, verde obscuro a casi negro	2,7 a 2,8	1	De tacto graso. Frecuentemente claramente micáceo. No puede identificarse de manera positiva por pruebas físicas.	TALCO $\text{Si}_2\text{O}_{10}\text{Mg}_3(\text{OH})_2$ Monoclínico
		2,8 a 2,9	1-2		Pirofilitas $\text{Si}_4\text{O}_{10}\text{Al}_2(\text{OH})_2$ Monoclínico
Blanco, gris verde	2,39	2½	Brillo perlado sobre la cara de exfoliación, algunas veces vítreo. Sectil. Generalmente en masas exfoliadas, puede estar en cristales tabulares anchos. Láminas delgadas flexibles pero no elásticas.	BRUCITA $\text{Mg}(\text{OH})_2$ Romboédrico	

Exfoliación, fractura	Color	G.	H.	Particularidades	Nombre, composición, sistema cristalino
Pinacoidal {101}	Azul, verde azulado a incoloro	2,58 a 2,68	1 ½-2	Raya azul grisácea. Corrientemente en cristales prismáticos.	Vivianita (PO ₄) ₂ Fe ₃ · 7 H ₂ O Monoclínico
	Incoloro a blanco	1,75	2-2 ½	Ocurre en costras y fibras capilares. Soluble en agua.	Epsomita SO ₄ Mg · 7 H ₂ O Rómbico
Cúbica {100}	Incoloro a blanco	1,99	2	Soluble en agua, sabor amargo. Se parece a la sal gema, pero usualmente blando. En masas de exfoliación granular o cristales cúbicos.	Silvina CIK Cúbico
{101} perfecto {100} {111} bueno	Incoloro, blanco, gris. Puede estar coloreado por impurezas	2,38	2	Se presenta en cristales, hojas de exfoliación amplias. Puede presentarse en masas compactas, sin exfoliación, o fibrosas, con brillo sedoso.	YESO SO ₄ Ca · 2 H ₂ O Monoclínico
Romboédrico {101̄1} pobre	Incoloro o blanco	2,92	1-2	Se presenta en costras salinas. Fácilmente soluble en agua; gusto salado. Se funde a la llama de una vela.	NITRO SÓDICO NO ₃ Na Romboédrico
Prismático {110} Fractura conoidal		2,09 a 2,14	2	Generalmente en costras y cristales aciculares muy delicados. Fácilmente soluble en agua. Fusión y sabor salino. Se funde a la llama de una vela.	Nitro NO ₃ K Rómbico
{001} perfecto fractura térrea	Blanco; puede estar obscurecido	2,6 a 2,63	2-2 ½	Generalmente parecido a la arcilla y compacto. Cuando se le echa el aliento, da olor arcilloso. Se adhiere a la lengua seca.	CAOLINITA Si ₂ O ₅ Al ₂ (OH) ₄ Monoclínico
Fractura desigual	Gris perla o incoloro. Al exponerlo a la luz, se vuelve castaño pálido	5,5	2-3	Perfectamente sectil. Translúcido en lámina delgada. En masas irregulares, raramente en cristales. Se distingue de otros halogenuros de plata únicamente por reacción química.	QUERARGIRITA CIAg Cúbico

BRILLO: NO METÁLICO

II. Raya incolora

A. Dureza: $< 2\frac{1}{2}$. (Puede ser rayado por la uña.) (Continuación.)

Exfoliación, fractura	Color	G.	H.	Particularidades	Nombre, composición, sistema cristalino
Fractura desigual	Amarillo pálido	2,05 a 2,09	$1\frac{1}{2}$ - $2\frac{1}{2}$	Arde con llama azul, dando olor de SO_2 . Cruje al apretarla fuertemente. Cristalino, granular, terroso.	AZUFRE S Rómbico
	Amarillo, pardo, gris, blanco	2,0 a 2,55	1-3	En granos redondos, a menudo de aspecto férreo o arcilloso. Usualmente más duro que $2\frac{1}{2}$.	BAUXITA $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ Amorfo
Raramente observado	Blanco	1,65	1	Corrientemente en masas redondeadas de fibras finas y cristales aciculares.	ULEXITA $\text{B}_2\text{O}_3 \cdot \text{NaCa} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ Triclinico
Fractura concoidea	Blanco, gris, amarillento	2,0	$2-2\frac{1}{2}$	Textura fina, compacto. Humoso. Flota en el agua cuando está seco.	Sepiolita $\text{Si}_2\text{O}_5\text{Mg}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ Incierto
Fractura desigual	Verde manzana a blanco	2,2 a 2,8	2-3	En incrustaciones y masas terrosas.	Garnierita $\text{SiO}_3(\text{Ni}, \text{Mg}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$ Amorfo

BRILLO: NO METÁLICO

II. Raya incolora

B. Dureza: $> 2\frac{1}{2}$, < 3 . (No puede ser rayado por la uña; puede ser rayado por una moneda de cobre.)

1: Exfoliación prominente

Exfoliación, fractura	Color	G.	H.	Particularidades	Nombre, composición, sistema cristalino	
Exfoliación perfecta en una dirección Véase también los minerales del grupo de la mica, pág. 552, los cuales pueden ser más duros que la uña	{001}	Lila, blanco grisáceo	2,8 a 3,0	2½-4	Cristales prismáticos hexagonales. Corrientemente en láminas irregulares y escamas. Es un mineral pegmatítico asociado con turmalinas coloreadas.	LEPIDOLITA $S_2O_{11}(OH,F)_3K_2Li_3$ Monoclínico.
	{001}	Rosado, gris, blanco	3,0 a 3,1	3½-5	Corrientemente en masas irregulares foliáceas. Asociado con esmeril.	MARGARITA $Si_2O_{11}(OH)_2CaAl_4$ Monoclínico.
	{010}	Azul, verde, azulado, incoloro	2,58 a 2,68	1½-2	Cristales prismáticos a menudo en grupos estrellados. También fibrosos, térreos. Raya azul grisácea. Un mineral raro.	Vivianita $(PO_4)_2Fe \cdot 8H_2O$ Monoclínico.
	{010}	Incoloro blanco	4,3	3½	Usualmente masivo, con hábito radial. Efervescente por el ácido en frío.	WITHERITA CO_3Ba Rómbico.
	{100}	Rojo	2,78	2½-3	Se presenta en masas granulares o fibrosas compactas. Se presenta junto a otras sales solubles.	Polihalita $(SO_4)_2K_2Ca_2Mg \cdot 2H_2O$ Triclínico.
	{001}	Amarillo pálido a gris	2,7 a 2,85	2½-3	Cristales tabulares. Se hallan asociados con otras sales en los depósitos salinos.	Glauberita $(SO_4)_2Na_2Ca$ Monoclínico.
Exfoliación en dos direcciones {001} {100}	Incoloro blanco o gris	1,95	3	Se presenta en agregados cristalinos exfoliables.	KERNITA $B_2O_3Na_2 \cdot 4H_2O$ Monoclínico.	

BRILLO: NO METÁLICO

II. Raya incolora

B. Dureza: $> 2\frac{1}{2}$, < 3 . (No puede ser rayado por la uña; puede ser rayado por una moneda de cobre.)

1. Exfoliación prominente. (Continuación.)

Exfoliación, fractura		Color	G.	H.	Particularidades	Nombre, composición, sistema cristalino.
Exfoliación en tres direcciones en ángulo recto	Cúbico {100}	Incoloro, blanco, rojo, azul	2,1 a 2,3	2½	Sal común. Soluble en agua, de sabor salado, fusible a la llama de una vela. En masas granulares exfoliables o en cristales cúbicos.	HALITA ClNa Cúbico
	Cúbico {100}	Incoloro o blanco	1,99	2	Parecido a la sal gema, pero fácilmente diferenciable por su sabor amargo y su menor dureza.	Silvina ClK Cúbico
	[001] [010] [100]	Incoloro, blanco, azul, gris, rojo	2,89 a 2,98	3-3½	Generalmente en agregados finos, que no muestran la exfoliación, en este caso sólo se reconoce químicamente.	ANHIDRITA SO ₄ Ca Rómbico
Exfoliación en tres direcciones en ángulo oblicuo. Romboédrico {101̄1}		Incoloro, blanco y tintes diversos	2,72	3	Efervescente en ácido en frío. Cristales de formas variadas. Aparecen en grandes masas, como calizas y mármol. Las variedades claras muestran fuerte doble refracción.	CALCITA CO ₃ Ca Romboédrico
		Incoloro, blanco, rosado	2,85	3½-4	Generalmente más duro que la moneda de cobre. A menudo en cristales romboédricos curvados con brillo perlado. En masas como las calizas dolomíticas y el mármol. El mineral pulverulento es efervescente en ácido en frío.	DOLOMITA (CO ₃) ₂ CaMg Romboédrico
Exfoliación en tres direcciones. Basal {001} en ángulo recto con la prismática {110}		Incoloro, blanco, azul, amarillo, rojo	4,5	3-3½	Frecuentemente en agregados de cristales planos o tabulares. Brillo perlado sobre la exfoliación basal. Característico por su fuerte densidad, impropia de un mineral no metálico; se distingue por esto de la celestina.	BARITINA SO ₄ Ba Rómbico

Exfoliación, fractura	Color	G.	H.	Particularidades	Nombre, composición, sistema cristalino
Exfoliación en tres direcciones. Basal {001} en ángulo recto con la prismática {110}	Blanco, azul o rojo	3,95 a 3,97	3-3½	Muy semejante a la baritina, pero menor peso específico. Puede ser necesario, para distinguirla, teñirla de rojo con la llama de estroncio.	CELESTINA SO ₄ Sr Rómbico
	Blanco, gris y pardo cuando es impura	6,2 a 6,4	3	Brillo adamantino. Generalmente masiva, pero puede estar en pequeños cristales tabulares. Alteración de la galena. Cuando es masiva, puede ser necesaria la prueba del SO ₂ para distinguirla de la cerusita (CO ₂ Pb).	ANGLESITA SO ₄ Pb Rómbico

2. Exfoliación no prominente

a. Una pequeña esquirla es fusible en la llama de una vela

Color	G.	H.	Particularidades	Nombre, composición, sistema cristalino
Incoloro o blanco	1,7	2-2½	Soluble en agua. Buena exfoliación es rara. Cristales prismáticos y en costras. Se halla sólo en regiones secas. En la llama de la vela se hincha y entonces funde. Gusto dulce y alcalino.	BÓRAX B ₂ O ₃ Na ₂ · 10H ₂ O Monoclínico
	2,95 a 3,0	2½	Masiva. Se caracteriza por su peculiar aspecto translúcido. El polvo, fino y soluble, pero llega a ser invisible cuando se pone en agua. La única localidad importante es Ivigtut, Groenlandia. Seudocúbica.	CRIOLITA F ₆ AlNa ₃ Monoclínico.
	6,55	3-3½	Brillo adamantino. En masas granulares o cristales planos; generalmente asociada con la galena. Efervescencia con ácido nítrico frío. Se reduce a la llama de la vela produciendo pequeños glóbulos de plomo.	CERUSITA CO ₂ Pb Rómbico.
Incoloro blanco o rojo	1,6	1	Gusto amargo. Generalmente masivo granular. En la llama de la vela se hincha y entonces funde. Soluble en agua.	Carnalita Cl ₂ MgK · 6H ₂ O Rómbico.

BRILLO: NO METÁLICO**II. Raya incolora**

B. Dureza: $> 2\frac{1}{2}$, < 3 . (No puede ser rayado por la uña; puede ser rayado por una moneda de cobre.)

2. Exfoliación no prominente**a. Una pequeña esquirla es fusible en la llama de una vela**

Color	G.	H.	Particularidades	Nombre, composición, sistema cristalino
Incoloro, amarillo, anaranjado o pardo	7,0 a 7,2	3½	Brillo resinoso. En pequeños cristales prismáticos. Las caras prismáticas pueden estar curvadas con aspecto de barril. En masas granulares.	Mimetita (AsO ₄) ₃ FIP ₅ Hexagonal.
b. Infusible a la llama de la vela				
Incoloro o blanco	4,3	3½	Frecuentemente en masas radiales; granular; raramente en cristales pseudohexagonales. Efervescencia en ácido frío.	WITHERITA CO ₃ Ba Rómbico.
	2,6 a 2,63	2-2½	Generalmente compacta, terrosa. Cuando se humedece, da olor arcilloso. Es origen de la mayor parte de las arcillas.	CAOLINITA Si ₂ O ₅ (OH) ₄ Al ₂ Monoclínico.
Blanco gris amarillento	2,0	2-2½	Textura fina compacta. Fina al tacto; cuando está seca, flota sobre el agua.	Sepiolita Si ₂ O ₅ Mg ₂ · 2H ₂ O Indeterminado.
Incoloro blanco, azul, gris, rojo	2,89 a 2,98	3-3½	Generalmente en agregados finos masivos, no presentan exfoliación y sólo puede distinguirse por pruebas químicas.	ANHIDRITA SO ₄ Ca Rómbica.
Miel, limón o amarillo anaranjado	4,9	3-3½	Generalmente se halla como un revestimiento fino sobre la blenda. Raramente en cristales. Mineral raro.	Greenockita SCd Hexagonal.
Amarillo, pardo, gris o blanco	2,0 a 2,55	1-3	Generalmente pisolítica, en granos redondeados y en masas terrosas. Frecuentemente impura.	BAUXITA Una mezcla de hidróxidos de aluminio.
Rojo rubí, pardo amarillo	6,7 a 7,1	3	Brillo resinoso. En prismas delgados y cristales cavernosos, en forma de tonel.	Vanadinita (VO ₄) ₃ CIPb ₂ Hexagonal.
Amarillo, verde, blanco pardo	2,33	3½-4	Su forma característica de presentarse es en agregados globulares hemisféricos radiales. Exfoliación poco observada.	Wavellita (PO ₄) ₂ Al ₂ (OH) ₂ · 5H ₂ O Rómbico.
Verde oliva a verde negro, verde amarillento, blanco	2,2	2-5	Masivo. Fibroso en la variedad de asbesto, crisotilo. Frecuentemente verde en la variedad masiva.	SERPENTINA Si ₂ O ₅ Mg ₃ (OH) ₄ Monoclínico.

C. Dureza: > 3 , $< 5\frac{1}{2}$. (No puede ser rayado por una moneda de cobre; puede serlo por un cuchillo.)

1. Exfoliación prominente

Exfoliación	Color	G.	H.	Particularidades	Nombre, composición, sistema cristalino	
Una sola dirección de exfoliación	{100}	Azul, usualmente oscuro en centro cristal. Puede ser blanco, gris o verde	3,56 a 3,66	5-7	En agregados con exfoliación paralela a su longitud. Puede ser rayado por un cuchillo paralelamente a la longitud del cristal, pero no en la dirección normal a él.	CIANITA SiO_2Al_2 Triclínico
	{010}	Blanco, amarillo, pardo rojo	2,1 a 2,2	3½-4	Característicamente en agregados cristalinicos parecidos a una gavilla. Puede estar en cristales planos tabulares. Brillo perláceo sobre cara de exfoliación.	ESTILBITA $\text{Si}_{14}(\text{Al}_4\text{Si})\text{O}_{46}\text{Al}_2(\text{Ca}, \text{Na}, \text{K})_2 \cdot 15\text{H}_2\text{O}$ Monoclínico
	{001}	Incoloro, blanco, verde pálido, amarillo, rosa	2,3 a 2,4	4½-5	En cristales primáticos estridados verticalmente. Los cristales a menudo parecen cubos truncados por el octaedro. Brillo perláceo en la base, vítreo en las demás caras.	APOFILITA $\text{Si}_4\text{O}_{10}\text{Ca}_2\text{KF}_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ Tetragonal
	{010}	Blanco, amarillo, rojo	2,18 a 2,20	3½-4	Brillo perláceo sobre la cara de exfoliación, vítreo en las restantes. Cristales a menudo tabulares según el plano de exfoliación. Una ceolita, hallada en cavidades en las rocas ígneas.	HEULANDITA $\text{Si}_{22}(\text{Al}, \text{Si})\text{O}_{46}\text{Al}_{10}(\text{Ca}, \text{Na}, \text{K})_2 \cdot 25\text{H}_2\text{O}$ Monoclínico
	{010}	Incoloro, blanco	2,42	4-4½	En cristales y en agregados de exfoliación. Decrepita violenta a la llama de una vela.	COLEMANITA $\text{B}_4\text{O}_{11}\text{Ca}_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ Monoclínico
	{010}	Incoloro, blanco	4,3	3½	A menudo en agregados cristalinicos radiales; granular. Raramente en cristales pseudo hexagonales. Presenta efervescencia en ácido en frío.	WITHERITA CO_3Ba Rómbico
	{010} o {110} pobre	Incoloro o blanco	2,95	3½-4	Produce efervescencia con ácidos fríos. Se reduce a polvo calentado con una vela. Frecuentemente en grupos radiales de cristales aciculares. Maclas pseudo hexagonales. La exfoliación no es clara.	ARAGONITO CO_3Ca Rómbico

BRILLO: NO METÁLICO

II. Raya incolora

C. Dureza: > 3 , $< 5\frac{1}{2}$. (No puede ser rayado por una moneda de cobre; puede serlo por un cuchillo.)

1. Exfoliación prominente. (Continuación.)

Exfoliación	Color	G.	H.	Particularidades	Nombre, composición, sistema cristalino	
Dos direcciones de exfoliación	{001} {101}	Azul claro, gris verdoso salmón a pardo clavo	3,42 a 3,56	4½-5	Comúnmente en masas exfoliables. Se encuentra en pegmatitas, junto a otros minerales de litio.	Trifilita-litiofilita PO ₄ Li(Fe,Mn) Rómbico
	{001} {100}	Blanco, gris o incoloro	2,8 a 2,9	5-5½	Generalmente en masas exfoliables o fibrosas. También compacto. Se encuentra asociado a calizas cristalinas.	WOLLASTONITA SiO ₃ Ca Triclinico
	{001} {100}	Blanco, gris o incoloro	2,7 a 2,8	5	Generalmente fibroso en agregados radiales y cristales finamente aciculares. Se encuentra asociado a ceolitas en cavidades de rocas ígneas.	Pectolita Si ₂ O ₄ Ca ₂ Na(OH) Triclinico
	{110}	Blanco o incoloro	2,25	5-5½	En cristales prismáticos delgados, con las caras del prisma estriadas verticalmente. Con frecuencia en grupos radiales. Ceolita, que se encuentra en cavidades de las rocas ígneas.	NATROLITA Si ₃ O ₁₀ Na ₂ Al ₂ · 2H ₂ O Monoclinico
	{110}	Blanco o incoloro	3,7	3½-4	En cristales prismáticos y maclas pseudo hexagonales. Fibroso y en masas. Produce efervescencia con ácidos fríos.	ESTRONCIANITA CO ₃ Sr Rómbico
	{110}	Blanco, verde pálido, azul	3,4 a 3,5	4½-5	En grupos de cristales radiales. También estalactítico o mamilar. Exfoliación prismática raras veces.	HEMIMORFITA Si ₂ O ₇ Zn ₄ (OH) ₂ · H ₂ O Rómbico
	Prismático con 55° y 125°	Blanco, verde, negro	3,0 a 3,3	5-6	Cristales delgados, fibrosos, sedosos. Tremolita (blanco, gris, violeta), actinota (verde), son comunes en las rocas metamórficas. La hornblenda y la arfvedsonita (verde oscuro a negro) en rocas metamórficas e ígneas. Ángulo de exfoliación característico.	GRUPO DE LOS ANFIBOLES Silicatos de calcio y magnesio. Monoclinico.

Exfoliación	Color	G.	H.	Particularidades	Nombre, composición, sistema cristalino
Dos direcciones de exfoliación	Prismático con 55° y 125°	2,85 a 3,2	5½-6	Cristales raros. Se trata de un anfíbol comúnmente en agregados y masas fibrosas.	Antofilita $\text{Si}_4\text{O}_{12}(\text{Mg},\text{Fe})_2(\text{OH})_2$ Rómbico
	Prismático a ángulo, rectos	3,1 a 3,5	5-6	En prismas macizos con sección rectangular frecuentemente en masas cristalinas. Diópsido (incolore, blanco, verde), egirina (pardo verde), augita (verde oscuro a negro), son minerales de roca. Caracterizado por la sección rectangular y exfoliación.	GRUPO DEL PIROXENO Silicatos cálcicos magnésicos. Monoclínico
		3,58 a 3,70	5½-6	Se distingue por el color. Generalmente en masas, exfoliable a compacto, en granos incluidos; en cristales grandes bastos con aristas redondeadas.	RODONITA SiO_3Mn Triclínico
Tres direcciones de exfoliación	Tres direcciones inclinadas. Romboédrica {1011}	2,72	3	Produce efervescencia con ácidos fríos. Los cristales presentan muchas formas. En grandes masas, como calizas y mármol. La variedad clara presenta fuerte doble refracción.	CALCITA CO_3Ca Romboédrico
		2,85	3½-4	Frecuentemente en cristales romboédricos curvos con brillo perlado. En masas granudas como calizas dolomíticas y mármol. El mineral pulverizado produce efervescencia con ácido frío.	DOLOMITA $(\text{CO}_3)_2\text{CaMg}$ Romboédrico
		3,0 a 3,2	3½-5	Comúnmente en masas compactas densas; también en masas finas a gruesas exfoliables. Produce efervescencia en ácido clorhídrico caliente.	MAGNESITA CO_3Mg Romboédrico
		3,83 a 3,88	3½-4	En masas exfoliables o pequeños cristales romboédricos curvos. Se hace magnético al calentarlo a la llama de una vela.	SIDERITA SO_3Fe Romboédrico
		3,45 a 3,6	3½-4½	En masas exfoliables o pequeños cristales romboédricos. Se caracterizan por su color.	RODOCROSITA CO_3Mn Romboédrico

BRILLO: NO METÁLICO

II. Raya incolora

C. Dureza: > 3 , $< 5 \frac{1}{2}$. (No puede ser rayado por una moneda de cobre; puede serlo por un cuchillo.)

2. Exfoliación no prominente. (Continuación.)

Exfoliación	Color	G.	H.	Particularidades	Nombre, composición, sistema cristalino	
Dos direcciones de exfoliación	{110}	Pardo, gris, verde, amarillo	3,4 a 3,55	5-5}	Brillo adamantino a resinoso. En cristales en forma de cuña delgada con aristas delgadas. Exfoliación prismática rara vez observada.	ESFENA (Titanita) SiO_5TiCa Monoclínico
	Tres direcciones en ángulo recto. {1011} romboédrico	Pardo, verde, azul, rosa, blanco	4,35 a 4,40	5	Generalmente en masas botroidales redondeadas. Produce efervescencia en ácido clorhídrico frío. Se observa pocas veces la exfoliación.	SMITHSONITA CO_2Zn Romboédrico
Blanco, amarillo, rojo carne		2,05 a 2,15	4-5	Característicamente en cristales romboédricos con ángulos cercanos a los cúbicos. Es una ceolita, y se halla llenando cavidades en las rocas ígneas.	CHABASITA $\text{Si}_2(\text{Al,Si})_2\text{O}_7\text{Al}_2(\text{Ca,Na,K})_7 \cdot 40\text{H}_2\text{O}$ Romboédrico	
Tres direcciones de exfoliación		{001} {010} {100}	2,89 a 2,98	3-3}	Generalmente en agregados masivos finos que no muestran exfoliación y sólo se pueden distinguir por pruebas químicas.	ANHIDRITA SO_3Ca Rómbico
		{001} En ángulo recto con {110}	Incoloro, blanco, azul, amarillo, rojo	4,5	3-3}	Frecuentemente en agregados de cristales tabulares. Brillo perláceo sobre la exfoliación basal. Es característico su peso específico, muy grande, para un mineral no metálico, y se distingue por esto de la celestina.
Incoloro, blanco, azul, rojo	3,95 a 3,97		3-3}	Muy similar a la baritina, pero de menor peso específico. Para distinguirlo es necesario a veces recurrir a la coloración de la llama característica del estroncio.	CELESTINA SO_3Sr Rómbico	

Exfoliación		Color	G.	H.	Particularidades	Nombre, composición, sistema cristalino
Cuatro direcciones de exfoliación	{111} octaédrica	Incoloro, violeta, verde, amarillo rosado.	3,18	4	En cristales cúbicos, a menudo con maclas de penetración. Se caracteriza por su exfoliación.	FLUORITA F ₂ Ca Cúbico
	{100} a {110}	Incoloro, rosado, gris, verde, pardo	2,65 a 2,74	5-6	En cristales prismáticos granular o en masas. Generalmente alterado. Exfoliación prismática oscura.	ESCAPOLITA Esencialmente silicato sódico-cálcico-alumínico. Tetragonal
Seis direcciones de exfoliación	{110} dodecaédrico	Amarillo, pardo, blanco	3,9 a 4,1	3½-4	Brillo resinoso. Cristales tetraédricos pequeños y raros. Generalmente en masas exfoliables. Si se presenta masivo, es difícil de determinar.	BLENDA SZn Cúbico
		Azul, blanco, gris, verde	2,15 a 2,30	5½-6	Masivo o en granos de incrustación; raramente en cristales. Un feldespatoide asociado con nefelina, nunca con cuarzo.	SODALITA Si ₃ Al ₃ O ₁₃ Na ₄ Cl Cúbico

2. Exfoliación no prominente

Color	G.	H.	Particularidades	Nombre, composición, sistema cristalino
Incoloro, verde pálido, amarillo	2,8 a 3,0	5-5½	Usualmente en cristales con muchas caras brillantes. Yace con las ceolitas llenando cavidades en las rocas ígneas.	DATOLITA SiO ₂ (OH)BCa Monoclinico
Blanco, verde pálido, azul	3,4 a 3,5	4½-5	A menudo en grupos de cristales radiales. También estalactíticos, mamilar. Exfoliación prismática raramente vista.	HEMIMORFITA Si ₂ O ₇ (OH) ₂ Zn ₄ · H ₂ O Rómbico
Blanco, rosado, gris, verde, pardo	2,65 a 2,74	5-6	En cristales prismáticos, granular o masivo. Generalmente alterado. Exfoliación prismática oscura.	ESCAPOLITA Esencialmente un silicato sódico-cálcico-alumínico. Tetragonal
Incoloro, blanco	2,95	3½-4	Efervescente en ácido frío. Pasa a polvo en la llama de una vela. Frecuentemente en grupos radiales de cristales aciculares; en maclas pseudo-hexagonales. Exfoliación indistinta.	ARAGONITO CO ₃ Ca Rómbico
	2,27	5-5½	Generalmente en trapezodros, con brillo vítreo. Una ceolita, que se halla llenando las cavidades en las rocas ígneas.	ANALCIMA Si ₂ AlO ₆ Na · H ₂ O Cúbico

BRILLO: NO METALICO

II. Raya incolora

C. Dureza: > 3 , $< 5 \frac{1}{2}$. (No puede ser rayado por una moneda de cobre; puede serlo por un cuchillo.)

2. Exfoliación no prominente. (Continuación.)

Color	G.	H.	Particularidades	Nombre, composición, sistema cristalino
Incoloro blanco	3,7	3½-4	Se presenta en cristales prismáticos en maclas seudo hexagonales. También fibroso y masivo. Presenta efervescencia en ácido frío.	ESTRONCIANITA CO ₂ Sr Rómbico
	3,0 a 3,2	3½-5	Comúnmente en masas compactas densas que no muestran exfoliación. Efervescente en ácido clorhídrico caliente.	MAGNESITA CO ₂ Mg Romboédrico
	4,1	3½	A menudo en masas radiales; granular, raramente en cristales seudo hexagonales. Efervescencia en ácido clorhídrico frío.	WITHERITA CO ₂ Ba Rómbico
	2,7 a 2,8	5	Se presenta en agregados radiales de cristales fuertemente aciculares. Asociado con ceolitas en cavidades de las rocas ígneas.	Pectolita Si ₂ O ₇ Ca ₂ Na(OH) Monoclínico
	2,25	5-5½	En cristales delgados, caras del prisma estriadas verticalmente. En grupos radiales. Una ceolita que se halla en cavidades de rocas ígneas. Exfoliación prismática pobre.	NATROLITA Si ₂ Al ₂ O ₇ Na ₂ ·2H ₂ O Monoclínico
Blanco, rojo grisáceo	2,6 a 2,8	4	Puede estar en cristales romboédricos. Corrientemente granular masivo. Su determinación definitiva sólo se puede efectuar por pruebas al soplete. Exfoliación pinacoidal, usualmente oscura.	ALUNITA (SO ₄) ₂ (OH) ₂ Al ₂ K Romboédrico
Incoloro, blanco, ama- rillo, rojo, pardo, verde, gris, azul.	1,9 a 2,2	5-6	Fractura concoidea. Ópalo precioso que muestra un juego interno de colores. Gravedad y dureza menores que el cuarzo de grano fino.	ÓPALO SiO ₂ ·nH ₂ O Amorfo
Pardo, verde, azul rosado, blanco	4,35 a 4,40	5	Usualmente en agregados redondeados botroides y en masas alveolares. Efervescente en ácido clorhídrico frío. Exfoliación muy rara.	SMITHSONITA CO ₂ Zn Romboédrico

Color	G.	H.	Particularidades	Nombre, composición, sistema cristalino
Pardo, gris, verde, amarillo	3,4 a 3,55	5-5½	Brillo resinoso a adamantino. En cristales delgados en forma de cuña con aristas agudas. Exfoliación prismática raras veces observada.	TITANITA (Esfena) SiO ₂ ,CaTi Monoclínico
Incoloro, blanco, amarillo, rojo, pardo	2,72	3	Puede ser fibroso o granudo fino, con bandas. Produce efervescencia en ácido clorhídrico frío. El ónice mejicano es una variedad de calcita.	CALCITA CO ₂ ,Ca Romboédrico
Pardo amarillento a rojizo	5,0 a 5,3	5-5½	En pequeños cristales o como granos rodados. Se encuentra en las pegmatitas.	Monacita PO ₄ (Ce,Ln,Di) Monoclínico
Pardo claro a oscuro	3,83 a 3,88	3½-4	Generalmente exfoliable, pero puede aparecer en concreciones compactas con arcillas o margas. La arcilla ferruginosa es una variedad. Se hace magnético al calentarse.	SIDERITA CO ₂ ,Fe Romboédrico
Verde claro a pardo	3,1 a 3,3	3½-4	Brillo subadamantino. Generalmente en cristales piramidales también terrosos.	Escordita AsO ₄ ,Fe · 2H ₂ O Rómbico
Blanco, amarillo, verde, pardo	5,9 a 6,1	4½-5	Brillo vítreo o adamantino. En masa y en cristales octaédricos. Frecuentemente asociado con cuarzo. Es fluorescente.	SCHEELITA WO ₃ ,Ca Tetragonal
Amarillo, anaranjado, verde, rojo, gris	6,8	3	Brillo adamantino. Generalmente en cristales tabulares cuadrados. También en masas granudas. Caracterizado por el color y peso específico.	WULFERINA MoO ₄ ,Pb Tetragonal
Incoloro, amarillo, anaranjado, pardo	7,0 a 7,2	3½	Brillo resinoso. En pequeños prismas hexagonales, caras ligeramente curvas con aspecto de barril. En masas granudas, funde lentamente a la llama de la vela.	Mimetita (AsO ₄) ₂ ,Pb ₂ Cl Hexagonal
Blanco, amarillo, pardo, gris	2,6 a 2,9	3-5	Constituyente principal de la fosforita. Difícil de identificar sin pruebas químicas. Se presenta en masas.	COLOFANA (PO ₄) ₃ ,Ca · H ₂ O Escorodita Amorfo
Amarillo gris, pardo, blanco	2,0 a 2,55	1-3	Generalmente pisolítico; en granos redondeados y masas terrosas. Frecuentemente impuro.	BAUXITA Mezcla de hidróxidos de aluminio

BRILLO: NO METÁLICO**II. Raya incolora**

C. Dureza: > 3 , $< 5\frac{1}{2}$. (No puede ser rayado por una moneda de cobre; puede serlo por un cuchillo.)

2. Exfoliación no prominente. (Continuación.)

Color	G.	H.	Particularidades	Nombre, composición, sistema cristalino
Verde, azul, violeta, blanco, incoloro	3,15 a 3,20	5	Generalmente en prismas hexagonales por pirámides. También en masas. Exfoliación basal pobre.	APATITO (PO_4) ₃ Ca ₂ (F,Cl,OH) Hexagonal
Verde, pardo amarillo, gris	6,5 a 7,1	3½-4	En pequeños cristales hexagonales frecuentemente curvados y en forma de tonel. Los cristales pueden ser cavernosos. Con frecuencia, globular y botroideo.	Piromorfita (PO_4) ₂ Pb ₂ Cl Hexagonal
Verde, amarillo, pardo, blanco	2,33	3½-4	Es característico en agregados globulares semiesféricos radiales. Rara vez se observa la exfoliación.	Wavelita (PO_4) ₂ Al ₂ (OH) ₂ · 5H ₂ O Rómbico
Verde oliva a negruzco, verde amarillento, blanco	2,2	2-5	En masas. Fibroso en la variedad de asbesto, crisotilo. Frecuentemente verde moteado en las variedades macizas.	SERPENTINA Si ₂ O ₅ Mg ₃ (OH) ₄ Monoclínico
Verde amarillento, blanco, azul, gris, pardo	3,9 a 4,2	5½	En masa y granos diseminados. Raras veces en prismas hexagonales. Junto a la cincita roja y la franklinita negra en Franklin (N. J.).	WILLEMITA Si ₂ O ₇ Zn ₂ Romboédrico
Blanco, gris, azul, verde	2,15 a 2,3	5½-6	En masa o granos incluidos; raras veces en cristales. Un feldespatoide junto a nefelina, nunca con cuarzo. Exfoliación dodecaédrica pobre.	SODALITA Si ₂ Al ₂ O ₇ Na ₄ Cl Cúbico
Azul celeste obscuro, azul verdoso	2,4 a 2,45	5-5½	Generalmente en masas. Asociado a los feldespatoideos y piritita. Exfoliación dodecaédrica pobre.	Lazurita Si ₂ Al ₂ O ₇ Na ₄ S Cúbico

D. Dureza: $> 5 \frac{1}{2}$, < 7 . (No puede ser rayado por el cuchillo; lo puede rayar el cuarzo.)

1. Exfoliación prominente.

Exfoliación	Color	G.	H.	Particularidades	Nombre, composición, sistema cristalino	
Una dirección de exfoliación	{010}	Blanco, gris, amarillento, verde	3,35 a 3,45	6½-7	En cristales tabulares finos. Brillo perláceo sobre la cara de exfoliación. Asociado con esmeril, margarita, clorita.	Diaspora AlO(OH) Rómbico
	{010} perfecto	Pardo de cabello, verde grisáceo	3,23	6-7	Comúnmente en cristales delgados prismáticos. Puede estar en grupos paralelos-columnar o fibroso. Se halla en los esquistos.	SILIMANITA SiO ₂ Al ₂ Rómbico
	{001}	Amarillento a verde negruzco	3,35 a 3,45	6-7	En cristales prismáticos, paralelamente estriados en su longitud. Se halla en rocas metamórficas y en calizas cristalinas.	EPIDOTA (SiO ₂) ₂ (OH)Ca ₂ (Al,Fe) ₂ Monoclínico
	{100}	Azul, usualmente oscuro en el centro del cristal; puede ser gris o verde	3,56 a 3,66	5-7	En agregados hojoso con exfoliación paralela a su longitud. Puede ser rayado por el cuchillo paralelamente a la longitud del cristal, pero no en ángulo recto con ella.	CIANITA SiO ₂ Al ₂ Triclínico
Dos direcciones de exfoliación	{001} bueno	Blanco, verde pálido o azul	3,0 a 3,1	6	Usualmente exfoliable, parecido a los feldespatos. Se halla en las pegmatitas asociado con otros minerales de litio.	AMBLIGONITA PO ₂ FAIi Triclínico
	{100} pobre					
	{001} bueno	Incoloro, blanco, gris	2,8 a 2,9	5-5½	Usualmente exfoliable, masivo a fibroso. También compacto. Asociado con calizas cristalinas.	WOLLASTONITA SiO ₂ Ca Triclínico
	{001} {100}	Blanco grisáceo, verde rosado	3,25 a 3,37	6-6½	En cristales prismáticos, estriados profundamente. Masivo, columnar, compacto. Brillo perláceo sobre la exfoliación; en el resto, vítreo.	Clinozoisita (SiO ₂) ₂ (OH)Al ₂ Ca ₂ Monoclínico
	{110}	Incoloro, blanco	2,25	5-5½	En cristales prismáticos delgados; las caras del prisma vertical, estriadas. A menudo en grupos radiales. Una ceolita que se halla llenando las cavidades de las rocas ígneas.	NATROLITA Si ₂ O ₇ Al ₂ Na ₂ · 2H ₂ O Monoclínico

BRILLO: NO METÁLICO

II. Raya incolora

D. Dureza: $5\frac{1}{2}$, < 7. (No puede ser rayado por el cuchillo; lo puede rayar el cuarzo.)

I. Exfoliación prominente. (Continuación.)

Exfoliación	Color	G.	H.	Particularidades	Nombre, composición, sistema cristalino	
Dos direcciones de exfoliación a o cerca de 90°	{001} {010}	Incoloro, blanco, gris, crema rojo, verde	2,54 a 2,56	6	En masas exfoliables o en granos irregulares como constituyente de las rocas. Puede hallarse en cristales en las pegmatitas. Se distingue con certeza solamente con el microscopio. La amazonita verde es microclina.	ORTOSA (Monoclínico) MICROCLINA (Triclínico) Si_3AlO_8K
	{001} {010}	Incoloro, blanco, gris. A menudo presenta un bonito juego de colores	2,62 (albita) a 2,76 (anortita)	6	En masas exfoliables o en granos irregulares como constituyente de las rocas. Sobre la mejor exfoliación pueden verse una serie de estrías finas y paralelas, debidas a la macula de la albita; esto lo distingue de la ortosa.	PLAGIOCLASA Varias combinaciones de albita, Si_3AlO_8Na , y anortita. $Si_3Al_2O_8Ca$ Triclínico
	{110}	Blanco, gris, rosado, verde	3,15 a 3,20	$6\frac{1}{2}$ -7	En cristales prismáticos aplanados, estriados verticalmente. También masivo exfoliable. Variedad rosada, kunzita; verde, hiddenita. Se halla en las pegmatitas. Frecuentemente muestra separación según {100}.	ESPODUMENA Si_2AlO_8Li Monoclínico
	{110}	Blanco, verde, negro	3,1 a 3,5	5-6	En prismas con sección rectangular. A menudo en masas granulares cristalinas. Dióspido (incoloro, blanco, verde), egirina (pardo, verde), augita (verde oscuro a negro); son minerales formadores de rocas. Se caracterizan por su sección rectangular y su exfoliación.	GRUPO DE LOS PIROXENOS Esencialmente silicatos magnésicocálicomonoclínicos
	{110}	Gris pardo, verde, pardo bronceado, negro	3,2 a 3,5	$5\frac{1}{2}$	Cristales usualmente prismáticos pero raros. Comúnmente masivo, fibroso, lamelar Fe puede reemplazar al Mg y el mineral se oscurece.	ENSTATITA SiO_3Mg Rómbico

Exfoliación	Color	G.	H.	Particularidades	Nombre, composición, sistema cristalino	
Dos direcciones de exfoliación a cerca de 90°	{110}	Rojo rosado, rosado pardo	3,58 a 3,70	5½-6	Diagnóstico por el color. Usualmente masivo exfoliable a compacto. En granos de imbibición; en cristales grandes y rugosos con aristas redondeadas.	RODONITA SiO ₃ Mn Triclinico
	Dos direcciones de exfoliación A 55° y a 125°	{110}	Blanco, verde, negro	3,0 a 3,3	5-6	Cristales usualmente fibrosos alargados asbestiformes. Tremolita (blanco, gris, violeta) y actinolita (verde), son comunes en las rocas metamórficas. Hornblenda y arfvedsonita (verde oscuro a negro) son comunes en las rocas ígneas. El grupo se caracteriza por su gran ángulo de exfoliación.
{110}		Gris pardo, verde	2,85 a 3,2	5½-6	Un anfíbol. Son raros los cristales individuales. Comúnmente en agregados y masivo fibroso.	Antofilita Si ₄ O ₁₁ (OH)(Mg,Fe), Rómbico
{110}		Pardo, gris, verde, amarillo	3,4 a 3,55	5-5½	Brillo adamantino a resinoso en cristales delgados en forma de cuña. Exfoliación prismática difícil de ver.	ESFENA (Titanita) SiO ₃ TiCa Monoclinico
Seis direcciones de exfoliación dodecaédrica	{110}	Azul, gris, blanco, verde	2,15 a 2,30	5½-6	Masivo o en granos de imbibición; raramente en cristales. Un feldespatoide asociado con nefelina, nunca con cuarzo.	SODALITA Si ₄ O ₁₄ ClAl ₃ Na, Cúbico

2. Exfoliación no prominente

Color	G.	H.	Particularidades	Nombre, composición, sistema cristalino
Incoloro	2,26	7	Se presenta en cristales pequeños en las cavidades de las rocas volcánicas. Difícil de determinar sin ayuda óptica.	Tridimita SiO ₂ Seudo hexagonal
Incoloro o blanco	2,27	5-5½	Corrientemente en trapezoides con brillo vítreo. Una ceolita, que se halla llenando cavidades de las rocas ígneas.	ANALCIMA Si ₂ O ₆ AlNa · H ₂ O Cúbico
	2,32	7	Se presenta en agregados esféricos en rocas volcánicas. Difícil de determinar sin ayuda óptica.	Cristobalita SiO ₂ Seudo cúbico

BRILLO: NO METÁLICO

II. Raya incolora

D. Dureza: $> 5\frac{1}{2}$, < 7 . (No puede ser rayado por el cuchillo; lo puede rayar el cuarzo.)

2. Exfoliación no prominente. (Continuación.)

Color	G.	H.	Particularidades	Nombre, composición, sistema cristalino
Incoloro, amarillo, rojo, pardo, verde, gris, azul	1,9 a 2,2	5-6	Fractura concoidea. El ópalo precioso presenta juego interno de colores. La gravedad y dureza son menores que los del cuarzo de grano fino.	ÓPALO $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ Amorfo
Gris, blanco incoloro	2,45 a 2,56	5½-6	En cristales trapezoédricos embebidos en las rocas ígneas oscuras. No llena cavidades como la analcima.	LEUCITA $\text{Si}_2\text{AlO}_6\text{K}$ Seudocúbico
Incoloro, verde pálido, amarillo	2,8 a 3,0	5-5½	Corrientemente en cristales con muchas caras brillantes. Se presenta con las ceolitas, llenando cavidades de las rocas ígneas.	DATOLITA $\text{SiO}_2\text{Ca(OH)B}$ Monoclinico
Incoloro, blanco, amarillo pálido	2,97 a 3,02	7	En cristales prismáticos semejantes al topacio, pero diferenciándose de él por la ausencia de exfoliación. También en masas irregulares y cristales indistintos. Un mineral raro.	Danburita $\text{Si}_3\text{O}_8\text{CaB}_2$ Rómbico
Blanco, gris, verde claro a verde oscuro, pardo	2,65 a 2,74	5-6	En cristales prismáticos, granulares o masivos. Generalmente alterados. Exfoliación prismática oscura.	ESCAPOLITA Esencialmente silicato sódicoaluminocálcico Tetragonal
Incoloro, blanco, humoso, amatista. Colores varios cuando es impuro	2,65	7	Cristales con el prisma horizontalmente estriado terminando con pirámide.	CUARZO SiO_2 Romboédrico
Incoloro, gris, verde, rojo	2,55 a 2,65	5½-6	Brillo graso. Un constituyente de las rocas generalmente masivo. Raramente en prismas hexagonales. Exfoliación prismática pobre. Un feldespatóide.	NEFELINA $(\text{Al,Si})_3\text{O}_8(\text{Na,K})$ Hexagonal
Blanco, gris, amarillo verde	2,9 a 3,0	7	Comúnmente en cristales pequeños cúbicos aislados; menos frecuente en grupos.	Boracita $\text{B}_3\text{O}_6 \cdot \text{ClMg}_3$ Seudocúbico

Color	G.	H.	Particularidades	Nombre, composición, sistema cristalino
Amarillo claro, pardo, naranja	3,1 a 3,2	6-6½	Ocurre en cristales diseminados y en granos. Comúnmente en calizas cristalinas.	Condrodita (SiO ₂) ₂ (F,OH) ₂ Mg ₃ Monoclínico
Pardo claro, amarillo, rojo, verde	2,65	7	Brillo ceroso a mate. Comúnmente coloforno. Puede estar asociado o llenar cavidades.	CALCEDONIA SiO ₂ Cuarzo criptocristalino
Azul, verde, azulado, verde	2,6 a 2,8	6	Usualmente amorfo, en masas reniformes y estalactíticas.	TURQUESA (PO) ₂ Al ₂ Cu(OH) ₂ · 4H ₂ O Triclínico
Verde manzana, gris, blanco	2,8 a 2,95	6-6½	Reniforme y estalactítico con superficie cristalina. En grupos subparalelos de cristales tabulares.	PREHNITA Si ₂ O ₁₁ Al ₂ Ca ₂ (OH) ₂ Rómbico
Verde amarillo blanco azul, gris, pardo	3,9 a 4,2	5½	Masivo y en granos diseminados. Raramente en prismas hexagonales. Asociado con cincita roja y franklinita negra en Franklin (N. J.).	WILLEMITA SiO ₂ Zn ₂ Romboédrico
Violeta, azul, rosa	3,26 a 3,36	7	Se presenta en agregados fibrosos y masas aterciopeladas. La exfoliación es imperfecta, paralela a la fibra. Se parece a la turmalina. La exfoliación {100} es pobre.	Dumortierita Si ₃ O ₁₀ A ₃ B(OH) ₃ Rómbico
Verde oliva a gris, pardo	3,27 a 3,37	6½-7	Generalmente en granos diseminados en rocas ígneas básicas. Puede presentarse en masas granudas.	OLIVINO SiO ₂ (Mg,Fe)- Rómbico
Negro, verde, pardo, azul, rojo, rosa, blanco	3,0 a 3,25	7-7½	En cristales prismáticos delgados con sección triangular. Los cristales se pueden agrupar en grupos radiales. Se halla generalmente en pegmatitas. Comúnmente negro, los otros colores cuando asociado a minerales de litio.	TURMALINA (SiAlO ₃) ₃ Al ₃ WX ₃ B ₃ (O,OH,F) ₃ W = Na,Ca X = Al,Fe,Li,Mg Romboédrico
Verde, pardo, amarillo, azul, rojo	3,35 a 4,45	6½	En cristales prismáticos tetragonales con estrías verticales. Con frecuencia columnar y en masas granudas. Se encuentra en calizas cristalinas.	VESUBIANA (Idocrasa) Si ₂ O ₇ Ca ₁₀ Al ₁₀ (Mg,Fe) ₁₀ (OH) ₄ Tetragonal

BRILLO: NO METÁLICO

II. Raya incolora

D. Dureza: $> 5\frac{1}{2}$, < 7 . (No puede ser rayado por el cuchillo; lo puede rayar el cuarzo.)

2. Exfoliación no prominente. (Continuación.)

Color	G.	H.	Particularidades	Nombre, composición, sistema cristalino
Pardo de clavo, gris, verde, amarillo	3,27 a 3,35	6½-7	En cristales en cuña con las aristas finas. También en láminas.	AXINITA (SiO ₃) ₂ Al ₂ BCa ₂ (Mn,Fe)H Triclinico
Pardo rojizo a negro pardusco	3,65 a 3,75	7-7½	En cristales prismáticos; comúnmente en maclas de penetración cruciforme. Con frecuencia se altera la superficie y entonces es blando. Se halla en esquistos.	ESTAUROLITA (AlSi ₂)O ₃ Al ₂ (Fe"OH) Rómbico
Rojo pardusco, rojo de carne, verde oliva	3,16 a 3,20	7½	Cristales prismáticos con sección casi cuadrada. Una sección transversal puede mostrar una cruz negra (quiasolita). Se altera a mica y entonces se hace blando. Se encuentra en esquistos.	ANDALUCITA SiO ₂ Al ₂ Rómbico
Pardo, gris, verde, amarillo	3,4 a 3,55	5-5½	Brillo adamantino a resinoso. En finos cristales uniformes con aristas cortantes. La exfoliación prismática raras veces se ve.	TITANITA (Esfena) SiO ₂ TiCa Monoclinico
Pardo amarillento a rojizo	5,0 a 5,3	5-5½	En cristales aislados granulares. Generalmente en pegmatitas.	Monacita PO ₄ (Ce,La,Di) Monoclinico
Pardo a negro	6,8 a 7,1	6-7	Raras veces en cristales prismáticos maclados. Fibrosos con superficie reniforme. Granos rodados. Generalmente da una raya parda clara.	CASITERITA SnO ₂ Tetragonal
Pardo rojizo, a negro	4,18 a 4,25	6-6½	En cristales prismáticos estriados verticalmente. Con frecuencia acicular delgado. Cristales frecuentemente maclados. Es un constituyente de las arenas negras.	RUTILO TiO ₂ Tetragonal
Pardo a negro de betún	3,5 a 4,2	5½	Cristales frecuentemente tabulares. En masas y granos embebidos. Un mineral accesorio de las rocas ígneas.	Alanita (SiO ₂) ₂ R ₁ "R ₂ "OH R" = Ca,Ce,La,Na R'" = Al,Fe,Mn,Be,Mg Monoclinico

Color	G.	H.	Particularidades	Nombre, composición, sistema cristalino
Azul, raras veces incoloro	2,60 a 2,66	7-7½	En granos embebidos y en masas; se parece al cuarzo. Generalmente alterado y hojoso. Entonces se raya con el cuchillo.	Cordierita $\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_7\text{Mg}_2$ Rómbico (pseudo hexagonal).
Azul celeste oscuro	2,4 a 2,45	5-5½	Generalmente en masas. Asociado a los feldespatoideos y pirlita. Exfoliación dodecaédrica pobre.	LAZURITA $\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_7\text{Na}_{4-5}\text{S}$ Cúbico
Azul celeste	3,0 a 3,1	5-5½	Generalmente en cristales piramidales, que le distingue de la lazurita maciza. Es un mineral raro.	LAZULITA $(\text{PO}_4)_2\text{MgAl}_2(\text{OH})_2$ Monoclinico
Verde, azul, blanco, gris	2,15 a 2,3	5½-6	En masa o granos embebidos. Raras veces en cristales; es un feldespatoide que se asocia a la nefelina, nunca con cuarzo. Exfoliación dodecaédrica pobre.	SODALITA $\text{Si}_3\text{Al}_3\text{O}_{12}\text{Na}_4\text{Cl}$ Cúbico

E. Dureza: > 7. (No puede ser rayado por el cuarzo.)

1. Exfoliación prominente

Exfoliación	Color	G.	H.	Particularidades	Nombre, composición, sistema cristalino
Una dirección de exfoliación	{001} Incoloro, amarillo, rosado, azul, verde	3,4 a 3,6	8	Usualmente en cristales, también granular fino. Se halla en pegmatitas.	TOPACIO $\text{SiO}_3(\text{AlF})_2(\text{OH},\text{F})$ Rómbico
	{010} Pardo, gris, verdoso	3,23	6-7	En general en cristales prismáticos finamente alargados. Pueden estar en agrupaciones paralelas, columnares o fibrosas. Se halla en los esquistos.	SILIMANITA SiO_3Al_2 Rómbico
Dos direcciones de exfoliación	{110} Blanco, gris, rosado, verde	3,15 a 3,20	6½-7	En cristales prismáticos verticalmente estriados. También en masas exfoliables. Variedad rosada. kulzita; verde hiddenita. Se halla en pegmatitas. Frecuentemente muestra buena rotura según {100}.	ESPODUMENA $(\text{SiO}_3)_2\text{Al}(\text{Li},\text{Na})$ Monoclinico
Tres o más direcciones de exfoliación	{010} Incoloro, azul {110} pálido, gris	3,09	8	Comúnmente en cristales tabulares o prismáticos en los esquistos.	Lawsonita $\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2\text{CaAl} \cdot \text{H}_2\text{O}$ Rómbico

BRILLO: NO METÁLICO

II. Raya incolora

E. Dureza: > 7. (No puede ser rayado por el cuarzo.)

1. Exfoliación prominente. (Continuación.)

Exfoliación	Color	G.	H.	Particularidades	Nombre, composición, sistema cristalino
Cuatro direcciones de exfoliación	{111} Incoloro, amarillo, rojo, azul, negro	3,5	10	Brillo adamantino. En cristales octaédricos, frecuentemente maclados. Las caras pueden estar curvadas.	Diamante C Cúbico
No exfoliable. Rotura romboédrica y basal	Incoloro, gris, azul, rojo, amarillo, pardo, verde	3,95 a 4,1	9	Brillo adamantino a vítreo. Partido en fragmentos puede parecer casi cúbico. En cristales en forma de barril rugoso.	CORINDÓN Al_2O_3 Romboédrico

2. Exfoliación no prominente

Color	G.	H.	Particularidades	Nombre, composición, sistema cristalino
Incoloro, blanco, humoso, amatista. Coloreado variadamente cuando impuro	2,65	7	Cristales con estriación horizontal sobre el prisma: terminados con pirámide.	CUARZO SiO_2 Romboédrico
Incoloro, blanco, amarillo pálido	2,97 a 3,02	7	En cristales prismáticos parecidos al topacio, pero diferenciándose por la falta de exfoliación. También en masas irregulares y cristales indistintos. Un mineral raro.	Damburita $Si_2O_6B_2Ca$ Rómbico
Blanco incoloro	2,97 a 3,0	7-8	En pequeños cristales romboédricos. Un mineral raro.	Fenacita SiO_3Be_2 Romboédrico
Blanco, y también cualquier color	3,95 a 4,1	9	Brillo adamantino a vítreo. Roto en fragmentos puede parecer casi cúbico. En cristales de forma de barril rugosos.	CORINDÓN Al_2O_3 Romboédrico

Color	G.	H.	Particularidades	Nombre, composición, sistema cristalino
Rojo, negro, lavanda, azul, verde, pardo	3,6 a 4,0	8	En octaedros; comúnmente maclado. Asociado con calizas cristalinas.	ESPINELA Al_2O_3Mg Cúbico
Azul, verde, amarillo, rosado, incoloro	2,75 a 2,8	7 ½-8	Comúnmente en prismas hexagonales terminados por la base; caras piramidales raras. Cristales grandes en algunos lugares. Exfoliación basal pobre.	BERILO $Si_4O_{10}Al_3Be_2$ Hexagonal
Amarillento a verde esmeralda	3,65 a 3,8	8 ½	En cristales tabulares frecuentemente maclados; pseudo hexagonal. Se halla en pegmatitas.	CRISOBERILO Al_2O_3Be Rómbico
Verde, pardo, azul, rojo, rosado, blanco, negro	3,3 a 3,25	7-70	En cristales prismáticos, finos, de sección triangular. Pueden estar en grupos radiales. Se hallan frecuentemente en pegmatitas. Los más comunes son negros; los otros colores van asociados con minerales de litio.	TURMALINA $(Si_3AlO_9)_3Al_3WX_3B_3(O,OH,F)_4$ Romboédrico
Verde, gris, blanco	3,3 a 3,5	6 ½-7	Masivo, compacto, exfoliación prismática pobre, en ángulo casi de 90°. Un piroxeno.	Jadeíta Si_2O_6AlNa Monoclinico
Oliva a verde gris, pardo	3,27 a 3,37	6 ½-7	Usualmente en granos diseminados en rocas ígneas básicas. Puede encontrarse en forma masiva granular.	OLIVINO $SiO_2(Mg,Fe)_2$ Rómbico
Verde, pardo, amarillo, azul, rojo	3,35 a 3,45	6 ½	En cristales prismáticos cuadrados estriados verticalmente. A menudo masivo granular y columnar. Se halla en calizas cristalinas.	IDOCRASA (Vesubianita) $Si_4O_{10}(OH)_4Al_2(Mg,Fe)_2Ca_{10}$ Tetragonal
Verde oscuro	4,55	7 ½-8	En octaedros estriados. Una espínela.	Gahnita Al_2O_3Zn Cúbico
Pardo rojizo a negro	6,8 a 7,1	6-7	Raramente en cristales prismáticos maclados. Fibroso, con superficie reniforme. En granos redondeados. Usualmente de raya pardo clara.	CASITERITA SnO_2 Tetragonal

BRILLO: NO METÁLICO

II. Raya incolora

E. Dureza: > 7. (No puede ser rayado por el cuarzo.)

2. Exfoliación no prominente, (Continuación.)

Color	G.	H.	Particularidades	Nombre, composición, sistema cristalino
Pardo rojizo, rojo fresco, verde oliva	3,16 a 3,20	7½	Cristales prismáticos con sección casi cuadrada; esta sección puede presentar una cruz negra (quiasfolita). Puede estar alterada a mica, entonces es blanda. Se halla en los esquistos.	ANDALUCITA SiO_2Al_2 Rómbico
Pardo clavo, verde amarillito, gris	3,27 a 3,35	6½-7	En cristales en forma de cuña con aristas cortantes. También Jamihar.	AXINITA $(\text{SiO}_2)_2\text{Al}_2\text{BH}$ (Ca, Mn, Fe) ₂ Triclínico
Rojo pardo a negro castaño	3,65 a 3,75	7-7½	En cristales prismáticos; comúnmente en maclas cruciformes de penetración. Frecuentemente alterado en la superficie y entonces blando. Se halla en esquistos.	ESTAUROLITA $\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})\cdot\text{Al}_2\text{Fe}''$ Rómbico
Castaño, rojo, gris, verde, incoloro	4,68	7½	Usualmente en pequeños prismas truncados por la pirámide. Un mineral secundario en las rocas ígneas. Se halla en granos redondeados en las arenas.	CIRCÓN SiO_2Zr Tetragonal
Usualmente castaño a rojo. También amarillo, verde, rosado	3,5 a 4,3	6-7½	Usualmente en dodecaedros o trapezoides o combinación de los dos. Un mineral secundario en las rocas ígneas y en las pegmatitas. Comúnmente, en las rocas metamórficas. Como arena.	GRANATE $(\text{SiO}_2)_3\text{R}_2''\text{R}_2'''$ $\text{R}'' = \text{Ca, Mg, Fe, Mn}$ $\text{R}''' = \text{Al, Fe, Ti, Cr}$ Cúbico

MINERALES ORDENADOS SEGUN SU PESO ESPECIFICO

G.	Nombre	G.	Nombre	G.	Nombre
0,917	Hielo	2,6-2,79		3,0-3,2	Magnesita
1,6	Carnalita			3,0-3,1	Margarita
1,7	Bórax	2,55-2,65	Nefelina	3,0-3,25	Turmalina
1,75	Epsomita	2,6-2,63	Caolinita	3,0-3,3	Tremolita
1,95	Kernita	2,62	Albita	3,09	Lawsonita
1,96	Ulexita	2,60-2,66	Cordierita	3,1-3,2	Condrodrita
1,99	Silvina	2,58-2,68	Vivianita	3,15-3,20	Apatito
		2,65	Oligoclasa	3,15-3,20	Espodumena
		2,65	Cuarzo	3,16-3,20	Andalucita
2,0-2,19		2,69	Andesina	3,18	Fluorita
		2,6-2,8	Alunita		
2,0-2,55	Bauxita	2,6-2,8	Turquesa	3,2-3,39	
2,0-2,4	Crisocola	2,71	Labrador		
2,0	Sepiolita	2,65-2,74	Escapolita	3,1-3,3	Escorodita
2,05-2,09	Azufre	2,72	Calcita	3,2	Hornblenda
2,05-2,15	Chabasita	2,6-2,9	Clorita	3,23	Sillimanita
1,9-2,2	Ópalo	2,62-2,76	Plagioclasa	3,2-3,3	Diópsido
2,09-2,14	Nitro	2,6-2,9	Colofana	3,2-3,4	Augita
2,1-2,2	Estilbita	2,74	Bitownita	3,25-3,37	Clinozoisita
2,16	Halita	2,7-2,8	Pectolita	3,26-3,36	Dumortierita
2,12-2,30	Calcantita	2,7-2,8	Talco	3,27-3,35	Axinita
2,18-2,20	Heulandita	2,70-2,85	Glauberita	3,27-3,37	Olivino
		2,76	Anortita	3,2-3,5	Enstatita
		2,75-2,8	Berilo		
2,2-2,39		2,78	Polihalita	3,4-3,59	
				3,3-3,5	Jadelta
2,12-2,30	Calcantita	2,8-2,99		3,35-3,45	Diaspora
2,0-2,4	Crisocola			3,35-3,45	Epidota
2,2	Serpentina	2,6-2,9	Colofana	3,35-3,45	Idocrasa
2,25	Natrolita	2,8-2,9	Pirofillita	3,4-3,5	Hemimorfita
2,26	Tridimita	2,8-2,9	Wollastonita	3,45	Arfvedsonita
2,27	Analcima	2,85	Dolomita	3,40-3,55	Egirina
2,29	Nitratina	2,86	Flogopita	3,4-3,55	Esfena
2,30	Cristobalita	2,76-3,1	Moscovita	3,48	Rejalgar
2,30	Sodalita	2,8-2,95	Prehnita	3,42-3,56	Triflina
2,3	Grafito	2,8-3,0	Datolita	3,49	Oropimente
2,32	Yeso	2,8-3,0	Lepidolita	3,4-3,6	Topacio
2,33	Wavellita	2,89-2,98	Anhidrita	3,5	Diamante
2,3-2,4	Apopillita	2,9-3,0	Boracita	3,45-3,60	Rodocrosita
2,39	Brucita	2,95	Aragonito		
		2,95	Eritrita	3,6-3,79	
		2,8-3,2	Biotita	3,5-4,2	Alanita
2,4-2,59		2,95-3,0	Criolita	3,5-4,3	Granate
		2,97-3,00	Fenacita	3,6-4,0	Espinela
				3,56-3,66	Cianita
2,0-2,55	Bauxita			3,58-3,70	Rodonita
2,42	Colemanita	3,0-3,19		3,65-3,75	Estaurolita
2,4-2,45	Lazurita			3,7	Estroncionita
2,45-2,50	Leucita	2,97-3,02	Danburita	3,65-3,8	Crisoberilo
2,2-2,8	Garnierita	2,85-3,2	Antofillita	3,75-3,77	Atacamita
2,54-2,57	Microclina	3,0-3,1	Amblygonita	3,77	Azurita
2,57	Ortocla	3,0-3,1	Lazulita		

MINERALES ORDENADOS SEGÚN SU PESO ESPECÍFICO

G.	Nombre	G.	Nombre	G.	Nombre
3,8-3,99		4,75	Pirolusita	6,0-6,49	
3,7-4,7	Psilomelana	4,6-4,76	Covelina	5,9-6,1	Crocoita
3,6-4,0	Espinela	4,62-4,73	Molibdenita	5,9-6,1	Scheelita
3,6-4,0	Limonita	4,68	Circón	6,0	Cuprita
3,83-3,88	Siderita			6,07	Arsenopirita
3,5-4,2	Alanita	4,8-4,99		6,0-6,2	Polibasita
3,5-4,3	Granate	4,6-5,0	Pentlandita	6,2-6,3	Esteraanita
3,9	Antlerita	4,6-5,1	Tetraedrita-	6,2-6,4	Anglesita
3,9-4,03	Malaquita		Tennantita	5,3-7,3	Columbita
3,95-3,97	Celestina	4,89	Marcasita	6,33	Cobaltina
		4,9	Greenockita		
4,0-4,19				6,5-6,99	
3,9-4,1	Blenda	5,0-5,19		6,5	Escuterudita
4,02	Corindón	5,02	Pirita	6,55	Cerusita
3,9-4,2	Willemita	4,8-5,3	Oligisto	6,78	Bismutina
		5,06-5,08	Bornita	6,5-7,1	Piromorlita
		5,15	Franklinita	6,8	Wulfenita
4,2-4,39		5,0-5,3	Monacita	6,7-7,1	Vanadinita
4,1-4,3	Calcopirita	5,18	Magnetita	6,8-7,1	Casiterita
3,7-4,7	Psilomelana				
4,18-4,25	Rutilo	5,2-5,39		7,0-7,49	
4,3	Witherita			7,0-7,2	Mimetita
4,3	Manganita	5,4-5,59		7,0-7,5	Wolframita
4,37	Goethita			7,3	Argentita
4,35-4,40	Smithsonita	5,5	Millerita		
		5,5 ±	Querargirita	7,5-7,99	
		5,55	Proustita	7,4-7,6	Galena
4,4-4,59				7,3-7,9	Hierro
4,4	Estannina	5,6-5,79		7,78	Níquelina
4,43-4,45	Enargita				
4,5	Baritina	5,5-5,8	Calcosina	> 8,0	
4,55	Gahnita	5,68	Cincita	8,0-8,2	Silvanita
4,52-4,62	Estibina	5,7	Arsénico	8,10	Cinabrio
		5,5-6,0	Jamesonita	8,9	Cobre
		5,3-7,3	Columbita	9,0-9,7	Uraninita
4,6-4,79				9,35	Calaverita
3,7-4,7	Psilomelana	5,8-5,99		9,8	Bismuto
4,6	Cromita			10,5	Plata
4,58-4,65	Pirrotina	5,8-5,9	Bournonita	15,0-19,3	Oro
4,7	Ilmenita	5,85	Pirargirita	14-19	Platino