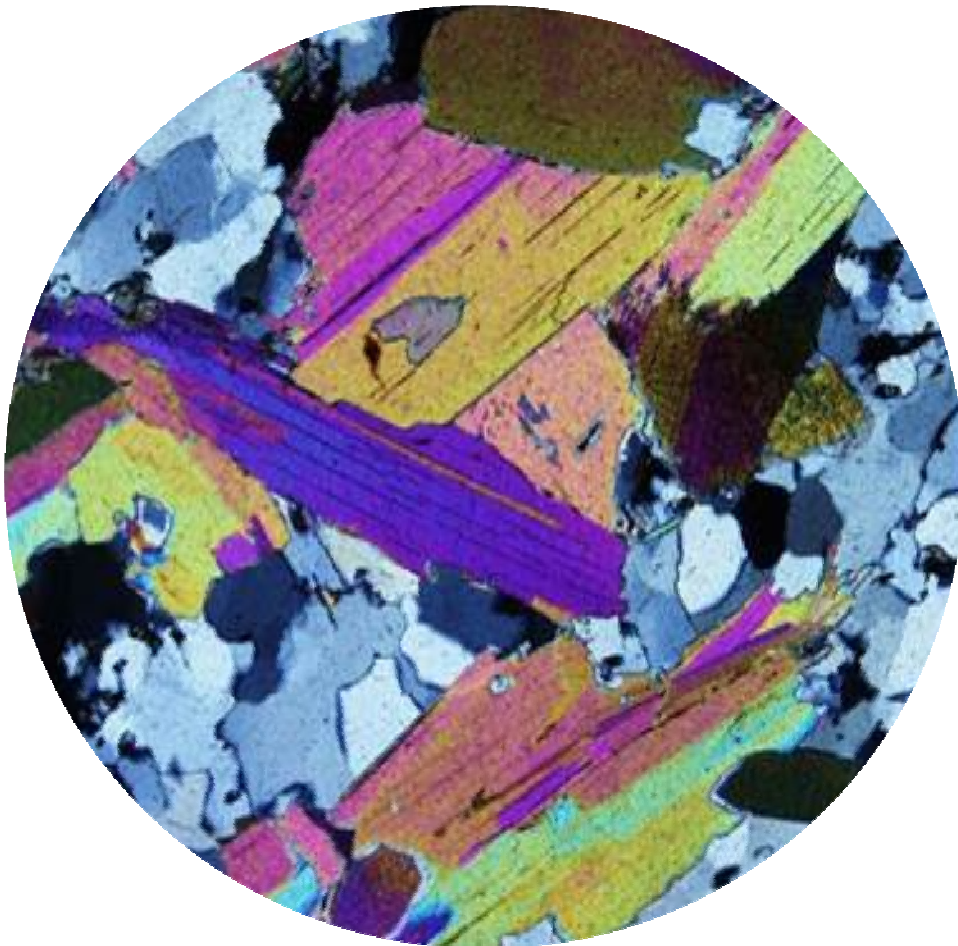




Facultad de Tecnología y Cs Aplicadas
Licenciatura en Geología

CUADERNO DOCENTE 2015

MINERALOGIA I



CRISTALOGRAFIA Y OPTICA MINERAL

Universidad Nacional de Catamarca – Secretaría de Ciencia y Tecnología
-Editorial Científica Universitaria-

ISBN: 978-987-661-203-6



INTRODUCCIÓN

El presente trabajo ha sido realizado tras haber compartido la experiencia de aprender y enseñar Mineralogía en el Laboratorio de Microcopia de Yacimientos, por muchos años para alumnos de la carrera de la Licenciatura de Geología. El objetivo principal, es poner a disposición un cuaderno de estudio con el fin de manejar la información compilada y específica con un enfoque más sencillo, posiblemente más práctico. Así mismo, un objetivo indirecto sería la materialización en el deseo de retribuir la Facultad de Tecnología, de esta manera, todo el conocimiento ejercido durante los años de tránsito en la vida académica.

El curso consta de dos partes esenciales la Cristalografía morfológica y la Óptica mineral. Los contenidos temáticos están en estrecha relación con el estado cristalino, las leyes de la cristalografía, propiedades del homogéneo mineral y procedimientos de identificación de los constituyentes formadores de rocas y/o formadores de yacimientos.

Este compilado es una herramienta nueva que, estando al alcance de los alumnos ofrece un rasgo muy particular, la presentación en colores y una guía de desarrollo de las prácticas.

El curso de Mineralogía, está estructurado en diez capítulos, cinco de ellos en relación con el estudio de la geometría de los cristales y los restantes con metodologías, métodos y técnicas instrumentales de reconocimiento macro-microscópico mineral.

Cada capítulo, contiene actividades independientes de aplicación práctica, con resolución de problemas experimentales, mediante los cuales el alumno investigara de forma individual. Incluyen actividades de ejercitación de la simetría, medidas de ángulos diedros y representación en dibujos de proyección estereográfica de distintas



formas cristalinas que se construyen símiles a minerales, pueda conocer las clases y sistemas cristalinos al cual pertenece.

Los gráficos, apartados de cuadros e imágenes que se detallan en los capítulos, corresponden a trabajos extraídos desde páginas web especializadas y bibliográficas incluidas como material recomendado de consulta directa.

El curso se realiza en el segundo año de la carrera de la Licenciatura en Geología, tiene carácter obligatorio y cuenta con la base que los alumnos han aprendido de las asignaturas, Introducción a la Geología, Química y Física, los principios específicos para el entendimiento y comprensión de los temas que a continuación se presentan.

Profesor: Mgtr. Lic. Ana Ingrid Ovejero

Colaboradores

Revisor: Lic. Elisa María de los Ángeles Achá

Auxiliar Alumno: Aldana Sueiro

-Editorial Científica Universitaria-

ISBN: 978-987-661-203-6



CAPITULO 1 INTRODUCCIÓN

1.1. Mineralogía. Concepto. 1.2. Divisiones de la Mineralogía. 1.3. Importancia de los minerales. 1.4. Definición de mineral. 1.5. Clasificación de minerales.

1.1. Mineralogía General

La Mineralogía es una ciencia de la Geología dedicada al estudio de la estructura cristalina y las propiedades intrínsecas de los minerales. Aborda el conocimiento específico de la morfología geométrica y relación con las propiedades ópticas, que conducen al conocimiento de minerales petrogenéticos y de mena.

1.2. Divisiones de la Mineralogía

La Mineralogía abarca distintas ramas que están orientadas al conocimiento físico - químico constituyen una importante ayuda para identificarlos y caracterizarlos:

Mineralogía Física: La mayor parte de las propiedades físicas pueden reconocerse a simple vista o determinarse por medio de pruebas sencillas como el rayado, color, fractura, clivaje, dureza, lustre, densidad relativa y fluorescencia o fosforescencia.

Mineralogía Química: Trata de identificar la composición química de los minerales, una propiedad importante para distinguirlos entre sí. Sus componentes químicos también pueden determinarse también por medio de análisis de rayos X.

Cristalografía: Estudia el estado cristalino y formación de los minerales en distintos sistemas cúbico o isométrico, hexagonal, tetragonal, ortorrómbico, monoclinico y triclinico.



1.3. Importancia de los minerales

El interés que tiene los minerales radica en el estudio de sus componentes y propiedades, según si constituyen minerales formadores de rocas y/o formadores de yacimientos

Los minerales formadores de rocas están caracterizados por ser de aspecto no metálico y ópticamente ante la luz como transparentes. Los constituyentes minerales en una roca pueden ser esenciales, accesorios y secundarios. Son esenciales cuando su presencia es necesaria para definir y caracterizar la roca. Los minerales accesorios son aquellos cuya presencia en cantidades pequeñas o ausencia no afecta sensiblemente el carácter de una roca y los minerales secundarios son aquellos productos de alteración de los minerales esenciales y/o accesorios.

Así, por ejemplo, el granito es una roca formada por tres minerales principales de cuarzo, feldespato (potásico y calco-sódico), y algún mineral de hierro y/o magnesio, como micas o anfíboles. Como minerales accesorios pueden ser minerales circón, rutilo o apatita, y los minerales de alteración por ejemplo las cloritas, sericita y caolín. Los minerales de mena, son aquellos que pueden ser un elemento químico o más concretamente un metal (ópticamente opaco), que produce un rendimiento económico. Si un mineral no tiene valor económico recibe el nombre de ganga.

La importancia de los minerales desde las propiedades intrínsecas o propias, radica en los distintos usos o destino de los mismos.

En términos industriales por ejemplo los recursos No Metálicos se destinan a la construcción, los minerales de yeso y caliza son la materia prima para la fabricación de cal y el cemento; el mineral de bauxita para hacer láminas de aluminio, el mineral de hematita y



ocre en pigmentos y pinturas. Los distintos tipos de cuarzo y silicatos como feldespatos elaboran el vidrio; los nitratos y fosfatos son utilizados como abono en agricultura y los minerales que entran en la categoría de piedras preciosas o semipreciosas, se destinan para joyas, piezas de colección y ornamentación. El segundo grupo definido en importancia corresponden a los minerales metálicos, que constituyen la fuente de obtención de los diferentes materiales con base tecnológica de la moderna civilización y se usan para fabricar múltiples productos industriales, desde herramientas de perforación, ordenadores, celulares, etcétera.

Casi todos los objetos que usamos diariamente, utilizan materia prima mineral, salvo la madera. Ellos, se disponen configurando una estructura de átomos, iones y moléculas, de manera ordenada y simétrica, desarrollando propiedades específicas físicas y químicas, que permiten obtener productos comerciales con beneficio de la sociedad. Como ejemplo, el mineral de cuarzo es utilizado por sus propiedades físicas para obtener el vidrio, la fibra óptica y los paneles de celdas fotovoltaicas, entre otras aplicaciones.

1.4. Definición de mineral

Las definiciones varían frecuentemente de un manual a otro, sin resultar alguna decisiva, por ello se presentan a continuación algunas definiciones que fueron consideradas a priori válidas para la cátedra.

La palabra mineral se deriva del latín "minare", que significa practicar la minería.



Brush & Penfield (1898) habla de especie mineral como compuestos químicos diferentes que ocurren en la naturaleza inorgánica, tiene una estructura molecular o sistema de cristalización y propiedades físicas bien definidas.

Sinkankas (1966) establece una distinción unos de otros por las características individuales que surgen directamente de los tipos de átomos que contienen y las disposiciones que estos átomos dentro de ellos

Mason et al (1968) señala como un sólido homogéneo de origen natural, inorgánicamente formado, con una composición química definida y una disposición atómica ordenada.

Donoghue O. (1990) define que son sustancias naturales, inorgánicas con una composición química definida y propiedades físicas predecibles

Para Dana y Ford (1932) es un cuerpo producido por los procesos de la naturaleza inorgánica, por lo general tienen una composición química definida y, de ser formados en condiciones favorables, adquieren una cierta característica de la estructura atómica que se expresa en su forma cristalina y en sus propiedades físicas.

Níckel E. H. (1995) define un mineral como un compuesto o elemento químico, que normalmente es cristalino y que se ha formado como resultado de procesos geológicos. La expresión de *elemento o compuesto químico*, como oro o rutilo (TiO_2), por ejemplo, es *normalmente cristalino*, enuncia una ambigüedad si es una sustancia mineral o no. Y cuando se indica un "*proceso geológico*", hace referencia a la formación en el tiempo de millones de años, debido a que hombre puede producir sintéticamente muchas sustancias



idénticas a las naturales; sin embargo, tales sustancias no se consideran minerales.

Klein y Hulbut (2006) define un mineral como un *sólido homogéneo*, por *naturaleza*, con una *composición química definida*, generalmente no fija, con *disposición atómica ordenada* y normalmente formada mediante *un proceso inorgánico*. Una expresión muy completa, y se desglosa su significado para su comprensión.

La cualidad de *sólidos* excluye a líquidos y gases, el carácter *homogéneo* significa que es una sustancia única sólida que no puede ser subdividida físicamente en simples componentes químicos. Esto también depende de la escala a la que realizamos la observación, así materiales homogéneos a simple vista pueden estar compuestos de intercrecimientos de varios minerales.

La referencia de *por naturaleza*, expresa un proceso geológico que es natural, lo contrario si se ha producido en el laboratorio, instrumentado por el hombre, por lo que es artificial.

La composición química definida indica que este puede expresarse mediante una fórmula química específica. Ej: rutilo TiO_2 ; y *generalmente no fija*, se refiera a que la mayoría de los minerales no tienen una composición perfectamente definida, pudiendo oscilar en muchos casos entre ciertos límites que abarcan las series que tienen composiciones químicas parecidas y la misma estructura cristalina, u otras sustancias que presentan la misma composición química y estructura atómica diferente de los isomorfos y polimorfos respectivamente.

Series isomorfas forsterita $Mg_2 (SiO_4)$ – fayalita $Fe_2 (SiO_4)$ del olivino $(Mg, Fe)_2(SiO_4)$



Una *disposición atómica* ordenada refiere a la existencia estructural de un entramado de átomos o iones, ordenados según un modelo geométrico regular. Este es el criterio para considerar un sólido cristalino.

La palabra *normalmente* se utiliza para poder incluir los compuestos producidos orgánicamente que se acoplan a la definición de mineral, las pseudofosforitas.

La sal común que se obtiene por *cristalización de salmueras* en la industria salinera. El *azufre comercial* que se obtiene por fusión y recristalización del mineral azufre extraído de los *yacimientos*. Las *gemas*, como los diamantes, esmeraldas y rubíes sintéticos. El petróleo se lo considera una mezcla natural de hidrocarburos resultantes de la descomposición de la materia orgánica, todos ellos no son minerales.

1.5. Clasificación de los minerales

Se conocen más de 4200 especies minerales y unos 200 son los más comunes. Para clasificar los minerales se utilizan habitualmente dos criterios: 1) La composición química, que determina en gran medida los grandes grupos en que se dividen los minerales y 2) La estructura de la red cristalina.

1) *Por la composición química*: Una de las clasificaciones más utilizadas en Mineralogía fue elaborada con algunas modificaciones por Strunz, se encuentra en uso y es universalmente aceptada. Divide a los minerales en 9 clases.



<u>Clase</u>	<u>Nº de especies aprox.</u>	<u>Ejemplos</u>
1. Elementos	50	Oro, Azufre
2. Sulfuros	300	Pirita, Galena
3. Halogenuros	100	Fluorita, Sal Gema
4. Óxidos e Hidróxidos	250	Hematita, Rubí
5. Carbonatos, Nitratos, Boratos	200	Calcita, Dolomita
6. Sulfatos	200	Yeso, Baritina
7. Fosfatos	350	Apatito, Monazita
8. Silicatos	500	Feldespatos, Micas, Cuarzo
9. Sustancias orgánicas	20	Ámbar

Tabla 1. Clasificación de minerales según su composición química

2) *La estructura de la red cristalina:* se relaciona con un sistema de coordenadas, formados de parámetros y ángulos, clasificados en seis o siete sistemas cristalinos: cúbico, tetragonal, hexagonal, trigonal o romboédrico, monoclinico, ortorrómbico y triclinico

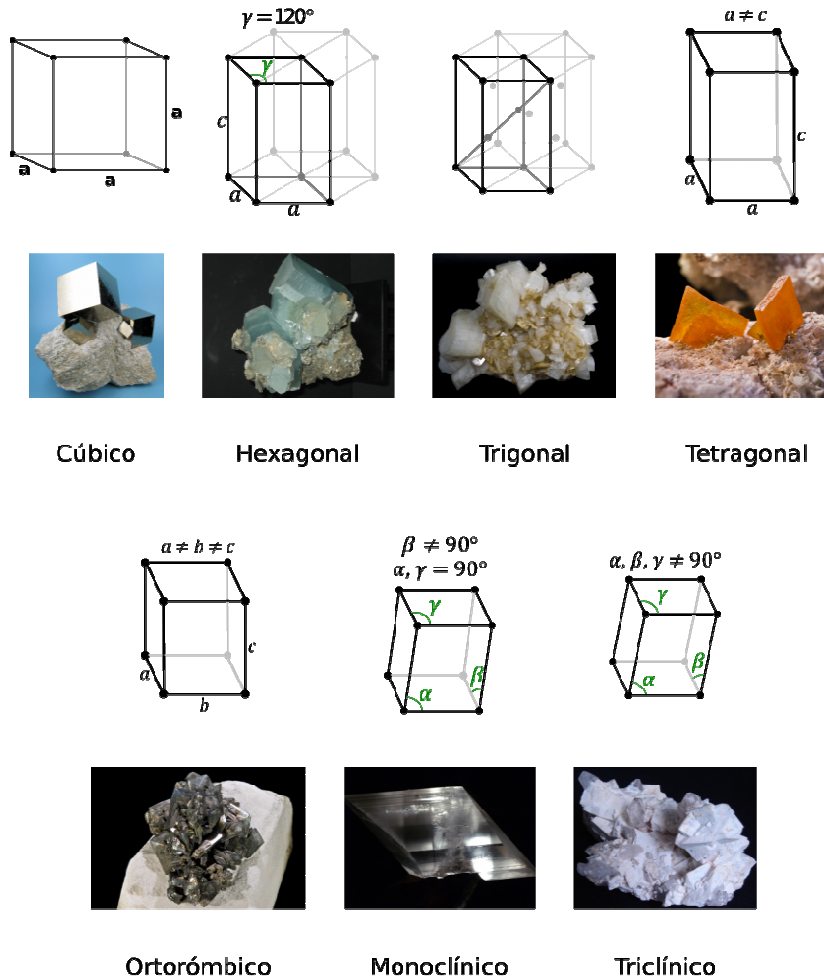


Figura 1. Sistemas cristalinos y ejemplos minerales

Cada cristal, cuya forma externa pertenece a un determinado sistema, está integrado por una única celda unidad repetida millones y millones de veces. El conjunto de las 14 celdas más simples se denomina retículas de Bravais. En un cristal de sal de cocina (un cubo de un milímetro de lado) hay millones y millones de celdas unidades cúbicas formadas por átomos de cloro y de sodio que se alternan en las tres direcciones del espacio.



Bibliografía Recomendada

-Cornelis Klein, Cornelius S. Hurlbut (2006). Manual de Mineralogía basado en la obra de J.D. Dana (4ª edición). Editorial Reverté.

-Phillips, W. J. (1982) Fundamentos de Mineralogía para Geólogos Editorial LIMUSA. México.

ACTIVIDAD INDEPENDIENTE 1

1. Realice una búsqueda de palabras claves y conceptos que estén en relación con la asignatura, en páginas web y/o internet.
2. Investigue y describa minerales silicatados y no silicatados, significado de clase/grupos, composición química, sistema cristalino y ambiente de formación.
3. Caracterice las propiedades macroscópicas y microscópicas de los grupos de minerales como óxidos, sulfuros, silicatos y sales.



RESOLUCIÓN PRÁCTICA N°: 1

Tema: Reconocimiento de Minerales formadores de rocas y de mena

Objetivo General: Reconocer minerales de rocas e interpretar el concepto de mineral mediante el análisis macroscópico de muestras de mano, en base a conocimientos previos teóricos y a la consulta bibliográfica.

Objetivos Específicos Diferenciar minerales según grupos de sales, Óxidos, Silicatos y sulfuros

Conocimientos previos recomendados: Mineralogía. Concepto. Divisiones de la Mineralogía. Importancia de los minerales. Definición de mineral. Clasificación de minerales.

Resolución de problemas:

- Analice correctamente conceptos mineralógicos.
- Emplee adecuadamente términos de la Mineralogía.
- Diferencie minerales de rocas.
- Diferencie minerales Metálicos y No Metálicos.

Desarrollo Práctico

- Observe detenidamente las muestras de mano y en base a sus conocimientos separe minerales y rocas.
- Reconozca los grupos de óxidos, silicatos, sulfuros y sales.
- Caracterice los minerales según propiedades distintivas, indique el sistema cristalino y composición química.
- Construya un cuadro de 50 minerales silicatados y 50 minerales no silicatados.



CAPITULO 2 CRISTALOGRAFÍA

2.1. Definición 2.2. Cristal. 2.3. Proceso de Cristalización. 2.4 Estado de la materia, cristalino y amorfo. 2.5 Propiedades de la materia cristalina. 2.6. Redes Cristalinas. Construcción de redes cristalinas 2.7. Redes planas o bidimensionales 2.8. Simetría de los Cristales. 2.9 Redes de Bravais o Tridimensionales.

2.1. Cristalografía

La Cristalografía es la ciencia que estudia las formas o estructuras cristalinas. Se basa en el conocimiento de la *Cristalografía Geométrica*, que se ocupa del estudio de la forma externa de los cristales, las leyes geométricas y representación de la simetría cristalina. Se relaciona con: la *Cristaloquímica*, que estudia la disposición estructural de los átomos o iones y las uniones entre las partículas de la estructura cristalina; la *Cristalografía Estructural*, que entiende la determinación de la geometría interna con utilización del equipo de difracción de rayos X; y la *Cristalofísica* o *Mineralogía Descriptiva*, que estudia el comportamiento de propiedades físicas y atómico.

2.2. Definición de Cristal

J.D Dana (1960), define un cristal como a *un sólido homogéneo que posee un orden interno tridimensional de largo alcance*. Significa que tiene un alto ordenamiento a escala atómica de las partículas que son integrantes, y ello representa externamente a una forma poliédrica, limitado por caras planas.

Las caras del cristal constituyen el lugar geométrico *de los puntos donde equilibran las fuerzas que ejerce el cristal para atraer moléculas y repulsión de otra para cristalizar*, en general los cristales

no son perfectos y, en su mayoría, están distorsionados con imperfecciones y defectos, pero así mismo son considerados como regulares.

2.3. Proceso de cristalización

La *cristalización* es un proceso por el cual se forma un sólido cristalino. Puede suceder por distintos caminos, mediante solidificación de materiales fundidos a partir de un magma (formación de minerales de cuarzo, ortosa y micas en un granito) o por sublimación de un gas a sólido (formación de azufre a partir de gases de fumarolas volcánicas), y por precipitación de una disolución saturada (sales en salinas y salares), con formación de cristales a partir de ciertas reacciones químicas.

Se observa en la figura 2, que los sólidos cristalinos al iniciar el desarrollo y/o crecimiento de los cristales adoptan estructuras internas geométricas en líneas rectas y planos paralelos.

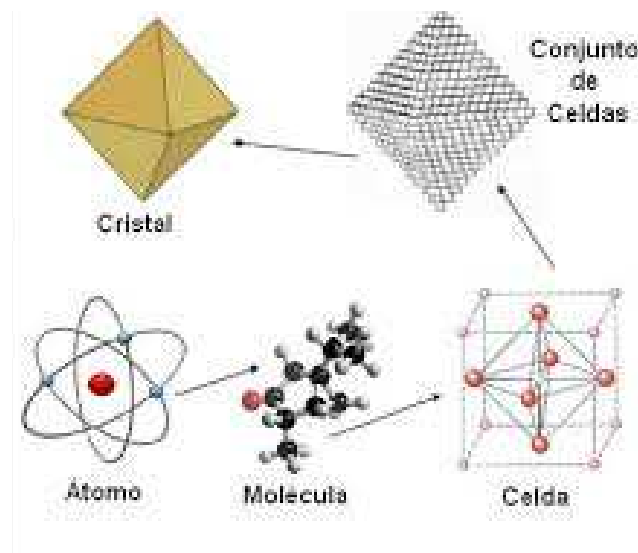


Figura 2. Núcleos de átomos y/o moléculas inician el crecimiento del cristal.

Licenciatura en Geología

El aspecto externo de un cristal depende de las condiciones del medio

1) *Composición química*: si el sólido es una sustancia, simple o un compuesto, puede contener impurezas que alteran la estructura cristalina y otras propiedades como la consistencia, el color etcétera.

2) *Temperatura y presión*: ambas variables influyen en la formación de los cristales y su crecimiento, por lo general los cristales se forman en condiciones de alta presión y elevadas temperaturas.

3) *Espacio y tiempo*: el crecimiento de un cristal puede verse limitado por ambos, especialmente por el primero, ya que a menudo la falta de espacio es responsable del aspecto imperfecto que ofrecen algunos cristales en su apariencia externa.

En función de cómo se combinan los factores de la cristalización se reconocen distintos tipos de sustancias cristalinas:

- Macrocrystalina si los cristales se ven a simple vista.
- Microcrystalina los cristales se reconocen con microscopio petrográfico.
- Criptocrystalina los cristales y la estructura cristalina se reconocen por difracción de Rayos X.

2.4. Estados de la Materia. Cristalino y Amorfo

La materia cristalina se considera, como aquel compuesto y/o elemento que tiene masa y peso, ocupa espacio, requiere la acción de una fuerza para ser movida y está dotada de propiedades físicas y químicas.

La materia puede presentarse en tres estados, el gaseoso, líquido y sólido. La diferencia entre un estado y otro radica en el movimiento de sus partículas componentes (átomos, iones y moléculas) se mantengan unos respecto a otros.

Licenciatura en Geología

Los gases los hacen de manera desordenadas, los líquidos tienen orden a corta distancia y el sólido o materia cristalina, los elementos constitutivos, se repiten de manera ordenada y paralela y cuya distribución en el espacio muestra ciertas relaciones de simetría, figura 3.

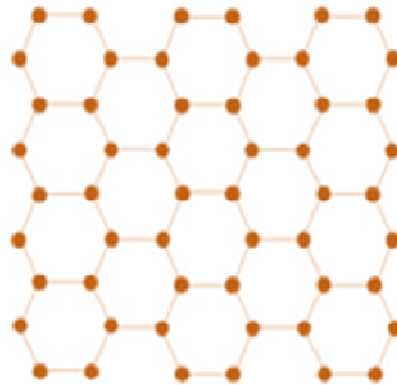


Figura 3. Modelo atómico de la estructura cristalina (cristal).

Esta característica del estado sólido, es un rasgo accidental que resulta como consecuencia de su peculiaridad más importante, y es la de presentar una estructura cristalina producto de la repetición periódica de un motivo unidad, constituido por un átomo o un grupo de átomos y /o moléculas. La presencia de imperfecciones o defectos impide que en la materia cristalina real, tenga la citada periodicidad y, se produzca de manera perfecta, por lo que más que de cristales, se puede hablar de *materia cristalina*.

Como contraparte al estado cristalino, se reconoce la materia amorfa, definida como mineraloide, caracterizado porque no posee ordenamiento interno, ni cristalización, no ocupan posiciones fijas en el espacio, las distancias que se separan no son constantes, agrupan a los sustancias líquidas o sólidas en estado amorfo, presentan isotropía (las propiedades no varían con la dirección), desarrollan una

forma esférica por un crecimiento libre, adoptan formas arriñonadas y arracimadas. La materia amorfa no es periódica, ni simétrica, ni anisótropa y son ejemplos, el ámbar, ópalo, obsidiana, calcedonia, limonitas y mercurio líquido.

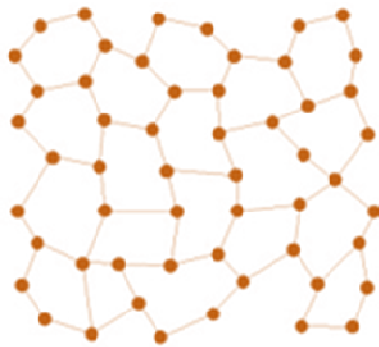


Figura 4. Modelo atómico de la materia amorfa (vidrio)

2.5. Propiedades de la Materia Cristalina

La descripción de las propiedades de un sólido cristalino se explica por la red de Bravais, que especifica cómo las unidades básicas que lo componen (átomos, grupos de átomos o moléculas) se repiten periódicamente a lo largo de un modelo cristalino o cristal, como mencionamos anteriormente.

La propiedad característica del medio cristalino es ser *periódico*, es decir tiene distribución simétrica de las partículas a lo largo de cualquier dirección. La *homogeneidad* es una propiedad que indica una fase homogénea, no separable por medios mecánicos en dos o más sustancias de propiedades físicas y químicas diferentes y que tienen las mismas propiedades medidas paralelamente y *la anisotropía* es una propiedad que depende de la dirección que se mide.

2.6. Redes Cristalinas o Estructura Cristalina

Bravais (1849) describe la teoría reticular, ubicando los átomos, iones y moléculas en los nudos de una red o paralelepípedos, que forman un retículo tridimensional (enrejado o malla). Se representa gráficamente en construcciones imaginarias a partir de las cuales los átomos, moléculas o iones se ubican en un arreglo ordenado *que forman una Red (Red de Bravais)*



Figura 5. Motivos atómicos en un arreglo ordenado de una red de puntos.

Los puntos son denominados nudos de la red, o motivo de la red, (formado por átomos, iones y moléculas) y un trazado de rectas a paralelas auxiliares, dividen el espacio en paralelogramos de tal modo que, si se conoce uno de estos paralelogramos, se puede reconstruir toda la red por traslación de éste nudo a otro.

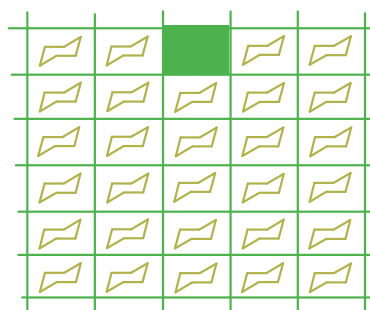


Figura 6. Modelo de red o paralelogramo mediante la operación de traslación

La construcción de una red, parte de dos nudos a lo largo de una dirección determinada, entre nudo y nudo, igualmente espaciados, se realiza una traslación indefinida a intervalos equidistantes y obtiene lo que se denomina *fila reticular* con traslación b

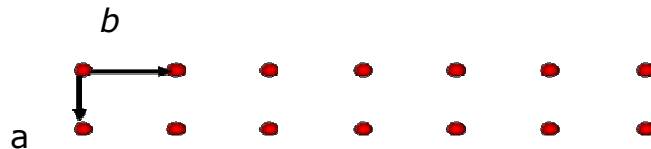


Figura 7. Fila reticular en la dirección de b . Plano reticular, repetición periódica de puntos en dos direcciones ab .

Se configura *celdas* en paralelogramos, definidas en dos direcciones de la red ab , que conservan las características generales de toda la retícula. En la figura 8, P4 indica una celda primitiva y 4 un eje cuaternario.

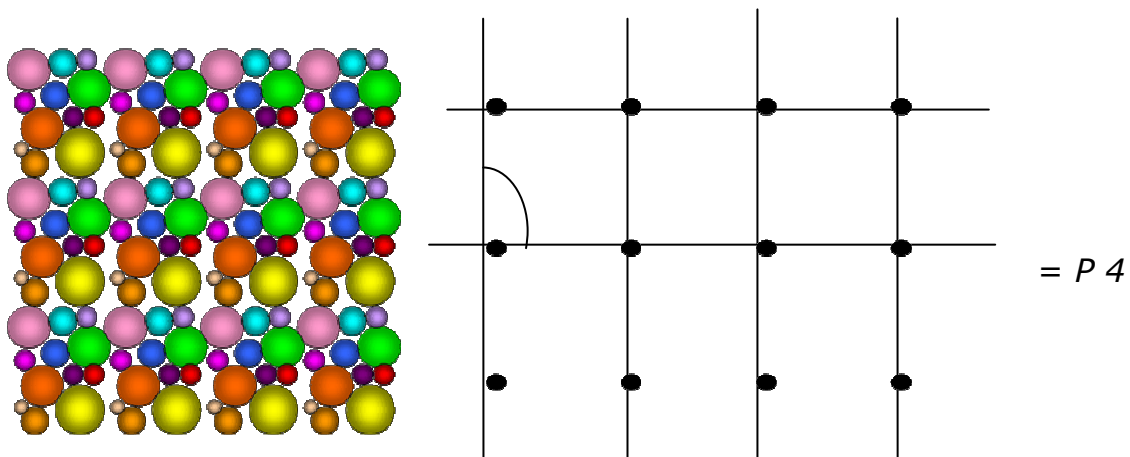


Figura 8. Una red cristalina tridimensional en paralelogramos, o serie de filas o planos paralelos entre sí. El ángulo en la red plana es $\gamma = 90^\circ$

Una red cristalina tridimensional se define en tres direcciones, mediante un vector traslación con una dirección no contenida en el plano definido por la red bidimensional, es la dirección c ; entonces los

vectores fundamentales de la red son a , b y c , con direcciones X , Y , Z que unen el origen con los tres nudos más próximos no co-planares. Las direcciones de a , b y c contiene a los ejes de referencia z , y , x que son denominados ejes cristalográficos.

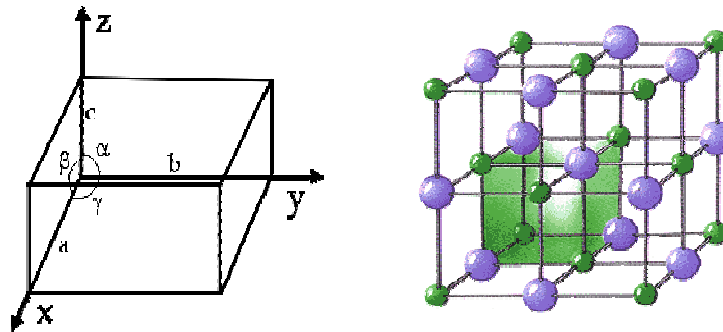


Figura 9. Celda unidad primitiva.

Los ángulos, junto a los vectores a , b y c , se denominan “*parámetros de la red*”, y permiten determinar las propiedades geométricas de ésta.

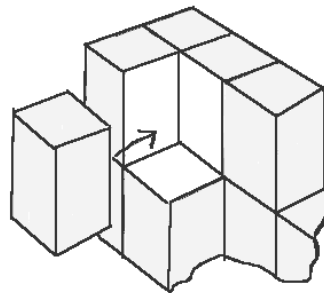


Figura 10. Celda elemental, celda unidad o paralelepípedo fundamental de un cristal

Cada uno de esos pequeños paralelepípedos se denomina indistintamente *celda elemental*, *celda unidad* o *paralelepípedo fundamental*, y es la unidad estructural más pequeña que da lugar a la forma macroscópica de un cristal. Definimos un cristal a una traza de una red o un arreglo *ordenado de átomos, moléculas o iones* que

se repite en tres dimensiones, según un esquema regular y periódico tridimensional.

2.7. Redes planas o bidimensionales

La celda elemental, es una porción de la red por repetición o traslación genera la red completa y sus aristas son traslaciones de la red. Según los ángulos y la distancia entre nodos se distinguen 5 redes distintas.

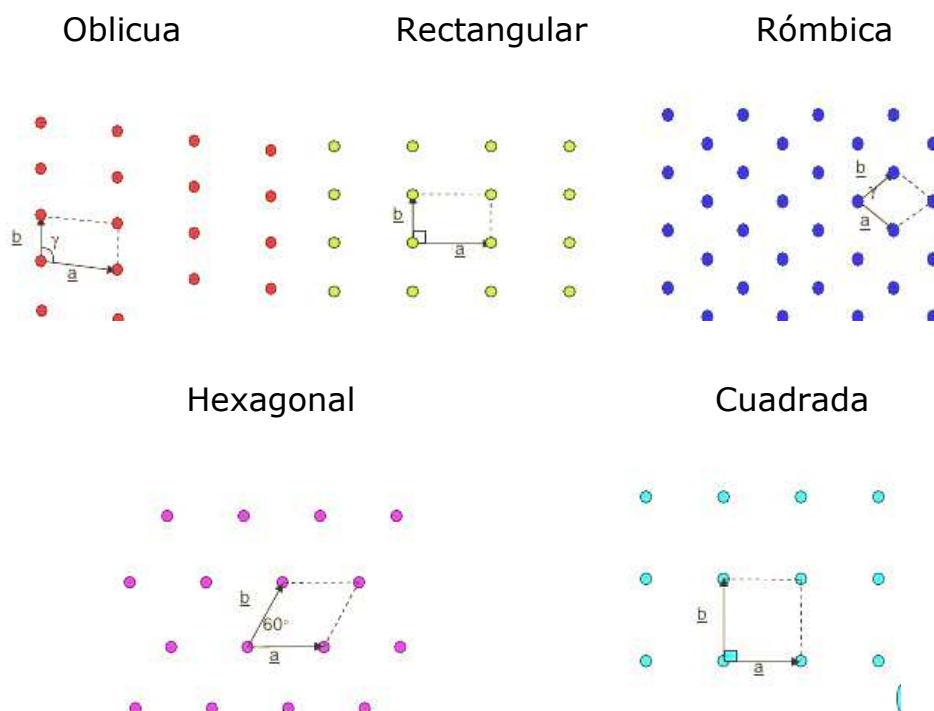


Figura 11. Tipos de Redes Planas

- Red plana romboidal (oblicua): dos parámetros distintos y el ángulo gamma distinto a 90° . Contiene un eje monario
- Red plana rectangular: caracterizada por dos parámetros distintos y un ángulo gamma = 90° (eje de simetría 2)
- Red plana rómbica: los parámetros son iguales y el ángulo gamma es distinto de 90° , 60° , 120° , son triángulos isósceles (eje de simetría 3)



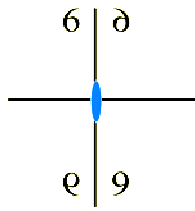
- Red plana hexagonal (rómica): especial de parámetros iguales y el ángulo γ distinto a 120° o 60° , formada por tres redes rómbicas que determinan un hexágono regular (eje de simetría 6).
- Red plana cuadrada, caracterizada por dos parámetros iguales y forman un ángulo $\gamma = 90^\circ$ (eje de simetría 4).

2.8. Simetría de los Cristales.

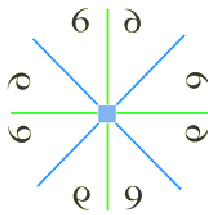
Muchas veces pasa desapercibido, pero convivimos continuamente con la simetría. La simetría es la repetición de algo en el espacio y/o en el tiempo. Una red está en relación con elementos de simetría y se ha basado en los siguientes principios de la simetría:

1) Todo nudo de una red es un centro de simetría; 2) Todo eje de simetría es una fila reticular; 3) Todo plano de simetría es un plano reticular; 4) Perpendicularmente a todo eje de simetría existe una familia de planos reticulares; 5) Todo plano reticular es plano de simetría y, tiene una familia de filas reticulares normales a él y cada una de estas filas es un eje de simetría; 6) Toda fila que sea eje de simetría de orden 4 o 6 tiene otras tantas filas reticulares normales a ella que son ejes binarios y en consecuencia (por el tercer principio) 4 o 6 familias de planos de simetría que pasan por dicha fila reticular; 7) cuando una fila reticular es un eje ternario, no existen ejes binarios normales a ella y el eje ternario es de inversión es decir que tiene un centro de simetría sobre el eje que no coincide con el nudo de la red; 8) Si la fila reticular es un eje de simetría de orden n , existen planos de simetría que pasan por ella.

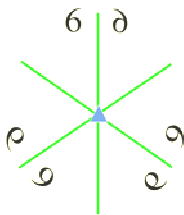
Si combinamos la simetría de las redes planas, más la simetría del motivo (1 2 3 4 6 m), resultan diez grupos de simetría puntual plana.



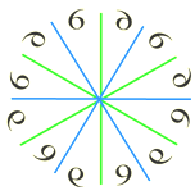
La simetría de la red es el resultado de la combinación de un eje de rotación binario 2 con un plano de simetría. Se simboliza por $2mm$ que significa un eje binario y 2 planos de reflexión diferentes.



Combinación de un eje de rotación 4 con un plano de simetría, el resultado es el grupo puntual plano $4mm$.



Combinación de un eje de rotación 3, con un plano de simetría. Genera el grupo puntual plano $3m$ (¿por qué no $3mmm$?).



Combinación de un eje de simetría 6 con un plano de simetría. El resultado es el grupo puntual plano $6mm$

Cualquier objeto finito muestra determinadas partes de él que se repiten mediante operaciones de simetría, y éstas pasan por un punto del objeto, formando lo que se denomina grupo puntual de simetría del objeto.

2.9. Redes Tridimensionales

En el siglo XIX, el físico francés A. Bravais demostró con claridad todas las simetrías posibles de las redes. Las 14 redes de Bravais se



Licenciatura en Geología

obtienen por apilamiento o por traslaciones sucesivas de redes planas. Las redes plana cúbica y tetragonal se forman por el apilamiento de capas de planos con disposición cuadrada. Las celdillas ortorrómbicas P e I en el apilamiento de capas con disposición rectangular; las redes ortorrómbica C, I y F en el apilamiento de capas con disposición rectangular centrada; las redes romboédrica y hexagonal en el apilamiento de capas con disposición hexagonal y las redes monoclinica y triclinica por el apilamiento de capas con disposición oblicua.

Estas celdas se construyen a partir de poliedros, pero asociándoles una serie de puntos (nudos) que no sólo están situados en los vértices, sino también en el centro del mismo, o en el centro de sus caras. Para determinar completamente la estructura cristalina elemental de un sólido además de definir la forma geométrica de la red, establece las posiciones de los átomos o moléculas que forma el sólido cristalino.

P: Celda primitiva o simple en la que los puntos reticulares son sólo los vértices del paralelepípedo.

F: Celda centrada en las caras, que tiene puntos reticulares en las caras, además de en los vértices. Si sólo tienen puntos reticulares en las bases, se designan con las letras A, B o C según sean las caras que tienen los dos puntos reticulares.

I: Celda centrada en el cuerpo que tiene un punto reticular en el centro de la celda, además de los vértices.

En función de los parámetros de la celda unitaria, longitudes de sus lados y ángulos se distinguen siete sistemas cristalinos, con identidad en cuanto a la distribución de sus átomos y la simetría mínima presente

Licenciatura en Geología

- Cúbico: simple, centrado y de caras centradas. Presenta cuatro ejes ternarios.
- Rómbico: simple, centrado, de bases centradas, y de caras y bases centradas. Posee tres ejes binarios.
- Romboédrico: posee un eje ternario.
- Hexagonal: presenta un eje senario.
- Tetragonal: simple y centrado. Tiene un eje cuaternario.
- Monoclínico: simple y de bases centradas. Presenta un eje binario.
- Triclínico: Un centro

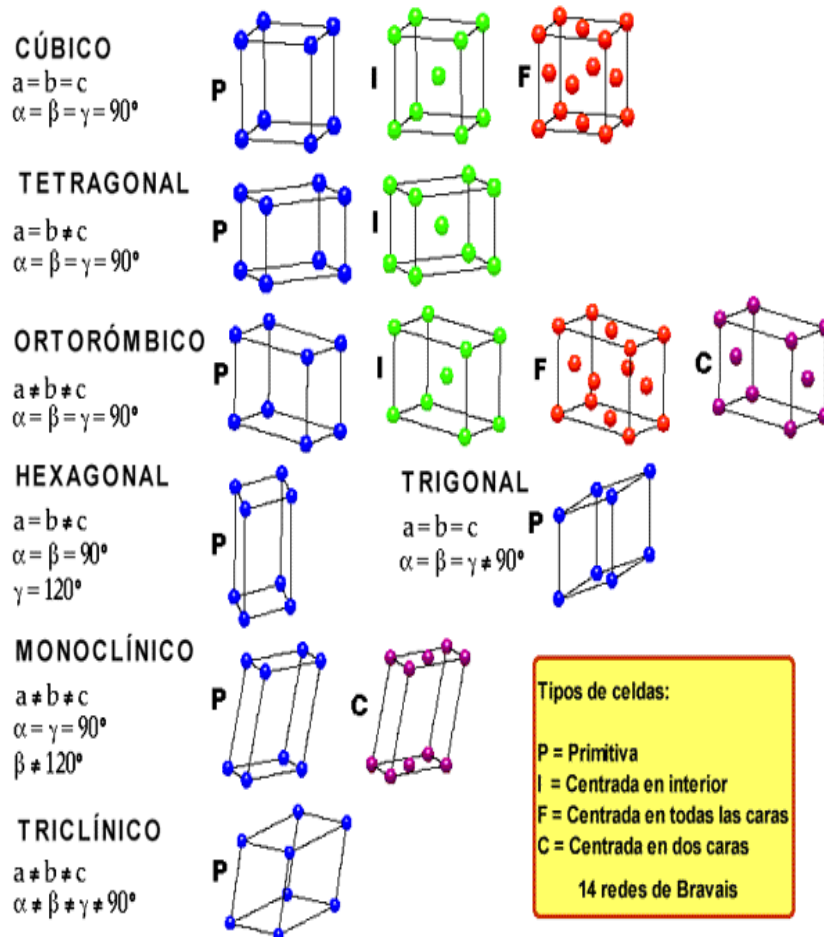


Figura 12. Redes de Bravais.



Bibliografía y enlaces de consulta

-Cornelius Klein, Cornelius S. Hurlbut, (2006). Manual de Mineralogía basado en la obra de J.D. Dana (4ª edición). Editorial Reverté. - <https://www.youtube.com/watch?v=wQ3q5RsJpl8>

ACTIVIDAD INDEPENDIENTE 2

1. Investigue las características y propiedades de la materia cristalina. Explique la formación de un cristal.
2. Analice la simetría de las Redes de Bravais.
3. Elabore una definición que diferencie la celda elemental plana de la tridimensional. Explique cómo obtiene los diez grupos puntuales.
4. Extraiga del capítulo palabras claves y escriba su concepto, adecuadas a los contenidos previos recomendados en el Trabajo Práctico N° 2.



RESOLUCION DE TRABAJO PRÁCTICO N° 2

**Temas: Simetría Cristalina. Formas. Elementos de Simetría.
Operaciones de simetría.**

Objetivo general: Identificar diferentes formas cristalinas, mediante el análisis de elementos de simetría y ejes cristalográficos.

Objetivos específicos

- Reconocer redes planas
- Identificar los elementos de simetría.
- Posicionar los ejes cristalográficos.

Conocimientos previos recomendados: Capítulo 2. Propiedades de la materia. Redes cristalinas. Capítulo 3. Leyes de la cristalografía. Simetría cristalina. Formas Cristalinas. Ejes cristalográficos.

Procedimiento y habilidades:

- Desarrolle la visión bidimensional y tridimensional.
- Oriente espacial de forma cristalina
- Identifique las redes en las formas cristalinas.
- Dibuje vistas en planta y perfil

DESARROLLO DEL PRÁCTICO

- Seleccione tres modelos cristalinos de cartón.
- Reconozca en el poliedro, las redes planas. Dibuje una vista en planta.
- Identifique la simetría en la red plana y operaciones de simetría.
- Posicione sus ejes cristalográficos y oriente en el espacio cada forma cristalina dada.
- Dibuje en sus 3 dimensiones, según los ejes cristalográficos.
- Caracterice la forma cristalina según el número y geometría de las caras, corrobore resultados con ayuda del libro.

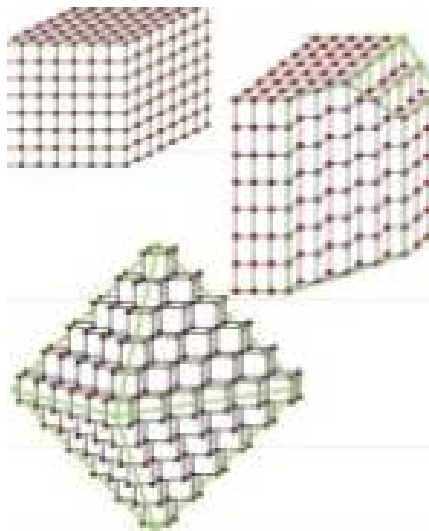
CAPITULO 3. MORFOLOGÍA DE LOS CRISTALES

3.1. Concepto. 3.2. Leyes de la cristalografía. 3.3 Simetría cristalina. 3.4. Elementos de Simetría 3.5. Formas cristalinas 3.6. Ejes cristalográficos. Sistema cristalinos 3.7 Treinta y dos clases de simetría o grupos puntuales. 3.8. Clases Holoédricas, Hemiédricas 3.9. Racionalización de Índices. Notación de los elementos geométricos de la red cristalina.

3.1. Concepto

René-Just Haüy (1743-1822) estableció que los minerales exhiben una organización atómica o molecular que puede reflejarse en la morfología del cristal, siguiendo leyes de simetría espacial.

Los cristales que crecen con forma de cubos pertenecen obviamente al



sistema cúbico, sin embargo, puede ser que un cristal perteneciente al sistema cúbico que no se desarrolle bajo la forma de un cubo y la celda unidad puede apilarse para formar un octaedro, un tetraedro, etcétera.

La experiencia de un estudio morfológico ha demostrado que sólo muy ocasionalmente los cristales se desarrollan con la misma forma que su celda unidad, las diferentes formas cristalinas o hábitos que adoptan los

cristales dependerán de determinados factores químicos y físicos, condicionado por el proceso de cristalización.

La estructura cristalina interna constituida por partículas que guardan entre sí relaciones y distancias fijas, dichos parámetros internos se determinan mediante rayos X con valores absolutos en angstrom, mientras que los parámetros externos definen valores relativos morfológicos.

El estudio de la morfología de los cristales o cristalografía geométrica, trata de la descripción de formas cristalinas en función del estudio de la simetría, medición de ángulos y representación en dibujos de proyecciones.

3.2. Leyes Fundamentales de la Cristalografía

El estudio morfológico de cristales, o de la disposición interna de átomos y/o moléculas se ha formulado según tres leyes fundamentales:

- ✓ La Ley de la Simetría, establece que todos los cristales de la misma sustancia poseen los mismos elementos de simetría. Existen tres tipos simetría posible, el plano de simetría, la línea o eje de simetría y el centro de simetría.
- ✓ La Ley de la Racionalidad de los índices o parámetros, establece la notación de las caras de un cristal, la relación con los ejes cristalográficos expresada en índices.
- ✓ La Ley de la Constancia de los ángulos interfaciales, define que el ángulo de intersección de dos caras en cualquier cristal de una misma sustancia, independiente de la forma y el tamaño.

3.3. Ley de la Simetría

La palabra griega simetría, tiene un significado exclusivamente geométrico, indica repetición de caras iguales y/o periodicidad de objetos, observado en la figura 13.

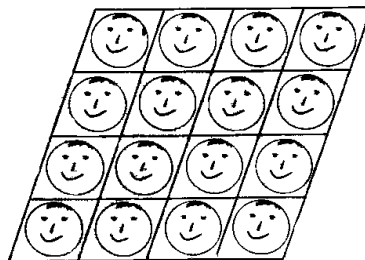


Figura 13. Simetría y Periodicidad de los objetos



La *traslación*, es una operación de simetría, apreciable cuando se considera a escala atómica la relación del motivo o grupos de átomos. En el modelo macroscópico, hace referencia al estudio de la morfología del cristal, en él se considera una masa homogénea y por tanto, la traslación no formará parte de los elementos de simetría. La simetría en el modelo macroscópico se llama simetría puntual o finita, mientras que la que describe el modelo microscópico se llama, simetría espacial o infinita.

A partir de esto, consideramos que los *elementos de simetría*, que definen un cristal, como aquel lugar geométrico que ayuda a la visualización puntual en una distribución ordenada, que mediante algún movimiento del cristal o alguna operación de simetría deja al elemento en una posición indistinguible de su posición original.

3.4. Elementos de Simetría

En una forma geométrica, se puede reconocer la existencia de elementos de simetría que se determinan por repetición regular de elementos geométricos homólogos, esto es de caras, y aristas rítmicamente en un movimiento simétrico.

Para que se produzca la simetría, existen *operaciones geométricas*, mediante las cuales reproducen elementos homogéneos a través de la rotación, reflexión e inversión.

La rotación es el giro que realiza un motivo a través de un ángulo alrededor de un eje imaginario y engendra una secuencia idéntica a lo largo de un círculo, la orientación de las sucesivas unidades van a diferir entre si un ángulo \underline{n} que es el ángulo de rotación.

La operación de reflexión, origina elementos simétricos frente a un plano de simetría, que actúa como el espejo dando una imagen simétrica o especular del motivo inicial.

La *inversión*, origina elementos relacionados por lo que se llama punto o centro de inversión, que es equivalente a un plano de simetría y a una rotación sucesiva

Para ilustrar la simetría de rotación, observamos una red bidimensional a través de un eje senario, figura 14, con rotaciones sucesivas de 60° alrededor de un eje perpendicular al plano del papel situado en el centro, conducen a configuraciones indistinguibles de la original. Una sucesión de seis rotaciones lleva a la configuración original, es decir una transformación que denominaremos *identidad*.

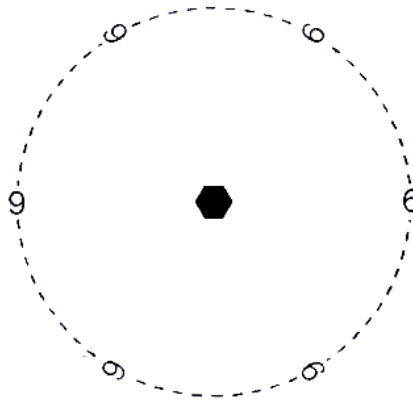


Figura 14. Simetría por rotación de 60° respecto a un eje senario situado en el centro del hexágono.

La operación de simetría es la rotación y el elemento de simetría es el eje. La rotación denominaremos *operación de simetría*, mientras que el eje de rotación, es el *elemento de simetría*.

Para analizar un cristal o red tridimensional, un caso similar al ejemplo anterior, observamos en la figura 15.

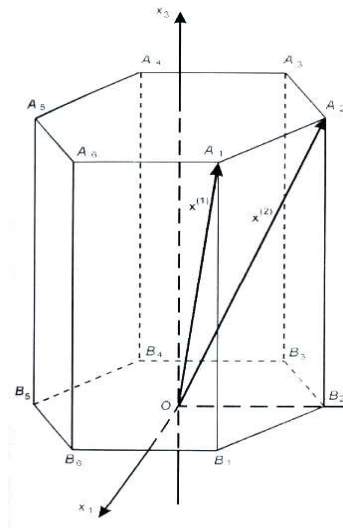


Figura 15. Simetría por rotación alrededor de un eje de rotación senario de 60° conducen a configuraciones indistinguibles de la original.

Supongamos una transformación que permite convertir el motivo situado en el punto A_1 con vector de posición $x(1)$, en el situado en A_2 , con vector de posición $x(2)$, y el segmento A_1B_1 en el A_2B_2 ; asimismo, la transformación nos convierte también el segmento A_2B_2 en el A_3B_3 , el A_3B_3 en el A_4B_4 , etc. Es claro que el resultado final de esta transformación es indistinguible de la configuración previa, es decir, el espacio inicial se ha transformado en otro equivalente, con lo cual la rotación realizada es una operación de simetría.

Una transformación definida de esta manera define las siguientes *propiedades*:

1. El punto tomado como origen de coordenadas se mantiene fijo con la transformación. Cuando se cumple esta condición, *la traslación* queda eliminada como operación de simetría.
2. La transformación, transforma planos en planos y rectas en rectas. Además, el paralelismo de rectas y planos se conserva con la transformación. Esto significa que la operación de simetría es un caso particular de transformación lineal, que puede también ser descrita

como una transformación de coordenadas en la que el origen se conserva.

3. La aplicación sucesiva de la transformación correspondiente a una operación de simetría un número determinado de veces, debe conducir a la *transformación identidad*

Ejes de Simetría

Las operaciones por rotaciones alrededor de un eje de simetría en los cristales, se conocen en *binarios* (2), *ternarios* (3), *cuaternarios* (4) ó *senarios* (6), dependiendo del número de repeticiones que se produzcan del motivo (*orden de la rotación*). Así, un eje de orden 3 (ternario) produce 3 repeticiones del motivo, una cada $360/3=120^\circ$ de giro.

El eje de rotación se designa con la letra A y se encuentra en cada caso centrado y es perpendicular al plano del papel. Las *rotaciones* se designan con el número de orden de la rotación según la notación internacional de Mauguin en 1, 2, 3, 4, 6

Nombre	Ejes de orden 2 binarios	Ejes de orden 3 ternarios	Ejes de orden 4 cuaternarios	Ejes de orden 6 senarios
Vista en planta y símbolos				
Vista en alzado y símbolos				
Actuación de los ejes	Repite elementos idénticos cada 180°	Repite elementos idénticos cada 120°	Repite elementos idénticos cada 90°	Repite elementos idénticos cada 60°

Figura 16. Tabla de símbolos. Notación internacional Herman Mauguin de la simetría. Representación bidimensional de los ejes de simetría binario, ternario, cuaternario y senario.

Planos de Simetría

Origina elementos simétricos por aplicación de un plano de simetría en la red cristalina, obtiene la imagen especular de la otra parte. En cristalografía utiliza la notación de Herman-Mauguin, en la cual el plano de simetría (o plano de reflexión) se describe como m .

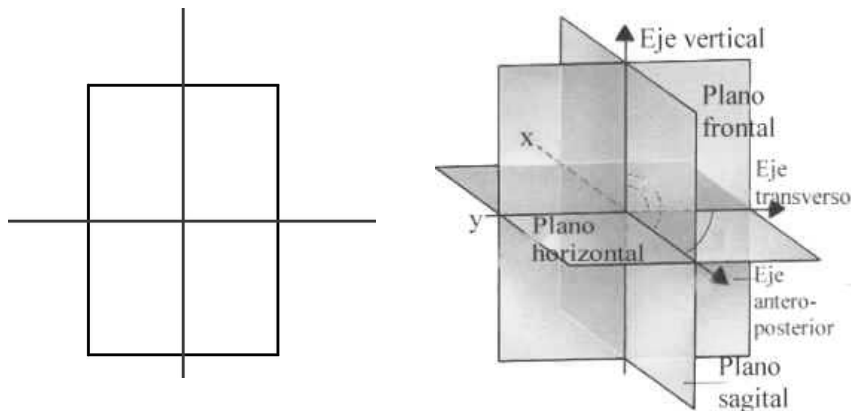


Figura 16. Disposición de planos de simetría: frontal, horizontal y sagital.

Centro de Simetría

Interviene el elemento de simetría de rotación binaria y un plano de simetría. La operación de inversión implica la existencia de un centro de simetría $2 + m = -1$

En este caso, las coordenadas de un punto cualquiera son transformadas en sus equivalentes opuestos. Su notación internacional es i

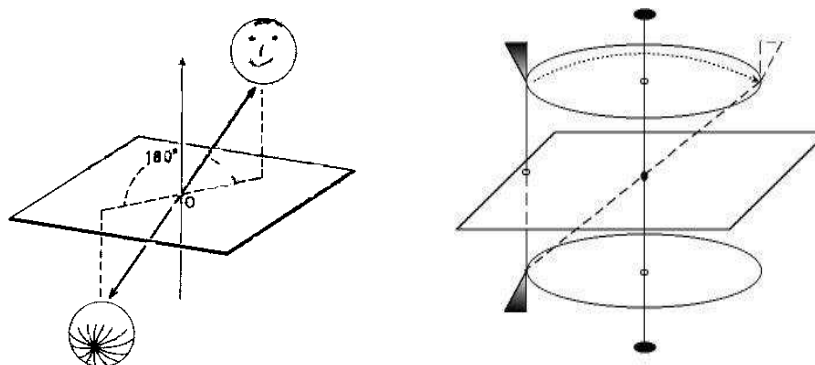


Figura 17. Ejes de inversión y ejes de reflexión.

En uno y otro caso, la operación consiste en un giro (de acuerdo con el orden del eje) seguido de una inversión o una reflexión, respectivamente.

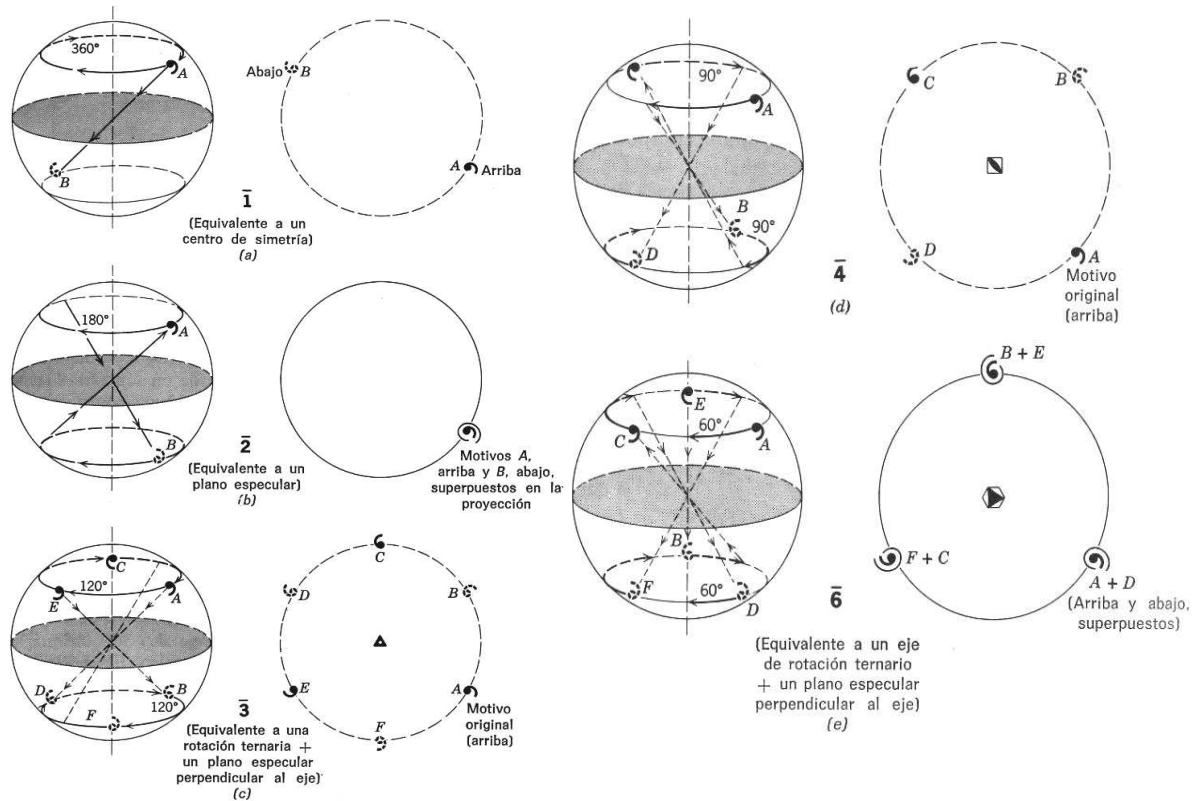


Figura 18. Operaciones de giro inversión en motivos unitarios, donde se efectúa la rotación y la inversión a través del centro de simetría

En la figura 18, se representan los movimientos de los ejes binarios, ternarios, cuaternarios y senarios de inversión. Girando e invirtiendo alrededor de ellos, la cara cristalina se repite un número determinado de veces según el orden del eje. 1 \circ orden 3 \blacktriangle orden 4 \blacksquare orden 6

\blacklozenge Los ejes de rotoinversión se representan por el orden del eje con el símbolo negativo encima de ellos $\bar{1}$, $\bar{2}$, $\bar{3}$, $\bar{4}$ y $\bar{6}$

Los elementos de simetría que interviene en una red de una forma cubica presenta la simetría: $3A_4$ $4A_3$ $6A_2$ $9m$ i .

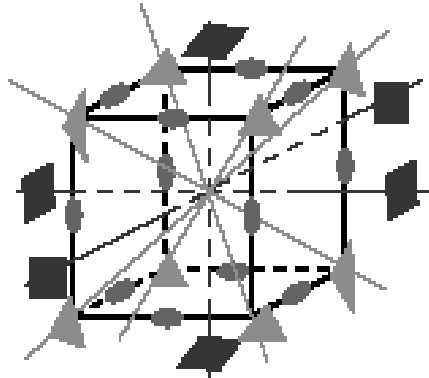


Figura 19. Ejes cuaternarios; ejes ternarios; ejes binarios de simetría en una red cúbica.

3.5. Formas cristalinas

Una forma cristalina, en cristalografía se define como *un grupo ideal de caras equivalentes relacionadas por elementos de simetría y que exhiben las mismas posibilidades físicas y químicas.*

En conjunto hay 47 tipos diferentes de formas cristalinas (poliedros) que pueden distinguirse por las relaciones angulares de sus caras.

En los sistemas de *simetría inferior* son posibles las siguientes:

- a) *Monoedro* (pedión): forma que comprende una sola cara.
- b) *Pinacoide*: forma formada por dos caras paralelas.
- c, d) *Domo*: dos caras no paralelas, simétricas con relación a un plano de simetría.
- e) *Prisma rómbico*: 4 caras que son paralelas al uno de los ejes binarios; el corte es el rombo.
- f) *Pirámide rómbico*: forma compuesta de 4 caras no paralelas entre sí que se cortan en un punto
- g) *Bipirámide rómbica*. Forma cerrada de 8 caras que puede considerarse como formada por reflexión de una pirámide mediante un plano de simetría horizontal.

h) *Biesfenoide* (tetraedro rómbico). Forma de cuatro caras en la que las dos caras del esferoide superior alternan con las dos caras del esferoide inferior.

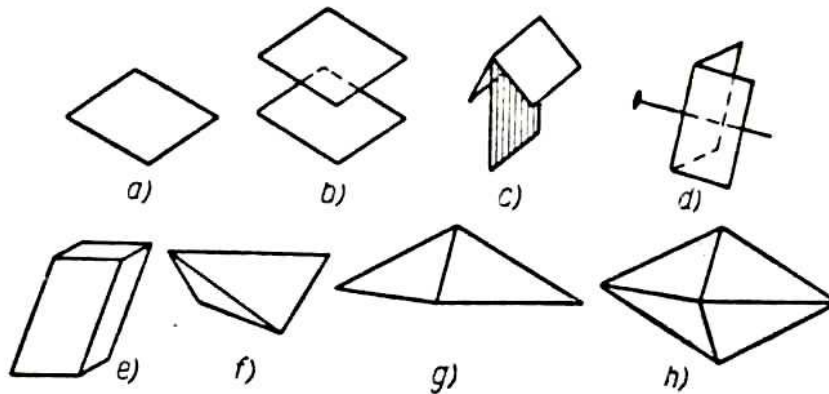


Figura 20. Formas simples de los sistemas de simetría inferior

Entre las formas simples de los sistemas de *simetría mediana*, encontramos mayor variedad en lo que se refiere al aspecto exterior y número de caras que constituyen la forma simple.

Pirámide: formas compuestas de 3, 4, 6, 8 o 12 caras no paralelas entre sí que se cortan en un punto del eje principal.

Bipirámide: formas cerradas de 6, 8, 12, 16 o 24 caras.

Romboedro: una forma cerrada de 6 caras idénticas. Difiere del cubo en que las aristas de intersección de las caras no son normales entre sí.

Tetraedro tetragonal (biesfenoide). Forma cerrada de 4 caras triangulares isósceles, que cortan a los tres ejes cristalográficos, con intersecciones iguales en los dos ejes horizontales.

Escalenoedro. Forma cerrada de 8 (tetragonal) o 12 (hexagonal) caras en triángulos escalenos, 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.

Trapezoedro. Forma cerrada de 6, 8, 12 (trigonal, tetragonal, hexagonal) caras en trapezoides, con 3, 4 o 6 caras superiores giradas con respecto de las 3, 4 o 6 caras inferiores (Figura 21).

En total, en sistemas de mediana simetría hay 25 formas simples.

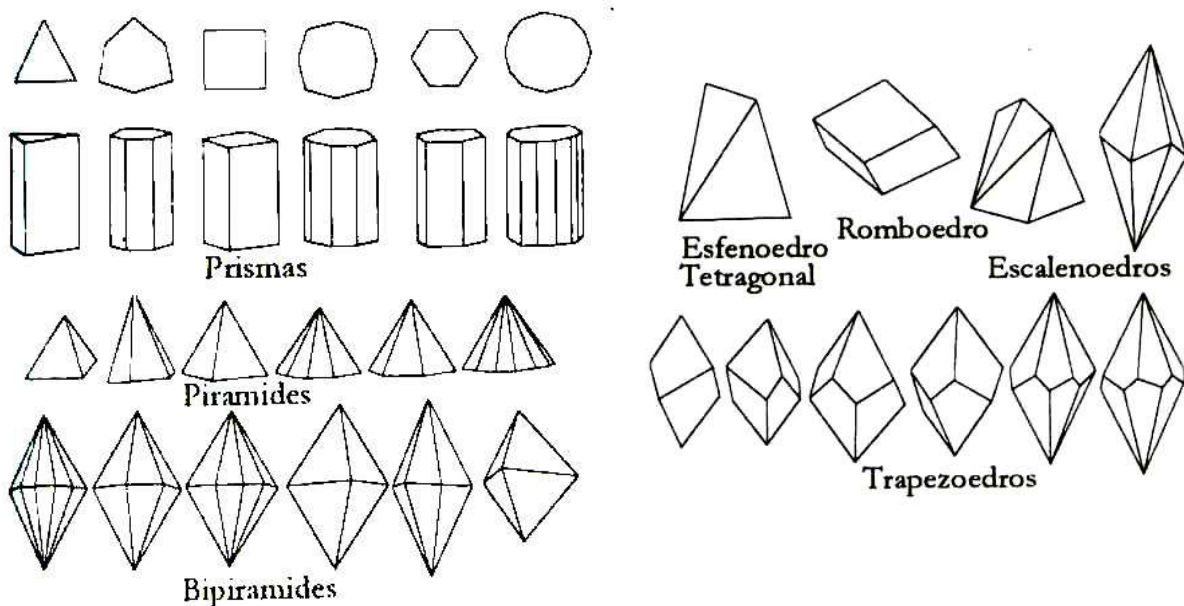


Figura 21. Formas simples de los sistemas de simetría mediana

Las formas simples del sistema cúbico de *simetría superior* se observa en la Figura 22. Las más difundidas son las formas de tetraedro, cubo (hexaedro), octaedro, dodecaedro pentagonal, trapezoedro (triaquisoctaedro tetragonal).

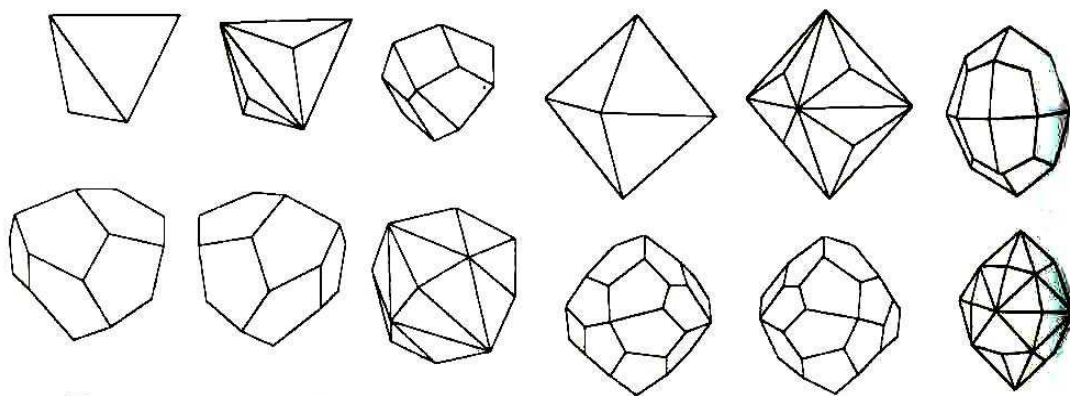
La última forma es la forma derivada del octaedro, en la que hay triple número de caras que tienen la forma de tetrágonos.

Tetraedro es una forma integrada por 4 caras triangulares equiláteras. Se puede considerar como derivado del octaedro por la omisión de las caras alternantes y por la extensión de las restantes.

Cubo es una forma constituida por 6 caras cuadradas que forman ángulos de 90° entre sí.

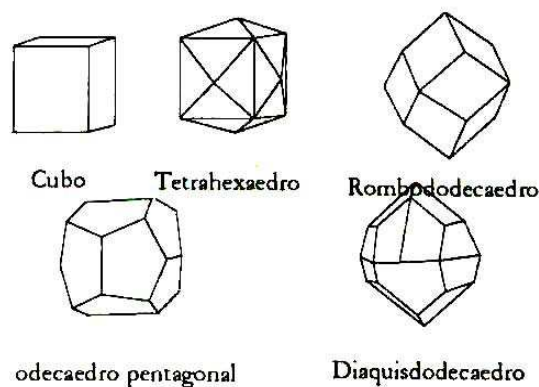
Tetrahexaedro es una forma limitada por caras constituidas por cuadrados regulares entre sí, cada una de las cuales tiene 4 caras triangulares.

Octaedro es una forma compuesta por 8 caras triangulares equiláteras, cada una corta por igual los 3 ejes cristalográficos.



Tetraedro y sus formas derivadas

Octaedro y sus formas derivadas



Cubo

Tetrahexaedro

Rombododecaedro

ododecaedro pentagonal

Diazicododecaedro

Figura 22. Formas simples del sistema cúbico



Análisis de las formas cristalinas

1. Se determinan los elementos de simetría de un cristal y con ello se halla la clase de simetría.
2. Se determina el número de formas simples que integran la combinación y la cantidad de caras de cada forma.
3. Se compara un cristal con las formas simples de la clase de simetría considerada y se establece la denominación de las diversas formas simples que integran la combinación; en este caso se tiene en cuenta el número de caras y su posición respecto a los elementos de simetría. De ningún modo, tiene exclusividad la denominación, por la forma de las caras ya que en las combinaciones las caras pueden tener un aspecto completamente diferente del que tienen en la forma simple pura. Así, por ejemplo, las caras de formas del cubo pueden ser no cuadrados; las del tetraedro, triángulos equiláteros; las del romboedro, rombos, etc. pero si es indicativo.
4. Se posicionan las formas cristalinas según los ejes cristalográficos.

3.6. Ejes cristalográficos

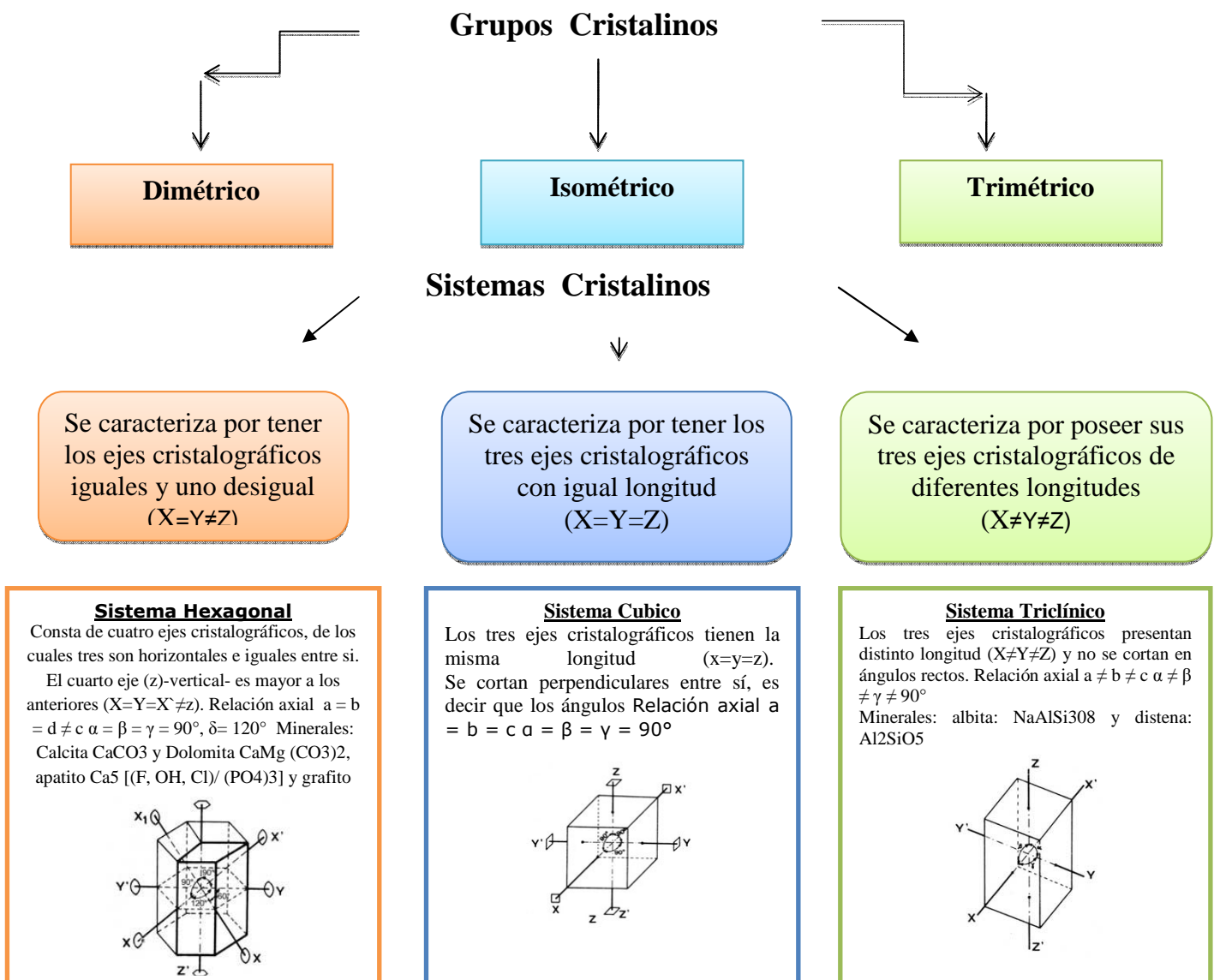
Los ejes cristalográficos son ejes de referencia o coordenadas que sirven para situar caras o puntos en un cristal y se orientan paralelos a aristas reales o posibles del cristal y no necesariamente tienen que ser perpendiculares entre sí.

Las distancias son parámetros que se designan como a , b y c que permiten definir un sistema de ejes de referencia en direcciones z , y , x . Se distinguen en anteroposterior (dirección x), que se dirige de atrás a delante; el transversal (dirección y), que se dirige de derecha a izquierda; y el vertical (dirección Z), que se dirige de arriba abajo. Cuando estos ejes se cortan, forman la cruz axial, cuyos ángulos se representan como α , para el que forman los ejes transversal y

vertical; beta, para los formados por el eje vertical antero-posterior; y gama, para los formados por los ejes transverso-antero-posterior.

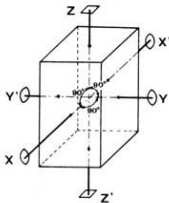
Para la descripción de los cristales resulta útil referir la simetría interna o externa a ejes de referencia o ejes cristalográficos, observados para una celda unidad, en 6 parámetros característicos 3 distancias y 3 ángulos.

Cada *Sistema Cristalino* tiene sus propios ejes cristalográficos de acuerdo a sus características peculiares y se toman paralelos a las aristas de las caras cristalinas principales se caracterizan según la relación axial en grupo



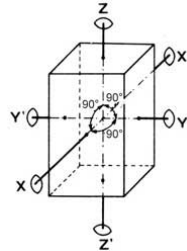
Sistema Tetragonal

En este sistema los dos ejes horizontales son iguales y el tercero -vertical- es mayor a los anteriormente nombrados ($x=y \neq z$). Relación axial $a = b \neq c$ $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$ Minerales: Olivino (ZrSiO₂), casiterita SnO₂.



Sistema Ortrorrómbico

Los tres ejes cristalográficos presentan distintas longitudes ($X \neq Y \neq Z$) Relación axial $a \neq b \neq c$ $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$ Minerales: Olivino (Mg,Fe)₂(SiO₄)



Sistema monoclinico

Los Tres ejes cristalográficos presentan distinta longitud ($X \neq Y \neq Z$). Relación axial $a \neq b \neq c$ $\alpha = \beta = \gamma > 90^\circ$ Minerales: Micas

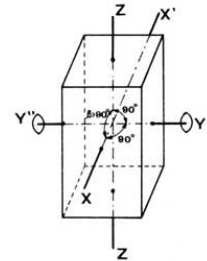


Figura 23. Esquema de Ejes cristalográficos en los distintos sistemas cristalinos.

El estudio de la simetría de las 14 redes, las 32 clases, y 230 grupos espaciales pueden clasificarse, según la relación axial ya caracterizada y la mínima simetría, que definen 6 o 7 sistemas cristalinos. La simetría mínima presente para las formas cristalinas corresponde a una forma cubica 4 ejes ternarios, para una forma ortorrómbica son 3 ejes binarios, un romboedro y/o forma hexagonal 1 eje ternario y/o senario respectivamente; una forma tetragonal tiene 1 eje cuaternario; una forma monoclinica relaciona a 1 eje binario y el triclinico a 1 centro de simetría.

3.7. Treinta y dos Clases de Simetría o Grupos Puntuales

La suma de elementos de simetría que un cristal posee, se le llama clase de simetría o grupo puntual. De los elementos de simetría derivan las 32 clases de simetría o 32 grupos puntuales y se agrupan en cada uno de los 7 sistemas cristalinos que a su vez se diferencian en Cubico: 5 clases; Tetragonal 7 clases; Hexagonal 7 clases, Trigonal-Romboédrico 5 clases; Ortrorrómbico 3 clases; Monoclinico 3 clases y Triclinico 2 clases cristalinas

Entre las muchas notaciones de simetría propuestas para las clases de simetría, los símbolos de Herman-Mauguin han sido ampliamente aceptados y por ello su uso es esencialmente universal. Puede expresar no solo la simetría externa (grupo de puntos) sino también la simetría interna (grupo espacial).

La clase de simetría o grupo puntual se obtienen de las redes de Bravais y de la combinación de los elementos de simetría (ejes, planos y centro).

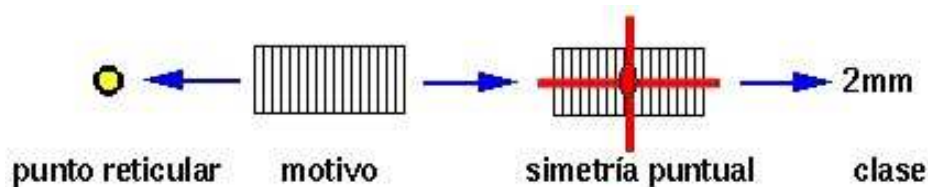
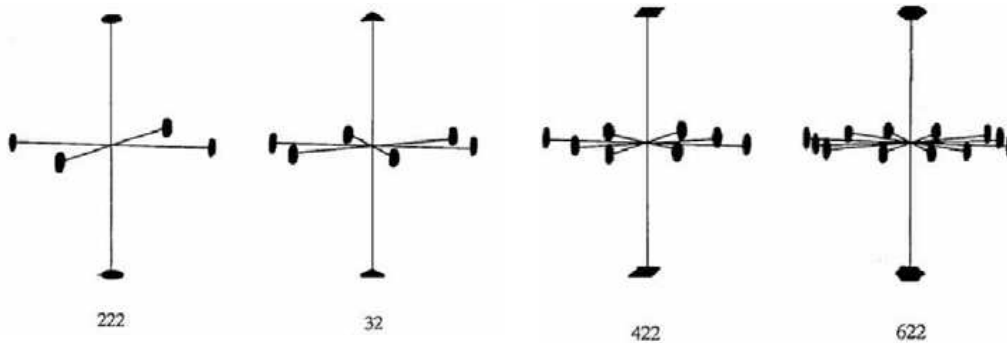


Figura 24. Clase de simetría o grupo puntual.

Utilizando los símbolos de Herman-Mauguin, *los elementos de simetría* se designan como sigue: los ejes de rotación se indican por los números 2, 3, 4, 6; y los ejes de inversión rotatoria por números con barras encima. Los planos de simetría se representan por m (plano especular). Un eje de simetría con un plano de simetría normal a él se representa por una fracción, como $2/m$, $4/m$ etcétera.

Las limitaciones de la traslación en un cristal y, la combinación de las 10 operaciones básicas de simetría, Figura 24 se deducen las 32 clases de simetría puntual.

- Si al 4 se le añade un eje binario, se genera la clase 422
- Si al grupo 4 se añade un centro de inversión se genera el grupo $4/m$
- Si al 4 se le añade un plano que contiene el eje, da el grupo $4mm$
- Si al 422 se le añade un centro de inversión, aparece el grupo $4/mmm$ el caso de la simetría de cuarto orden, existe también el eje cuaternario de inversión, que 4 se puede combinar con un eje binario perpendicular (o con un plano que lo contenga) para dar el grupo $42m$.



La simetría de clases se pueden agrupar en:

- 11 enantiomórficos: 1, 2, 222, 4, 422, 6, 622, 3, 32, 23, 432 (no contienen ni planos de reflexión, ni centro de inversión)
- 11 centrosimétricos: 1, 2/m, 3, 4/m, 6/m, mmm, 3 m, 4/mmm, 6/m mm, m3, m3m. (Poseen centro de inversión)
- 10 ni enantiomórfos ni centros: 4 3m, 6mm, 6 m2, 4mm, 4 2m, 6, 3m, 4, mm2, m. (con planos de reflexión pero sin centro de inversión)

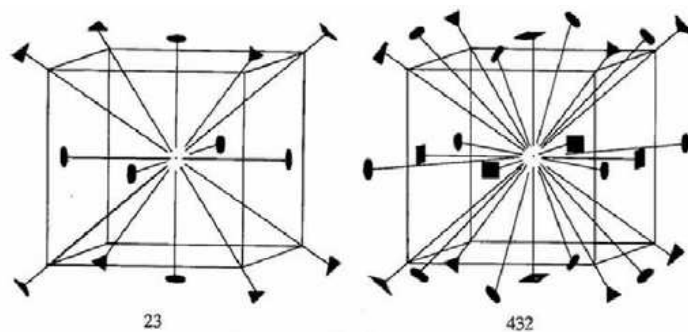


Figura 25. Simetría de la clase Exaquisoctaédrica

3.8. Clases Holoédricas- Hemiédricas

Teniendo en cuenta los elementos de simetría que caracteriza a las clases cristalinas, se definen clases *holoédricas*, si contienen todos los elementos de simetría y *hemiédrica*, si presentan menos caras o elementos de simetría que el holoédrico del cual se derivan.

En cada sistema, la clase que presenta el mayor número de elementos de simetría se llama *Clase Holoédrica*. Por extensión, la forma de la



clase holoédrica que presenta el mayor número de caras en cada sistema se llama *Forma Holoédrica*.

Ej.: en el sistema isométrico, la clase hexaquisoctaédrica es la clase holoédrica y el hexaquisoctaedro la forma holoédrica.

La desaparición de determinados elementos de simetría se conoce como *Clase Meroédricas*, dentro de ellas, la reducción que da lugar a forma generales que tengan la mitad del número de caras en relación o hemiedrias y tetartoedros si tienen solo la cuarta parte

Las Hemiedrias pueden dividirse en:

- Hemiedrias Enantiomorfas o Enantiomórficas
- Hemiedrias Hemimórficas o Hemimorfias
- Hemiedrias Paramórficas o Paramorfias

Hemiedrias Enantiomórficas: Son clases hemiédricas que carecen de plano y centro de simetría, conservando los ejes de simetría de la holoedría. Se comportan como la mano derecha con respecto a la izquierda. Estas formas no pueden correlacionarse entre sí a través de una operación de rotación, únicamente son superponibles por reflexión a través de un plano externo a la mismas. Ej.: La clase Giroédrica es la hemiedría enantiomórfica del sistema isométrico y el giroedro podrá ser derecho o izquierdo. Las clases trapezoedrica tetragonal y hexagonal.

Hemiedrías hemimorficas: Son clases que poseen ejes de simetría polares, pueden tener planos de simetría verticales pero carecen de plano horizontal y de centro de simetría. Sus formas correlacionadas son congruentes y se difieren en positivas y negativas o en superiores e inferiores. Ej.: la Clase Diexagonal piramidal es la clase hemimórfica del sistema hexagonal y la Pirámide Diexagonal es la forma hemimórfica que puede ser superior o inferior.



Hemiedrías paramórficas: Son clases que conservan sólo los ejes de simetría principales y los planos de simetría normales a los ejes principales, tienen centro de simetría. Sus formas correlacionadas son congruentes. Ej.: la Clase Tetragonal Bipiramidal es la clase paramórfica del sistema tetragonal y la bipirámide tetragonal la forma paramórfica del sistema.

En los *Sistemas cristalinos* se explica cómo se expresa a las Clases cristalinas según Herman Mauguin.

Para el Sistema Isométrico, el símbolo está formado por tres números, letras o fracciones. El primer signo indica el eje de simetría que coincide con el eje c. El segundo signo: indican los ejes de simetría diagonales que no están contenidos en los planos axiales. El tercer signo representa los ejes de simetría diagonales contenidos en los planos axiales y los planos de simetría normales a estos ejes.

Ej.: El símbolo de la clase Hexaquisoctaédrica, holoédrica es: $4/m \bar{3} 2/m$

El Sistema Hexagonal, el símbolo de cada clase consta de tres signos. El primero: Indica la simetría del eje cristalográfico C y del plano normal al mismo. El segundo: Señala la simetría a lo largo de los ejes laterales a. El tercero: muestra la simetría a lo largo de las bisectrices de los ejes laterales.

Ej.: el símbolo de la Clase Dihexagonal bipiramidal holoédrica es: $6/m 2/m 2/m$

El Sistema Tetragonal, el primer signo señala la simetría del eje C y del plano horizontal. El segundo signo: la simetría a lo largo de los ejes a y b. El tercer signo: indica la simetría a lo largo de las bisectrices de los ejes cristalográficos laterales. Ej.: Clase Ditetragonal Bipiramidal holoédrica es $4/m 2/m 2/m$



El sistema ortorrómbico, el primer signo indica la simetría a lo largo del eje a y del plano normal a él. El segundo signo: la simetría a lo largo del eje b. El tercer signo: le corresponde a la simetría a lo largo del eje c. Ej.: clase rómbico piramidal holoédrica $2/m\ 2/m\ 2/m$

El sistema monoclinico, el símbolo de la clase es un único signo que señala la simetría a lo largo del eje cristalográfico b. Ej: Clase Esfenóidica holoédrica es $\underline{2}$

El sistema triclínico el único símbolo señala la presencia o ausencia de centro de simetría. Ej.: Clase Pinacoidal holoédrica es $\underline{1}$

En el capítulo 5, será integrado a los sistemas cristalinos, las 32 clases según las notaciones Herman Mauguin, características morfológicas y ejemplos minerales.

3.9 Ley de la Racionalidad de los índices o parámetros. Notación de los Elementos Geométricos de la Red Cristalina

La tercera ley de la Cristalografía tiene que ver con *la racionalidad de los índices*, establecida por René Hauy, que expresa: la relación o posición de las caras con respecto a los ejes cristalográficos expresados por números enteros, sencillo o cero.

La elección de tres ejes de referencias o coordenadas X, Y, Z y de una de las caras, se conoce como unidad fundamental y con ello se determina la orientación del cristal.

La intersección relativa de las caras en un cristal ortorrómbico, que se observa en la figura 26, todas ellas cortan los tres ejes cristalográficos. La *cara unidad*, define a la mayor, en el caso en que haya diversas caras que cortan los tres ejes, y a sus valores positivos.

Así una cara se expresara con índices y símbolos cristalográficos que determinan la posición de cualquier cara o de la cara unidad o cara fundamental

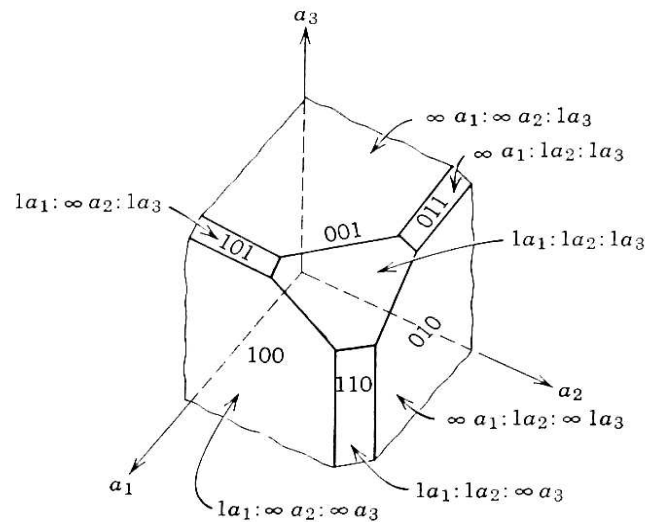


Figura 26. Relación de las caras a los ejes cristalográficos. Se orienta según a_1 , a_2 y a_3 , con infinito si es paralelo y uno si corta a las caras.

Se utilizaron muchos métodos de notación, para explicar la intersección de las caras cristalinas con los ejes cristalográficos este es conocido como Weiss, que parte de la relación parametral.

Sin embargo más utilizado son los índices de Miller, que tiene más ventajas que los parámetros de Weiss. Los *planos cristalográficos* se expresan por los *índices de Miller*. Los índices de Miller de una cara consisten en una serie de números enteros deducidos de sus parámetros Weiss por la inversión. Los índices de una cara están dados de forma que los tres números se refieren a los ejes a , b y c , respectivamente y por consiguiente, las letras que definen a los ejes se omiten, fracciones, comas.

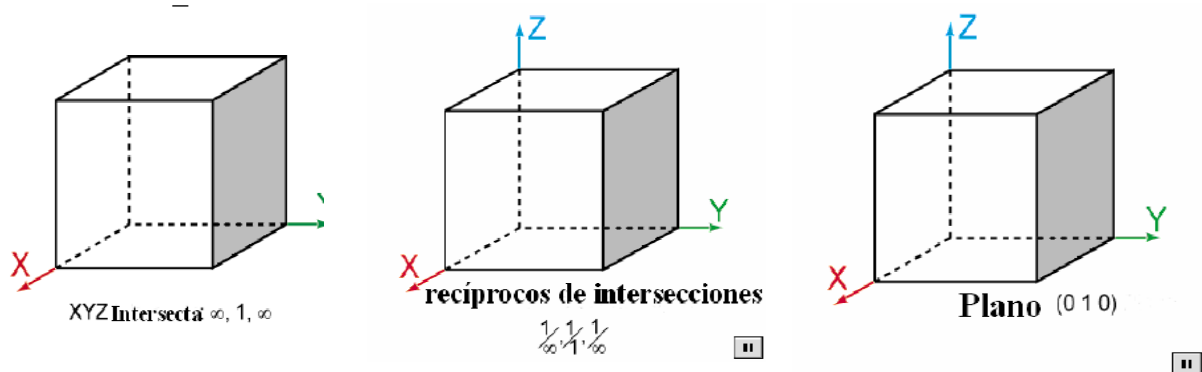
Obtención del índice de Miller: consideramos los parámetros de Weiss que ubican caras o puntos en un cristal con respecto a sus intersecciones con los ejes cristalográficos, para ello hay que seguir los siguientes pasos.

-Seleccionar un plano que no pase por el origen en $(0, 0,0)$

- Determinar las interacciones del plano en base a los ejes x, y, z cristalográficos para un cubo unitario, estas interacciones pueden ser fraccionarias
- Construir los recíprocos de estas intersecciones
- Despejar fracciones y determinar el conjunto más pequeño de números enteros que estén en la misma razón que las intersecciones.
- Esos números enteros son los índices de Miller de un plano cristalográfico y se encierran entre paréntesis sin usar comas.
- La notación (hkl) se usa para indicar índices en sentido general, donde h, k, y l son los índices de Miller para un plano de un cristal cúbico de ejes x, y, z respectivamente.

Podrá analizar un ejemplo con paramentos (2a, 2b, 2/3c)

Notación Weiss	recíprocos		Notación Miller
- 2,2,2/3	$\frac{1}{2}$ $\frac{1}{2}$ $\frac{3}{2}$ (*2)	=	1 1 3
- ∞ 1 ∞	$\frac{1}{\infty}$ $\frac{1}{1}$ $\frac{1}{\infty}$	=	0 1 0



Características del índice de Miller

- Es una expresión simplificada de tres y cuatro números que son inversamente proporcionales con respecto a la distancia de corte, el menor índice corresponde a una mayor distancia.
- Conserva el orden y por lo tanto se pueden omitir a, b y c
- Es una relación por lo que se omite el símbolo correspondiente (:)
- Las fracciones se convierten en enteros

- Si una cara es paralela a un eje, el índice de Miller es cero, si la corta se designa por uno.
- Cuando se desconocen las intersecciones exactas en número, se utiliza el símbolo general (hkl).
- Las caras se agrupan según conjuntos equivalentes por simetría; y se simboliza por {hkl}.
- Si un índice de Miller es cero, el plano es paralelo al eje
- Cuanto menor sea el índice, más cerca se encuentra paralelo al eje
- El índice de Miller mayor, cuanto más cerca está de ser perpendicular al eje.
- Multiplicar o dividir los índices de Miller por una constante no tiene ningún efecto en la orientación del plano.
- Índices de Miller son casi siempre pequeña

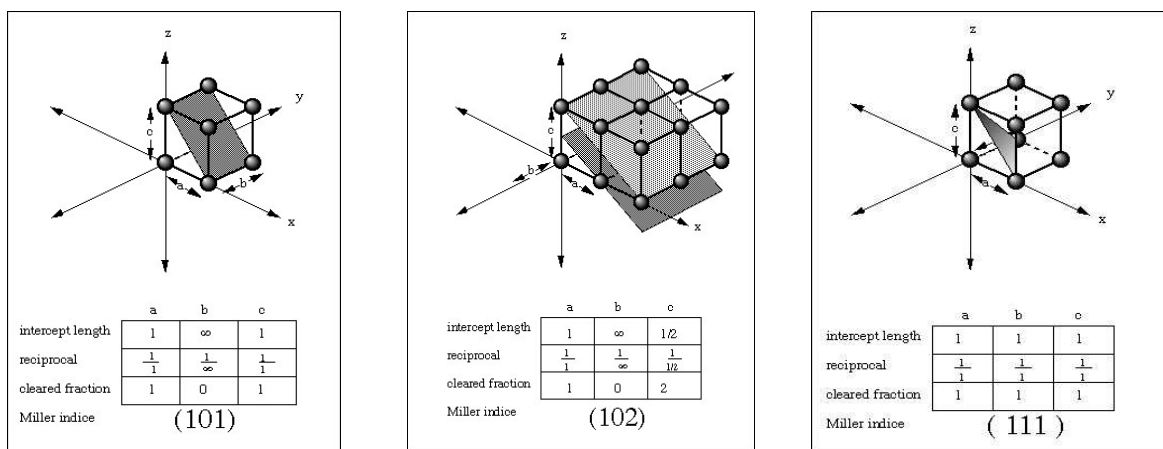
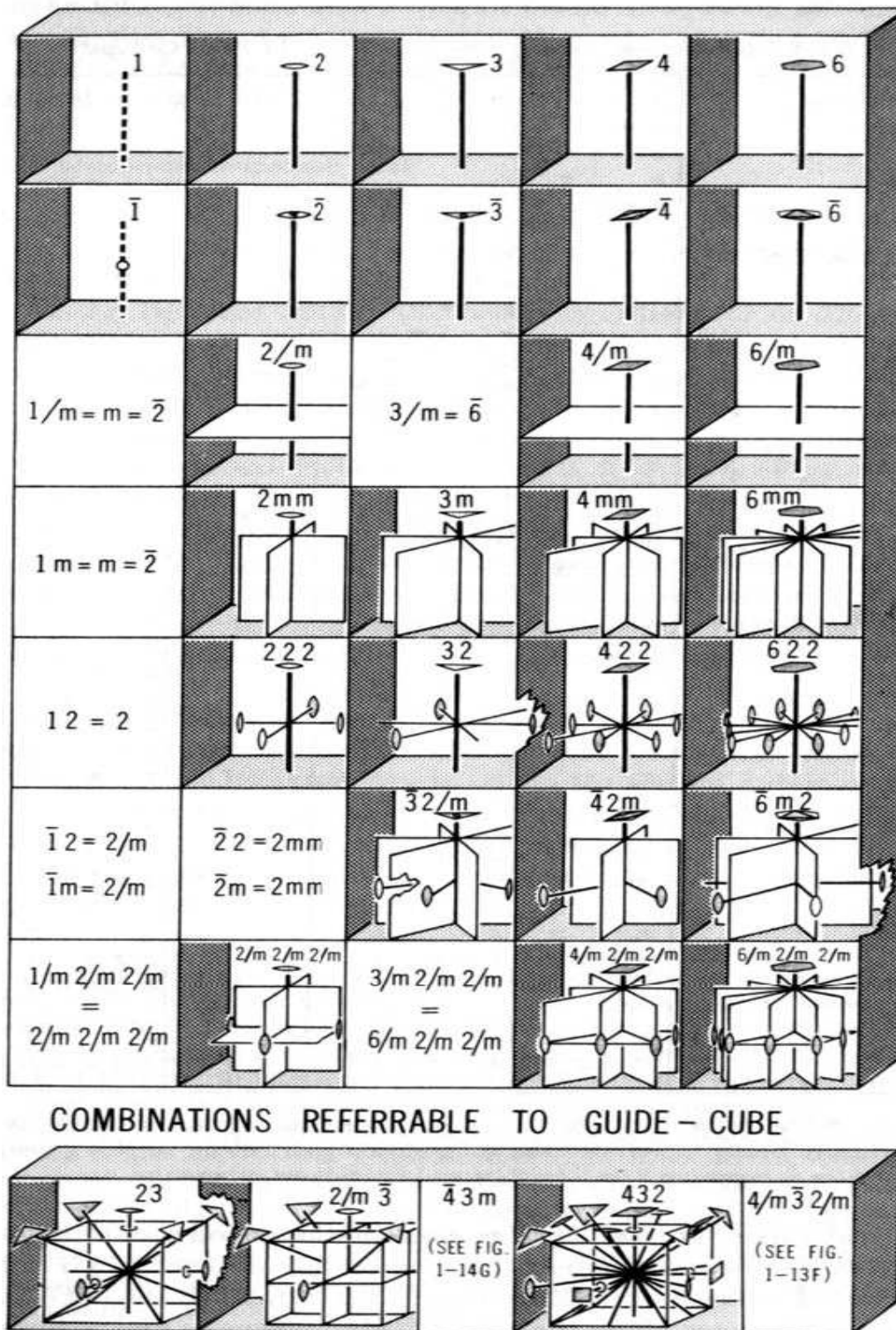


Figura 27. Índices de Miller de algunas caras frecuentes en la morfología de los cristales



Cuadro 1. Representación de las 32 clases cristalinias, según simbología Herman Mauguin.



Bibliografía y enlaces de consulta

-Cornelius Klein, Cornelius S. Hurlbut, (2006). Manual de Mineralogía basado en la obra de J.D. Dana (4^o edición). Editorial Reverté,

-Bastida, F. (2005). Geología. Una visión moderna de las Ciencias de la Tierra. Ediciones Trea S.L., Gijón, Asturias. Vol.1, 974 pp.

-Ostrooumov Mikhail (2006) Fundamentos de Cristalografía. UMSNH-IIM, Depto. de Geología y Mineralogía. Morelia

-Muñiz Lozano, Luisa Reyna. Apuntes de Cristales. Academia de Química.

<http://www.uned.es/cristamine/inicio.htm> Mineralogía y cristalografía

<http://webmineral.com/> - Bases de datos de Cristalografía y Mineralogía

http://www.xtal.iqfr.csic.es/Cristalografia/parte_03.html

<http://161.116.85.21/crista/elements2D.htm> para ver los movimientos 2D

Actividad Independiente 3

1. A partir del concepto de formas cristalinas, diferencie formas simples y combinadas.
2. Establezca las diferencias entre grupos puntuales y espaciales.
3. Caracterice y describa el concepto de ejes de simetrías y ejes cristalográficos, relación parametral y mínima simetría.
4. Explique la Ley de Racionalización de índices.
5. Seleccione palabras claves y escriba el significado



RESOLUCION DE TRABAJOS PRÁCTICOS N° 3

Temas: Relaciones Axiales. Ejes Cristalográficos. Notación de los Elementos Geométricos. Herman Mauguin. Holoédricas y Meroedricas

Objetivo general

Reconocer las relaciones axiales y angulares de los cristales, la notación cristalográfica de sus caras y la simbología de Herman Mauguin.

Objetivos específicos

- Determinar combinaciones de elementos de simetría y operaciones de simetría.
- Orientar correctamente las formas cristalinas, con referencia a un sistema de ejes coordenados.
- Analizar los índices de Miller de las caras para las formas cristalinas.
- Indicar la simbología Hermman Mauguin y la mínima simetría correspondiente al sistema cristalino
- Identificar las formas holoédricas y meroedricas

Conocimientos previos recomendados

Capitulo 3. Formas abiertas y cerradas. Ejes cristalográficos. Ley de Racionalidad de los Índices. Simbología Herman Mauguin. Simetría mínima. Formas holoédricas, hemiédricas y hemimórficas. Relaciones axiales.

Procedimiento y habilidades:

- ✓ Posicionar redes cristalinas y emplee notación específica para
- ✓ Designar las caras de los cristales.



DESARROLLO DEL PRÁCTICO

1. Seleccione tres modelos cristalinos de cartón.
2. Identifique sus elementos de simetría, ejes cristalográficos y oriente en el espacio cada forma cristalina dada.
3. En base a la posición de los ejes cristalográficos con respecto de las caras en el cristal y las características de la cruz axial, asigne su notación empleando la notación de Weiss e Índices de Miller.
4. Determine a que clase cristalina pertenece y exprese la simbología de Herman Mauguin, el sistema cristalino y forma holoédrica o meroédricas.



CAPITULO 4. MEDICIÓN DE ÁNGULOS. PROYECCIONES CRISTALINAS

4.1. Goniometría. Angulo diedro. 4.2 Ley de Steno. 4.3. Goniómetros y medición de ángulos 4.4. Proyecciones cristalinas. Esférica y Estereográfica. 4.5. Representación en dibujos de proyección 4.6. Falsilla o Red de Wulff.

4.1. Goniometría. Angulo diedro

La goniometría se conoce a la ciencia y técnica de la medición de ángulos. Históricamente, el método de goniometría de cristales, junto con los principios del análisis químico, eran los primeros métodos de estudio precisos de sustancias cristalinas.

La medición de los ángulos en cristalografía permite definir los sistemas de cristalización e identificar los cristales. Un ángulo diedro es una figura formada por dos planos que se cortan.

4.2. Steno. Ley de Constancia de los Ángulos Diedros

El estudio de la simetría y medida de los ángulos que forman entre sí las caras de un cristal, determina el tipo de mineral o sustancia química a que dicho mineral pertenece.

A mediados de los años 60 Steno establece que los ángulos de caras equivalentes de la misma sustancia son constantes (deducido de la observación, midiendo los ángulos entre dos caras consecutivas).

Un siglo más tarde la ley de Steno o Ley de Constancia de Ángulos nos dice que en los cristales de igual especie cristalina, tamaño y distancias que se encuentran las caras puede ser distinta pero que los ángulos diedros que forman caras homologas son iguales. Entendiendo como homologas a la posición de caras en el espacio bajo las mismas propiedades físicas y químicas. A igual distancia le

corresponde igual morfología, se traduce de la constancia de los ángulos.

La medición de ángulos diedros se realiza con goniómetros de *reflexión* y de *contacto*. Con estos instrumentales vamos a medir los ángulos complementarios que es igual que los ángulos que forman las perpendiculares de las caras y recibe el nombre de *ángulo polar*.

El método de goniometría por reflexión se basa en la determinación de las coordenadas de las caras del cristal. El cristal se fija en la cruce de dos ejes perpendiculares giratorios. Estos ejes, perpendiculares uno respecto a otro, tienen dos discos con escalas para facilitar la lectura de las coordenadas. El eje c del cristal se ajusta para coincidir con uno de los ejes giratorios del goniómetro. Luego el cristal se gira por dos ejes, apuntándose las posiciones cuando sus facetas producen reflejos al tubo ocular del equipo. A partir de las coordenadas de las facetas obtenidas se calculan los símbolos (hkl) de todos los tipos de formas que posee el cristal de estudio.

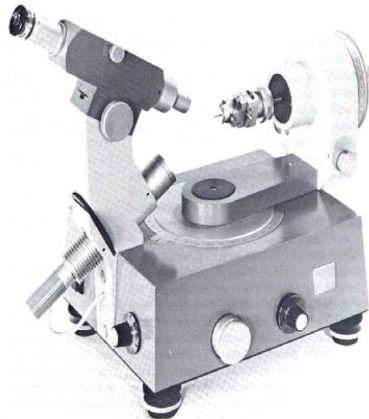


Figura 28 Goniómetro de reflexión

4.3. El Goniómetro de Contacto y medición de ángulos

Es un modo sencillo y se utiliza para medir ángulos entre caras de cristales de tamaño normal, la medida obtenida no es más precisa, que el goniómetro de reflexión. La figura 27 muestra el goniómetro

de contacto con un transportador, la medida del ángulo de las normales a las caras, corresponde al valor interno de 40°

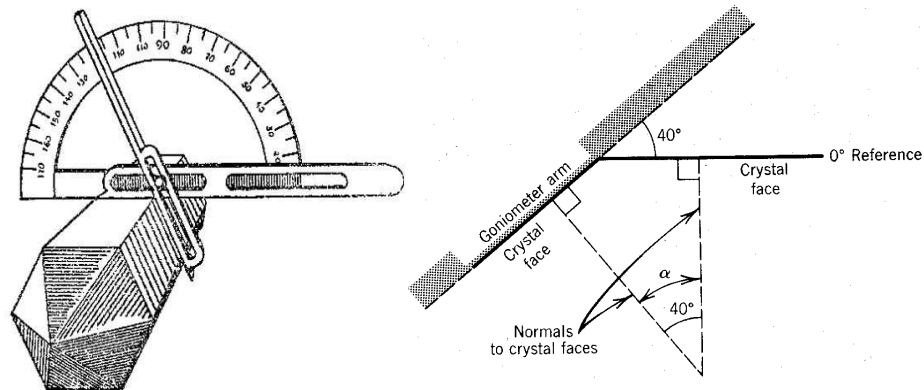


Figura 29 Goniómetro de Contacto que mide el ángulo alfa.

Ejemplos de medidas de ángulos diedros:

- El ángulo entre dos caras contiguas del cubo es de 90°
- El ángulo entre dos caras contiguas del octaedro es de $70^\circ 32'$ minutos.
- El ángulo entre dos caras contiguas del dodecaedro es de 60° .
- El ángulo entre la cara del cubo (100) y la de un octaedro (111) es $54^\circ 44'$.
- El ángulo entre la cara del cubo (100) y la de un dodecaedro (110) es de 45° .
- El ángulo entre un octaedro (111) y la de dodecaedro (110) es de $35^\circ 16'$.

La medición de ángulos, es de aplicación en la proyección en cristalografía en el hecho que si representamos gráficamente las caras de los cristales podremos determinar la medida directa de los ángulos cristalinos, ya que mantiene su verdadera magnitud tras la proyección.



4.4. Proyecciones Cristalinas

Una proyección de un cristal es un medio de representar un cristal tridimensional en una superficie plana bidimensional. Las proyecciones en cristalografía permiten conocer la simetría del cristal y la clase cristalina. Debido a que el tamaño y forma de las distintas caras de un cristal son accidentales 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. Mediante este tipo de proyección situamos las caras de acuerdo con sus relaciones angulares y sin consideraciones de su forma o tamaño.

La proyección esférica es una proyección en tres dimensiones y las estereográficas que transfieren un objeto de tres dimensiones a una superficie de dos dimensiones (papel).

La aplicación principal de una proyección es representar las caras (no su desarrollo) y el ángulo entre ellas. La ejecución de la proyección se ha basado en una metodología a seguir:

1. Se da al cristal la orientación que corresponde a sus ejes cristalográficos y se lo imagina inscrito en la esfera, donde el centro geométrico del cristal coincide con el centro de la esfera.
2. Se traza la perpendicular a la cara prolongando hasta la superficie de la esfera y queda representada la cara del cristal en un punto. El punto se le llama "polos de las caras", que es el punto de intersección entre la perpendicular y la esfera. El conjunto de todos los polos de un cristal se le denomina figura polar.
3. Los polos obtenidos en la mitad superior son unidos con el sur de la esfera también llamado punto de vista de la proyección. Los puntos de intersección de esas líneas de unión con el plano ecuatorial constituyen la proyección estereográfica.

4. La proyección de la mitad superior se señala con puntos y los de la mitad inferior con círculos.

5. La proyección de un cristal en la proyección esférica, los polos y los círculos máximos se obtienen al interceptar las superficies de los cristales y los vectores normales a las caras con el hemisferio norte o superior de la esfera

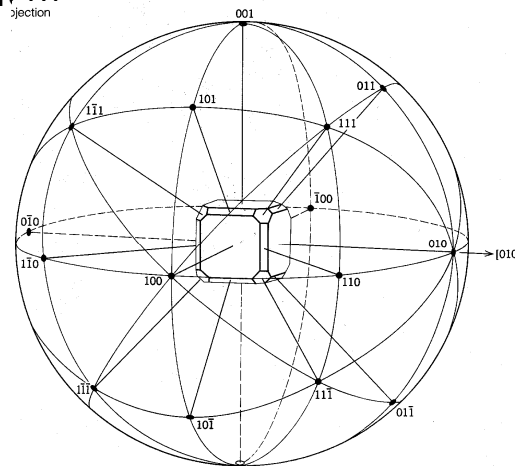


Figura 30 Proyección esférica

Para obtener la proyección estereográfica ubicamos el punto de vista en el hemisferio sur o inferior con el ojo puesto en el polo sur, se observan los polos de las caras cristalinas situadas en el hemisferio norte de la proyección esférica.

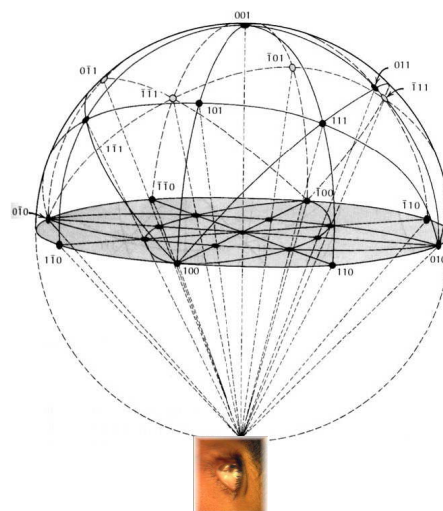


Figura 31. Proyección estereográfica

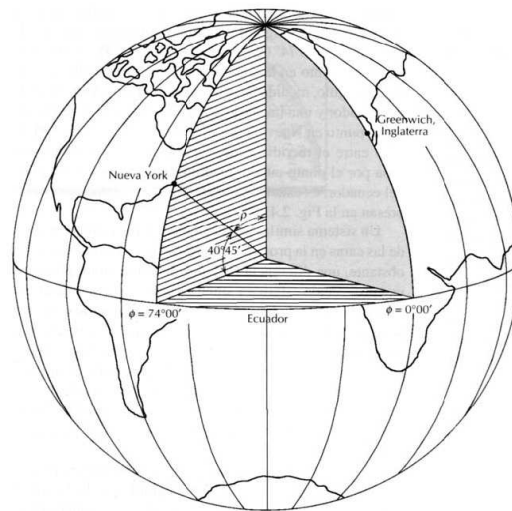


Figura 33. Localización de Latitud y longitud de un punto en la Tierra.

La latitud o distancia polar (ρ) es la distancia que hay desde un punto de la superficie terrestre al Ecuador, contada por los grados de su meridiano.

La longitud o acimut (ϕ) es la distancia de un lugar respecto al primer meridiano, contada por grados en el Ecuador, es el que corresponde al plano cristalográfico frontal, es decir, el formado por los ejes y , z y el meridiano que corta a este en el plano horizontal. El meridiano origen se medirá en el sentido de las agujas del reloj, será positivo y podrá variar 180° . Puede ser negativo en sentido contrario.

Para determinar las distancias estereográficas en relación con los ángulos de la proyección esférica. Se puede observar una sección vertical a través de la proyección esférica de un cristal. Consideremos la cara (011): OD es la perpendicular a la cara (011) y D es el polo de esta cara en la proyección esférica.

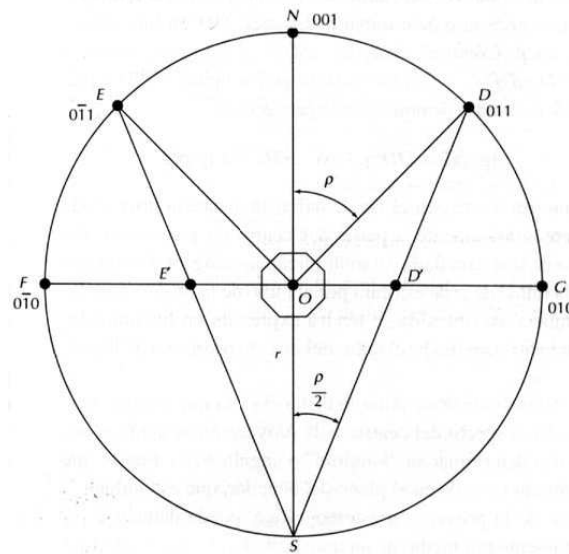


Figura 34. Sección de la esfera de proyección mostrando la relación de los polos esféricos a los estereográficos

La línea trazada desde el polo sur, SD corta la línea del plano del ecuador FG en el punto D, el polo estereográfico de (011). El ángulo NOD se conoce como ángulo D (ρ). Con el fin de situar D' directamente en la proyección estereográfica, es necesario determinar la distancia OD' en función del ángulo D. Como el triángulo SOD es isósceles, se puede deducir la tangente trigonométrica que es igual a la mitad de la distancia polar

$$\operatorname{tg} D/2 = OD' / r \text{ o } OD' = r \operatorname{tg} D/2$$

Así, con el fin de hallar la distancia proyectada estereográficamente partir del centro de proyección del polo de una cara dada, se multiplican las tangentes naturales de la mitad de D de esa cara por el radio de la proyección.

Además de determinar la distancia a la del polo, debe situarse respecto del centro de la proyección por lo que es también necesario determinar su longitud o ángulo ϕ . Puesto que el ángulo se mide en

el plano del ecuador, que es también el plano de la proyección estereográfica, puede deducirse directamente por medio de un transportador de ángulos.

Es necesario fijar primero la posición del meridiano cero situando un punto sobre el círculo primitivo que representará el polo de (010).

Con la arista del transportador a lo largo de esta línea y el punto central situado en el centro de la proyección, puede marcarse el ángulo rho. Marcando la línea recta trazada desde el centro de la proyección pasando por este punto se encuentran todos los posibles polos de las caras que tienen el ángulo rho especificado.

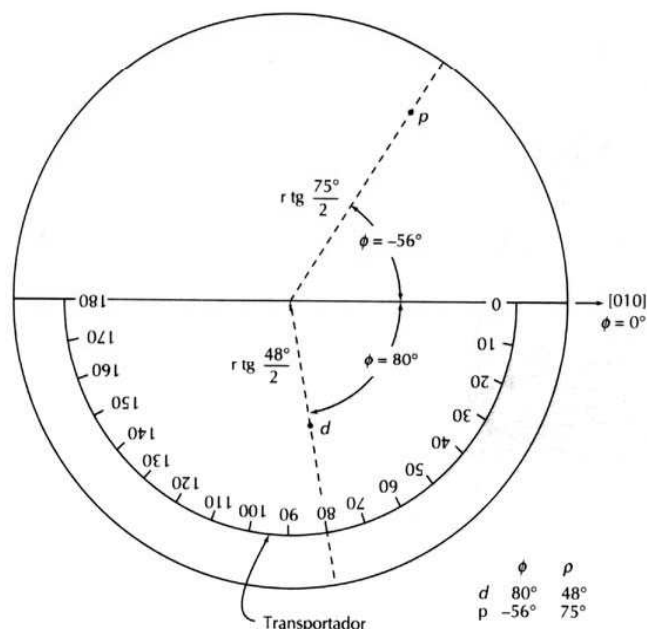


Figura 35. Determinación del ángulo rho y ángulo phi

Para los ángulos phi positivos se sitúan en sentido de las agujas del reloj a partir de (010); los negativos lo hacen en sentido opuesto.

4.5 Ejercitación estereográfica de la simetría y clase cristalina.

Tenga en cuenta algunas reglas básicas:

- Una circunferencia primitiva de la proyección indica un plano horizontal.
- 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 ▲- eje ternario, □- eje cuaternario, etc.
- Los ejes de inversión rotatoria se indican con símbolos en blanco: ○, dos caras superpuestas por un círculo y un punto adentro.

Para representar la simetría en función de planos y ejes de simetría de las formas generales y que dan el nombre a la clase. El estereograma de un cristal (a, b) presenta un plano de simetría horizontal en ángulo recto con cada uno de los ejes binarios de rotación y los cuatro ejes ternarios de inversión rotatoria.

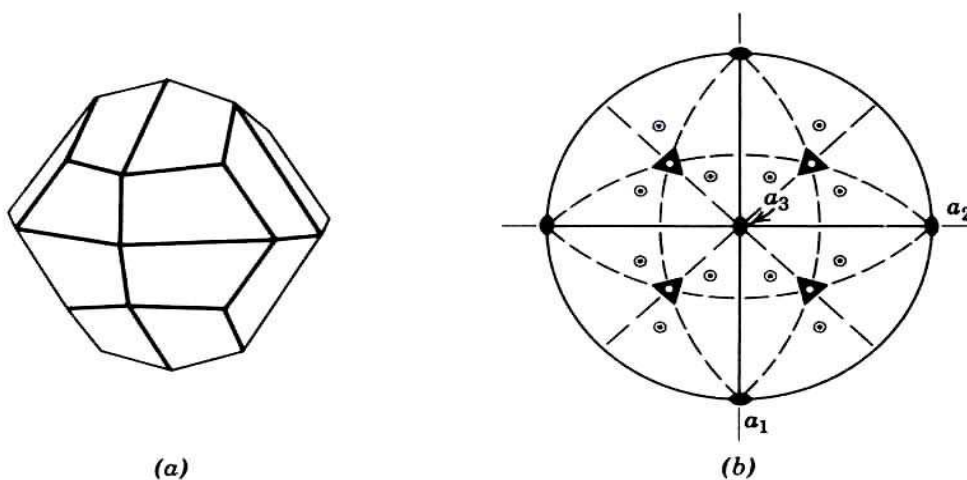


Figura 36. Cristal con simetría 2/m-3 (a) y su proyección estereográfica (b)

El estereograma de otro cristal siguiente, 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 (12 puntos del hemisferio norte) no están encima de las de la parte inferior (12 círculos del hemisferio sur).

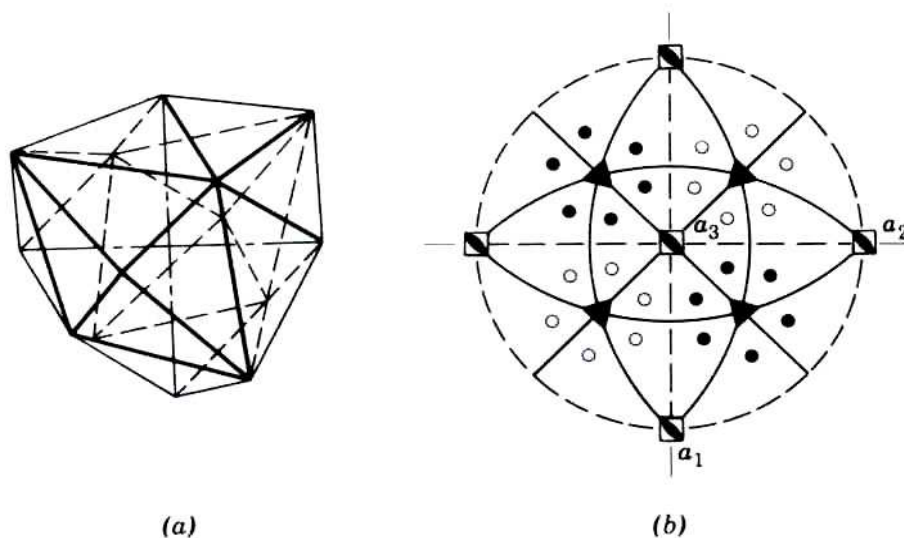


Figura. 37 Cristal con simetría $-43m$ (a) y su proyección estereográfica (b). Forma Hexasquitetraedro. Clase Hexasquitetraedrica. Sistema isométrico

4.6. Falsilla o Red de Wulff

En la proyección estereográfica se facilita mucho la medición y trazado de ángulos mediante una plantilla. La plantilla estereográfica se denomina Wulff. Es una hoja milimetrada, que llevan impresas, círculos de cinco a diez centímetros de radio. Sobre estos, están proyectados meridianos y paralelos, distancias angulares de 1° a 2° .

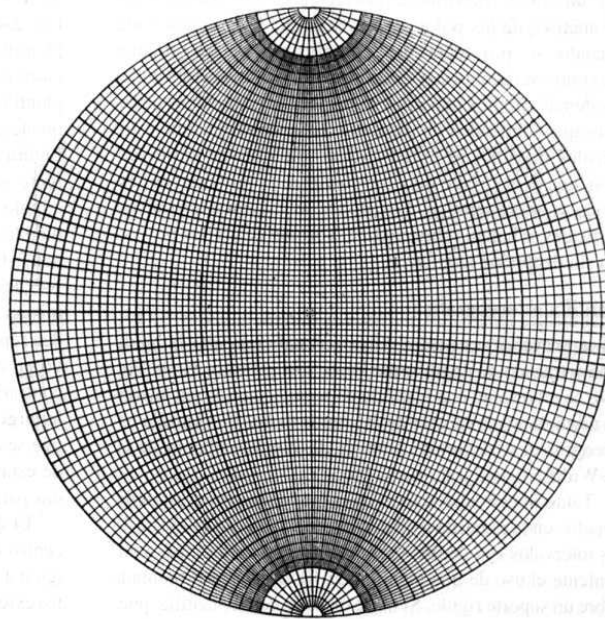


Figura 38. En la plantilla, podemos situar cualquiera de las coordenadas polares, realizando la proyección esférica. Esto sin tener que utilizar ninguna fórmula.

Procedimiento de Resolución practica para la obtención de ángulos, planos: Se perfora con una chinche el centro de la plantilla estereográfica actuará de pivote alrededor del cual puede girar una hoja de papel transparente. La figura 39 muestra esta superposición de una hoja transparente sobre la plantilla estereográfica. Se traza el círculo exterior (primitivo) sobre la cubierta y se marcan las direcciones E-O y N-S. El extremo oriental de la línea E-O se marcará con $\phi = 0^\circ$; el extremo meridional de la N-S se marcará con $\phi = 90^\circ$ y el extremo septentrional de la misma línea con $\phi = -90^\circ$. De este modo, los ángulos ϕ pueden representarse directamente a lo largo del círculo primitivo en el sentido de las agujas del reloj (+) o en el sentido contrario (-).

Cualquier cara que se proyecta sobre el centro de la proyección (en la posición de la chinche es igual a 0°). Cualquier cara que se

encuentre sobre el perímetro exterior del círculo primitivo tiene un ángulo $D=90^\circ$. Por tanto, cualquier ángulo entre 0° y 90° viene representado hacia fuera desde el centro de la proyección (alejándose de la posición de la chincheta) a lo largo de las direcciones E-O o N-S.

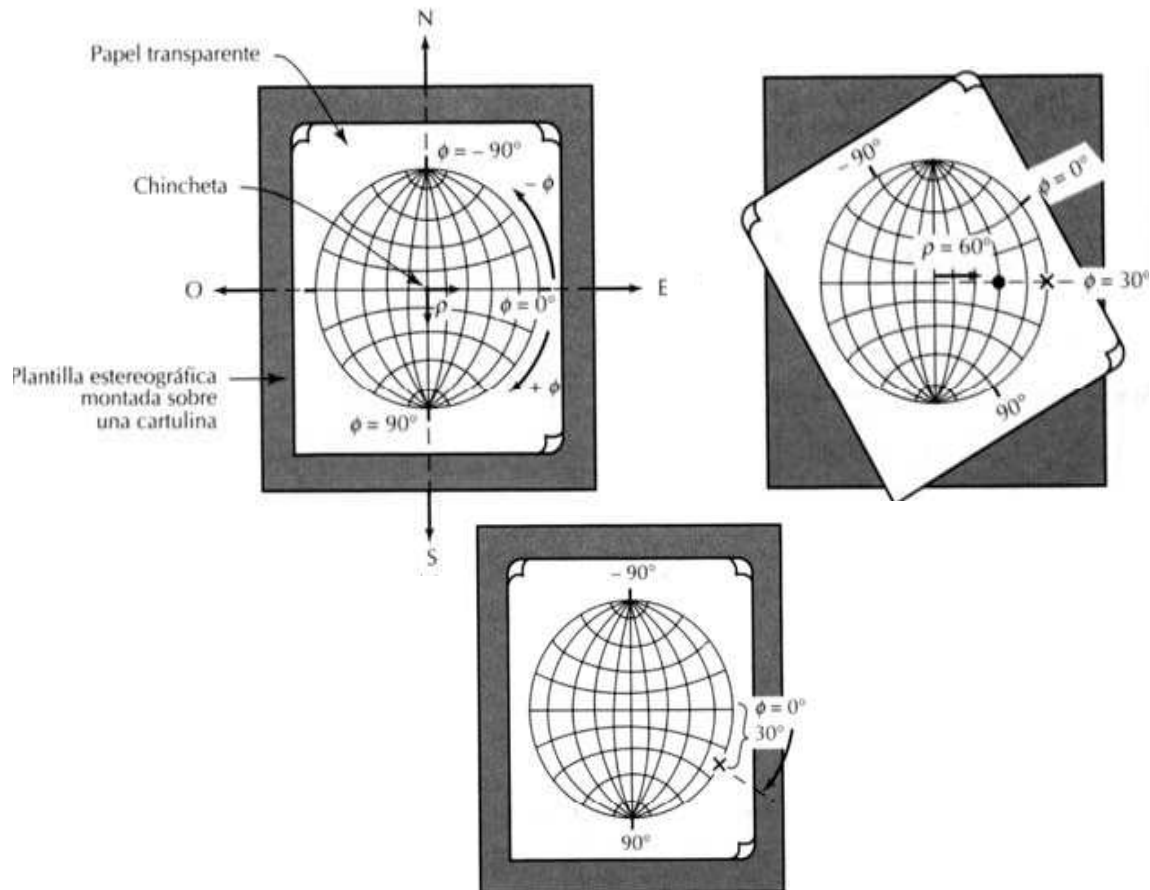


Figura 39. Ilustración del uso de la plantilla estereográfica

Ejercicios de ejercitación empleando la red de Wulff, en vez de medir los ángulos ϕ y ρ , se mide usualmente ángulos interfaciales.

Como se dijo anteriormente, primero calculamos el acimut (ϕ) y luego la distancia polar (ρ). La localización del polo ϕ sobre la circunferencia, girando la hoja de papel transparente con las líneas E-O de referencia al origen de referencia tomado con el eje b (010).

El ángulo rho se representa directamente usando la graduación disponible sobre la plantilla estereográfica subyacente.

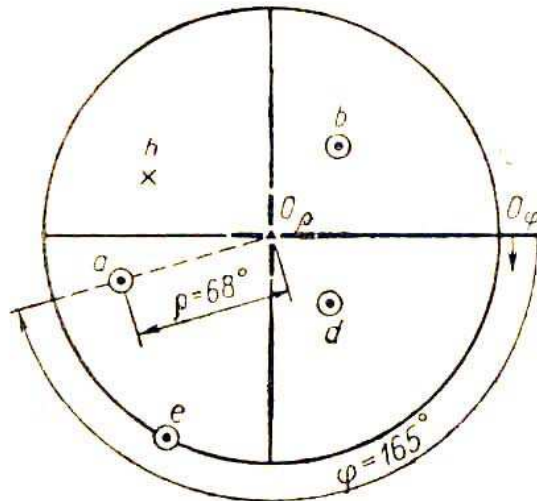


Figura 40. Ilustración del uso de la plantilla estereográfica: Proyecciones estereográficas de las caras a ($\varphi=165^\circ$, $\rho=68^\circ$), b (309° , 55°), d (51° , 37°), e (122° , 90°) y h (205° , 124°).

Bibliografía y Referencias De Internet

Cornelis Klein, Cornelius S. Hurlbut, (2006). Manual de Mineralogía basado en la obra de J.D. Dana (4ª edición). Editorial Reverté

http://crista.pangea.org/castella/proj-estereo/proj-cares_es.htm

http://ocw.uniovi.es/pluginfile.php/689/mod_resource/content/1/1C_C11812_A/contenidos%20en%20pdf%20para%20descargar/4.pdf

Actividad independiente 4

1. Analice y resuelva el ejercicio de resolución para la obtención de ángulos de un cristal ortorrómbico utilizando la Red de Wulff de J.D. Dana (4ª edición).
2. Seleccione palabras claves y escriba el significado.



RESOLUCION DE TRABAJO PRÁCTICO N°4 (a)

Tema: Medición de Ángulos Interfaciales. Goniómetros.

Objetivo general: Medir correctamente ángulos interfaciales con goniómetros.

Objetivos específicos:

- Medir correctamente ángulos diedros, empleando instrumental específico
- Determinar la simetría cristalina, la clase cristalina y el sistema cristalino.
- Reconocer los índices de Miller

Conocimientos previos recomendados

Capítulo 4. Ley de Racionalidad de los Índices. Medición de Ángulos. Ley de Steno. Goniómetros. Representación de cristales por proyección cristalográfica.

Sistema de habilidades:

- ✓ Mida ángulos usando goniómetro de contacto
- ✓ Maneje correctamente objetos tridimensionales en el plano bidimensional.

DESARROLLO DEL PRÁCTICO

En el proceso de proyección de cristales de los modelos cristalográficos es de utilidad la medida de sus ángulos interfaciales con goniómetro de contacto, resulta útil seguir la siguiente metodología descriptiva:

1. Determinar los elementos de simetría presente en las formas cristalinas seleccionadas, índices de Miller.



2. Reconocer la clase de simetría y el sistema cristalográfico en función de la simetría existente y su posición en el espacio.
3. Efectuar la medición de ángulos diedros.
4. Determinar la cantidad de formas existentes en los modelos cristalinos(formas simples o combinadas)
5. Para las formas seleccionadas escriba ejemplos de minerales.



RESOLUCION DE TRABAJO PRÁCTICO N° 4 (b)

Temas: Proyección Estereográfica. Propiedades y Uso De La Red De Wulff.

Objetivo general: Realizar las proyecciones estereográfica de cristales para determinar clases cristalinas.

Objetivos específicos:

- ✓ Proyectar formas cristalinas en un estereograma.
- ✓ Resolver los principales problemas de proyección estereográfica, empleando red de wulff.
- ✓ Representar en dos dimensiones: líneas, plano, ángulos empleando red de Wulf.
- ✓ Determinar de simetría cristalina y clase cristalina.

Conocimientos previos recomendados

Capitulo 4. Representación de cristales por proyección cristalográfica.

Sistema de habilidades:

- ✓ Emplee notación específica para designar las caras de los cristales.
- ✓ Ejercite el manejo de objetos tridimensionales en el plano bidimensional.
- ✓ Emplee adecuadamente la red de Wulff.

DESARROLLO DEL PRÁCTICO

En el proceso de proyección de cristales es apropiado emplear la siguiente metodología:

1. Determinar todos los elementos de simetría en los modelos seleccionados.



2. Reconocer la clase de simetría utilizando la proyección estereográfica de los elementos de simetría.
3. Determinar los polos estereográficos.
4. Describir cada una de las formas e indicar con ejemplos de minerales.

CAPITULO 5. SISTEMAS CRISTALINOS

5.1. Sistema Isométrico: Simetría. Clases cristalinas. Formas cristalinas. Proyecciones. 5.2. Sistema Hexagonal. 5.2.1. División Hexagonal: Clases cristalinas. Formas cristalinas. Proyecciones. 5.2.2. División trigonal o romboédrica. Clases cristalinas. Formas cristalinas. Proyecciones. 5.3. Sistema Tetragonal: Simetría. Clases cristalinas. Formas cristalinas. Proyecciones. 5.4. Sistema Ortorrómbico. 5.5. Monoclínico. 5.6. Triclínico. Simetría. Clases cristalinas. Formas cristalinas. 5.7. Proyecciones de clases cristalinas

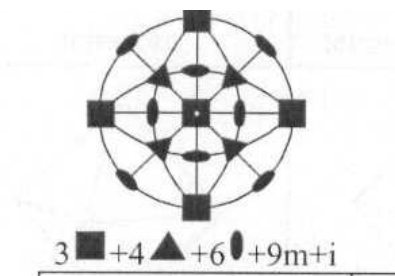
5.1. El Sistema Isométrico

Comprende aquellas clases, cuyas formas pueden referirse a una cruz axial octogonal de tres ejes de iguales y dimensión $a=b=c$. La relación axial será 1:1:1. Simétricamente todas las clases se caracterizan por poseer eje ternario ubicado en la dirección (111). Las formas son todas cerradas.

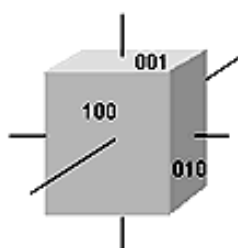
Comprende cinco clases cristalinas:

Clase Hexaquisoctaédrica: HM 4/m-32/m. Holoédrica.

Simetría $3A_4 4A_3 6A_2 9m i$. Proyección cristalina.

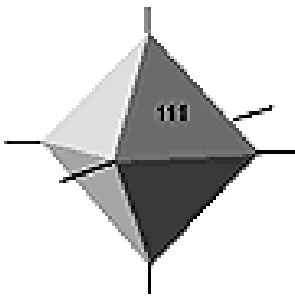


Cubo: El cubo está compuesto de 6 caras cuadradas formando ángulos de 90° entre ellos, cada cara esta interceptando a cada uno de los ejes cristalográficos, su notación es $\{001\}$. Los minerales en esta clase son comunes la galena (PbS), argentita (Ag_2S),



pentlandita ((Fe, Ni)₉ S₈), halita (NaCl), pirita (FeS₂), fluorina (CaF₂), granate (Ca,Fe,Mg,Mn)₃(Al,Fe,Mn,Cr,Ti,V)₂(SiO₄)₃).

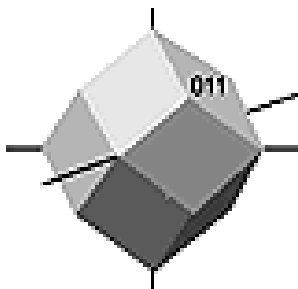
Octaedro: El octaedro es una forma compuesta de 8 triángulos



equiláteros. Dichas caras interceptan a los tres ejes cristalográficos a la misma distancia, la forma tiene notación de {111}. Los minerales son magnetita (Fe₃O₄), cromita (FeCr₂O₄), franklinita ((Fe, Mn, Zn)²⁺ (Fe, Mn)³⁺₂O₄), espinela (MgAl₂O₄), cuprita (Cu₂O), oro (Au),

diamante (C), pirita (FeS₂).

Dodecaedro: Forma compuesta de 12 caras rómbicas. Que



interceptan a los ejes con notación de {011}. Ejemplos de minerales es el granate ((Ca,Fe,Mg,Mn)₃(Al,Fe,Mn,Cr,Ti,V)₂(SiO₄)₃), en ocasiones la magnetita (Fe₃O₄) y la sodalita (Na₈Al₆Si₆O₂₄Cl₂).

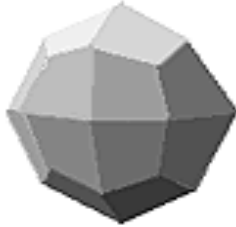
Tetrahexaedro: Es una forma de 24 caras triangulares isósceles. La



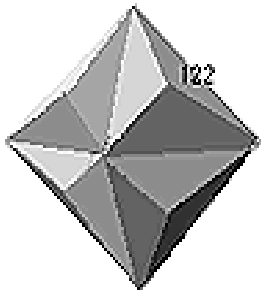
manera más fácil de comprender esta forma es la visualización del cubo por otro cubo de caras iguales que ha sido intercrecido desde el centro de la cara.

La notación general {0hl}. El tetrahexaedro es raro en los cristales naturales. Los minerales de fluorita (CaF₂) (cubo o tetrahexaedro), magnetita (Fe₃O₄) o cobre (Cu) (octaedro y tetrahexaedro) y el granate ((Ca,Fe,Mg,Mn)₃(Al,Fe,Mn,Cr,Ti,V)₂(SiO₄)₃) (dodecaedro y tetrahexaedro) pueden exhibir en ocasiones esta forma.

Trapezoedro: Forma de 24 caras, que se interceptan en el eje cristalográfico a una distancia considerada como la unidad y a los otros dos ejes a distancias iguales, dichas distancias podrían ser más grandes que la unidad. La forma es $\{112\}$. Los dos silicatos más comunes son la analcima ($\text{Na} (\text{AlSi}_2\text{O}_6) \cdot \text{H}_2\text{O}$) y la leucita ($\text{K} (\text{Si}_2\text{Al}) \text{O}_6$).



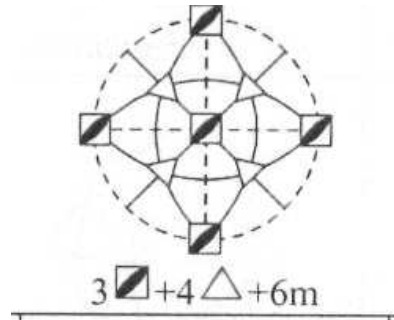
Trisoctaedro: Forma de 24 caras, pero las caras son triángulos isósceles, cada cara intercepta dos ejes cristalográficos, y el tercer eje en algún múltiplo de la unidad; por lo que su notación general es $\{122\}$. Para visualizar mejor un trisoctaedro, es mejor pensar en un octaedro. Cada cara octaédrica está dividida en tres triángulos isósceles. Común en el diamante(C).



Hexoctaedro o hexaquisoctaedro: Forma de 48 caras triangulares, seis caras parecen estar levantadas de cada cara de un simple octaedro. Estas podrían visualizarse dibujando una línea desde el centro de cada uno de los bordes de una cara octaédrica a través de una cara central a la esquina opuesta. La notación es $\{123\}$.

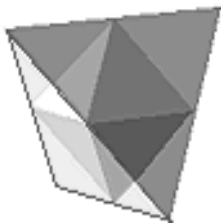


Clase Hexaquitetraédrica: HM -43m. Hemiedria Hemimorfica (sin centro). Simetría 3-A 2 4A3 4m i



Tenemos 4 formas cristalinas

Tetraedro: El tetraedro incluye formas positivas y negativas con la notación $\{111\}$ y $\{1-11\}$, respectivamente, quiere decir formas simples de imágenes espejo, uno de otro. Un tetraedro es una forma de cuatro caras, cada cara en principio es un triángulo equilátero. Se puede derivar esta forma desde un octaedro extendiendo caras alternadas. El mineral común es tetraedrita $((\text{Cu},\text{Fe})_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13})$. Otros ejemplos son el diamante (C), helvita $(\text{Be}_3(\text{Mn}^{2+})_4(\text{SiO}_4)_3\text{S})$ y esfalerita (ZnS).



Tristetraedro: Derivado de una forma simple de un tetraedro puede derivar esta forma. Una se puede levantar 3 triángulos isósceles y formar las caras en cada una de las 4 caras del tetraedro. Así es como esta forma tiene 12 caras triangulares. En el tetraedro hay formas positivas y negativas como el tetraedro, designadas como $\{211\}$. Forma común la tetraedrita, normalmente subordinada al tetraedro, esfalerita (ZnS) y la boracita $(\text{Mg}_3\text{B}_7\text{O}_{13}\text{Cl})$.



Hexatetraedro: Derivado del tetraedro y, de manera similar como el anterior, se levantan 6 caras triangulares que tienen un ápice común en el centro de la cara triangular equilátera del tetraedro. Hay formas positivas y negativas, se designan como $\{321\}$ y $\{3-21\}$, respectivamente de 24 caras. Ejemplo de minerales la tetraedrita $((\text{Cu,Fe})_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13})$ y raramente esfalerita (ZnS).



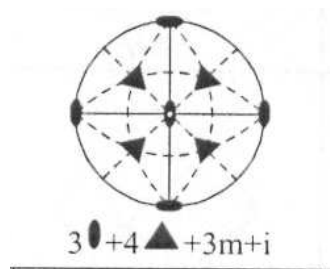
Deltoide dodecaedro. Derivado del tetraedro, es una forma de 12 caras están en las caras adelante a cada uno de la cara de un tetraedro. La forma de las caras resultante es rómbica. Hay formas positivas y negativas, designadas como $\{122\}$ y $\{1-22\}$, respectivamente. Esta forma a veces se ve en tetraedrita $((\text{Cu,Fe})_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13})$ o esfalerita (ZnS).



Clase Diploedrica HM 2/m3. Hemiedría Paramorfica.

Simetría 3-A4 4 A3 3m i

Piritoedro. Hay 12 caras pentagonales cada una de las cuales cortan en la unidad a un eje cristalográfico y cortan un segundo eje en algún múltiple de unidad, y el otro paralelo al tercer eje. Hay formas positivas y negativas, que se



le designan como $\{h0l\}$ y $\{0kl\}$, respectivamente. La forma más común es el $\{102\}$, la forma positiva. La Pirita (FeS_2) es el único mineral común que presenta esta forma.

Clase Giroédrica: HM 432. Hemiedria Hemimorfica

Simetría 3A 4 A 3 6A 2 Esta forma no tiene centro de simetría y planos.

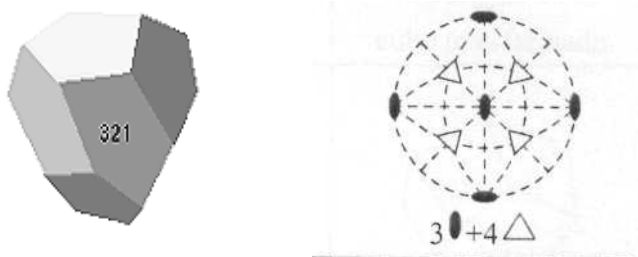


Hay dos formas en simetría izquierda- derecha. Si esto es así, entonces no se tiene ningún mineral natural en esta forma, aunque en laboratorios hay cristales que han sido elaborados.

Clase Tetartoédrica: HM 23. Tertartoedria

Simetría 3 -A2 4A3.

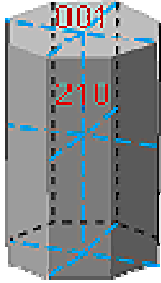
Hay 4 formas separadas en esta clase: derecho positivo {hkl}, izquierdo negativo {khl}, derecho negativo {k-hl}, e izquierdo negativo {h-kl}. (321) El mineral es cobaltita (CoAsS).



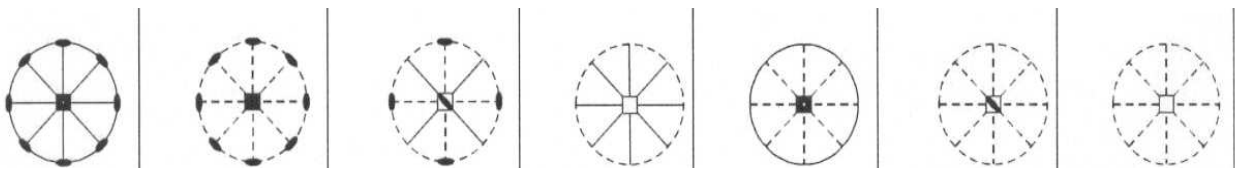
5.2. Sistema Tetragonal

En una forma tetragonal se puede observar que el eje de c corta a una longitud diferente a los ejes a, debido a que ya definimos esa forma como un octaedro en el sistema isométrico. Es así que puede cortar a una distancia más larga o más corta a lo largo del eje c que la longitud de los ejes a. La forma más común {111}.

Son formas abiertas de prismas y bipirámides. El prisma es una forma que tiene 4 caras, que son paralelas al eje c e interceptan a los ejes a1 y a2 a la misma distancia. El símbolo de la forma es $\{110\}$. Su designación de la letra sólo depende de cómo ellos se orientan a los dos ejes a y b. La notación de la forma común es $\{210\}$.



El Sistema constituye 7 clases diferenciadas según HM. A continuación se resume la simetría en dibujos de proyecciones de

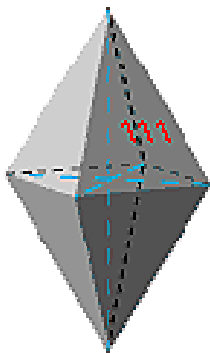


mayor a menor simetría.

4/m 2/m 2/m 422 -42m 4mm 4/m -4 4

Clase Bipiramidal Ditetragonal. HM 4/m 2/m 2/m. Holoédrica.

El nombre bipirámide esta dado por una forma cerrada cuyos planos interceptan a los tres ejes Es una doble pirámide de 8 lados por lado de donde las 16 caras similares cortan a los tres ejes a distancias iguales. El símbolo general es $\{hkl\}$. Esta forma es raramente dominante, en ocasiones es común como forma subordinada en el zircón ($ZrSiO_4$), rutilo (TiO_2), casiterita (SnO_2).



Clase Trapezoedro Tetragonal. HM 422. Hemiedría Enantiomorfa

Es una forma cerrada que consiste en 8 caras trapezoedrales, la mitad de las caras de la bipirámide ditetragonal. La simetría es un eje cuaternario de rotación paralelo al eje c y los ejes 22 forman ángulos rectos al eje cuaternario o cristalográfico c . No presenta centro de simetría y ningún plano de simetría. Allí existen formas de mano derecha-mano izquierda. Ejemplo de esta clase la fosgenita ($Pb_2CO_3Cl_2$).



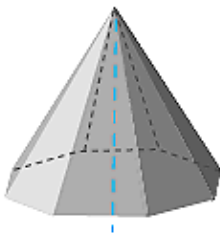
Clase Escalenoedro Tetragonal. HM -42m. Hemiedría segunda especie $\{hkl\}$

Está formada de escalenoedros y biesfenoides. Es importante recordar que en ambas formas existe un eje de rotoinversión cuaternario. El único mineral común es la calcopirita ($CuFeS_2$).



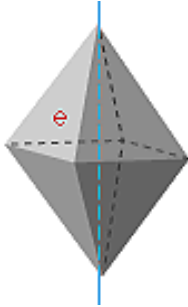
Clase Pirámide Ditetragonal. HM 4mm. Hemiedría Hemomorfica $\{hkl\}$.

Esta forma es abierta y no tiene ningún plano de simetría respecto a los 2 ejes horizontales. Existen dos orientaciones de esta forma respecto al eje a uno nombrado como $\{hhl\}$ y el otro como $\{h0l\}$. A lo largo la pirámide ditetragonal puede ser terminada en forma de pedión, teniendo los índices del Miller $\{001\}$. La dolomita ($CaMg(CO_3)_2$) es el único mineral conocido que representa a esta clase cristalina.



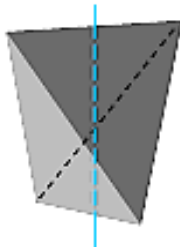
Clase Bipirámide Tetragonal. HM 4/m. Hemiedría Paramorfica

Forma cerrada, adonde la simetría se revela cuando se observa en un cristal real de scheelita (CaWO_4). Los minerales se incluyen la powellita (CaMoO_4), fergusonita ($\text{Ce,Nd,Y)NbO}_4 \cdot 0.3\text{H}_2\text{O}$) y miembros del grupo de la escapolita $(\text{Na,Ca})_4(\text{Si,Al})_{12}\text{O}_{24}(\text{Cl,CO}_3,\text{SO}_4)$.



Clase Biesfenoide tetragonal. HM -4. Tetartoedria.

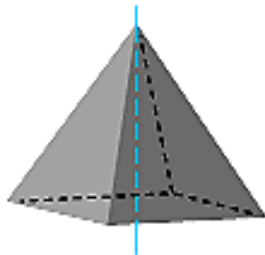
Forma cerrada, posee sólo 4 caras que son triángulos isósceles.



Tiene un eje -4 de roto-inversión que coincide con el eje c. Sólo se conoce el mineral gahnita (ZnAl_2O_4) como representante de esta clase.

Clase Pirámide Tetragonal. HM 4. Hemimórfica hemiedral

Forma abierta con sólo un eje de simetría cuaternario que coincide con el eje c. Ningún centro o plano de simetría existen en esta clase. Tiene formas superiores $\{hkl\}$ e inferiores $\{hk\bar{1}\}$, en una relación de mano izquierda- mano derecha. La wulfenita (PbMoO_4) es la especie mineral de esta forma.

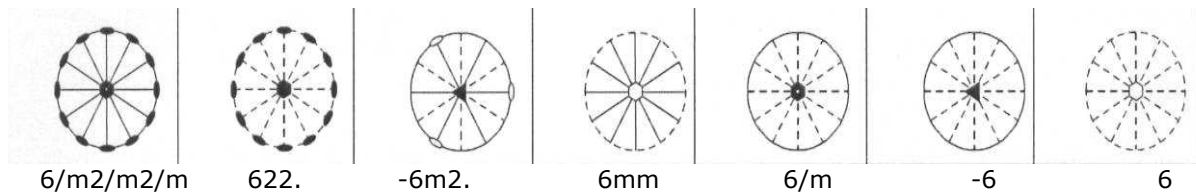


5.3. Sistema Hexagonal. Es el único sistema cristalino que posee 4 ejes cristalográficos y con sus correspondientes letras o números en la notación. Notación de la forma es $\{hk\bar{i}l\}$, donde el tercer índice es la suma de los dos primeros multiplicada por -1, o sea: $h+k+i=0$.

La simetría se caracteriza por tener siete planos de simetría, un eje senario y seis ejes binarios.

Existen siete posibles clases, que contienen ejes de simetría senaria en la *división Hexagonal* y cinco clases con ejes ternarios, en la *división Trigonal*.

A continuación se observa los dibujos de proyección estereográfica de la división Hexagonal de mayor a menor simetría.

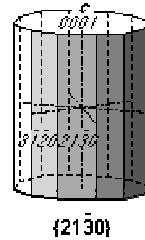
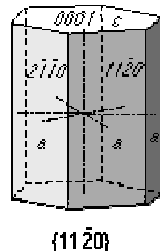
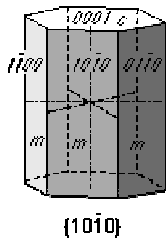


División Hexagonal

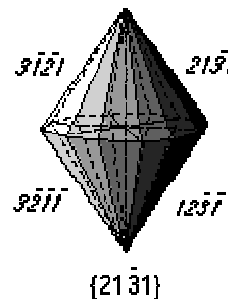
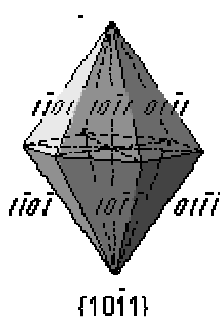
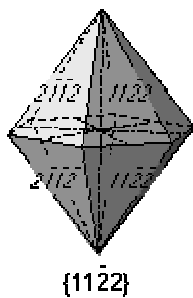
Clase Bipiramidal Dihexagonal. $6/m2/m2/m$. Holoédrica

La simetría es $1 A_6 6 A_2 7 m_i$

Conforma prismas abiertos



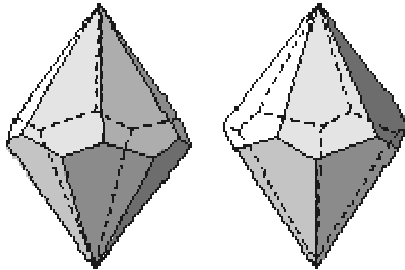
Y bipirámides cerradas:



Los ejemplos de esta clase es el mineral de berilo ($Be_3Al_2Si_6O_{18}$), molibdenita (MoS_2) y pirrotina ($Fe_{0,8-1}S$).

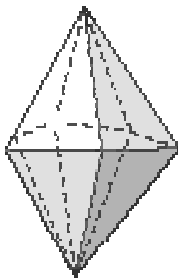
Clase Trapezoedral Hexagonal. HM 622. Hemiedría Enantiomorfa.

Dos formas enantiomórficas están presentes, imagen espejo cada una presenta 12 caras trapezoidales. Los ejes de simetría están igual que la clase normal pero los planos de simetría y el centro de simetría no están presentes. El cuarzo (SiO_2) representa a esta clase cristalina



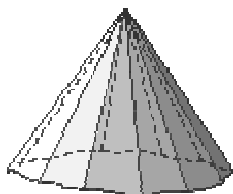
Clase Bipiramidal Ditrigonal. HM $-6m2$. Hemiedría segunda especie $\{hk - il\}$.

Tiene un eje senario de rotoinversión. Existen también 3 ejes binarios horizontales en los planos de simetría verticales. Esta clase es una forma de doce caras, seis en la cara superior y seis caras en la parte inferior del plano de simetría, que queda contenida en a_1 - a_2 - a_3 plano transverso. La benitoita ($\text{BaTiSi}_3\text{O}_9$) el único mineral que se ha descrito en esta clase.



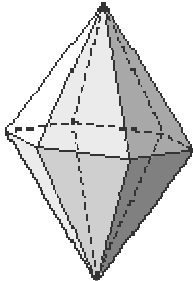
Clase Pirámide Dihexagonal HM $6mm$. Hemiedría Hemimórfica

Esta clase difiere de las clases discutidas anteriormente en que no tiene ningún plano horizontal de simetría y ningún eje horizontal de simetría. No presenta centro de simetría. Los minerales de esta clase son zincita, (ZnO). Wurtzita (ZnS) y greenockita (CdS).



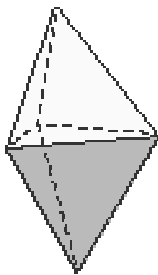
Clase Bipiramidal Hexagonal. 6/m. Hemiedría Paramórfica.

Tienen sólo un eje vertical senario de rotación y un plano de simetría perpendicular a él. Cuando esta forma se presenta sola, parece poseer la simetría más alta. Sin embargo, en la combinación con otras formas revela su baja simetría. Las formas generales de esta clase son los Bipirámides hexagonales positivas y negativas. Los minerales en esta clase son los del grupo del apatito ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F},\text{Cl},\text{OH})$).



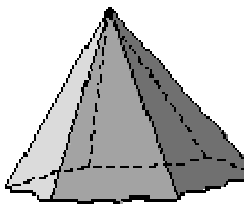
Clase Bipirámide Trigonal. HM -6. Tetartoedria de segunda especie.

Posee un eje senario de roto-inversión. Esto es equivalente de tener un eje 3 y un plano de simetría normal a él (3/m). No, se conoce ningún mineral en esta clase.



Clase Pirámide Hexagonal. HM 6. Tetartoedria.

El eje vertical es un eje 6. Ninguna otra simetría está presente en este sistema. La nefelina ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) es la representante más común de esta clase.

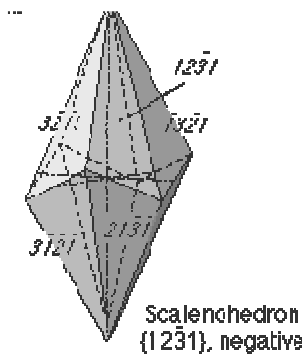


5.3.2. División Trigonal o romboédrica La División Trigonal del Sistema Hexagonal, se observa simetría ternaria (3). Hay que recordar que los prismas son formas abiertas. Se puede pensar en la División Trigonal como la mitad de las caras del prisma hexagonal de primer orden. Notación: $\{hkil\}$, donde el tercer índice es la suma de

los dos primeros multiplicada por -1, o sea: $h+k+i=0$. Presenta un eje de simetría ternario. Son cristales con las caras frecuentemente en forma de rombos, de trapecios o de triángulos escalenos.

Clase Escalenoédrica Hexagonal. HM -3 2/m. Holoédrica.

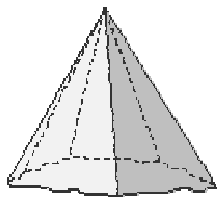
Hay dos formas principales en esta clase el romboedro hexagonal y escalenoedro hexagonal. *En un escalenoedro*, cada una de las caras del romboedro se convierten en 2 triángulos escalenos se encuentran 6 caras en la parte superior y 6 en la parte inferior. Ejemplo el mineral de calcita (CaCO_3).



Clase Piramidal Ditrigonal. HM 3m. Hemiedría Hemimorfica

El eje vertical es un eje ternario de rotación (3) y tres planos de simetría que cortan este eje. La forma general $\{hk-il\}$.

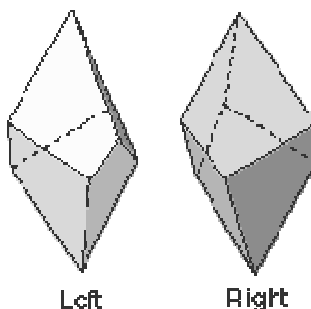
Hay 4 formas posibles de pirámides ditrigonales cuyos índices son $\{hk-il\}$, $\{kh-il\}$, $\{hk-i-l\}$, y $\{kh-i-l\}$. La turmalina el mineral más común que se cristaliza en esta clase. Esta forma puede combinarse con pediones, Prismas hexagonal y Pirámides trigonales, Prismas trigonales



I.

Clase Trapezoédrica HM 32. Hemiedría Enantiomorfa.

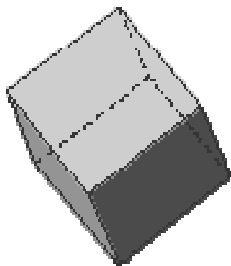
Las 4 direcciones axiales están ocupadas por los ejes de rotación. El eje vertical es un eje ternario y 3 eje binarios, los planos de simetría están ausentes. Hay 4 trapezoedros trigonales, cada uno compuesto de 6 caras trapezoidales. Estas formas corresponden a



enantiomórficos, cada uno con una forma derecha y una forma izquierda. Otras formas que pueden estar presentes incluyen pinacoides, prismas triangulares, prismas hexagonales, prismas ditriangulares, y romboedros. El cuarzo (SiO_2) es el mineral más común que cristaliza en esta clase y el cinabrio (HgS).

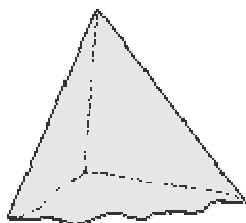
Clase Romboédrica HM -3. Hemiedria Paramorfica

Tiene un eje ternario -3 de rotoinversión que es equivalente a un eje ternario y un centro de simetría. La forma general es $\{hk - il\}$. El pinacoide $\{0001\}$ y los prismas hexagonales pueden estar presentes. La dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) e ilmenita ($\text{Fe}^{2+}\text{Ti}^{4+}\text{O}_3$) son los minerales comunes que cristalizan en esta clase.



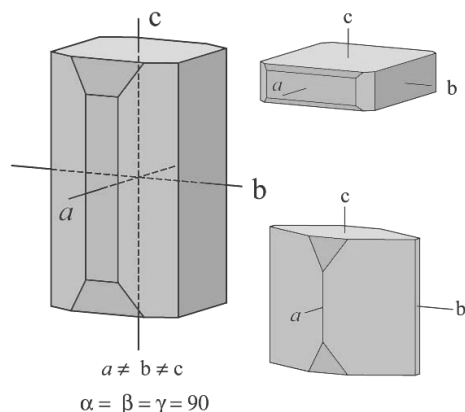
Clase Piramidal Trigonal. HM 3. Tetartoedria

Tiene uno eje un eje ternario de rotación. Aparece sólo un mineral, una especie rara llamada gratonita ($\text{Pb}_9\text{As}_4\text{S}_{15}$), que pertenece a esta clase.



5.4. Sistema Ortorrómbico

Tiene tres planos de simetría y tres ejes binarios, perpendiculares entre sí. Se puede tomar cualquier eje como c, pero en los dos restantes $b > a$. En una forma simple, y en combinación de los 3 pinacoides Hermann-Mauguin $2/m 2/m 2/m, 222, mm$

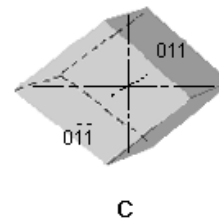
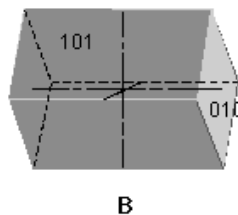
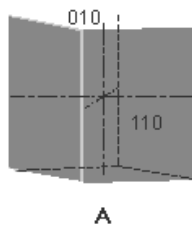


Holoedría	Hemiedrías	
2/m2/m2/m Rómbica bipiramidal	222 Rómbica biesfenóidica	mm2 Rómbica piramidal
3 σ +3m+i	3 σ	1 σ +2m

Los minerales comunes son baritina (BaSO_4), celestina (SrSO_4) y topacio ($\text{Al}_2\text{SiO}_4(\text{OH}, \text{F})_2$).

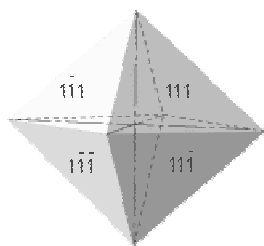
Clase Pinacoidal HM 2/m2/m2/m. Holoédrica.

Son formas abiertas de pinacoides Prisma rómbico: consiste en 2 caras paralelas, y pueden ocurrir en las 3 diversas orientaciones cristalográficas.



Bipirámide rómbica es la forma típica de esta clase de la simetría. Se

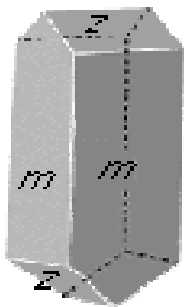
simboliza por la forma general $\{hkl\}$ y consiste en 8 caras triangulares, cada uno de las cuales intercepta los 3 ejes cristalográficos. Los minerales ortorrómbicos son andalucita ($\text{Al}_2\text{O}_3\text{SiO}_4$), aragonita (CaCO_3) y baritina (BaSO_4), la brookita (TiO_2), el crisoberilo (BeAl_2O_4), los



ortopiroxenos, la goethita ($\alpha\text{-FeO(OH)}$), la marcasita (FeS_2), el olivino (A_2SiO_4), la sillimanita (Al_2OSiO_4), la estibina (Sb_2S_3), el azufre (S), y el topacio ($\text{Al}_2\text{SiO}_4(\text{OH}, \text{F})_2$).

Clase Biesfenoidal: HM 222. Hemiedría Enantimorfica

Conocida como tetraedro rómbico. Tiene la simetría de 3 ejes binarios

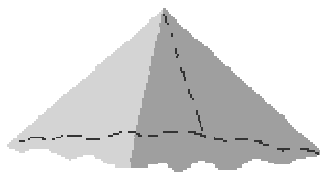


que corresponden a los 3 ejes cristalográficos. Las formas son enantimorfas, es decir presente tanto a la derecha como a la izquierda. Estas formas cerradas consisten en 2 caras triangulares superiores que se alternen con 2 caras triangulares inferiores, el par de caras superiores son están girados 90° con relación al par de caras inferiores. El mineral más común de esta clase cristalina es la epsomita ($\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$).

El eje de rotación binario corresponde al eje cristalográfico c y los 2 planos (perpendiculares uno al otro) interceptan este eje, debido al hecho de que no existe ningún plano horizontal. El ejemplo mineral es hemimorfita ($\text{Zn}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$).

Clase Piramidal Rómbica: HM $mm2$. Hemiedria Hemimorfica

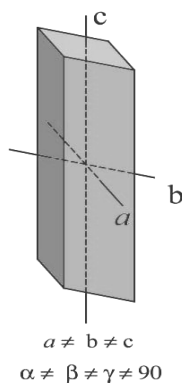
El eje de rotación binario corresponde al eje cristalográfico c y los 2



planos (perpendiculares uno al otro) interceptan este eje, debido al hecho de que no existe ningún plano horizontal. El ejemplo mineral es hemimorfita ($\text{Zn}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$).

5.5. Sistema Monoclínico

Se tiene 3 ejes de longitud desiguales. Los ejes b y c están en un mismo plano. El ángulo beta es mayor a 90° .



Solamente posee un eje binario y/o un plano. Caracteriza el buen clivaje pinacoidal, paralelo al eje b (como en la ortoclasa (KAlSi_3O_8)), en los piroxenos ($(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn}, \text{Na}, \text{Li})(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn}, \text{Cr}, \text{Sc}, \text{Ti})(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6$) y anfíboles ($\text{A}_{0-1} \text{B}_2 \text{C}_5$

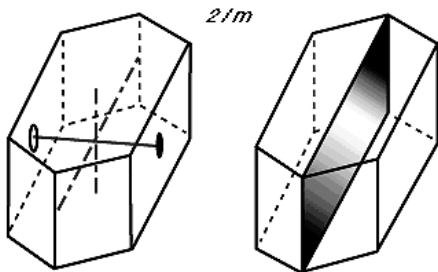
(Si,Al,Ti)₈ O₂₂ D₂) dónde hay 2 direcciones de clivajes equivalentes.

Holoedría		Hemiedrías	
2/m Monoclínica prismática	m Monoclínica domática	2 Monoclínica esfenóidica	
$10+1m+i$	$1m$	10	

Este sistema tiene 3 clases de simetría:

Clase Prismática: HM 2/m. Holoédrica.

Hay 2 tipos de formas, pinacoides y prismas abiertos. La forma del

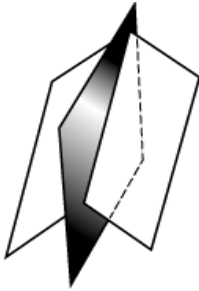


pinacoide son 2 caras paralelas. El dibujo muestra el plano de simetría y la orientación de los ejes binarios. Los prismas con 4 caras tienen la forma general {hkl}. La única forma en la clase 2/m coincide el eje binario de

rotación con el eje b o pinacoide $b \{010\}$, el otro eje binario pueden coincidir con c o a. Los minerales comunes son ortoclasa, selenita (el yeso), azurita, clinopiroxenos y grupos de los clinocianitos, epidota ($\text{Ca}_2\text{Fe}^{3+}\text{Al}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{SiO}_4)\text{O}(\text{OH})$), yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), malaquita ($\text{Cu}_2\text{CO}_3(\text{OH})_2$), ortoclasa (KAlSi_3O_8), rejalgar (As_4S_4), titanita (CaTiSiO_5), espodumeno ($\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$), talco ($\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$), bórax ($(\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O})$), caolinita ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$), clorita ($(\text{Mg,Fe})_3(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot (\text{Mg,Fe})_3(\text{OH})_6$), oropimente (As_2S_3), rejalgar (As_4S_4), talco ($\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$), titanita (CaTiSiO_5).

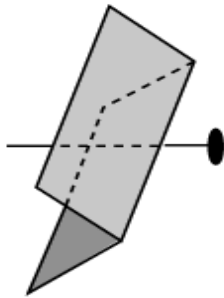
Clase Domática. HM m. Hemiedría Segunda especie

Presenta un solo del plano vertical (010). Un domo es la forma general $\{hkl\}$ en esta clase y es una figura de 2 caras que es simétrica por un plano de simetría. Hay 2 posibles orientaciones del domo, $\{hkl\}$ y $\{-hkl\}$. Sólo 2 minerales raros, la hilgardita ($\text{Ca}_2\text{B}_5\text{O}_9\text{Cl}\cdot\text{H}_2\text{O}$) y clinohedrita ($\text{CaZnSiO}_4(\text{OH})_2$), cristalizan en esta clase.



Clase Esfenoidica: HM 2. Hemiedria.

Representa un eje binario de rotación que coincide con el eje cristalográfico b. La figura a la izquierda representa a la forma general $\{hkl\}$ es un esfenoide o diedro. Puesto que no se tiene ningún plano de simetría que coincida con los ejes a-c y con el eje b que es polar, en la clase de simetría binaria. La forma general, el esfenoide, es enantiomórfico y tiene los índices de Miller $\{hkl\}$ and $\{h-kl\}$. Los minerales son escasos en esta clase, pero incluye el grupo de halotricita ($\text{Fe}^{2+}\text{Al}_2(\text{SO}_4)_4\cdot 22\text{H}_2\text{O}$) junto con el mineral pickeringita ($\text{MgAl}_2(\text{SO}_4)_4\cdot 22\text{H}_2\text{O}$).



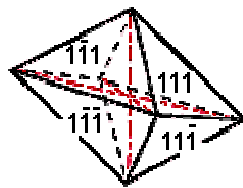
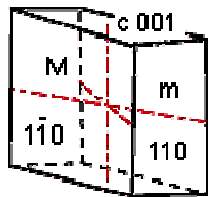
5.6. Sistema Triclínico

Son cristales muy poco simétricos, solo aceptan la identidad y la inversión, no presenta ejes. Hermann-Mauguin 1, 1. La zona más pronunciada debe ser vertical y por lo tanto el eje en esta zona se convierte en c; las formas son $\{001\}$ (pinacoide básico) deben inclinarse adelante y a la derecha; $\{100\}$ y la otra será $\{010\}$. Un eje debe ser más corto que el eje b de modo que se cumpla la convención $c < a < b$.

Holoedría	Hemiedría
$\bar{1}$ Triclínica Pinacoidal	1 Triclínica pedial

Clase Pinacoidal: HM -1 Holoédrica

Esta clase se le denomina clase pinacoidal, debido a su forma $\{hkl\}$.



Todas las formas son pinacoides así que consisten en 2 caras paralelas idénticas. Una vez que se orienta un cristal triclínico, los índices de Miller del pinacoide

establecen su posición. Los minerales cristalizan son ambligonita (LiAlPO_4F), calcantita ($\text{Cu}(\text{SO}_4) \cdot 5\text{H}_2\text{O}$), microclina (KAlSi_3O_8), pectolita ($\text{NaCa}_2\text{Si}_3\text{O}_8(\text{OH})$), plagioclasas ($(\text{Na,Ca})(\text{Si,Al})_3\text{O}_8$), polihalita ($\text{K}_2\text{Ca}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), rodonita ($(\text{Mn}^{2+})\text{SiO}_3$), turquesa ($\text{CuAl}_6(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$), ulexita ($\text{NaCaB}_5\text{O}_9 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$), wollastonita ($\text{CaSiO}_3 - \text{Ca}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]$), anortoclasa ($(\text{Na,K})\text{AlSi}_3\text{O}_8$).

Clase Pedial. HM 1 .Hemiedria.

La simetría del sistema triclínico es el 1, que es equivalente a ninguna simetría. Es una sola cara llamada un pedión $\{hkl\}$. Porque la forma consiste en una sola cara, cada pedión o monoedro hace un reflejo de sí mismo. Es raro el mineral que cristaliza en esta clase, la axinita ($\text{Ca}_4(\text{Mn}^{2+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_2\text{Al}_4(\text{B}_2\text{Si}_8\text{O}_{30})(\text{OH})_2$) es un ejemplo.

Cuadro 3. Proyección de polos y elementos de simetría. 32 grupos puntuales

Triclinic	Monoclinic (1st setting)	Tetragonal
 1	 2	 4
—	 $m(-2)$	 4
 1 <i>Laue</i>	 $2/m$ <i>Laue</i>	 $4/m$ <i>Laue</i>
Monoclinic (2nd setting)	Orthorhombic	
 2	 222	 422
 m	 $mm2$	 $4mm$
—	—	 $42m$
 $2/m$ <i>Laue</i>	 mmm <i>Laue</i>	 $4/mmm$ <i>Laue</i>

Trigonal	Hexagonal	Cubic
<p>3</p>	<p>6</p>	<p>23</p>
—	<p>$\bar{6}$</p>	—
<p>$\bar{3}$ <i>Laue</i></p>	<p>$6/m$ <i>Laue</i></p>	<p>$m\bar{3}$ <i>Laue</i></p>
<p>32</p>	<p>622</p>	<p>432</p>
<p>$3m$</p>	<p>$6mm$</p>	—
—	<p>$\bar{6}m2$</p>	<p>$4\bar{3}m$</p>
<p>$\bar{3}m$ <i>Laue</i></p>	<p>$6/mmm$ <i>Laue</i></p>	<p>$m\bar{3}m$ <i>Laue</i></p>



Bibliografía y referencia de internet.

Cornelis Klein, Cornelius S. Hurlbut, (2006). Manual de Mineralogía basado en la obra de J.D. Dana (4ª edición). Editorial Reverté

Martinez Amancay N. (2010) Facultad de Ciencias Físicas, matemáticas y naturales. San Luis

<http://jcrystal.com/steffenweber/creacion/> Poliedros en proyección, mecanismo de formación

Actividad independiente 5

1. Elabore un cuadro de caracteres de los sistemas cristalinos.
Trabajo libre y en grupo.
2. Seleccione palabras claves y escriba el significado.
3. Elija 50 minerales de la tabla construida en la Actividad Independiente 1, e indique para cada uno Sistema Cristalino, clasificación por grupo y composición química.



RESOLUCION DE TRABAJOS PRACTICOS Nº 5

Temas: Proyecciones Estereográficas.

Objetivo general: Analizar de manera integral, la simetría y polos de las formas correspondientes a cada sistema cristalográfico y su representación en proyecciones estereográficas.

Objetivos específicos:

Integrar los conocimientos adquiridos de la descripción morfológica de las formas cristalinas y realizar estereográficamente proyecciones.

Conocimientos previos recomendados:

Capitulo 4 y 5 Fundamentos de las proyecciones cristalinas. 32 clases cristalinas. Representación de proyecciones estereográfica

Sistema de habilidades: Maneje correctamente el pasaje tridimensional a bidimensional de formas cristalinas.

DESARROLLO DEL PRÁCTICO

1. Seleccione distintas formas cristalinas
2. Ubique su posición en el espacio e identifique los elementos de simetría.
3. Dibuje en planta y en perfil según los ejes cristalográficos, marque la cara unidad con la notación índice de Miller.
4. Indique la clase cristalina, empleando la notación Hermann Mauguin.
5. Proyecte estereográficamente la simetría y los polos correspondientes.



CAPITULO 6. MINERALOGÍA ÓPTICA

6.1 Introducción. 6.2. Microscopio Polarizante o Petrográfico. 6.3. Preparaciones de Minerales transparentes. 6.4. La luz. Fenómeno ondulatorio. 6.5. Naturaleza de la luz natural y polarizada. 6.6. Cristales transparentes y opacos. 6.7. Cristales isótropos y anisótropos. 6.8. Fenómeno de Birrefringencia o Doble refracción.

6.1. Introducción

Estudia en comportamiento que tiene la trayectoria de la luz polarizada en distintos medios minerales.

Los medios en que los rayos pasan desde medio aire al solido cristalino y han sufrido una refracción, se les denomina rayos refractados Los rayos que no cambian de medio, o no se refractan podríamos decir que reflejan y se les denomina rayos reflejados.

El instrumento de estudio es el microscopio de refracción que identifica a los minerales transparentes o minerales formadores de rocas y mediante la óptica de reflexión reconoce los minerales opacos o minerales que constituyen la mena.

El estudio de las propiedades físicas u ópticas que presentan los minerales cuando son analizados con un microscopio petrográfico es de gran importancia en el estudio de las rocas.

6.2. El Microscopio Petrográfico

El microscopio petrográfico utiliza luz polarizada (producida por una lamina polaroide llamada polarizador), a este tipo de luz se le denomina PPL (luz polarizada plana), para determinadas propiedades se emplea una segunda lamina polaroide (llamada analizador), se representa como XPL (luz polarizada cruzada).

Cuando el condensador no está incorporado los rayos recorren todos caminos paralelos y se habla de *iluminación ortoscópica*, por el contrario cuando el condensador se encuentra incorporado *la iluminación es convergente* y se la denomina *conoscópica*.

El tamaño límite para que los minerales sean visibles en este microscopio es del orden de 10 micras. Por debajo de este límite la identificación de materiales se realiza por las técnicas submicroscópicas, tales como los microscopios electrónicos.

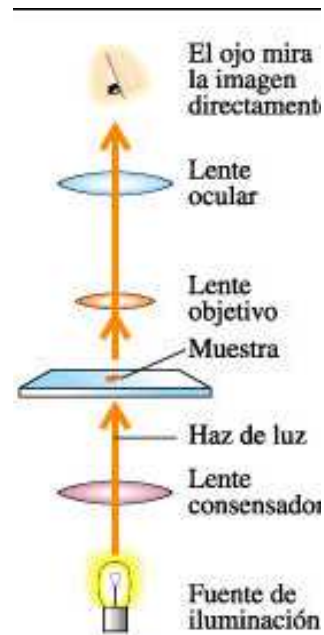


Figura 41. Microscopio petrográfico. Trayectoria de la Luz

Sistema iluminación

El sistema de iluminación está en la base de los microscopios. En los equipos más modestos se trata simplemente de una bombilla, mientras que en los microscopios de investigación la fuente de iluminación



conlleva un complejo sistema de filtros y lentes. La luz procedente de una bombilla pasa a través de un sistema de filtros que concentran la luz en un haz de rayos paralelos. Un filtro anticalorífico evita que el calor se propague a través del microscopio. Finalmente mediante un espejo se conduce a los rayos en la dirección correcta. La intensidad del haz luminoso se regula mediante un diafragma de tipo iris, llamada diafragma de campo luminoso.

Polarizador

Se encuentra situado inmediatamente encima del sistema de iluminación y por debajo del condensador. Su función es convertir la luz que sale del sistema de iluminación en luz polarizada plana.

En el microscopio petrográfico el polarizador está siempre incorporado en el camino de los rayos luminosos. Está constituido por una simple lámina polaroide, pero en los primitivos equipos la polarización se conseguía por un ingenioso sistema de prismas de calcita descrito por W. Nicol y conocido como nicoles.

Condensador

Se encuentra situado entre el polarizador y la platina. En su parte superior tiene una lente removible que puede ser intercalada o no en el camino de los rayos luminosos.

Cuando la lente frontal se encuentra retirada de la marcha de los rayos luminosos, estos salen recorriendo caminos paralelos y se habla de iluminación ortoscópica.

Cuando la lente se encuentra incorporada los rayos convergen en el plano de la preparación microscópica y a esta iluminación se le



denomina conoscópica. Un diafragma iris, conocido como diafragma de apertura, permite regular la intensidad del haz luminoso.

Platina

Sirve como soporte para las preparaciones microscópicas, o láminas delgadas, que van a ser estudiadas. Está dotada de un soporte para sujetar las láminas y frecuentemente dispone de unos tornillos para desplazarlas gradualmente. En el microscopio petrográfico puede rotar sobre su punto central. Su borde está graduado con una escala y dispone de un nonius fijo para medir ángulos con precisión.

Objetivos

Son unas lentes diseñadas para ampliar la imagen de los objetos situados en la platina del microscopio. La imagen real (e invertida) que forman se amplía con el sistema óptico del ocular. Normalmente se usa una combinación de cuatro (x4, x10, x25, x50) o cinco objetivos (x 2,5, x5, x10, x25, x50). Para un fácil intercambio de aumento los objetivos se montan muy frecuentemente en un tambor (1).

Para que no se produzca el desplazamiento de los objetos fuera del campo de observación al girar la platina del microscopio, es necesario que el eje de giro coincida con el eje óptico del objetivo.

Enfoque

El enfoque de la imagen en el microscopio se realiza separando el objeto a estudiar de los objetivos. Mediante unos anillos se puede subir y bajar la platina para buscar el foco (en los microscopios antiguos la platina permanece fija, siendo los objetivos los que se desplazan). En este



microscopio existe un amilla "macro" de desplazamiento brusco, para aproximar el enfoque, y uno, llamado "micro", para ajustarlo.

Ranura

Está situada inmediatamente encima del objetivo y por debajo del analizador. Forma un ángulo de 45 grados con las direcciones de vibración del polarizador y del analizador. Sirve para introducir las láminas auxiliares y los compensadores.

Láminas auxiliares y compensadores

Las láminas auxiliares y compensadores están construidas de sustancias transparentes, incoloras y anisótropas incluidas en un marco metálico. Están montadas de tal manera que sus dos direcciones de vibración son paralelas a los dos lados de la lámina. El componente rápido coincide con la dirección más larga y el lento con la corta.

Su espesor está calculado para que al introducirlo en el microscopio bajo iluminación XPL (nicoses cruzados, es decir con el analizador incorporado) produzcan un determinado retardo entre sus ondas (lo que se traducirá en un determinado color de interferencia).

Se usan para analizar el color de interferencia y la figura de interferencia.

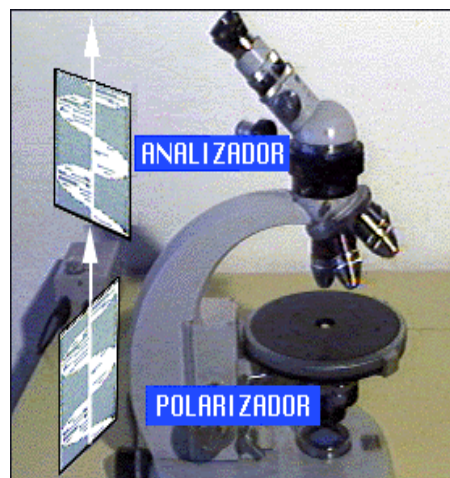
Analizador

Está situado encima de los objetivos y de la ranura para introducir las láminas auxiliares o compensadores. Es una lámina polaroide que produce luz polarizada plana, similar al polarizador pero colocado con su dirección de vibración perpendicular.

Esta es la posición normal de trabajo, con las direcciones de vibración de polarizador y analizador perpendiculares (este-oeste y norte-sur, respectivamente).

A diferencia del polarizador, el analizador no está siempre incorporado, pudiéndose poner o quitar de la marcha de los rayos (unas propiedades lo necesitan mientras que otras no).

Cuando está incorporado produce en los minerales unos colores anormales producidos por una interferencia de las ondas polarizadas a la salida de los cristales anisótopos, que no guardan relación con los colores que aparecen al trabajar sólo con el polarizador (en este caso el color se debe a una absorción selectiva de las ondas).



Si en el campo microscópico no existe ningún mineral que descomponga la luz esta no puede pasar a través del analizador (viene del polarizador vibrando en dirección perpendicular a la permitida en el analizador) y se ve oscuridad, se dice que hay extinción.

Lente de Bertrand Amici

Se encuentra situada inmediatamente debajo del ocular. Puede estar incorporada o removida. Se utiliza sólo para ver la propiedad llamada Figura de Interferencia. La lente de Bertrand-Amici no produce la figura de interferencia, sólo mejora su visión. Con el ocular forma un sistema óptico que enfoca la imagen producida por el objetivo y la amplia.

Oculares

Son un sistema de lentes, acopladas en la parte superior del tubo del microscopio, cuya función es formar una imagen virtual y ampliada de la imagen real creada por el objetivo.

El ocular contiene dos hilos reticulares, orientados en las direcciones norte-sur y este-oeste, que coinciden con las direcciones de vibración de la luz en el polarizador y el analizador. La mayoría de los oculares son de x8 y x10 aumentos.

6.3. Preparaciones de Minerales Transparentes

Para poder estudiar una muestra en el microscopio petrográfico es necesario hacer previamente una preparación. El procedimiento a seguir es distinto según que se trate de una muestra de material coherente (roca) o suelto (suelo o arena).

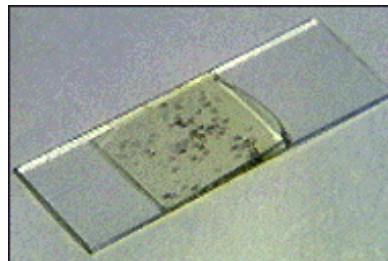


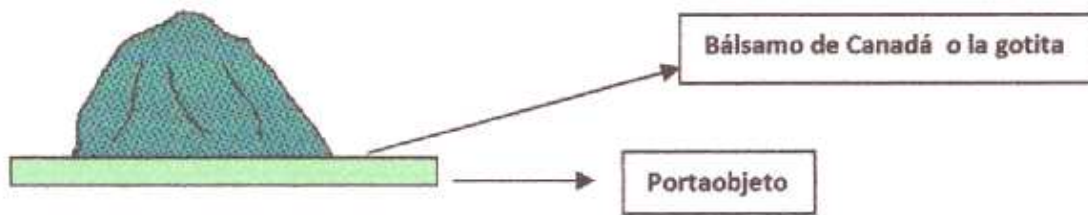
Figura 42. Corte delgado

El proceso de preparación de una roca se desarrolla en etapas.

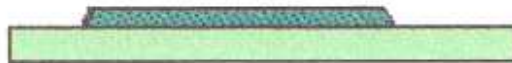
Corte: En primer lugar el trozo de roca ha de ser cortado con una sierra de borde de diamante para obtener una superficie plana con el tamaño de la preparación microscópica que se quiera obtener.

Pulido: Una vez obtenida una superficie plana se pulimenta hasta conseguir un plano lo más suave posible.

Pegado: La superficie pulida se pega sobre un portaobjetos de vidrio con un agente cementante incoloro e isótropo (Bálsamo de Canadá, resinas de poliéster, etc.).



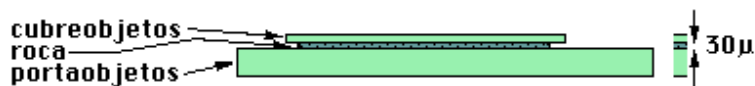
Corte final: Una vez pegado el trozo de roca al portaobjetos se corta para obtener una rodaja lo más fina posible.



Desgaste: La muestra se desgasta hasta que alcance un espesor de unas 30 micras.



Recubrimiento: Finalmente la muestra se recubre con un cubreobjetos pegándolo con un cemento similar al usado para pegar la roca al portaobjetos.





6.4. La Luz. Fenómeno Ondulatorio

En 1675 Newton propuso la teoría corpuscular en base a la propagación rectilínea de la luz y poco después, en 1678, Huygens sugirió su naturaleza ondulatoria.

La luz es una forma de energía radiante, y aunque su naturaleza requiere complejas teorías físicas, todos los fenómenos relativos a la óptica mineral pueden ser correctamente explicados considerando exclusivamente su naturaleza ondulatoria, así, se considerará que la luz se propaga como consecuencia de una *vibración de partículas*. En la figura siguiente, muestra como a partir de un nivel de reposo se produce una progresiva vibración de partículas en consecuencia origina *una onda que se propaga en dirección perpendicular a la de vibración*. Para la explicación de las propiedades ópticas de los cristales es importante tener siempre en cuenta que las direcciones de vibración y de propagación son perpendiculares.

Esto es estrictamente cierto para todos los medios isótropos, pero en determinadas condiciones de los anisótropos, el ángulo puede ser diferente de los 90 grados, sin embargo, se puede considerar que ambas ondas son siempre perpendiculares.

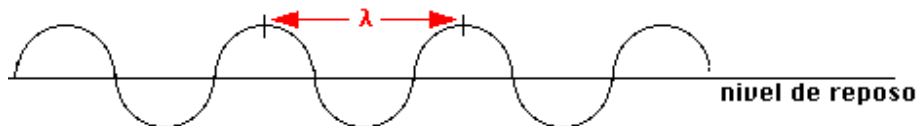
Onda: Es el movimiento sinusoidal causado por un grupo de partículas vibrando.



Rayo: Es el camino rectilíneo seguido por la onda (camino recorrido por la luz).



Longitud de onda: Es la distancia entre dos puntos en fase (siendo puntos en fase aquellos que encuentran vibrando de la misma manera, a igual distancia del nivel de reposo y moviéndose en la misma dirección).



Las ondas de diferente longitud de onda producen, cuando son recogidas por el ojo humano, sensaciones fisiológicas correspondientes a los diferentes colores.

6.5. Luz Natural y Luz Polarizada Plana

La luz natural, es la procedente del sol, vibra en cualquier momento en todas las direcciones del espacio (algo difícil de imaginar), posee pues infinitas direcciones de vibración y su eje coincide con el rayo.

Estas direcciones se pueden representar vibrando dentro de un plano perpendicular a la dirección de propagación. La luz polarizada vibra en una sola dirección para cada momento, pero la dirección de vibración cambia con el tiempo.



Figura 43: La luz natural, según un movimiento ondulatorio.

Si consideramos que se trata de ondas planas, este movimiento implica habitualmente una vibración en todas las direcciones contenidas en un plano perpendicular a la dirección de propagación (Fig. 43 luz natural); en este caso, la luz no está polarizada, y esto es lo que sucede cuando se transmite en cristales ópticamente isótropos (cúbicos).

Sin embargo, cuando se trata de cristales anisótropos, las ondas se producen mediante una vibración a lo largo de una dirección constante, perpendicular al rayo considerado, figura 44, luz polarizada plana y que, a lo largo de éste, define un plano que contiene la dirección de propagación; se dice, en este caso, que se trata de luz polarizada plana. Las consecuencias de la polarización de la luz son sumamente importantes para la identificación microscópica de los minerales.

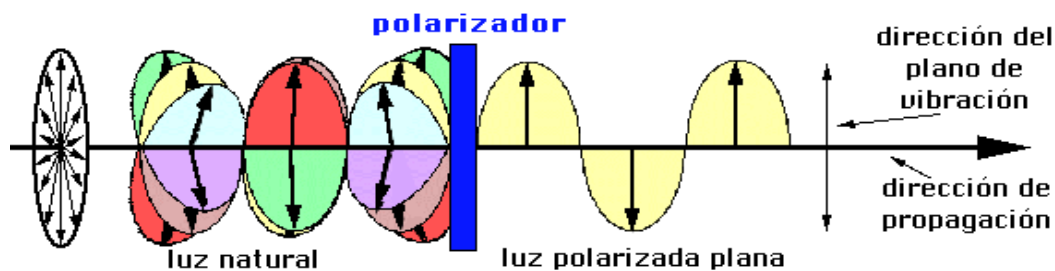


Figura 44. Luz polarizada plana.

6.6. Cristales Transparentes y Opacos

En el microscopio hay dos nicols: el polarizador (en el cual entra la luz) y analizador, que permite analizar la onda que pasa por el polarizador. Si el polarizador y el analizador son paralelos, la luminosidad es máxima; si están cruzadas, la luminosidad es mínima, es decir, hay absorción completa.

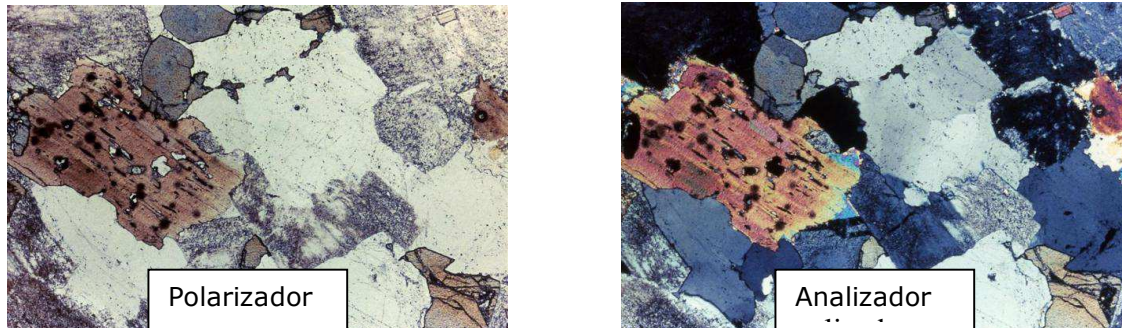


Figura 45. Imagen de minerales transparentes. Polarizador (en el cual entra la luz) y analizador (analiza la luz que pasa por el polarizador)

Cuando la luz se refracta a través de un cristal, parte de ella queda absorbida. Cuando la absorción es total no hay ondas a la salida del cristal, se ve negro y se dice que es opaco (1), mientras que si parte de las radiaciones atraviesan el cristal se habla de material transparente (2).

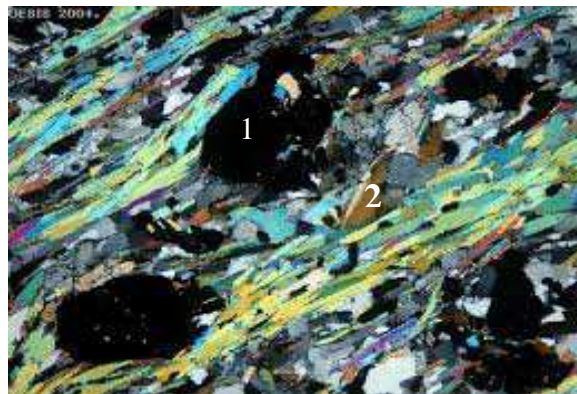
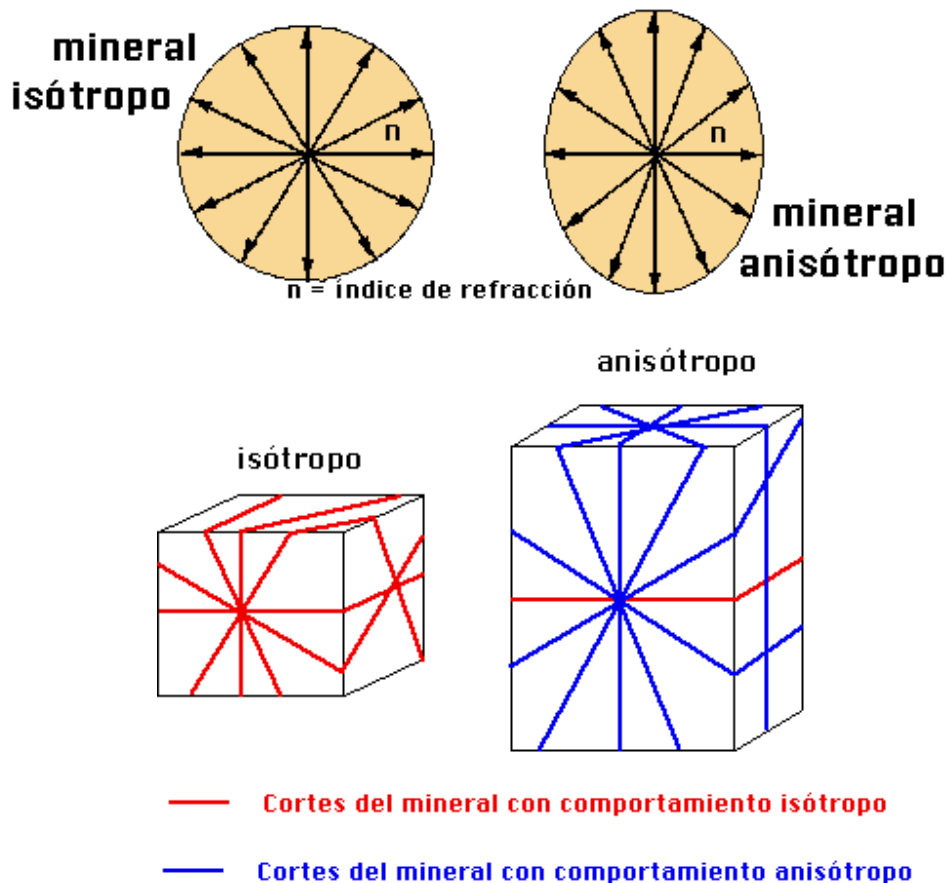


Figura 46. Microfotografías de minerales transparentes y opacos

Con la óptica de refracción puede observarse los minerales transparentes y con la óptica de reflexión los minerales opacos. Los minerales opacos se observan negros como en la imagen (1) sin analizador y con luz analizada con la óptica de refracción, viceversa los minerales transparentes se observan de aspecto sucios con la óptica de reflexión.

6.7. Cristales isótropos y anisótropos

Se reconocen dos tipos básicos de comportamiento óptico: Las sustancias isotrópicas presentan siempre el mismo comportamiento independientemente de la dirección y se representan como una esfera, mientras que en las anisotrópicas las propiedades varían con la dirección, y se grafican con una elipse.



Ante la luz los isótropos tienen igual índice de refracción y velocidad en todas las direcciones. En esta categoría se encuentran los materiales vítreos y los cristales isométricos granate, fluorita, óxidos de Fe-Ti



(magnetita e ilmenita). Cuando se observa bajo la luz polarizada plana y con nicoles cruzados aparecerá de color negro.

Los minerales anisótropos presentan diferente índice de refracción y velocidad de la luz, varía dependiendo de las diferentes direcciones cristalográficas. En los cristales anisótropos la luz se descompone en dos rayos que se denominan rayo lento y rayo rápido. Se caracterizan por presentar *birrefringencia* o doble refracción y es la diferencia de índices extremos (N-n).

Es una propiedad característica de cada cristal y esencial para el análisis óptico de los minerales. Las direcciones de la estructura cristalina, para las cuales no se produce doble refracción, paralelo al eje cristalográfico c; reciben el nombre de *ejes ópticos*.

Los minerales anisótropos ópticamente se distinguen en *uniáxicos*, (un eje óptico y están caracterizados por dos índices de refracción y dos velocidades de vibración, corresponden a los minerales que cristalizan en el sistema tetragonal y hexagonal y, el carácter *biáxicos*, con dos ejes ópticos, caracterizado por tres índices de refracción, pertenecen a minerales del sistemas triclinico, monoclinico y ortorrómbico.

Se pueden observar ejemplos en la tabla siguiente:

Mineral	Carácter Óptico	Cristalografía	Composición química
Biotita	Biáxico	monoclinico	$K(Fe,Mg)_3(AlSi_3O_{10})(OH,F)_2$
Cuarzo	Uniáxico	Hexagonal Romboédrica Clase Trapezoédrica trigonal	SiO_2



Mineral	Carácter Óptico	Cristalografía	Composición química
Calcita	Uniáxico	Hexagonal Romboédrica Clase Escalenoédrica Hexagonal	CaCO_3
Turmalina	Uniáxico	Hexagonal Romboédrica Clase Piramidal Ditrigonal	$(\text{Na,Ca})(\text{Al,Fe,Li})(\text{Al,Mg,Mn})_6(\text{BO}_3)_3(\text{Si}_6\text{O}_{18}) \cdot (\text{OH,F})_4$
Zircón	Uniáxico	Tetragonal Clase Bipiramidal Ditetragonal	ZrSiO_3
Dolomita	Uniáxico	Hexagonal Romboédrica Clase Romboédrica	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$
Apatita	Uniáxico	Hexagonal clase Bipirámide Hexagonal	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F,Cl,OH})$
Rutilo	Uniáxico	Tetragonal clase Bipiramidal Ditetragonal	TiO_2

6.8. Fenómeno de Birrefringencia o Doble refracción

En la mayoría de los materiales la velocidad de la luz es la misma en todas las direcciones y se consideran isótropos. Otros, debido a su estructura atómica, se comportan birrefringentes o anisótropos.

Existe una dirección particular en un material birrefringente en que ambos rayos se propagan con la misma velocidad, y se denomina eje óptico del material. Cuando la luz se propaga a lo largo del eje óptico no

ocurre nada inusual. Sin embargo, cuando la luz está incidiendo en ángulo con respecto a dicho eje óptico, los rayos se propagan en distintas direcciones y emergen separados en el espacio. Si se hace girar el material, el rayo extraordinario gira en el espacio. La birrefringencia, o doble refracción, es un fenómeno que se presenta en la calcita y en otros cristales no cúbicos

Las muestras de calcita siendo su forma tridimensional un romboedro y cada cara de él un paralelogramo cuyos ángulos son $78^{\circ} 5'$ y $101^{\circ} 55'$ (parte b de la figura). El eje óptico (comportamiento isotrópico) pasará siempre por una de las esquinas obtusas.

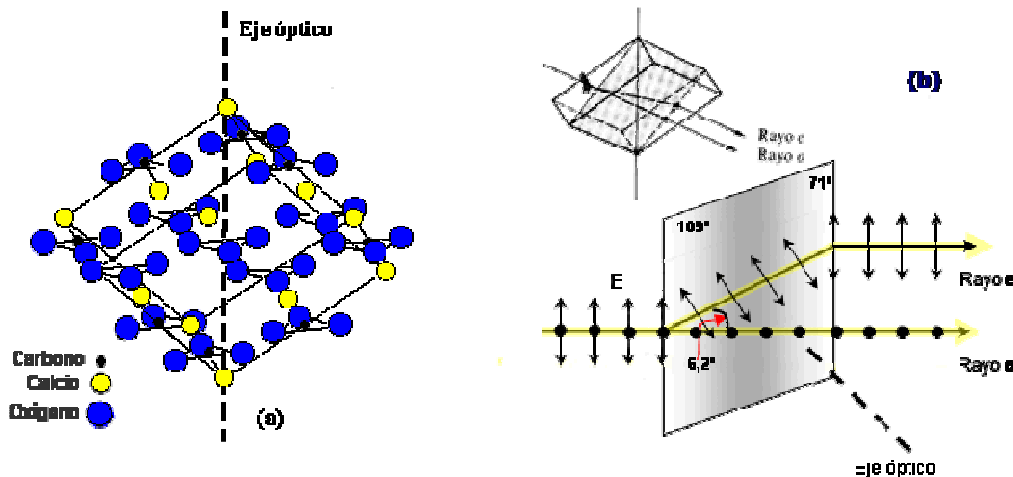


Figura 47. Propagación de la luz en el prisma Nicol.

En un cristal de espato de Islandia las imágenes que miramos a través de él, muestran una imagen refractada doble. Si giramos el cristal una de las imágenes permanecerá fija, mientras que la otra rotará siguiendo el movimiento del cristal. Los rayos luminosos que forman la imagen fija se llaman rayos o ordinarios y los que se comportan rotando con el cristal se llaman rayos e.

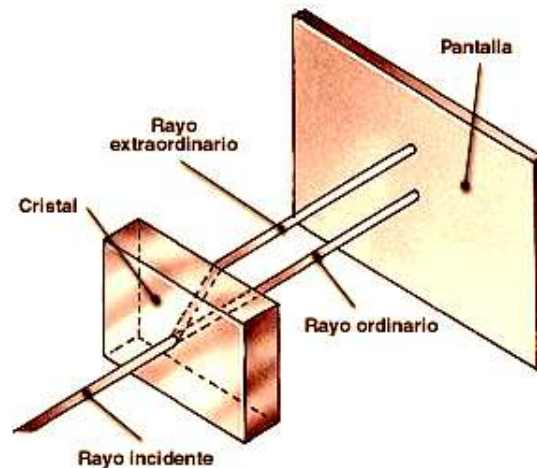


Figura 48. Doble refracción en un cristal de calcita

El microscopio polarizante para la transformación de la luz ordinaria a la luz polarizante se usan los prismas de Nicol o los productos artificiales (Polaroides). Para los prismas de Nicol (nicoles) se utiliza la calcita incolora completamente transparente (el espato de Islandia) fracturado según el plano de exfoliación, el paralelepípedo de forma alargada se talla y pule según la pequeña diagonal de modo que forman un ángulo de 68° con las laterales, se pegan de nuevo las dos partes según la superficie del tallado con bálsamo del Canadá. Al penetrar en el prisma la onda corriente se descompone en dos ondas planos polarizados, ordinaria (o) y extraordinaria (e). La primera onda, que tiene en la calcita un índice constante de refracción $n_o = 1.658$, al llegar al bálsamo del Canadá, que tiene un índice de refracción $n = 1.54$, sufrirá una reflexión interna completa. La onda extraordinaria tiene un índice variable de refracción. En dirección paralela a las aristas grandes del prisma es de 1.516. Al pasar de la calcita a la capa de bálsamo del



Canadá y otra vez a la calcita, la onda extraordinaria casi no se refracta, ya que las de onda extraordinaria las magnitudes 1.516 y 1.54 son casi iguales. Por lo tanto, del nícol sale solamente la onda extraordinaria plano polarizado.

Bibliografía y Referencias de Internet

-González Bonorino, F. (1976). Mineralogía Óptica. Editorial EUDEBA

-Mineralogía Óptica. Kerr, (1972)Paul3 ed. Ediciones del Castillo.Madrid

<http://www.olympusmicro.com/primer/techniques/polarized/polarizedreferences.html>

<http://www.microscopyu.com/articles/polarized/polarizedintro.html>

<http://www.gly.bris.ac.uk/www/teach/opmin/mins.html>

<http://edafologia.ugr.es/optmine/indexw.ht>

Actividad Independiente 6

1. Realice un esquema con las partes del microscopio y funciones Explique la distinción de los medios ópticos, ante la trayectoria de la luz.
2. Desarrolle la metodología tradicional de observación aplicada al estudio de los minerales con microscopio.
3. Investigue minerales transparentes y opacos, isótropos y anisótropos.
4. Describa el fenómeno de birrefringencia.
5. Seleccione palabras claves y conceptos.



RESOLUCION DE TRABAJOS PRACTICOS N°6

Tema: Microscopio De Polarización

Objetivo general: Utilizar el microscopio de polarización como herramienta que permite identificar y reconocer minerales transparentes y opacos, isótropos y anisótropos en cortes delgados.

Objetivos específicos:

- Manejar correctamente el microscopio de polarización.
- Conocer sus partes y accesorios.
- Conocer y respetar las normas de cuidado y precauciones para su uso.
- Reconocer la trayectoria de la luz y los fenómenos ópticos que se producen.

Sistema de habilidades:

- Comprender el comportamiento que presentan los cristales al paso de la luz como consecuencia del tipo de estructura interna que poseen.
- Emplear correctamente el microscopio de polarización.
- Encender, colocar correctamente los accesorios y saber guardar correctamente el microscopio.

Conocimientos previos recomendados: Capítulo 6 Mineralogía Óptica.

Sistema de actitud: Responsabilidad en el manejo de los instrumentos de trabajo.

DESARROLLO DEL PRÁCTICO

1. Observar atentamente el Microscopio de Polarización e identifique sus partes, elementos y accesorios. Reconozca cada una de sus funciones.



-
2. Explique y grafique la trayectoria de la luz en el microscopio y en la muestra mineral. Reconózcala en el Microscopio de Polarización.
 3. Coloque el corte delgado que se le ha asignado sobre la platina y luego mueva lentamente. Primero emplee un objetivo de poco aumento para lograr una visión más amplia, luego incremente el aumento para observar con mayor detalle la sección.
 4. Identifique minerales:
 - Transparentes.
 - Opacos.
 - Isótropos.
 - Anisótropos.
1. Dibuje las secciones observadas con y sin analizador. Anote el número de corte.
 2. Defina el nombre del mineral, sistema cristalino y composición química

CAPITULO 7. ELIPSOIDES ÓPTICOS

7.1. Elipsoides ópticos. 7.2. Indicatriz en minerales isótropos. 7.3. Indicatriz Uniáxica. Orientación Óptica de los Cristales Uniáxicos. (Prolado-Oblada). 7.4. Indicatriz Biáxica. Orientación de la Indicatriz Biáxica. 7.5. Orientación de la Indicatriz en los distintos sistemas cristalográficos.

7.1 Elipsoides Ópticos

Las representaciones más usuales que describen la propagación de la luz en medios isótropos y anisótropos es la Indicatriz Óptica. Es una superficie cuyo segmento o longitud es proporcional al índice de refracción en la dirección de vibración de las ondas definidas.

7.2. La indicatriz óptica de minerales isótropos y anisótropos

La indicatriz isométrica se representa con una esfera. La luz que se propaga verticalmente en la dirección del eje óptico coincide con el eje de mayor simetría cristalográfica, el eje cuaternario. En esa dirección vibra en cualquiera de las direcciones representadas por los diámetros de la circunferencia ecuatorial, y por tanto es igual al índice "n" de valor "omega".

En los minerales anisótropos, la indicatriz es un elipsoide. Sus semiejes n_1 , n_2 y n_3 son los índices principales de refracción y los tres planos definidos, uno por cada par de ejes, son los planos principales.

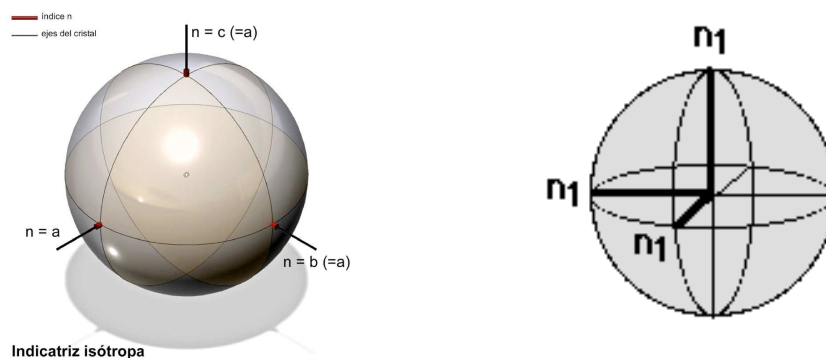


Figura. 49 Mineral isótropo.

El valor del índice de refracción varía, si es uniaxial o biaxial. Se designa por epsilon y omega para los minerales uniaxiales; gamma, beta y alfa para minerales biaxiales.

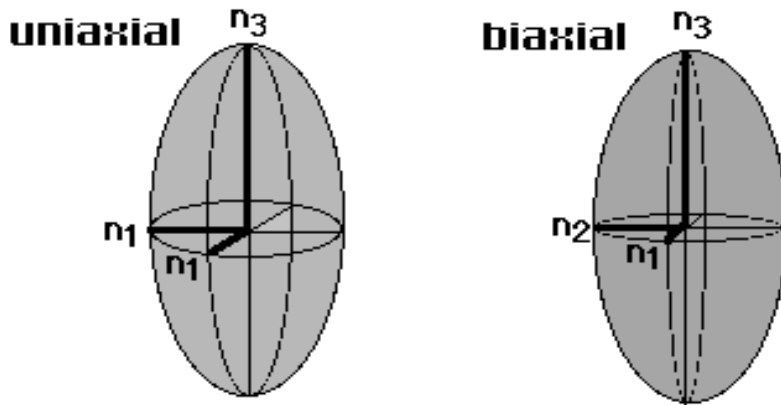
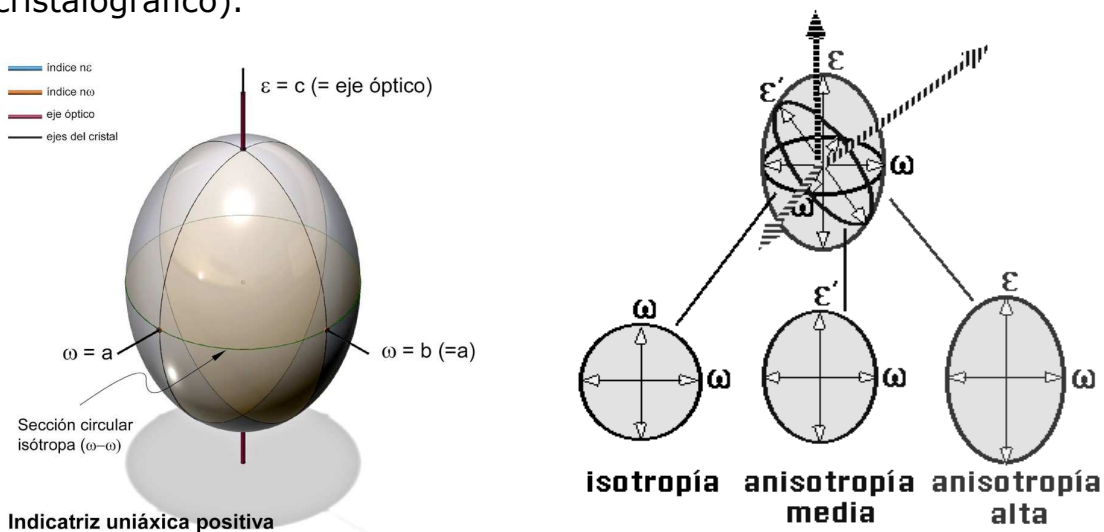


Figura 50. Indicatriz uniaxial y biaxial

7.3. La indicatriz de un cristal uniaxial

Es un elipsoide de revolución. Presenta dos valores principales que son iguales, uno corresponde al radio de la sección circular del elipsoide y es igual a ω (sección isótropa) y la otra dirección, designado por ϵ (ϵ es el índice de refracción extremo asociado al rayo extraordinario), su magnitud y orientación corresponden al eje del elipsoide (perpendicular a la sección circular) y define el *eje óptico* (coincide con el eje de mayor simetría del cristal, el eje c cristalográfico).



El valor absoluto de la diferencia de índices $\varepsilon - \omega$, define la birrefringencia (B) del cristal. En consecuencia. Si $\varepsilon > \omega$, el cristal es ópticamente un elipsoide revolución alargado y cuando $\varepsilon < \omega$, el cristal es un elipsoide de revolución aplastado. El eje correspondiente " $n_{\text{épsilon}}$ " es largo (mayor que " n_{omega} ") se dice que el cristal es uniaxial positivo y si es corto (menor que " n_{omega} ") uniaxial negativo, Figura 51.

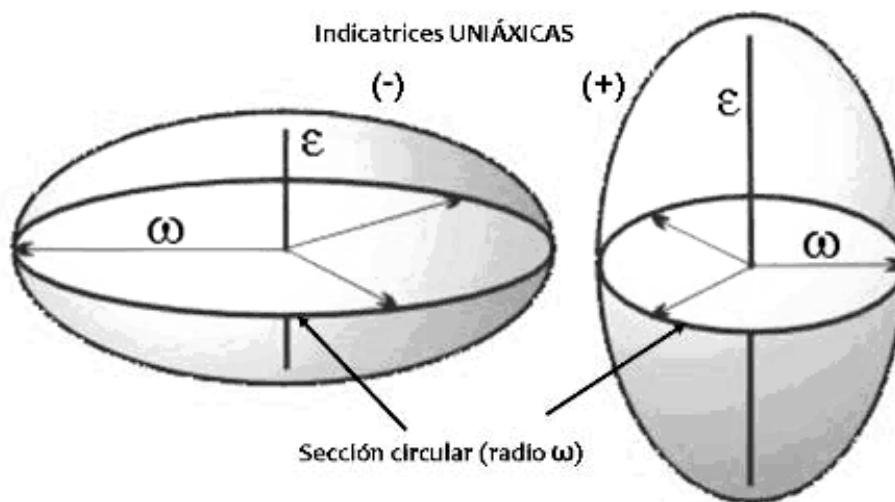


Figura 51. Posición de anisotropía: representa los índices " n_{omega} " y " n_{epsilon} " para un elipsoide prolado y olrado

7.4. La indicatriz En los cristales biáxicos

Los tres índices principales de refracción son distintos, la indicatriz es un elipsoide escaleno y sus tres semiejes se denotan habitualmente como α , β y γ ($\alpha < \beta < \gamma$), que corresponden respectivamente a los semiejes X, Y y Z del elipsoide (Fig. 52). En este caso, existen siempre dos secciones circulares que contendrán el eje principal intermedio (de índice de refracción β), siendo éste, por tanto, el radio de las dos secciones.

En éstas, el índice de refracción tiene el mismo valor en todas las direcciones, tratándose por tanto de secciones isotrópicas.

Las direcciones perpendiculares a estas secciones son los ejes ópticos y los cristales reciben el nombre de *cristales biáxicos*.

Los cristales correspondientes a los sistemas ortorrómbico, monoclinico y triclinico se comportan como ópticamente biáxicos.

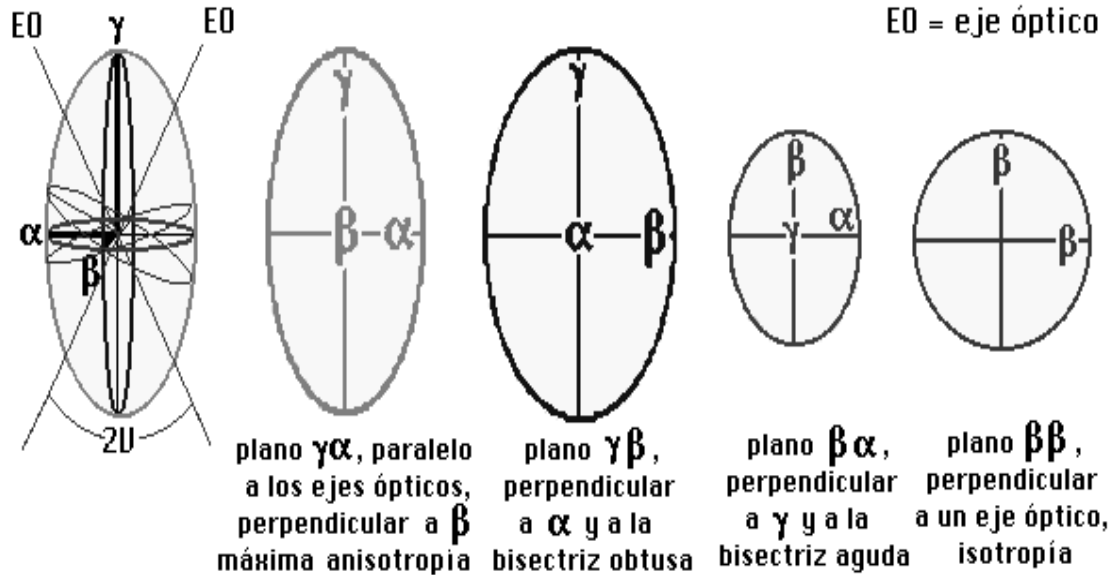


Figura. 52. Elipsoide biáxico.

El plano que contiene a ambos ejes ópticos es el XZ y se denomina *plano óptico o axial*, corresponden a los índices α , γ . Los ejes de la indicatriz son ejes de simetría óptica, que no coinciden necesariamente con los ejes de simetría cristalina. El ángulo agudo que forman los ejes ópticos se designa por $2V$; el valor de $2V$ depende de los valores de α , β y γ , aunque varía algo con la temperatura y con la composición química, es una característica óptica importante de los minerales. La normal óptica corresponde a beta.

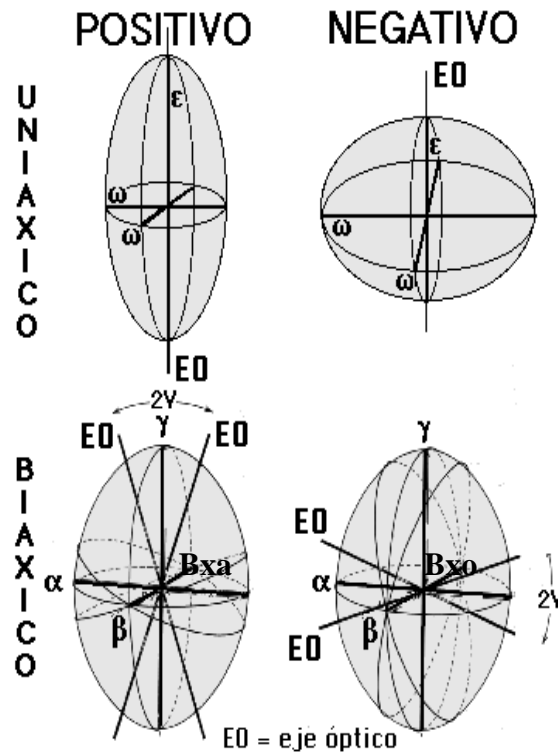


Figura 53. Sección de Indicatrices ópticas siguiendo el plano óptico para un cristal biáxico positivo y negativo. Bxa es la bisectriz aguda y Bxo es la bisectriz Obtusa.

La birrefringencia (B) viene dada en este caso por la diferencia entre los índices principales de refracción máximo y mínimo, es decir, $\gamma - \alpha$.

En los cristales biáxicos, cuando la dirección de γ es la bisectriz aguda de los ejes ópticos, el cristal es positivo y cuando la dirección de α es la bisectriz aguda, el cristal es negativo.

Para la construcción de elipsoides ópticos se debe tener en cuenta que existe una relación con la morfología cristalina, Figura 54.

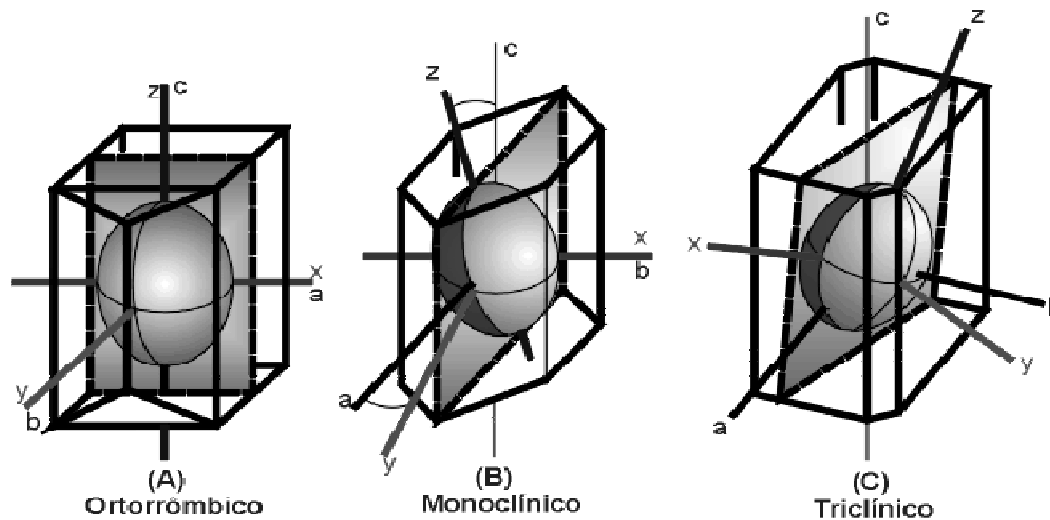


Figura 54 Morfología de sólidos cristalinos y elipsoides ópticos

Bibliografía y Referencia de Internet

- Cornelis Klein, Cornelius S. Hurlbut, (2006). Manual de Mineralogía basado en la obra de J.D. Dana (4ª edición). Editorial Reverté;
 - Gonzalez Bonorino, F. (1976). Mineralogía Óptica. Editorial EUDEBA
 - González Bonorino, F. (1976). Mineralogía Óptica. Editorial EUDEBA
- http://www.ehu.eus/mineralogiaoptica/Atlas_de_Mineralogia_Optica/Propiedades_Opticas/Propiedades_Opticas.html
- https://www.youtube.com/watch?v=q5X2wjdm_mg
- <http://www.fcn.unp.edu.ar/sitio/mineralogiaii/images/practicos/TP%2010.pdf>

Actividad Independiente 7

1. Realice un resumen de las propiedades ópticas de identificación con ejemplos de minerales.
2. Relacione con gráficos la morfología cristalográfica y los caracteres uniáxicos y biáxicos.
3. Construya una tabla de minerales con el correspondiente carácter óptico (uniáxico y biáxico).



RESOLUCION DE TRABAJOS PRACTICOS N° 7

Tema: Elipsoides Ópticos

Objetivo general: Reconocer elipsoides ópticos que permite identificar índices de refracción en minerales transparentes y opacos, isótropos y anisótropos en cortes delgados de minerales y rocas.

Objetivos específicos:

✓ Reconocer las superficies de índices para distintos minerales anisótropos e isótropos las distintas direcciones de vibración y/o fenómenos ópticos que se producen.

Sistema de habilidades:

- ✓ Comprender el comportamiento que presentan los cristales como consecuencia de las velocidades y respectivos índices de refracción.
- ✓ Identificar minerales según superficies de índices.

Conocimientos previos recomendados: Capítulo 7 Elipsoides Ópticos.

Sistema de actitud: Interpretación de elipsoides de índices y su relación a sistemas.

DESARROLLO DEL PRÁCTICO

1. Coloque el corte delgado que se le ha asignado sobre la platina y luego mueva lentamente. Identifique minerales:
 - ✓ Transparentes.
 - ✓ Opacos.
 - ✓ Isótropos.
 - ✓ Anisótropos.
2. Defina el nombre del mineral, sistema cristalino y composición química
3. Dibuje la Indicatriz que le corresponde a granate ($n = 1,830$).



4. Mencione cuál es la propiedad óptica que esperaría observar con luz ortoscópica a nicols paralelos y a nicols cruzados. Justifique sus respuestas.
5. Dibuje una Indicatriz uniáxica y sobre ella marque una sección que quedará expuesta bajo el microscopio petrográfico. Establezca sus índices de refracción y birrefringencia. Dibuje al cristal al que le corresponde dicha indicatriz.
6. Dibuje un cristal de calcita y/o cuarzo. Determine la indicatriz que le corresponde y dibújela. Marque sobre ella una sección oblicua al eje c.



CAPITULO 8. MÉTODOS DE DETERMINACIÓN MINERAL

8.1. Dispositivos ópticos. 8.2 Propiedades de determinación óptica
8.3. Observaciones sin analizador: 8.3.1.Forma. 8.3.2. Habito. 8.3.3.
Clivaje. 8.3.4. Partición y Fractura. 8.3.5. Color y Pleocroísmo. 8.3.6.
Índice de refracción. Línea de Becke. 8.3.7. Relieve. 8.4.

8.1. Dispositivos Ópticos

El microscopio de polarización dispone dos combinaciones de dispositivos esenciales, que son: a) *Dispositivo ortoscópico* (o luz paralela). La observación se realiza sin analizador y, con analizador El haz luminoso está compuesto por rayos paralelos e incide perpendicularmente en la lámina delgada.

b) *Dispositivo conoscópico* (o luz convergente) Incorporando la lente de Bertrand, un objetivo de gran aumento y la lente frontal del condensador

8.2. Propiedades de determinación óptica con Microscopio petrográfico

Comprenden las siguientes fases:

- 1) Observaciones sin analizador: Forma, Habito, Clivaje, Color, Pleocroismo, Índice de Refracción, Relieve, Alteraciones y fracturas
- 2) Observaciones con analizador: Color de interferencia, Birrefringencia, Angulo de extinción, Elongación, Maclas, Intercrecimientos
- 3) Observaciones con analizador y luz convergente: Carácter Uniaxial o Biaxial, Signo Óptico, ángulo 2V, Orientación del elipsoide, Dispersión.

8.3. Observación sin analizador o con luz paralela (PPL)

8.3.1. Forma

Es un rasgo importante en la identificación de minerales al microscopio y caracterización de texturas de la roca se dividen en función del desarrollo de las *caras cristalinas*:

- *Idiomórficos o euhedricos* desarrollo definido
- *Xenomórficos o anhedrales*, son los que no han desarrollado caras propias de la especie mineral a que pertenece el grano
- *Hipidiomorfos o subhedricos* representan una situación intermedia entre los dos tipos anteriores.

La forma, al igual que la exfoliación, puede observarse también con luz polarizada y analizada.

8.3.2. Hábito

Es la tendencia de los minerales a presentarse bajo una determinada forma geométrica, como resultado de su estructura interna. El término morfología se usa para indicar el aspecto externo general de un cristal, que se caracteriza con dos parámetros: el *aspecto* y el *hábito*.

El aspecto se expresa en diferentes correlaciones de su largo, ancho y espesor. En función de eso se distinguen tipos y variedades morfológicos de minerales. Los cristales o granos isométricos tienen iguales dimensiones en todas las tres direcciones. Los cristales minerales de aspecto no isométrico tienen dimensiones desiguales en diferentes direcciones. El *hábito* en términos explicativos de la forma de los cristales, tales como (prismático, hexagonal, fibroso etc.). El hábito puede observarse macroscópicamente, sin necesidad de ningún equipo óptico, o con el microscopio.

Aspecto general de la forma externa, puede ser

Prismático, (anfíboles, piroxenos, turmalina)

Tabular (feldespatos)

Acicular (fibrolita)

Laminar (micas)

Equidimensional (granate, magnetita) (etc).

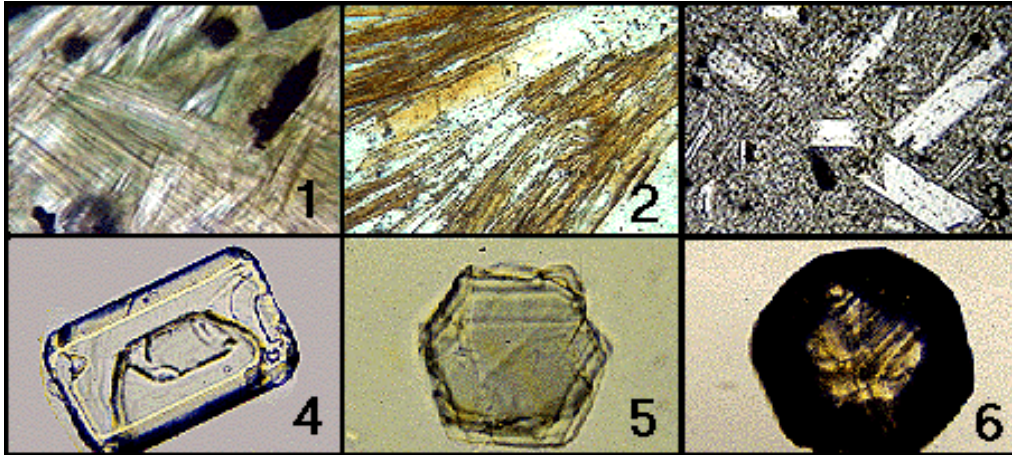


Figura 55. Ejemplos de hábitos de minerales al microscopio Cristales fibrosos, para el talco (1). Tabulares para la actinolita (2). Prismáticos, típicos de los feldespatos (3) y del apatito (4). Laminar, muy representativo de todas las micas y cloritas (5). Las formas redondeadas, como la de los granates (6) son características de los minerales de los sedimentos (forma sobreimpuesta por el transporte en agua).

8.3.3. Clivaje

Es la tendencia que muestran los minerales a fracturarse según planos regulares. Estos planos corresponden a direcciones privilegiadas de la estructura cristalina. Son planos reticulares con una alta densidad de átomos, fuertemente unidos por enlaces.

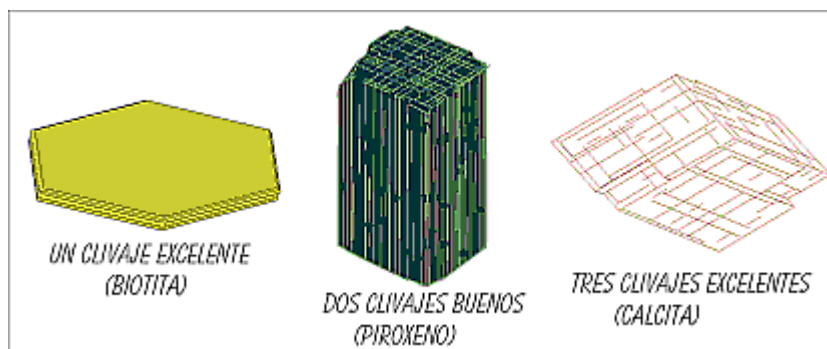


Figura 56. En los minerales pueden aparecer uno o varios sistemas de líneas de exfoliación (en el microscopio se muestran como un sistema de finas líneas rectas paralelas).

En cortes delgados el clivaje se manifiesta como grietas rectas más o menos continuas, unas veces gruesas y abiertas, otras finas y cerradas. Debe especificarse el grado de perfección de estos planos de clivaje, su orientación con respecto a las direcciones de vibración y a las caras o al alargamiento del cristal, así como el ángulo entre los distintos sistemas de clivaje, si los hubiera este último dato sirve por ejemplo para distinguir entre anfíboles y piroxenos.

8.3.4. Partición y Fractura

Fracturas: Líneas de fractura irregulares no relacionadas con planos reticulares. Partición: Líneas de fractura de tendencia irregular relacionadas con planos reticulares.

Se observa al microscopio como grietas o aberturas, sin orientación y forma definida en relación con la morfología del cristal

8.3.5. Color y pleocroísmo

El color de un mineral en lámina delgada depende de la absorción que experimentan los rayos luminosos al atravesar la sección del mineral depende de las propiedades ópticas del mineral y del espesor de la lámina.

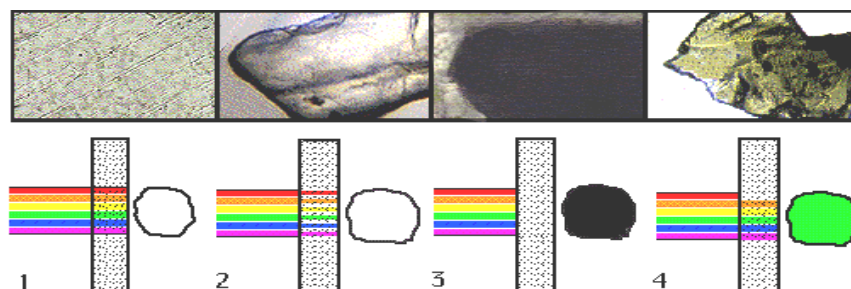


Figura 57. Absorción de las ondas que pasan a través del cristal es homogénea para todas las longitudes de onda

Si esta absorción es pequeña el cristal aparece blanco (1) si la absorción se incrementa el mineral aparece de color gris (2); si ella



es total el cristal aparece negro (3). Frecuentemente la absorción actúa preferentemente sobre determinadas longitudes de onda y el cristal queda coloreado (en mayor o menor intensidad dependiendo del grado de absorción) con el color complementario a las longitudes de onda absorbidas (4). En la parte 4 de la figura, el mineral ha absorbido las radiaciones correspondientes al rojo, pasando las radiaciones correspondientes a los otros cinco colores. El naranja se mezcla con el azul para dar luz blanca. El amarillo se anula con el violeta, dando luz blanca. El único color que no se mezcla con su complementario (al haber quedado absorbido) es el verde; consecuentemente el mineral queda de color verde.

Las observaciones de color se realizan sin analizador, pudiéndose establecer si se trata de minerales incoloros o coloreados.

En el caso particular de los minerales coloreados isótropos, el color se mantiene constante en toda la superficie del cristal, mientras que en los minerales coloreados anisótropos se debe explorar si se observa un cambio de intensidad o de tonalidad al girar la platina del microscopio. En los minerales anisótropos, la absorción puede ser diferente dependiendo de la orientación del corte de la sección del mineral y de la dirección de vibración de los rayos dentro de ella. Como consecuencia, cuando se observan muchos minerales al microscopio con luz polarizada y no analizada, se constata que sufren cambios de color, cuando se gira la platina del microscopio. Este fenómeno recibe el nombre de «*pleocroísmo*» y es una propiedad muy útil en la identificación de algunas especies minerales anisótropas. Los minerales isótropos no presentan pleocroísmo. En el caso de los minerales uniáxicos y pleocroicos la definición de esta propiedad se realiza analizando el color para las diferentes direcciones de vibración de los rayos epsilon y omega. En el caso de algunas turmalinas, el pleocroísmo se define por ω = verde oscuro y ϵ = verde claro. En los minerales biáxicos es necesario especificar los

colores asociados a las direcciones de vibración de la luz paralelas a los tres ejes de la indicatriz. Así, para el anfíbol denominado *hornblenda* el pleocroísmo está definido por: X = amarillo verdoso, Y = verde oliva y Z = verde oscuro a pardo. La mica negra (biotita) ofrece otro buen ejemplo de pleocroísmo intenso (Fig. 54), definido por colores claros (verde, pardo o crema) en la dirección X, y colores mucho más oscuros para las direcciones Y y Z.

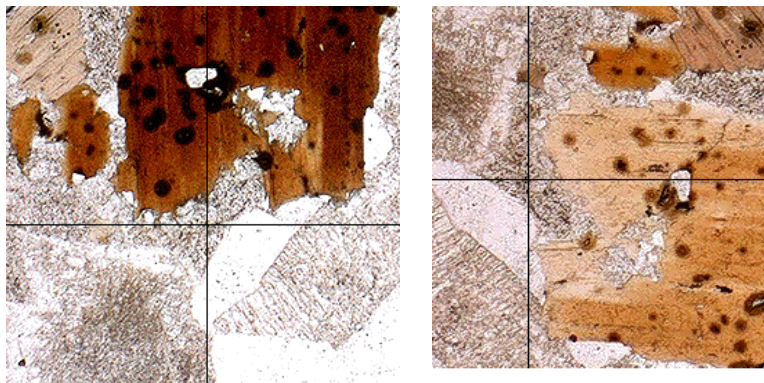
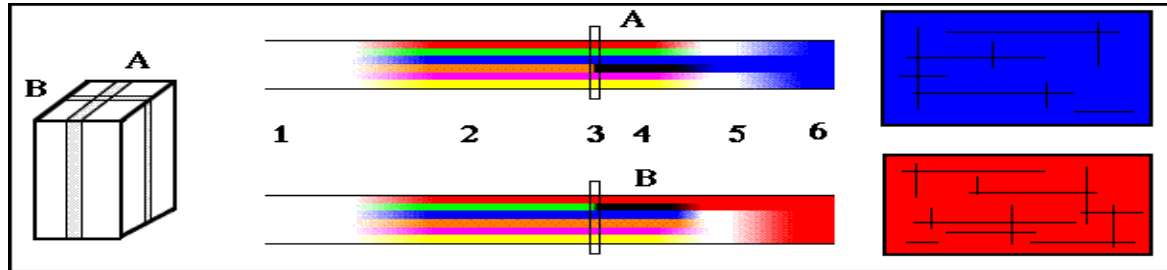


Figura 58. El pleocroísmo son las absorciones diferenciales de la luz para distintas direcciones de vibración de un mineral

El pleocroísmo se caracteriza por el cambio de color que sufre al girar la platina del microscopio en sentido antihorario, con luz polarizada sin analizar. En el caso de la biotita, presenta sus tonos más claros cuando las líneas de exfoliación del cristal (líneas oscuras) están en la dirección N-S. La oscuridad de los tonos aumenta al ir girando la platina.

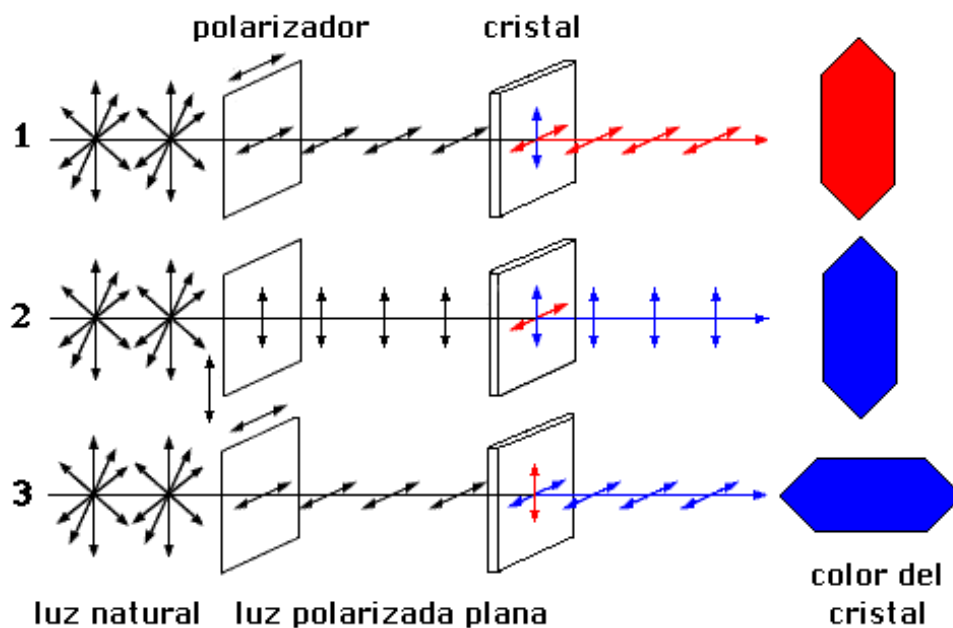
¿Por qué ocurre? De igual manera que el índice de refracción de un mismo cristal puede cambiar con la dirección, también la absorción de las ondas luminosas en un mineral anisótropo puede variar con la dirección de vibración, y por consiguiente modificar su coloración. En la siguiente figura, muestra dos láminas cortadas con diferente

orientación (A y B) en un mismo cristal. Su color es diferente (A = azul; B = rojo).



Cuando la luz incidente (1) compuesta de seis colores fundamentales (2), alcanza la lámina del cristal las radiaciones del naranja en A o del verde en B son absorbidos (3), permitiendo pasar al resto de las radiaciones (4). Los pares complementarios dan luz blanca (5) y sólo se ve el color cuyo complementario queda ausente (6).

Lo que se acaba de explicar ocurre cuando se utiliza luz natural, pero cuando se usa luz polarizada se está introduciendo un nuevo factor. Aparte del corte del mineral, ahora interviene también la dirección de vibración de la luz polarizada en el cristal. En la siguiente figura se muestra lo que ocurre en este caso.





La luz polarizada llega al cristal vibrando en el plano horizontal y el mineral se vuelve de color rojo (1). Para esta dirección de vibración el mineral absorbe sólo las radiaciones correspondientes al verde. Si dejamos el mineral quieto y giramos la dirección de vibración 90 grados.

Si giramos la platina del microscopio y colocamos el cristal a 90 grados, (el plano de vibración está ahora colocado verticalmente) al llegarle esta luz el mineral aparece azul (habrá absorbido las radiaciones correspondientes al naranja). En condiciones normales de trabajo, el polarizador permanece fijo y el mineral es el que gira al mover la platina del microscopio (3). El resultado es el mismo del caso anterior.

El pleocroísmo se puede manifestar de dos maneras: cambio del color, por ejemplo el mineral es azul en una posición y rojo en otra cambio de la intensidad del color, por ejemplo, pasa de un azul claro a un azul oscuro.

Esta propiedad se debe la absorción diferencial de los rayos cuando se pasa a través de ellos luz polarizada, presentándose coloraciones diferentes según su posición con respecto al plano de vibración de luz. Por ejemplo un prisma de turmalina muestra una tonalidad pardo claro, cuando luz vibra paralela al eje c y pardo oscuro o negro cuando vibra perpendicular ha dicho eje.

Cómo se observa en el microscopio?

Un mineral pleocroico cambia de coloración cuando lo giramos en el microscopio petrográfico, trabajando sólo con el polarizador. Por tanto para saber si un cristal es o no pleocroico basta con girarlo en la platina del microscopio.

En los minerales coloreados dimétricos (Hexagonal y tetragonal) o uniaxiales, se determinan dos colores: Dicroísmo; mientras que en los minerales, trimétricos (Rómbico, Monoclínico y Triclínico), puede



haber tres intensidades o tonalidades distintas, una para cada eje del elipsoide: Policroísmo. Las intensidades máximas o de mayor absorción corresponden a las secciones paralelas al eje c, lo que es lo mismo a la dirección de vibración del rayo más lento y el índice de refracción mayor.

Como se determina el pleocroísmo?

- 1.- Se debe buscar secciones paralelas por lo menos a uno de los ejes del elipsoide, (sección paralela al eje c);
- 2.- Se orienta el mineral, determinando las direcciones de vibración correspondiente a los rayos más lentos y a los rayos más veloces. Cuando se dijo precedentemente, la dirección de vibración de los rayos más lentos, corresponde al mayor índice de refracción y mayor intensidad de color
- 3.- Se anota el color observado en esa posición.
- 4.- Se gira la platina a 90° y se anota el nuevo color, correspondiente a los rayos más veloces y de menor índice de refracción.

Se debe recordar que en las secciones basales de los minerales anisótropos, el eje cristalográfico c, es perpendicular al plano del microscopio, lo que significa que al observar y hacer girar la platina, el mineral coloreado no cambia de intensidad de color y al colocar el analizador (minerales anisótropos uniaxiales), esta sección se comporta como isotropa.

8.3.6. Índice de Refracción

Los Índices de refracción son las constantes ópticas que conducen más directamente a la identificación de un mineral.

El problema consiste en determinar epsilon y omega (E, W) o alfa, beta y gamma, o sus valores aproximados, según el objetivo buscado.

En el caso de cortes delgados, el único recurso es comparar el o los Índices de refracción con los de los minerales adyacentes o con el líquido cementante, usualmente Bálsamo de Canadá. ($n = 1,554$)

Línea de Becke: Es el método más difundido en mineralogía; la observación se efectúa con la ayuda de sustancias de índice de Refracción conocido para comparación con el mineral investigado. Se basa en el fenómeno estudiado por primera vez por Becke, 1893, consiste en una línea luminosa que se forma en el contacto entre dos minerales o sustancias de distinta refringencia, cuando se examinan con el microscopio, sin analizador.

Fenómeno. La luz llega desde abajo en rayos levemente convergentes, considerando solo aquellos que inciden en la superficie de contacto, de dos minerales de distinto índice de refracción.

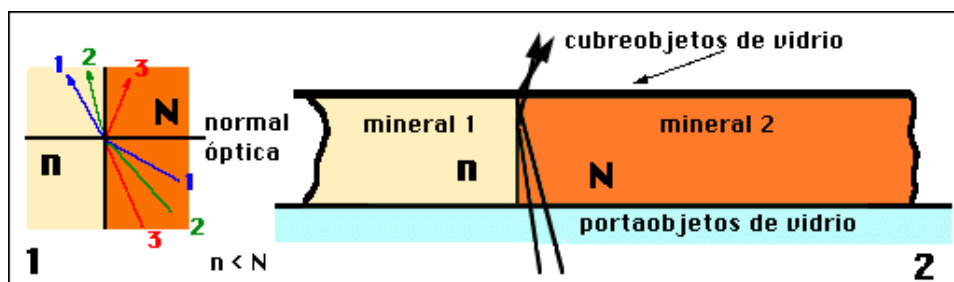


Figura 59. Representa una sección transversal de un corte delgado. En ella aparecen dos medios de distinto índice de Refracción, $n_1 < n_2$.

Se comprueba que todos los rayos que pasan del mineral de menor índice de refracción (n_1) al de mayor Índice de Refracción (n_2) atraviesan la superficie refractándose, mientras que entre los que inciden desde el más refringente (n_2), solamente pasan los que forman un ángulo mayor que el crítico, pues los más rasantes sufren reflexión total.

En consecuencia se produce una concentración de rayos del lado del mineral de mayor refringencia, que siguen, su camino alejándose de la normal a la sección en la línea de separación de los medios.

Subiendo y bajando el tubo del microscopio, se advierte que la línea luminosa así formada, que se prolonga a lo largo de todo el contacto, se traslada hacia uno y otro lado, de acuerdo con la siguiente regla: "Al elevar o desenfocar el plano focal del microscopio la línea de becke, se traslada hacia la sustancia de mayor índice de Refracción"



La traslación de la línea de Becke, permite determinar cuál de dos cristales contiguos tiene mayor índice de refracción cuando el índice es igual en ambos, no se forma línea de Becke y el contorno del mineral, si este es incoloro y límpido, desaparece. Para comparar el índice del mineral con el del bálsamo ($IR= 1,554$) se busca alguna grieta, clivaje abierto o rotura y se explora en el borde de la sección hasta encontrar un cristal cuyo contorno limite con el bálsamo. Luego se compara con los otros minerales contiguos de la sección

8.3.7. Relieve

Es la *diferencia de índice de refracción del mineral y el bálsamo de Canadá (sensación de volumen entre el mineral y el pegamento usado para adherir la lámina delgada o los granos adyacentes que produce la observación de un determinado grano mineral)*



Si esta diferencia es grande, el mineral destaca mucho, mientras que si esta diferencia es pequeña el mineral destaca poco y presenta sus contornos poco definidos.

Por consiguiente, la diferencia entre los índices de refracción del mineral y del pegamento nos da una medida del relieve

-Si la diferencia es superior a 0,12 el relieve es alto

-Si está comprendida entre 0,04 y 0,12 el relieve es moderado

-Si es inferior a 0,04 el relieve es bajo.

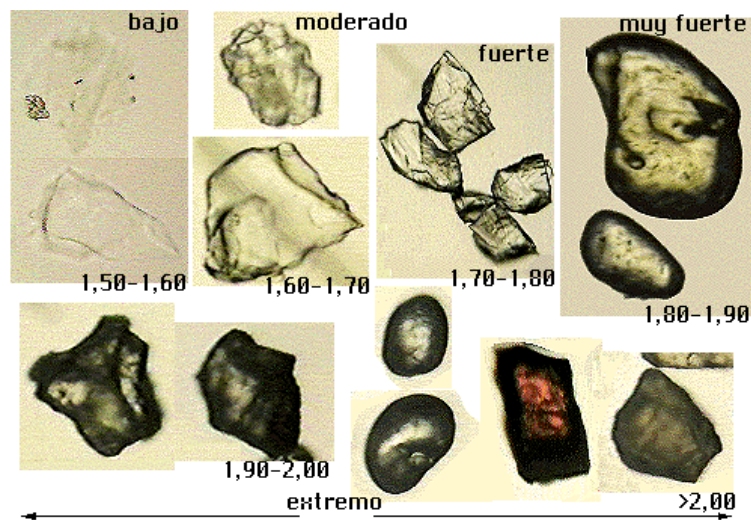
El relieve de un mineral anisótropo varía al girar la platina del microscopio, tanto más cuanto mayor es su birrefringencia.

Si el mineral tiene un índice de refracción mayor que el líquido en la que se encuentra inmerso o mayor índice que los minerales circundantes, el relieve manifestando la formación de sombras y luces, siendo en este caso positivo. Si el índice de refracción del mineral considerado es menor que el medio circundante, el relieve es negativo.

En el caso que el índice de refracción del mineral y del líquido sean iguales, la luz incidente no se observa y la superficie aparece iluminada en forma pareja, en este último caso si el fragmento mineral es líquido y no coloreado, es difícil incluso reconocer su presencia en el líquido.

Relieve (+): $n > 1.54$ (los granos parecen destacarse del bálamo)

Relieve (-): $n < 1.54$ (los granos parecen sumirse en el bálamo)



Referencias Bibliográficas y Referencias de Internet

- Gonzalez Bonorino, F. (1976). Mineralogía Óptica. Editorial EUDEBA
- Kerr, P. F. (1965), Mineralogía óptica, Mc. Graw Hill Book Co. New York.
- Carlos Dorronsoro Díaz, Bernabé Dorronsoro Díaz, Carlos Dorronsoro Fdez y Arturo García Navarro (1998) Mallorca .España
- Martínez Amancay N. (2010) Facultad de Ciencias Físicas, matemáticas y naturales. San Luis
- <http://www0.unsl.edu.ar/~geo/materias/mineralogia/documentos/teorias/M1-Clase-4-MACLAS.pdf>
- <http://geologia.uson.mx/academicos/lvega/FELDESPATOS.htm>
- http://www.fing.uach.mx/licenciaturas/IG/Apuntes/2011/10/24/Mineralogia_Optica_2aParte2011.pdf

Actividad independiente 8 (A)

1. Realice una síntesis de las propiedades y su aplicación específica en el estudio de los minerales transparentes uniáxicos y biáxicos.
2. Seleccione palabras claves y conceptos.



RESOLUCIÓN DE TRABAJOS PRACTICOS 8 (a)

TEMAS: OBSERVACIONES ORTOSCOPIAS SIN ANALIZADOR: Color, Pleocroísmo, Forma, Hábito. Reconocimiento de minerales: cuarzo y micas

Objetivo general: Determinar las propiedades ópticas de los minerales transparentes anisótropos por observación ortoscópica utilizando luz polarizada, mediante el Microscopio de Polarización.

Objetivos específicos:

- ✓ Reconocer el color del mineral, relacionarlo con el pleocroísmo y observar las diferentes formas, hábito, alteraciones e inclusiones.
- ✓ Mediante sus propiedades ópticas identificar minerales como cuarzo, muscovita, biotita, flogopita, sericita, clorita.

Conocimientos previos recomendados: Capítulo 8 Métodos de Determinación Mineral.

Sistema de habilidades:

- ✓ Comprender los fundamentos ópticos y cristalográficos del comportamiento mineral al usar luz polarizada ortoscópica.
- ✓ Reconocer las propiedades ópticas de los minerales que analiza.

Sistema de actitudes:

- ✓ Responsabilidad en el manejo del instrumental de cátedra

DESARROLLO DEL PRÁCTICO

1. Observe el corte delgado que se le ha asignado
2. En base a las características distintivas del cuarzo, centre en la cruz del retículo un cristal que considere que sea de este mineral. Realice una descripción con las características, por observación ortoscópica sin analizador: color y pleocroísmo, forma, hábito, clivaje, alteraciones e inclusiones
3. Dibuje la sección elegida con y sin analizador.
4. Realice la misma marcha por observación ortoscópica para la ejercitación de minerales de muscovita, biotita, flogopita, sericita



RESOLUCIÓN DE TRABAJOS PRACTICOS 8 (b)

Temas: Observación Ortoscópica: Determinación de Relieve e Índice de Refracción.

Objetivo general: Determinar propiedades ópticas mediante visión ortoscópica, incluyendo relieve e índice de refracción empleando el microscopio petrográfico.

Objetivos específicos:

- ✓ Determinar el relieve de los minerales aplicando la técnica de la línea de Becke.
- ✓ Diferenciar los feldespatos de cuarzo comparando los índices de refracción.
- ✓ Diferenciar feldespatos potásicos de los calcoalcalinos.

Conocimientos previos recomendados: Capítulo 8 Métodos de Determinación Mineral.

Sistema de habilidades:

- ✓ Seleccione una sección adecuada del mineral para poder observar sus propiedades.
- ✓ Aplique de manera adecuada el método de la línea de Becke.

DESARROLLO DEL PRÁCTICO

1. De acuerdo a las características distintivas de los feldespatos, centre con la cruz del retículo un cristal que considere que sea este mineral.
2. Realice la marcha sistemática de los feldespatos mediante observación ortoscópica, sin analizador y con analizador.
3. Controle si la sección elegida corresponde al mineral descrito. Identifique el feldespato analizado y determine su nombre.
4. Dibuje las secciones observadas sin y con analizador con su número de corte.

CAPITULO 8. OBSERVACIONES CON LUZ ANALIZADA

8.4. Observaciones con luz analizada: 8.4.1. Isotropía o Anisotropía Óptica 8.4.2. Color de Interferencia. Ley de Arago-Fresnel. 8.4.3. Birrefringencia. Uso de la tabla de Michel-Levy. 8.4.4. Extinción: Angulo de Extinción. Tipos y Medición. 8.4.5. Signo de Elongación. Concepto y tipos. 8.4.6. Maclas: Tipos. Medidas. Método de Michel Levy de determinación de plagioclasas. 8.4.7. Otras Propiedades Observables con Dispositivo Ortoscópico.

8.4. Observación Con analizador o Luz analizada

Con los dos nicols cruzados, puede verse cómo la luz emerge del polarizador vibrando en un solo plano; al atravesar ésta la lámina delgada, sale de ella vibrando en dos planos perpendiculares que corresponden a los rayos rayo ordinario y extraordinario (rayo rápido y rayo lento respectivamente). Finalmente, al atravesar los dos rayos el analizador, emergen de él vibrando ambos en un solo plano, pero con una diferencia de fase, lo cual da lugar a fenómenos de *interferencia de ondas*.

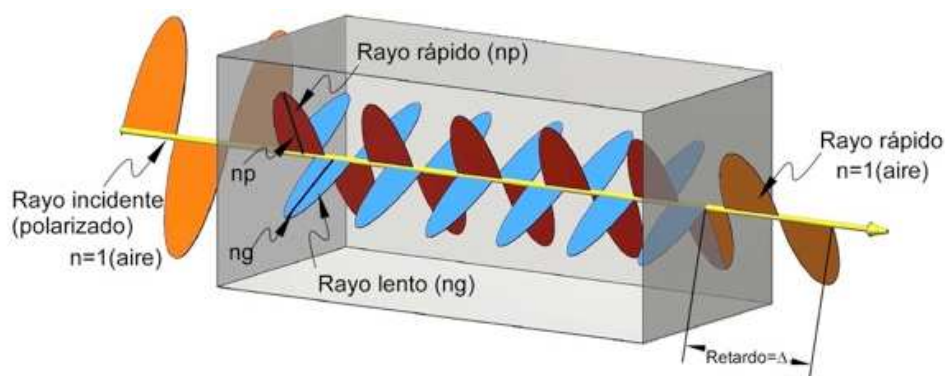


Figura 60. Comportamiento de la luz en un medio anisotrópico

En estas condiciones, se pueden observar propiedades como la *isotropía* o *anisotropía*, *colores de interferencia*, *direcciones de extinción*, *signo de*

alargamiento óptico (o de elongación), existencia de maclas, etc. Estas propiedades serán analizadas a continuación.

8.4.1. Isotropía o Anisotropía Óptica

Cuando la luz que emerge del polarizador vibrando en la dirección E-W, atraviesa un mineral isótropo sale de este sin haber alterado la dirección de vibración después esta luz el analizador. Las componentes de vibración en la dirección N-S, que es la única que admite el analizador, son nulas, lo cual significa que no surgen ondas luminosas del analizador, por lo que solo observaremos oscuridad. El fenómeno sigue siendo el mismo y se continúa observando oscuridad aunque giremos la platina del microscopio. El efecto es igual que si no existiera mineral sobre la platina.

Este hecho permite distinguir los minerales del sistema cúbico y las sustancias amorfas de todos los demás, siendo esta oscuridad de los minerales isótropos un carácter distintivo muy importante para identificarlos.

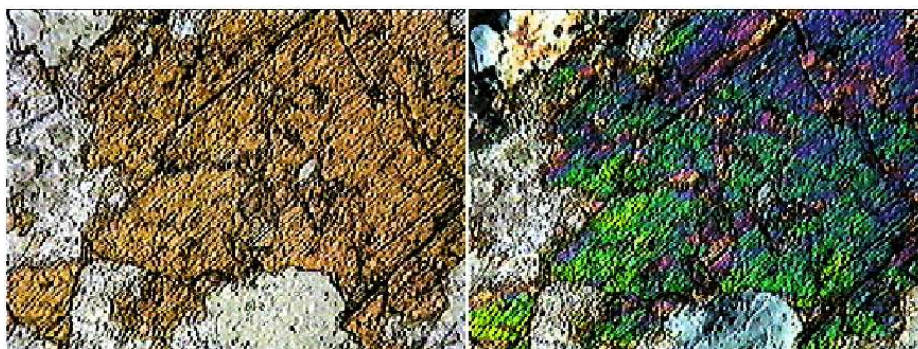


Figura 61. Color natural (PPL) a la izquierda y color de interferencia (XPL) a la derecha en minerales anisótropos.

8.4.2. Color de Interferencia o de Polarización

El color resultante de atravesar los nicols cruzados recibe el nombre de *color de interferencia o de polarización*.

El color de interferencia se obtiene, con analizador y a 45° fuera de la posición del polarizador y analizador, con máxima iluminación



Figura 62. Color de interferencia del mineral de cuarzo gris de primer orden.

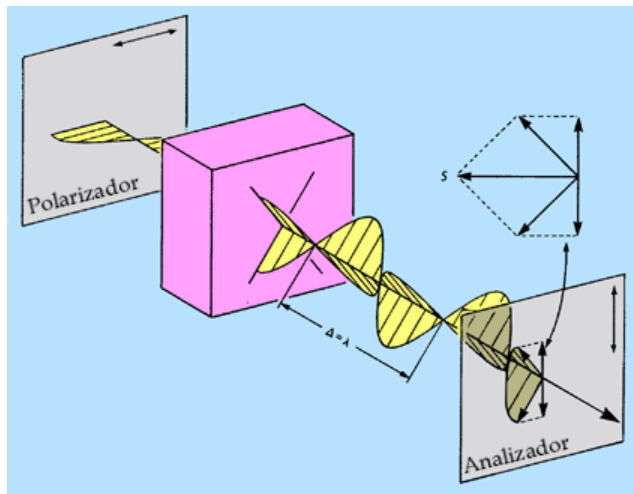
Este cambio de colores se observa en minerales anisótricos. La diferencia de magnitud o retardo, depende del espesor del cristal, la birrefringencia y la orientación del cristal.

Espesor: los rayos que atraviesan el cristal entran en el analizador, cada uno se desdobra en un rayo ordinario (W) y otro extraordinario (E), cuyas direcciones de vibración concuerdan con las del analizador Figura 60. Puesto que ambos rayos vibran en el mismo plano del analizador, interfieren entre si.

El retardo representa la distancia a la que un rayo viaja respecto a otro. Se mide en nanómetros, $1\text{nm} = 10^{-7}\text{cm}$, o el número de longitudes de onda que una onda se retrasa respecto a otra.

A 45° de la posición de extinción, la relación entre estos rayos y su interferencia es:

A. Si el retardo es un número entero (0, 1, 2, 3, etc.) de longitudes de onda, las dos ondas A y B, interfieren destructivamente, anulándose en el analizador.



B. Cuando el retardo es $= \frac{1}{2}, 1\frac{1}{2}, 2\frac{1}{2}$ longitudes de onda, las dos ondas interfieren constructivamente, atravesando el analizador.

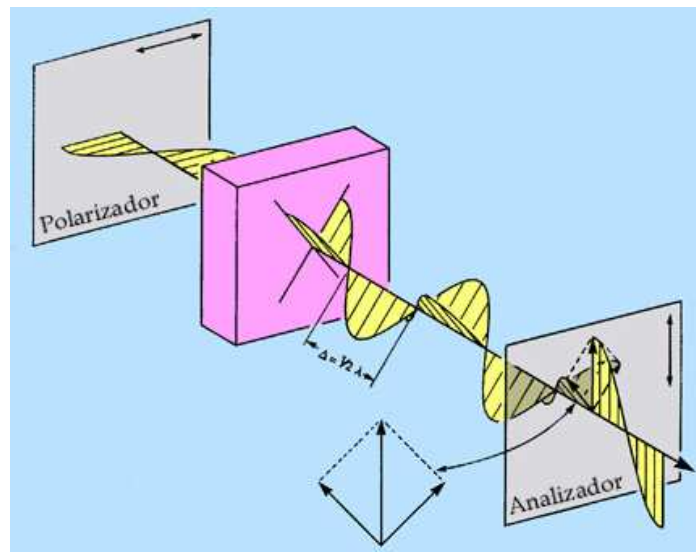


Figura 63. Explicación de la Ley de Arago Fresnel A) Con un retardo de una longitud de onda (las componentes de las ondas en la dirección de vibración del analizador se cancelan y el mineral se ve oscuro) B) con un retardo de media longitud de onda estará iluminado..

Otro factor, es la Birrefringencia, que entiende la relación de los índices de refracción del rayo lento y rápido ($n_l - n_r$). Es una característica de cada mineral y únicamente en minerales anisótropos.

Si la luz viaja a través del eje óptico (eje c en cristalografía) el cristal exhibe birrefringencia cero. La combinación de longitudes de onda que pasan el analizador produce los colores de interferencia, que dependen del *retardo* entre el rayo rápido y lento.

El color de interferencia resultante depende de la longitud de onda de la luz que atraviesa el analizador y de las longitudes de onda que son anuladas. Esto induce la formación de un rango de colores, que representa la Tabla de Michel Levy.

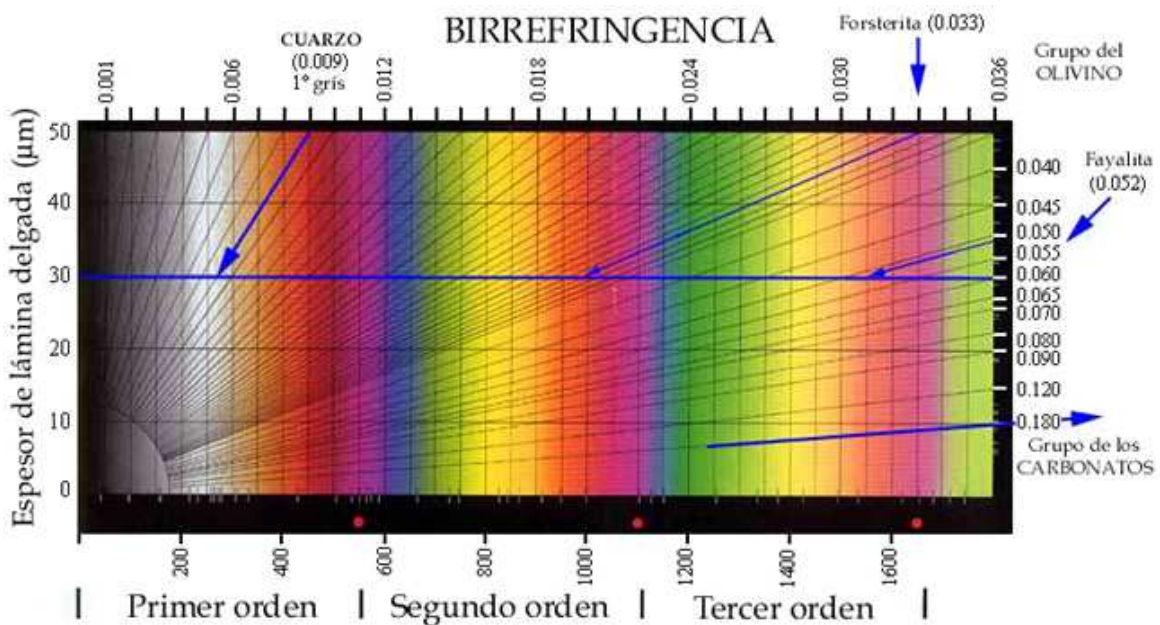


Figura 64. Tabla de Michel Levy.

En ella, los colores se dividen en órdenes en función de la longitud de onda de la luz amarilla del sodio (551×10^{-7} cm); los colores de primer orden corresponden a un retardo inferior a una longitud de onda de dicha luz, los de segundo orden corresponden a un retardo superior a una longitud de onda pero inferior a dos, etc. Esta tabla permite conocer de forma aproximada la birrefringencia de los minerales y facilita la identificación de éstos a partir de los colores de interferencia.



La repetición de la secuencia de colores, rojo a azul marca retardos de 550, 1100, y a 1650 milimicras. Estas fronteras definen colores en primer, segundo y tercer orden. En el cuarto orden, retardos > 2200 nm, los colores aparecen más bajos y son más birrefringentes, figura 64.

Desde la línea horizontal de 30 mm (espesor normal de la lámina delgada), y con un color de interferencia conocido, podemos leer sobre la línea diagonal correspondiente la birrefringencia. Esta propiedad ya sabemos que es muy específica de cada tipo de mineral y por ellos es muy útil es identificarlos. Alternativamente, para una birrefringencia conocida, buscamos a través de la línea diagonal su intersección con la línea de espesor 30 mm y buscamos así el color de interferencia en un cristal dado.

Como el espesor estándar de los cristales es de 30 μm ., la birrefringencia del cristal se obtiene despejando en la ecuación:

$$D = d (n_l - n_r)$$

En consecuencia, los colores de interferencia variarán de intensidad al girar la platina del microscopio hasta desaparecer en las posiciones de extinción.

Su manejo es muy simple, desplazándose por la línea horizontal correspondiente al espesor de la preparación microscópica (normalmente entre 20 -30 μ) se busca la banda de color de interferencia que presenta el mineral y ascendiendo por la línea inclinada, que pase por ese color, obtendremos el valor de birrefringencia del mineral problema, Figura 65.

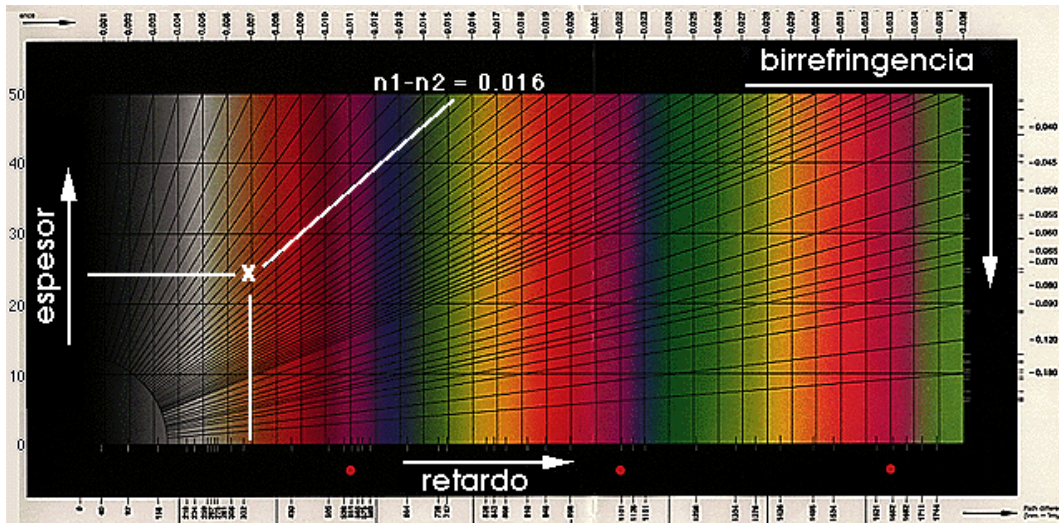


Figura 65. Grafica de colores de interferencias, birrefringencias y retardos.

La birrefringencia varía dependiendo de la orientación del cristal que se considere, de forma que la intensidad del color de interferencia será máxima cuando la sección observada sea el plano principal que contiene los índices de refracción máximo y mínimo (birrefringencia máxima) y será nula cuando la sección observada sea perpendicular a un eje óptico (birrefringencia nula). La birrefringencia máxima es la que se usa como una propiedad característica de cada mineral, y es una de las usadas para la identificación de minerales en lámina delgada.

En la figura 66 mostramos como un cristal uniáxico puede ir cambiando el color de interferencia según se va inclinando el plano de corte. El color de interferencia varía desde ser nulo para sección horizontal (perpendicular al eje óptico) hasta su máximo valor representado por la sección vertical (paralela al eje óptico), pasando por un serie de colores intermedios correspondientes a las secciones inclinadas (a mayor inclinación color más fuerte).

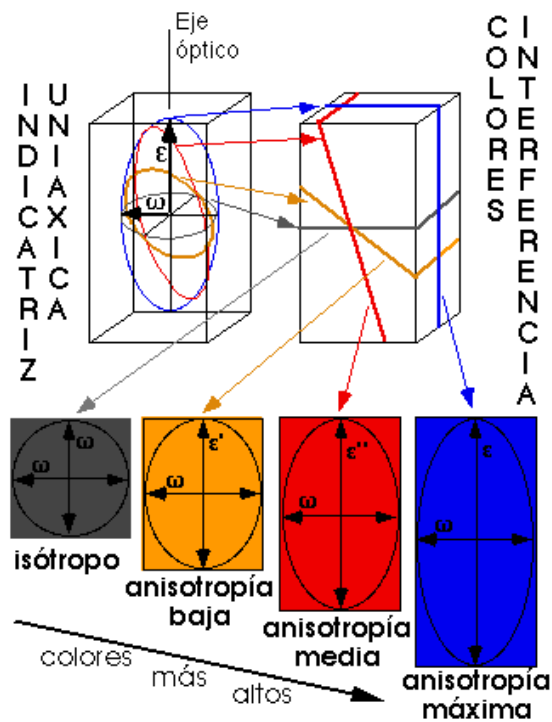


Figura. 66. Color de interferencia y orientación óptica

8.4.4. Extinción. Angulo de extinción

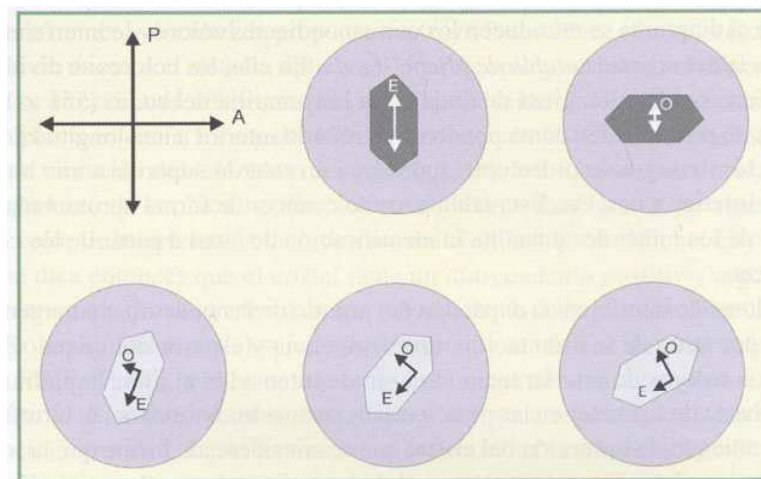


Figura. 67. Direcciones de vibración en el polarizador (*P*) y el analizador (*A*) y diversas posiciones de un cristal de cuarzo. Obsérvense las posiciones de extinción del cristal. *O*: rayo ordinario; *E*: rayo extraordinario.



“En el mineral analizado existen algunas líneas de referencia, tales como líneas de intersección de caras, líneas de exfoliación o intersecciones de planos de macla, y las direcciones de extinción nos permiten conocer las direcciones de vibración de las ondas luminosas dentro del cristal”.

Existen cuatro posiciones de la platina separadas por ángulos de 90° para las cuales la dirección de vibración E- W de las ondas que emergen del polarizador coincide con la dirección de vibración de uno de los rayos, ordinario o extraordinario, asociados al paso de la luz por el cristal. En tal caso, la amplitud de las ondas del otro rayo del cristal, que debía vibrar en la dirección N-S, se anula, de tal forma que la luz emerge del cristal e incide en el analizador vibrando en la dirección E- W. Como consecuencia, esta vibración se anula en el analizador, al ser la dirección de polarización de éste la N-S, y, por ello, no llega ningún rayo luminoso al observador. Estas cuatro posiciones corresponden a las *direcciones de extinción* del mineral.

“La Extinción se produce cuando las direcciones de vibración del mineral coinciden con el polarizador y el analizador ”

8.4.4.1. Angulo de Extinción

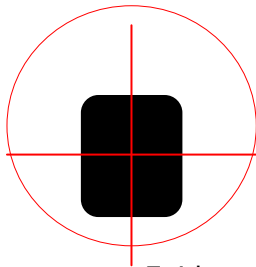
Se denomina ángulo de extinción al ángulo que forma el eje cristalográfico, (se toma como referencia c) y la dirección de vibración más próxima. El eje cristalográfico c tomado como referencia, debe coincidir con una dirección morfológica del cristal: una cara bien desarrollada, una línea de clivaje, etcétera.

Para medir el ángulo de extinción se orienta el mineral determinando las direcciones de vibración, como se explicito con anterioridad.

- ✓ Se coloca la sección del mineral, de manera que la dirección morfológica elegida, por ej: una línea de clivaje sea paralela al hilo vertical del retículo (N-S)
- ✓ Se toma nota de la lectura del limbo.

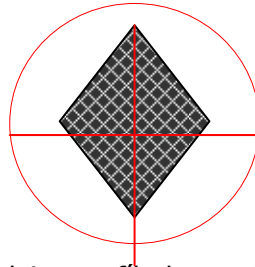
- ✓ Se gira la platina hasta la posición de extinción más próxima y se vuelve a leer el limbo de la platina
- ✓ La diferencia con la lectura anterior es el ángulo de extinción buscado.

E^0 Recta o paralela



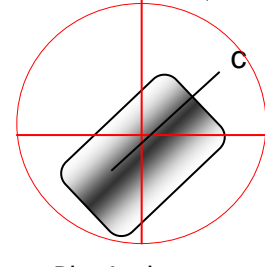
Epidoto

Simétrica



Calcita, anfíboles y piroxenos

Oblicua



Plagioclasa

Figura 68 Posición de ángulo de Extinción oblicua o inclinada.

8.4.4.2. Tipos de Extinción

Si cuando el mineral se encuentra en una posición de extinción, una línea de referencia determinada del cristal forma un ángulo de 0 o 90° con uno de los hilos del retículo del ocular se dice que la *extinción es recta*

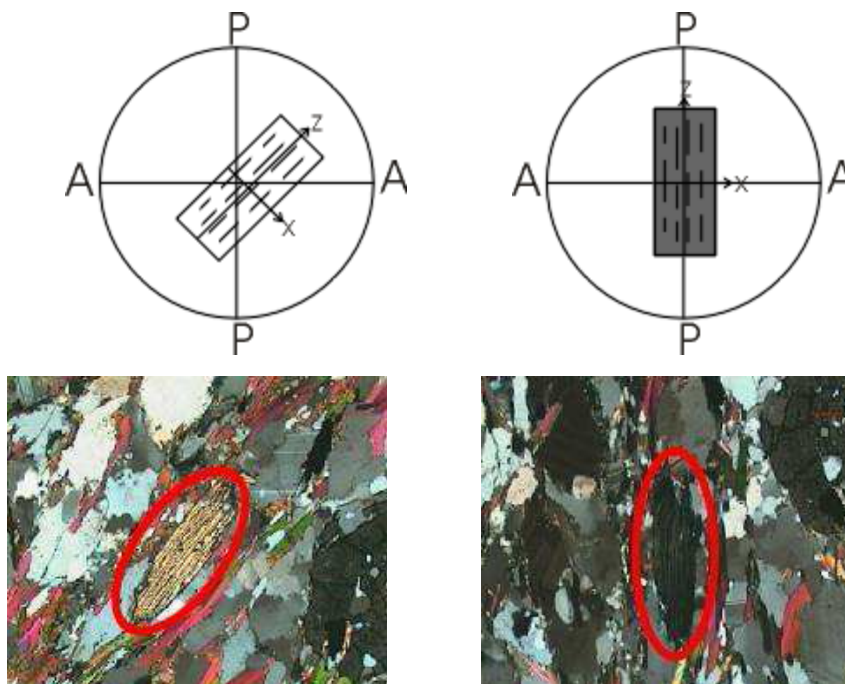


Figura 69. Diagrama de Extinción Paralela

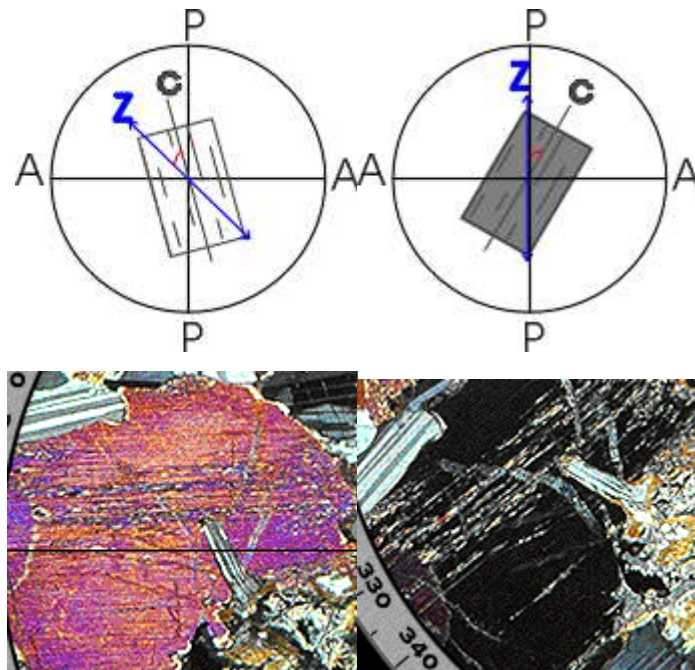


Figura. 70. Extinción Oblicua.

Cuando el ángulo de extinción es el mismo con relación a dos conjuntos de líneas de referencia (exfoliación) se dice que la extinción es *simétrica*, es decir, en la posición de extinción las líneas de referencia del cristal son simétricas respecto a los hilos del retículo.

Existen algunos tipos especiales de extinción, como son la *extinción ondulante* y la *extinción en ojo de pájaro*. La primera se produce cuando en una sección de un cristal la posición de extinción varía ligera y gradualmente de unas partes a otras del mismo; se debe en la mayoría de los casos a pequeñas deformaciones de la estructura cristalina, que dan lugar a orientaciones ópticas ligeramente diferentes de las distintas partes del cristal; es particularmente frecuente en el cuarzo. La segunda se refiere al aspecto moteado que presentan algunos minerales, como la biotita, cuando se encuentran en una posición próxima a la de extinción, este tipo de extinción es muy común en las micas.

El tipo de extinción es una característica del mineral que depende de su simetría. Así, por ejemplo, la mayoría de las secciones de los minerales



uniáxicos (romboédricos, tetragonales y hexagonales) presentan extinción recta, ya que suelen ser alargados en la dirección del eje óptico o el alargamiento es usualmente según la zona prismática paralela a C que coincide con la dirección de vibración de uno de los rayos extraordinario; por el contrario, los cristales monoclónicos y triclínicos tienen predominantemente extinción oblicua.

En anfíboles y piroxenos, las secciones basales (perpendiculares al eje c), el clivaje forma un rombo en los primeros y un cuadrado en los segundos, característica que sirve además para reconocerlos; no obstante, no se debe medir el ángulo de extinción en estas secciones, sino como se explicitó con anterioridad se debe hacerlo en secciones con líneas de exfoliación clivaje paralelo; así mismo Gamma o la dirección de vibración más próxima debe estar también paralelo. Un procedimiento consiste en medir varios cristales, cuyo eje C, sea paralelo y tomar el valor máximo. Un método más seguro consiste en aprovechar el plano de macla que presentan a menudo anfíboles y piroxenos: Se busca una sección de un cristal en que el clivaje y plano de macla aparezcan paralelos entre si y ambos individuos de la macla de extinción simétrica, es decir que la extinción se produzca a giros iguales pero opuestos, a partir de la posición en que la traza del plano de macla es paralelo al hilo vertical del retículo.

Medición del Ángulo de Extinción Oblicua

El ángulo de extinción sólo se mide si ésta es oblicua, puesto que la extinción paralela tiene un ángulo que puede ser 0° ó 90° , en función de la dirección de referencia.

- _ Para medir el ángulo de extinción coloque el cristal en máxima iluminación, al menos en la iluminación dada en el eje vertical.
- _ En ese momento, tome la lectura inicial de la platina (e.g. 250°)
- _ Rote la platina en el sentido horario hasta alcanzar la extinción.

- _ Tome la lectura final (e.g. 210°).
- _ La diferencia de lecturas dará el ángulo de extinción: (e.g. $250 - 210 = 40^{\circ}$). Fig. 71.

Medición del Ángulo de la Extinción

- _ Se recomienda repetir la toma del ángulo pues el paso a la extinción es gradual, y resulta difícil encontrar con exactitud el punto máximo.
- _ Para verificar la extinción total puede insertar la lámina de yeso, que torna el color negro de extinción en un tono violeta suave.
- _ Si la sección fina contiene varios cristales, de los que se sospecha son el mismo mineral pero con orientación distinta, se recomienda tomar el ángulo de extinción de varios de ellos, y de los valores obtenidos tomar el mayor.

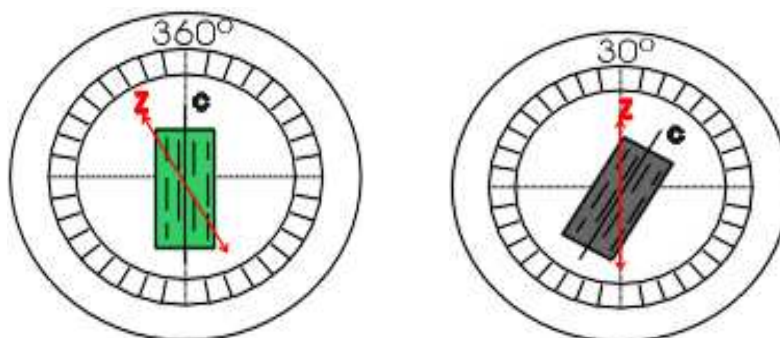


Figura. 71 Medición del Ángulo de la Extinción

- _ Se puede vincular la extinción paralela a los minerales de los sistemas Trigonal, Tetragonal y Hexagonal.

Mientras la extinción oblicua está vinculada a los minerales de los sistemas Monoclínico y Triclínico. Observe la extinción de las secciones basales de los minerales biáxicos.

- _ Otro tipo de extinción ocurre principalmente en el Cuarzo, se trata de la Extinción ondulatoria (ondulante).

La extinción no ocurre en forma uniforme, sino que barre el mineral en una especie de onda de sombras, lo cual refleja que el cristal ha estado sometido a esfuerzos. Es importante distinguir este fenómeno

de la variación en el ángulo de extinción debida a la zonación de los cristales por su composición (Augita y Plagioclasa) Figuras 74 y 75.

Finalmente se tiene la Extinción Entrecruzada. Este fenómeno se observa en algunas secciones finas, que presentan esferulitos de fibras radiales y consiste de una figura similar a las figuras de interferencia uniáxicas centradas. Consta de un círculo negro conteniendo una cruz negra, que permanece estática al movimiento de rotación de la platina. Los brazos de la cruz corresponden a las direcciones de vibración de los nícoles. Como las fibras se alinean a estas direcciones la cruz permanece estática.

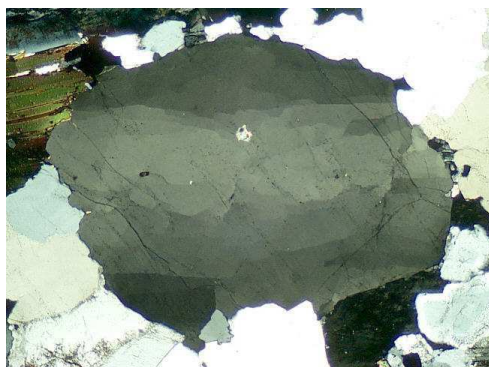


Figura. 72 Extinción Ondulante en cuarzo.

8.4.5. Placas Auxiliares; Signo de Alargamiento

Las placas auxiliares más frecuentes son la *placa de yeso* y la *de mica*.

La *placa (o lámina) de yeso (o de onda completa)* con un espesorl (0,055 mm) que produce un color de interferencia rojo de primer orden, por lo cual se ha denominado también *placa roja de primer orden*. La *placa (o lámina) de mica tiene* un espesor tal (0,022 rnm) que da lugar a un retardo de las ondas que emergen de ella de un cuarto de onda para la luz amarilla, por lo cual se ha llamado también *placa cuarto de onda*; el color de interferencia que se produce en este caso es un gris azulado de primer orden.



Estas placas vienen montadas en un armazón metálico en el que se indican las direcciones de vibración de mayor y menor índice de refracción (generalmente la dirección de vibración de mayor índice de refracción es paralela a la arista de menor longitud de la placa). Para su utilización, las placas se introducen, al igual que la cuña de cuarzo, con sus direcciones de vibración formando 45° con las de los nicols; presentan un espesor, birrefringencia, y retardo conocido.

Una de las aplicaciones de estas láminas es la determinación del *signo de alargamiento* del cristal, en minerales con *hábito alargado* o una exfoliación bien desarrollada.

8.4.5.1 Elongación

Es la relación entre las dimensiones principales del cristal y la magnitud de los índices de refracción correspondientes a ellas.

Una característica importante es la posición de la dirección de referencia (dirección con mayor longitud del cristal o dirección de la exfoliación), con respecto a la dirección de vibración del rayo de menor velocidad de propagación (rayo *lento*). Cuando un mineral no tiene una dirección de referencia bien definida o no tiene extinción recta o casi recta, el concepto de signo del alargamiento carece de sentido.

Medición de la elongación, se intercala la placa de yeso o de mica en el sistema óptico del microscopio y se coloca el mineral en cuestión con su dirección de referencia paralela a la dirección de vibración del rayo lento de la citada placa, es decir, formando 45° con la dirección N-S.

En esta posición, si la dirección de vibración del rayo lento del cristal analizado coincide aproximadamente con la del rayo lento de la placa auxiliar, los retardos de ambas láminas se suman y se obtiene un color de interferencia de orden más alto en la tabla de Michel-Lévi que el del cristal; se dice entonces que el cristal tiene un *alargamiento positivo* (*largo-lento*). Si, por el contrario, la dirección de vibración del rayo lento

de la placa auxiliar coincide con la del rayo rápido del cristal, los retardos se restan y se obtiene un color más bajo en la tabla de Michel-Lévi; se dice entonces que el cristal tiene un *alargamiento negativo* (*largo-rápido*). Si ambos retardos son iguales y se restan, se anula el retardo resultante y se producirá oscuridad; a este fenómeno se lo denomina compensación.

La cuña de cuarzo, al producir un retardo creciente a medida que aumenta su espesor, permite obtener siempre la compensación para un mineral cualquiera, por lo cual dicha cuña se denomina también *compensador*. Cuando se produce compensación, el correspondiente color de interferencia de la cuña, en ausencia del mineral, es el color de interferencia de este último. La compensación permite por tanto, obtener el color de interferencia de un mineral determinado.

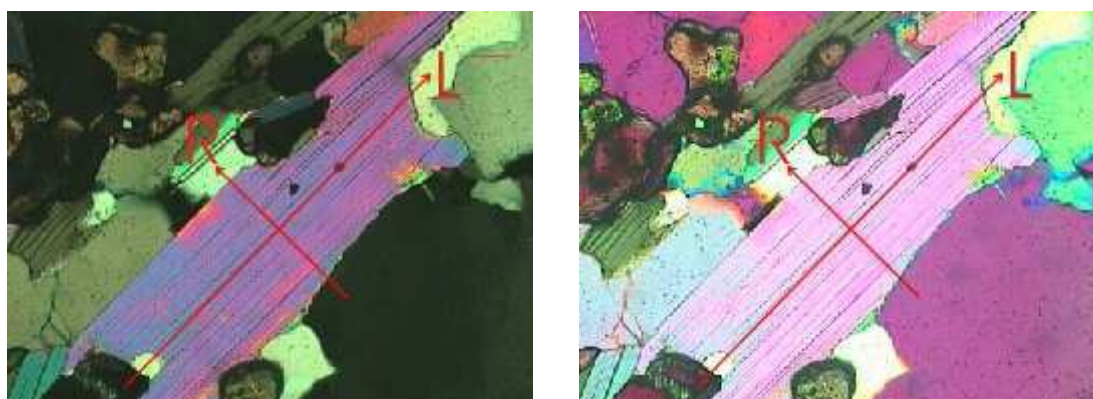


Figura 73 Esquema de Orientación Largo-Lento y Elongación Positiva

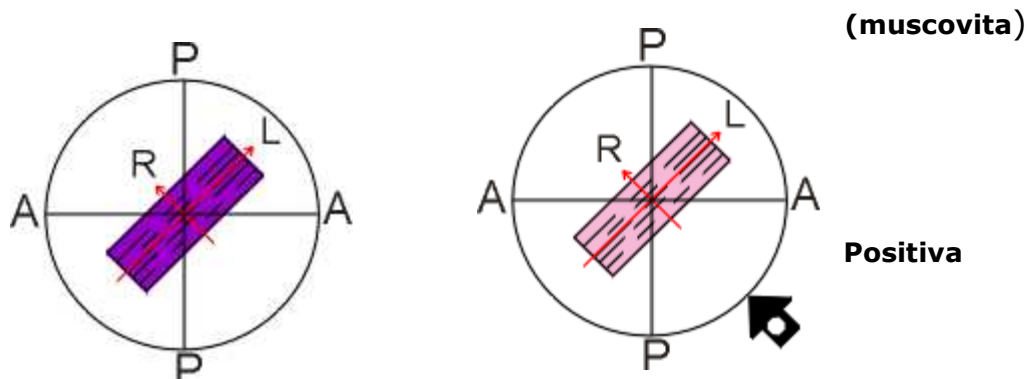


Figura 74. Efecto de adición al introducir la lámina accesoria



8.4.6. Maclas

Las maclas son asociaciones de cristales de la misma naturaleza regidas según leyes geométricas precisas, ligadas a los elementos de simetría del sistema cristalino considerado. Una macla se puede desarrollar por contacto de una cara definida o por interpenetración de cristales.

Los Feldespatos, en sección delgada, se caracterizan por presentar maclado, de hecho, dado que se observa con tanta frecuencia, se utiliza universalmente para su identificación. Entre los principales tipos de macla están:

- ✓ Macla Albita: se forma por una repetición sucesiva de individuos superpuestos. Si el corte pasa paralelo al plano que contiene $\{010\}$ y $\{001\}$ es posible que la macla no sea observada. Es característica de las Plagioclasas (Feldespatos de la Serie Calcio-Sódica) Figura 75.
- ✓ Macla Carlsbad: involucra la repetición simple y la interpenetración de dos individuos. Es común de la Ortosa (Feldespato Alcalino), pero puede presentarse en el Sanidina (Feldespato Alcalino) y en las Plagioclasas asociada a maclas Albita. Figura 76
- ✓ Macla Baveno: formada por la repetición simple y la interpenetración de dos individuos, el plano de composición (cuya traza se observa en sección fina) es diagonal a la longitud de los cristales.
- ✓ Macla Periclina: con sucesiva repetición de individuos, representa el paso de la Macla Albita a la Macla Polisintética (de Plagioclasa a Microclino). Figura 77.
- ✓ Macla Polisintética: está compuesta por una sucesiva repetición de maclas tipo Albita y Periclina. Es una forma tardía en el crecimiento del cristal (Figura 77).



Figura. 75 Macla Albita



Figura. 76 Macla Carlsbad

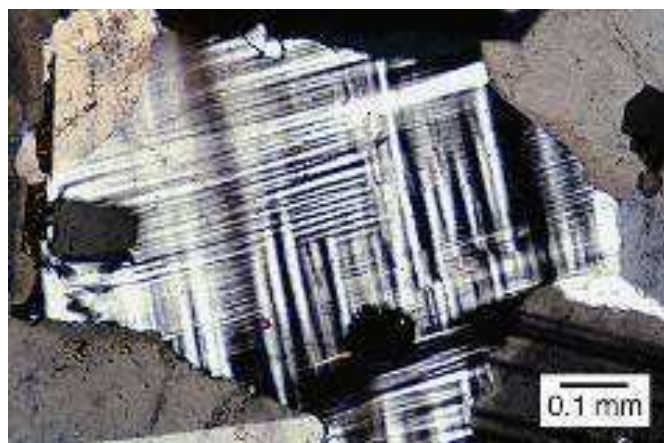


Figura. 77 Macla Polisintética

Los mecanismos de formación son diferentes

1. Macla formada durante el crecimiento cristalino: Se forma un nuevo individuo sobre la superficie del otro que crece conservando una especial relación cristalográfica (epitaxia)



Figura 78 Macla polisintética

2. Macla de transformación: Al cambiar las condiciones iniciales se produce un cambio de fase. El cuarzo de alta temperatura cambia al cuarzo de baja temperatura en esa transformación se puede producir un maclado aunque poco común.

3. Macla por deformación o cizallamiento: se forma debido a la presión ejercida por el medio como ejemplo la calcita

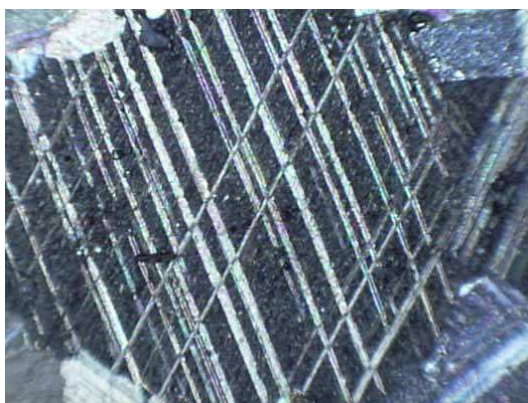
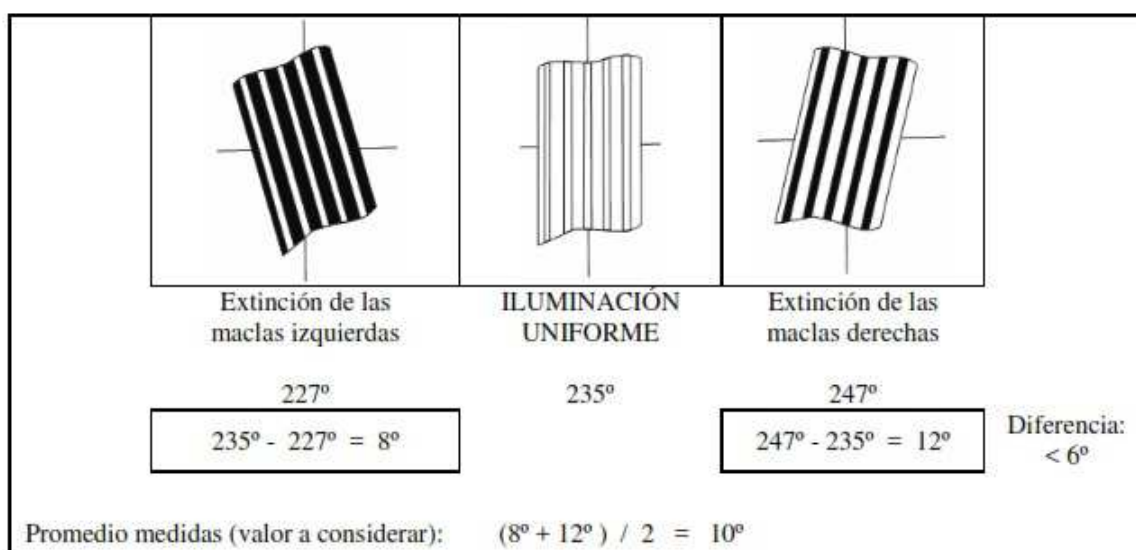


Figura 79. Calcita

Con los nicols cruzados se pueden observar las maclas de un mineral. La presencia de maclas da lugar a partes del cristal con distinta orientación óptica, lo cual se refleja por las distintas posiciones de

extinción de unas partes del cristal respecto a las otras. Estas partes se encuentran separadas por líneas muy nítidas.

Determinación de la composición de las plagioclasas usando el método de Michel-Levy



Este método es el procedimiento más simple para determinar la composición de las plagioclasas. Se usa el máximo ángulo de extinción de la macla de la albita. El procedimiento consiste en:

I) Seleccionar plagioclasas con macla polisintética donde:

- 1) los planos de macla se vean con claridad
- 2) los individuos de la macla tengan un color uniforme (iluminación uniforme) con nicols cruzados (todos deben estar iluminados)
- 3) los ángulos de extinción sean iguales cuando la platina se rota hacia la izquierda o hacia la derecha

II) Una vez encontrada una buena sección se procede a:

- 1) Oriente la macla N-S y anote la medida del vernier de la platina

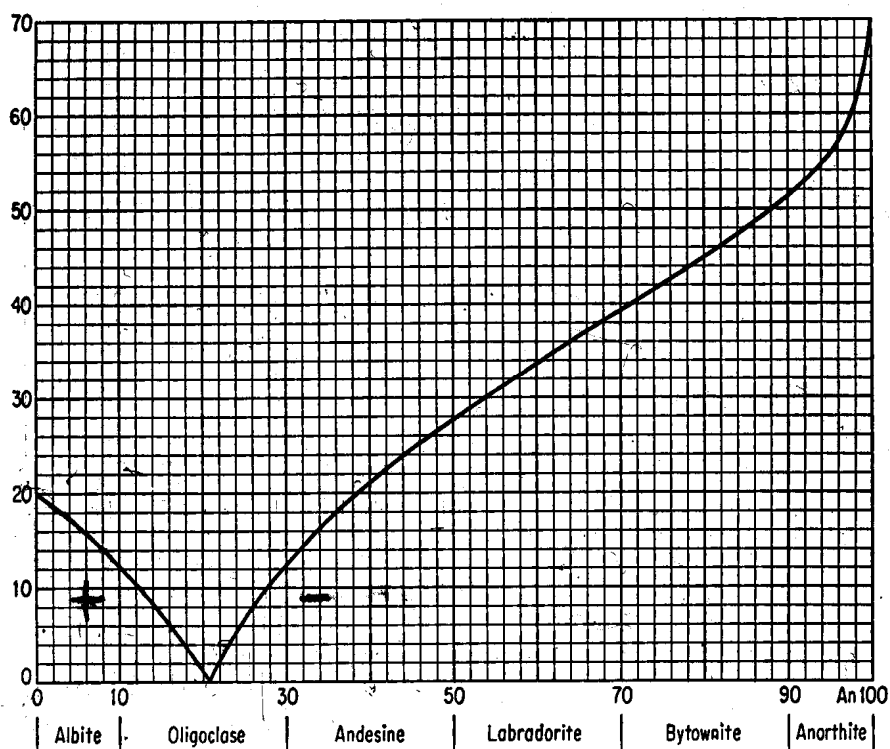
2) A partir del N gire la platina hacia la izquierda y anote el ángulo de extinción izquierdo. Vuelva al N y gire hacia la derecha obteniendo el ángulo de extinción derecho

3) La diferencia entre ambos ángulos deberá ser menor que 6° (si esto no sucede, la sección no es buena)

4) El promedio de los ángulos de extinción izquierdo y derecho, se lleva a la gráfica de Michel-Lévy obteniéndose la composición de la plagioclasa

5) Si el ángulo de extinción de macla obtenido es menor que 20° , deberá además medirse el índice de refracción y el signo óptico de la plagioclasa. Las plagioclasas con composición $An_0 - An_{21}$ tienen $n < n_{\text{bals}}$ y son ópticamente positivas. Las plagioclasas $An_{21} - An_{38}$ tienen $n > n_{\text{bals}}$ y son ópticamente negativas.

Nota: este método es estadístico, para que sea válido se deberán medir de 8 a 10 cristales diferentes y obtener un promedio de los ángulos de extinción obtenidos en la tabla de Michel Levy



8.4.7. Otras Propiedades Observables con Dispositivo Ortoscópico.

Inclusiones y Alteraciones

Existen algunas propiedades de minerales que se pueden observar en parte con luz polarizada y no analizada. Una de ellas es el *zonado* (o *zonación*), que consiste en una variación de la composición de un mineral de unas partes a otras de un mismo cristal.

Se manifiesta por cambios, generalmente del centro a los bordes del cristal, en el color natural (sin analizador). Otro rasgo destacable es la presencia de inclusiones, es decir, de pequeños cristales o fluidos que han quedado atrapados dentro de un cristal de mayor tamaño; se trata de rasgos visibles al microscopio y cuya presencia puede facilitar en algunos casos la identificación de minerales.



Figura. 80 Plagioclase Zonada



Figura. 81 Augita Zonada

Otra propiedad es la alteración y es un proceso (hidratación, oxidación, etcetera) generalmente tardío y superficial, que transforma un mineral en otro (u otros). Los tipos de procesos de alteración son múltiples y complejos, varían dependiendo del tipo de mineral y tienen lugar por cambios de temperatura, cambios químicos, exposición atmosférica con abundancia de agua y oxígeno, cambios de pH. Por ejemplo, la desferrización de biotita, conduce a la presencia de minerales opacos y de otros minerales por ejemplo clorita. La caolinización y sericitización de los feldespatos es muy frecuente. Alteración de una biotita (marrón), con transformación a clorita (verde) a lo largo de los planos de exfoliación

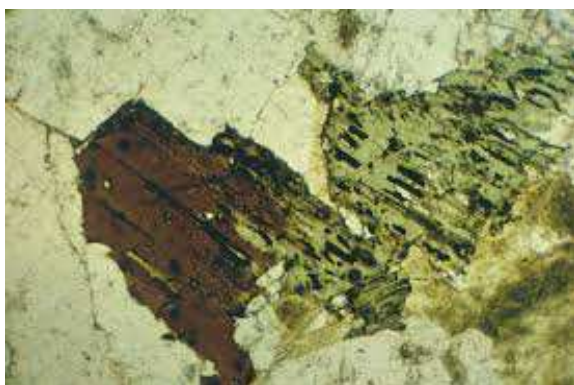


Figura 82. Alteración parcial de clorita en biotita

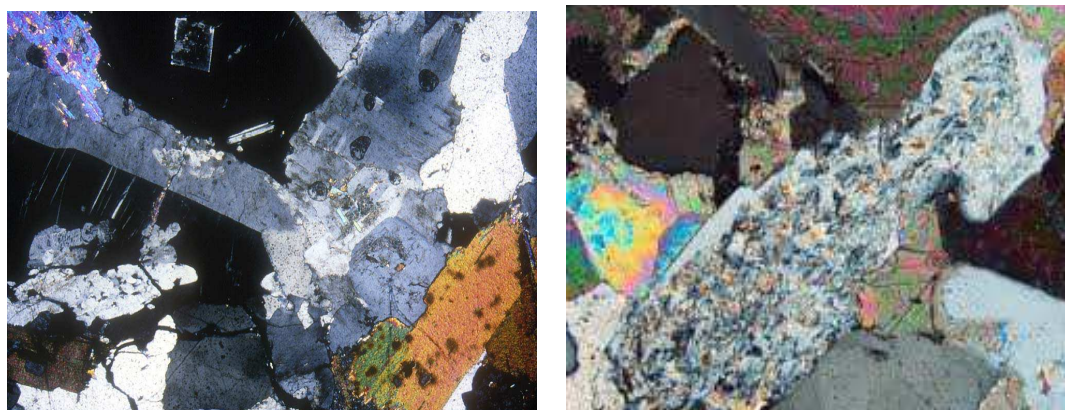


Figura 83. Alteración de caolinita y sericita en feldespatos.

Estos procesos pueden comenzar en las zonas de borde de los cristales, planos de exfoliación, o fracturas, y pueden llegar a transformar completamente al mineral original. Es interesante indicarlo cuando son muy importantes o en aquellos casos en los cuales el tipo de alteración puede ayudarnos a identificar el mineral original.

Otro rasgo destacable es la presencia de *inclusiones*, es decir, de pequeños cristales o fluidos que han quedado atrapados dentro de un cristal de mayor tamaño; se trata de rasgos visibles al microscopio y cuya presencia puede facilitar en algunos casos la identificación de minerales.

Los intercrecimientos o cristalización simultánea de los minerales considerados, los más comunes son: Intercrecimiento de cuarzo en feldespatos y feldespatos en plagioclasas

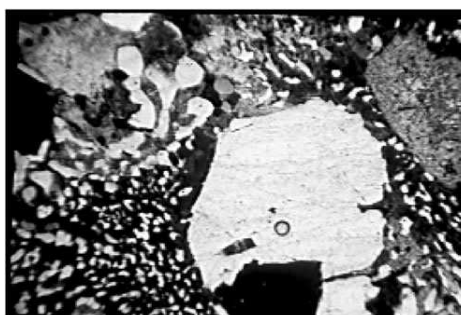
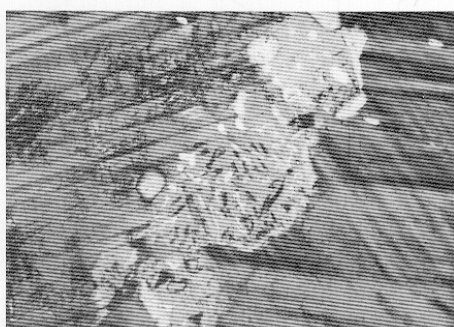
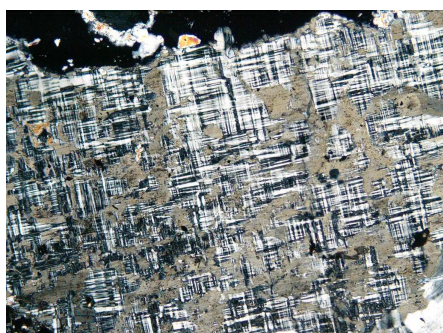


Figura 84. Mirmequitas de cuarzo en plagioclasas (izquierda), cuarzo en feldespato potásico (derecha)



**Figura 85. Perthitas de albita en feldespato potásico, microclino (izquierda)
Antiperthitas de feldespato potásico en plagioclasas (derecha)**



Referencias Bibliográficas

-Gonzalez Bonorino, F. (1976). Mineralogía Óptica. Editorial EUDEBA

-Kerr, P. F. (1965), Mineralogía óptica, Mc. Graw Hill Book Co. New York.

-Carlos Dorronsoro Díaz, Bernabé Dorronsoro Díaz, Carlos Dorronsoro Fdez y Arturo García Navarro (1998) Mallorca .España

http://ocw.uniovi.es/pluginfile.php/715/mod_resource/content/1/1C_C11_812_A/contenidos%20en%20pdf%20para%20descargar/glosario%20procedimientos_2008.pdf

http://www.ehu.eus/mineralogiaoptica/Atlas_de_Mineralogia_Optica/Tectosilicatos/Paginas/Plagioclasa_%28Plagioclase%29.html

Actividad Independiente 8 (B)

1. Realice un resumen de las propiedades ópticas diagnósticas para la determinación y ejemplos de minerales.
2. Relacione en un cuadro la morfología cristalográfica y caracteres uniáxicos y biáxicos para caracterizar los minerales de cuarzo, micas, feldespatos, piroxenos, anfíboles, olivinos, minerales secundarios, granate, turmalina, cordierita, epidoto, circón.



RESOLUCIÓN DE TRABAJOS PRACTICOS 8 (c)

Temas: Observación Ortoscópica: Determinación del Color de Interferencia y la Birrefringencia

Objetivo general:

Determinar propiedades ópticas mediante visión ortoscópica, color de Interferencia y Birrefringencia, empleando el microscopio petrográfico.

Objetivos específicos:

- ✓ Observar Birrefringencia de calcita
- ✓ Determinar color de Interferencia
- ✓ Determinar direcciones de vibración, empleando lamina de yeso
- ✓ Determinar diferencia de paso, retardo y birrefringencia empleando la tabla de Michel Levy

Conocimientos previos recomendados: Capitulo 8

Sistema de habilidades:

- ✓ Utilice la Tabla de Michel Levy.
- ✓ Analice las propiedades ópticas con luz analizada
- ✓ Emplee lámina de yeso.

DESARROLLO DEL PRÁCTICO

1. Busque un mineral de color de interferencia uniforme gris de 1^o orden y determine las direcciones de vibración del mineral, realice un dibujo.
2. Determine la diferencia de paso y la birrefringencia parcial de distintas secciones minerales mediante el empleo de la tabla de Michel Levy.
3. Investigue cuales son las características distintivas de la calcita.
4. Caracterice el mineral dentro de una muestra y dibuje.



5. Identifique e investigue los minerales epidota, apatito y esfena. Elabore un resumen de los rasgos cristalográficos, composición química y ópticas.



TRABAJO PRÁCTICO N° 8 (d)

Temas: Observación Ortoscópica: Identificación y determinación de Extinción.

Objetivo general:

Determinar propiedades ópticas mediante visión ortoscópica, con analizador, especialmente extinción y elongación, empleando el microscopio petrográfico.

Objetivos específicos:

- ✓ Determinar con nicols cruzados las propiedades de extinción, ángulo de extinción y elongación
- ✓ Aplicar el método de determinación de direcciones de vibración
- ✓ Establecer en los minerales el retardo, birrefringencia y color de interferencia
- ✓ Diferenciar anfíboles y piroxenos por observación ortoscópica y determinar las propiedades ópticas.

Conocimientos previos recomendados: Capítulo 8

Sistema de habilidades:

- ✓ Mida ángulo de extinción.
- ✓ Diferencie los minerales del grupo de anfíboles y piroxenos.
- ✓ Analice las propiedades ópticas de minerales
- ✓ Emplee láminas compensadoras.

DESARROLLO DEL PRÁCTICO

1. Busque un mineral con características parecidas a anfíboles y piroxenos. Centre el mineral en la cruz del retículo.
2. Realice la marcha sistemática, mediante observación ortoscópica, sin analizador y con analizador determinando las propiedades ópticas.



3. Aplique el procedimiento para determinar direcciones de vibración, ángulo de extinción y elongación.
4. Logre obtener el nombre del mineral.
5. Dibuje las secciones de mineral sin y con analizador.
6. Establezca las características diagnosticas para el reconocimiento de minerales de los grupos objeto de estudio.



RESOLUCION DE TRABAJOS PRACTICOS 8 (e)

Temas: observaciones Ortoscópicas: Identificación y determinación del Signo de Elongación.

Objetivo general:

Determinar propiedades ópticas mediante visión ortoscópica, con analizador, empleando el microscopio petrográfico.

Objetivos específicos:

✓ Estudiar las características distintivas e identificar todos los minerales presentes.

Conocimientos previos recomendados: Capitulo 8

Sistema de habilidades:

- ✓ Diferencie minerales típicos de ambiente metamórficos, andalucita y sillimanita.
- ✓ Reconozca minerales de ambientes ígneos.
- ✓ Destaque la cristalografía y propiedades ópticas de cordierita, olivino, turmalina.

DESARROLLO DEL PRÁCTICO

1. Realice la marcha sistemática, mediante la observación ortoscópica sin analizador y con analizador, determinando las propiedades ópticas de sillimanita, andalucita, cordierita, olivino, turmalina
2. Identifique los minerales en base a las características diagnosticas y a su identificación
3. Establezca las relaciones paragenética
4. Realice la marcha con analizador mediante observación ortoscópica.
5. Integre conocimientos metodológicos sobre minerales e identifique todos los minerales presentes en el corte.



RESOLUCION DE TRABAJOS PRACTICOS 8 (f)

Temas: observaciones ortoscópicas: Identificación y determinación de feldespatos potásicos y calco sódicos. Maclas.

Objetivo general: Determinar características de los feldespatos mediante visión ortoscópica, incluyendo las maclas empleando el microscopio petrográfico.

Objetivos específicos:

- ✓ Diferenciar los feldespatos potásicos de los calcoalcalinos.
- ✓ Identificar ortoclasa, microclino, sanidina y feldespatos aplicando métodos específicos.
- ✓ Reconocer la textura típica de los feldespatos

Conocimientos previos recomendados: Capitulo 8

Sistema de habilidades:

- ✓ Seleccione una sección adecuada del mineral para poder observar sus propiedades.
- ✓ Aplique de manera adecuada el método de la línea de Becke.

DESARROLLO DEL PRÁCTICO

1. De acuerdo a las características distintivas de los feldespatos, centre con la cruz del retículo un cristal que considere que sea de este mineral.
2. Realice la marcha sistemática de los feldespatos mediante observación ortoscópica, sin analizador y con analizador.
3. Controle si la sección elegida corresponde al mineral descrito. Identifique el feldespato analizado y determine su nombre.
4. Dibuje las secciones observadas sin y con analizador con su número de corte.



5. Identifique los feldespatos potásicos: ortoclasa, microclino, sanidina. Determine la composición de plagioclasas calco-sódicas, aplicando el método de Michel Levy.
6. Reconozca intercrecimientos de estos minerales.

CAPITULO 9. OBSERVACIONES CON LUZ POLARIZADA CONVERGENTE.

9.1. Luz convergente. 9.2. Análisis del pasaje de las ondas Luminosas. Aplicación. Obtención. 9.3 Figuras de Interferencias Uniáxicas. Tipos Centrada. Excéntrica, Paralela al eje óptico. 9.4. Figuras de Interferencias Biáxicas. Tipos Bisectriz aguda. Bisectriz Obtusa. Normal Óptica. 9.5 laminas compensadoras. Angulo Axial Óptico. 9.6 Determinaciones del signo óptico

9.1. Observación de la Luz convergente

Para la observación con luz convergente requiere tener intercalados en el sistema óptico del microscopio los elementos *del polarizador, analizador, lente de Bertrand y el condensador*. Se requiere además utilizar un objetivo de gran aumento y tener perfectamente centrada la platina. Con el dispositivo convergente, se pueden observar las figuras producidas por la interferencia de las ondas que emergen del analizador. Las deducciones más frecuentes que se realizan a partir de dichas figuras, hacen referencia al carácter (uniáxico o biáxico) y el signo óptico de los cristales.

9.2. Análisis del pasaje de las ondas Luminosas

La figura 86, muestra de manera simplificada, la trayectoria de los rayos. La imagen de la izquierda atraviesan el mineral según trayectorias paralelas sin condensador y a la derecha se observa con condensador adonde los rayos cambian la trayectoria del recorrido y las direcciones de vibración.

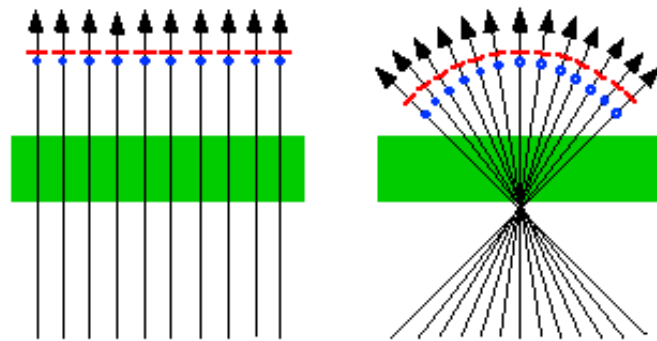


Figura 86. Trayectoria de la luz paralela (izquierda), con condensador (derecha) un corte mineral perpendicular al eje óptico en un cristal uniaxial.

En la imagen de la izquierda, la trayectoria de la doble refracción será igual para todos ellos y llevarán el mismo desfase. La componente rápida (representada en el dibujo por "-") le habrá sacado la misma ventaja a la componente lenta (representada por ".") en todos los rayos. El cristal, por tanto, tendrá el mismo color de interferencia en todas sus zonas.

A la derecha, la imagen muestra lo que sucede al colocar el condensador. Se producen una serie de conos de luz con diferentes inclinaciones que convergen exactamente en el plano de la preparación microscópica.

La convergencia de la trayectoria y las direcciones de vibración son diferentes, Figura 87.

1.-Caso: Los rayos se vuelven más inclinados conforme se van separando del eje central, con lo cual sus recorridos, dentro del cristal, aumentan progresivamente y así también lo harán los retardos entre las dos ondas que vibran propagándose por cada rayo (es como si el espesor del cristal fuese cada vez más grueso).

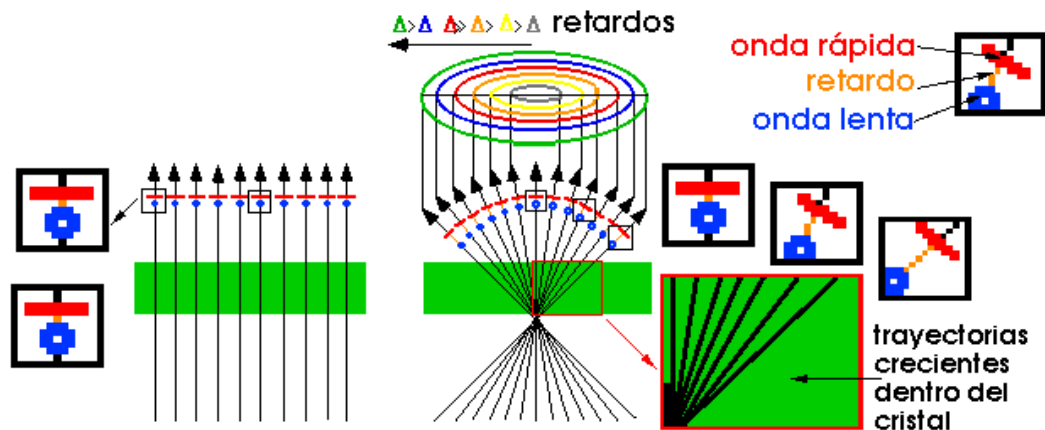


Figura 87. Trayectoria de los rayos y direcciones de vibración.

Al ir cambiando la inclinación también cambia la birrefringencia del mineral. La birrefringencia del mineral, es la diferencia entre los índices de refracción de las dos ondas, será distinta para cada cono de rayos. Como resultado de ambos efectos - camino recorrido y birrefringencia, cada cono de rayos presentará el mismo color de interferencia que será distinto al de los otros conos de luz.

De esta manera en la figura de interferencia resultante, aparecerán una serie de curvas concéntricas con diferentes colores, estas curvas de colores se conocen como isocromáticas.

Las isocromáticas constituyen el primer elemento formador de la figura de interferencia y se definen como el lugar geométrico de todos los puntos de igual desfase.

Cuanto más birrefringente sea un mineral más isocromático presentará, mientras que un mineral muy poco birefringente puede que no muestre ninguna isocromática

2.-Caso: Al ir cambiando las direcciones de vibración dentro de cada cono ocurrirá que unos rayos se encuentran en posición general (sus direcciones de vibración no coinciden con las del polarizador y analizador) y mostrarán un color de interferencia correspondiente al

retardo que lleven las ondas. Otros rayos, por el contrario, se encontrarán en posición de coincidencia (sus direcciones de vibración sí coinciden con las del polarizador y analizador), se encuentran en posición de extinción y se presentarán por tanto oscuros.

Esto significa que las isocromáticas se encontrarán interrumpidas por áreas oscuras, como se muestra en la figura 88.

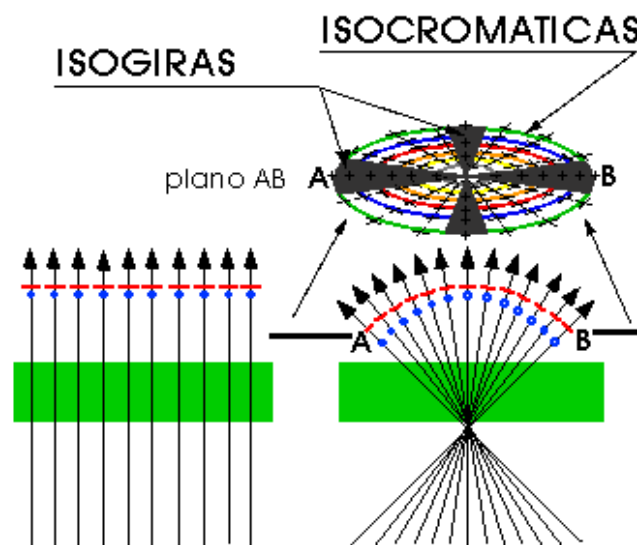


Figura 88. Estas zonas oscuras se denominan isogiras y representan el lugar geométrico de todas las ondas cuyas direcciones de vibración coinciden con las del polarizador y analizador. Las isogiras junto a las isocromáticas constituyen la figura de interferencia de los cristales anisótropos.

9.2.1 Figuras de interferencia. Aplicaciones

- *Determina el carácter uniáxico o biáxico o isótropo.* Tanto el cristal uniáxico como el cristal biáxico presentan distintivas figuras de interferencia. El mineral isótropa no muestra figura de interferencia.
- *La posición de mayor longitud* del mineral (orientación del corte del mineral en la preparación). Cada orientación del mineral presenta una figura de interferencia característica, de

manera que a partir de ella se puede deducir la orientación de la lámina mineral que la ha producido.

- *El signo óptico*. Con la ayuda de compensadores es posible determinar, sobre la figura de interferencia, el signo óptico de los minerales.
- *El ángulo 2v*. En los cristales biáxicos es posible medir el ángulo que forman los ejes ópticos a partir de la figura de interferencia.

9.2.2 Obtención de Figuras de Interferencias

- Condensador desplazado, al máximo hacia arriba, casi en contacto con el corte.
- Diafragmas de campo y de apertura abiertos al máximo.
- Objetivo de gran aumento (x40 a x50), con buenos ajustes de centrado con respecto al eje de giro de la platina.
- Polarizador y analizador cruzados.
- Lente de Bertrand Amici.
- Compensadores. Se utilizarán para determinar el signo óptico.

9.3 Figuras de Interferencias Uniáxicas

En un cristal uniáxico, la figura de interferencia está formada por dos ramas negras que se cruzan perpendicularmente formando una cruz de ángulos rectos (isogiras) y unos anillos de colores dispuestos de forma concéntrica con la cruz y que se vuelven de colores cada vez más altos conforme se van desplazando hacia la periferia del campo.

Cuando estas direcciones de vibración coincidan con las direcciones este-oeste, y norte-sur se encontrará en oscuridad y fuera de esta posición mostrará color de interferencia, Figura 89. Las curvas isocromáticas aparecen en función de la birrefringencia del mineral.

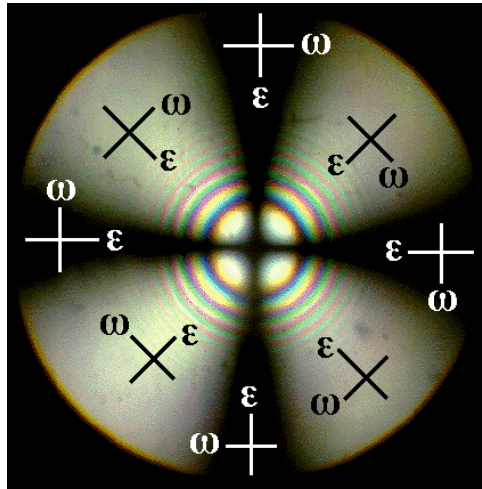


Figura 89. Figuras de interferencia de uniáxicos y la orientación del mineral

Es posible conocer si en un punto cualquiera las ondas vibran en direcciones de coincidencia o no con las direcciones del polarizador y analizador. El componente extraordinario (épsilon) vibrará en la dirección radial mientras que el ordinario (omega) lo hará en dirección tangencial al círculo que pase por ese punto, Figura 89.

9.3.1 Tipos

a) *Figura perpendicular al eje óptico* La característica distintiva es que el centro de la cruz isogira coincide con el centro del campo del microscopio. Al girar permanece sin cambios (ni se desplaza, ni se deforma). Esta figura de interferencia es adecuada para reconocer a un mineral uniáxico.

b) *Figura inclinada* Como la figura anterior, pero ahora el centro de la cruz de la isogira se encuentra desplazado del centro del campo. Cuando mayor sea la inclinación más se desplazará el centro de la cruz isogira hacia la periferia del campo (en la figura 90, el segmento "i").

c) *Figura muy Inclineda* o corte muy inclinado al eje óptico.

Similar a las anteriores pero en este caso la figura de interferencia está formada por una cruz isogira con su centro situado fuera del campo de observación. Al girar, la figura se observa una sola rama isogira que se desplaza por el campo de observación hasta salir fuera de él. En unas ocasiones entra en el campo la rama vertical de la cruz isogira y en otras ocasiones la hace la rama horizontal. Teóricamente con esta figura se podría diferenciar a un cristal uniáxico siempre que las ramas se desplacen rectas, sin curvarse, al salir del campo.

c) *Figura Paralela al Eje Óptico*

Cuando el corte es paralelo al eje óptico (el eje óptico cae en el plano de la preparación) se forma una figura denominada flash. Se caracteriza por una cruz isogira de ramas extraordinariamente anchas que ocupan prácticamente todo el campo de visión. Basta girar un pequeño ángulo (< 5 grados) para que desaparezcan completamente del campo visible. Los cristales biáxicos presentan esta misma figura y por tanto no sirve para distinguir un cristal uniáxico de otro biáxico.

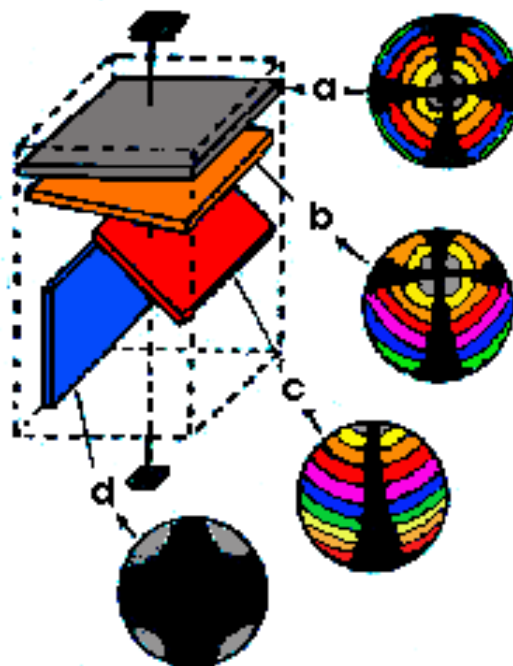


Figura 90. Un cristal uniáxico según orientaciones en el cristal.

9.4 Figuras de interferencia Biáxicas

La isogira está formada por una cruz de ramas perpendiculares que al girar se rompe en dos ramas de hipérbola y al seguir girando se vuelve a cerrar en una cruz. Las ramas de la cruz son asimétricas, siendo una netamente más ancha que la otra (hecho no siempre distinguible en la práctica). La rama más estrecha muestra unos puntos de estrechamiento máximo que corresponden con los puntos de incidencia de los ejes ópticos, a estos puntos se les conocen como "melatopos" (representados en la figura por color rojo).

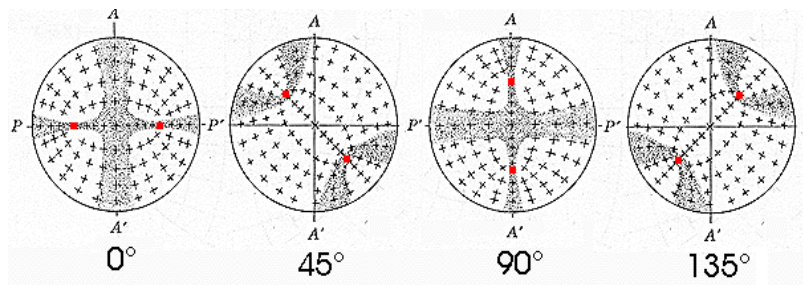


Figura 91. Trazas de direcciones de vibración

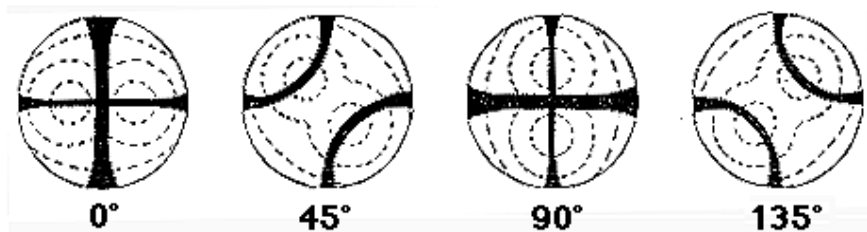


Figura 91. Superficie de Bertin o Lemniscatas

Como se trata de cristales biáxicos, la presencia de dos ejes ópticos hace que las isocrómicas sean de forma más compleja de lo que ocurría en los uniáxicos. En la figura 91 aparecen círculos, elipses y formas más complejas, que recuerdan al número ocho. Se les llama *superficies de Bertin o lemniscatas*

Se puede conocer las *direcciones de vibración de las ondas en cualquier punto del campo* y conocer de antemano la figura de interferencia. Se une el punto considerado ("N", en la figura) con los

melatopos y se formará un ángulo. Una onda vibrará en la dirección bisectora de este ángulo ("d", en la figura) y la otra onda lo hará en dirección perpendicular ("c"), Ley de Biot Fresnel, Figura 92.

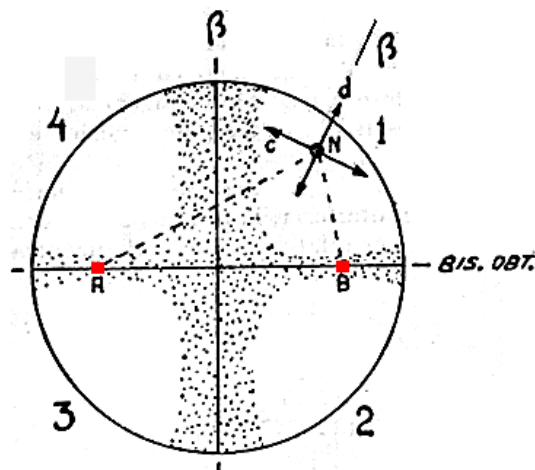


Figura 92. Equiodromos de direcciones de vibración. Ley de Biot Fresnel

9.4.1 Tipos

En un cristal biáxico se pueden diferenciar cinco orientaciones principales que se destacan en el siguiente dibujo: a, b, c, d y e. Figura 94.

a) *Figura perpendicular a la bisectriz aguda:*

La figura es similar a la anterior, pero las ramas al abrirse se separan tanto que llegan a desaparecer durante unos momentos del campo de observación.

b) *Figura perpendicular a la bisectriz obtusa*

La figura está formada por una sola isogira situada en el centro del campo. Al girar se dobla, permaneciendo en el centro y mostrando su concavidad para los distintos cuadrantes del campo (es similar a la figura perpendicular a la bisectriz aguda pero se ve sólo una rama).

c) *Figura perpendicular a un eje óptico*

La figura de interferencia está formada por una cruz isogira con su centro situado fuera del campo de observación. Al girar, la figura se observa una sola rama isogira que se desplaza por el campo de observación hasta salir fuera de él. En ocasiones entra en el campo la rama vertical de la cruz isogira y en otras ocasiones la hace la rama horizontal. En ocasiones es una rama recta (horizontal o vertical) y en otras se curva (inclinada). Las bandas no permanecen rectas al abandonar el campo de observación

d) *Figura paralela al eje óptico*

Cuando el corte es paralelo al plano de los ejes ópticos (los ejes ópticos caen en el plano de la preparación) se forma una figura denominada flash. Se caracteriza por una cruz isogira de ramas extraordinariamente anchas que ocupan prácticamente todo el campo de visión. Basta girar un pequeño ángulo (<5 grados) para que desaparezcan completamente del campo visible. Los cristales biáxicos presentan esta misma figura y por tanto no sirve para distinguir un cristal uniaxial de otro biaxial.

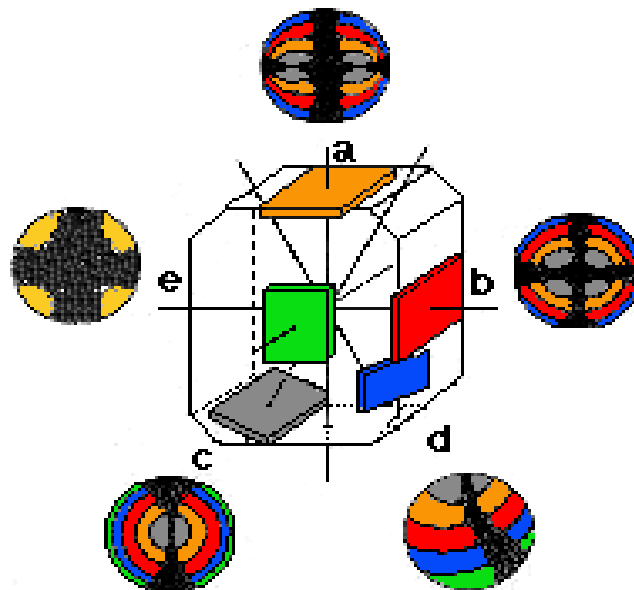


Figura 93. Figura biáxica según distintas orientaciones

9.5. Determinación del ángulo que forman los ejes ópticos (2v)

El valor del 2V varía de 0° a 90° . En el caso que posea valor 0° , estamos en presencia de un mineral uniáxico. Si el valor es 90° el signo óptico del mineral es neutro, debido a que no se podrá identificar cuál es el ángulo agudo y cuál el obtuso. Cuando el valor del 2V es pequeño, ambos melátomos se observan dentro del campo visual

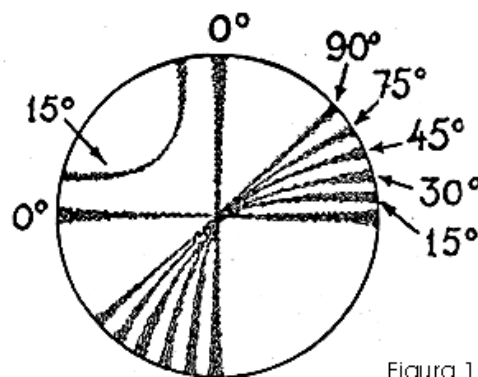


Figura 1

En la Figura perpendicular a la bisectriz aguda observada en la figura 94, se calcula en función de la distancia que existe entre las ramas de las isogiras en posición de 45° , como se indica en el dibujo siguiente (separación entre los dos melanotopos).

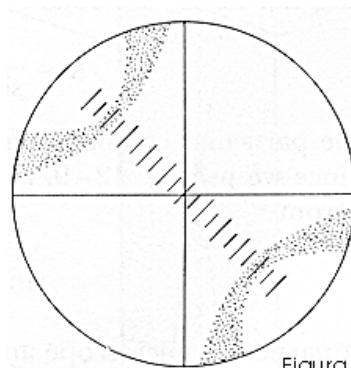


Figura 2

Figura 94. Posición Bisectriz aguda y medida de ejes ópticos

En realidad este no es exactamente 2V (es un valor aproximado), es lo que se llama ángulo aparente (2E) que forman los ejes ópticos y

para calcular el verdadero valor de $2V$ hay que tener en cuenta los índices de refracción del mineral, para corregir el valor calculado $2E$ en la figura de interferencia.

Si se mide las distancias entre las salidas de los ejes en una figura de interferencia perpendicular a la bisectriz aguda es posible mediante un cálculo simple, obtener el valor de $2V$: La primera corrección a esta medida se debe a que no se observa en la figura el ángulo real entre los ejes sino el aparente, a causa de la refracción de los rayos al salir del cristal.

En la Figura 95, E representa el semiángulo aparente formado con la bisectriz por los rayos que corren por la dirección de un eje óptico al salir del cristal.

Si consideramos que V es igual al ángulo de incidencia de dichos rayos y E es el ángulo de refracción, se tiene la relación entre los ángulos real y aparentes en $E = n \cdot \text{Sen } V$ (6), donde n es el Índice de refracción del cristal para los rayos paralelos al eje óptico o sea Beta

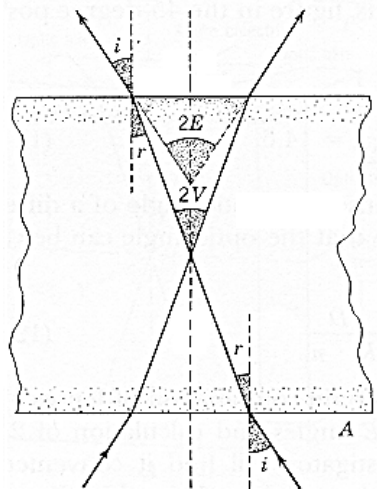


Figura 95. Ángulo $2V$



9.5.1 Láminas compensadoras

Son varios los compensadores que se usan, según las características de la figura de interferencia.

- ✓ *Compensador rojo de primer orden*
- ✓ *Compensador de mica de retardo 1/4 de longitud de onda*
- ✓ *Compensador de cuña de cuarzo*

Compensador rojo de primer orden

Introduce un retardo equivalente al color rojo de primer orden. La sustracción (compensación de componentes, rápido-lento y lento-rápido) está representada por un color amarillo de primer orden, mientras que el azul de 2º orden (o el verde) representa refuerzo (coincidencia de los componentes, rápido-rápido y lento-lento).

Cuando hay isocromáticas, en vez de analizar los cambios de coloración de un cuadrante determinado, lo que se hace es comparar los colores de dos cuadrantes contiguos (por ejemplo, 1º frente al 2º) y se observara como en uno predominan los verdes y azules mientras que en el otro cuadrante lo harán los amarillos y los naranjas.

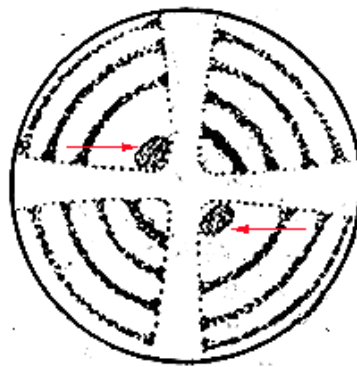
Para minerales de moderada birrefringencia, junto al centro de la cruz, los cuadrantes muestran una estrecha zona de color gris (correspondiente a la primera isocromática) en la que resulta fácil observar si al introducir el compensador rojo el color sube a azul o baja a amarillo. *El uso de este compensador es muy recomendado para figuras de interferencia que carecen de isocromáticas.*

Compensador de mica de retardo 1/4 de longitud de onda

El compensador de mica introduce un retardo de 1/4 de longitud de onda. Su uso está muy recomendado para figuras de interferencia con isocromáticas. Con este compensador en los cuadrantes en los que hay coincidencia rápido-rápido y lento-lento las isocromáticas se

desplazan hacia el centro (al recibir el refuerzo del compensador, las ondas necesitan recorrer un camino más corto dentro del cristal para producir el mismo retardo), mientras que donde se produce sustracción (rápido-lento y lento-rápido) las isocromáticas se desplazan hacia la periferia del campo.

En los cuadrantes en los que se produce sustracción aparecen unos puntos oscuros en el centro del campo que son fácilmente reconocibles.



Compensador de cuña de cuarzo

Al introducir progresivamente este compensador, en forma de cuña, en los cuadrantes en los que se produce refuerzo las isocromáticas se desplazan hacia el centro, mientras que en los que se produce sustracción las isocromáticas se desplazan hacia el exterior.



Este compensador está recomendado para figuras de interferencia con numerosas isocromáticas (minerales muy anisótropos).

Veamos ahora como se usan estos compensadores para la determinación del signo óptico de los cristales uniáxicos y biáxicos.

9.6. Signo Óptico de Minerales

9.6.1 Uniáxicos

La orientación del mineral adecuado para la determinación del signo de un uniáxico: La sustracción (compensación de componentes) entre las componentes del mineral y las del compensador está representada por un color amarillo de primer orden (o también el naranja), mientras que el azul de 2º orden (o el verde) representa refuerzo (coincidencia de los componentes lentos y rápidos).

Se introduce la lámina compensadora "rojo de primer orden". La isogira se volverá de color rojo (ya que aquí las ondas del mineral no han introducido ningún retardo y sólo actuarán las del compensador). En unos cuadrantes tendremos compensación mientras que en los otros habrá sustracción.

1. Si en los cuadrantes 1º y 3º se vuelven azules (y los 2º y 4º amarillos) el mineral es de signo óptico positivo.
2. Si ocurre lo contrario (azul en 2º y 4º; amarillo en 1º y 3º) el cristal es negativo.

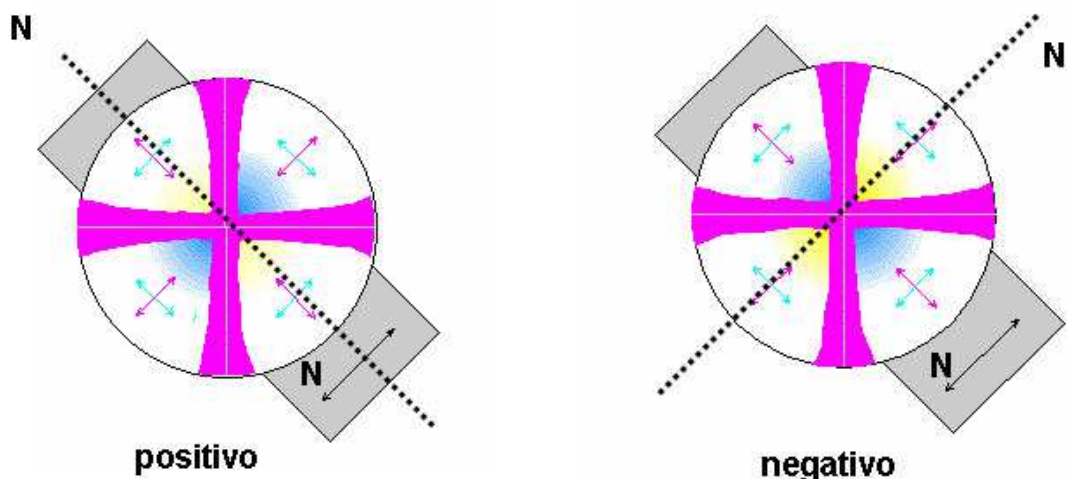


Figura 96. Signo óptico uniáxicos



Veamos el porqué de estos cambios cromáticos, el componente omega vibra en dirección siempre tangencial, mientras que épsilon lo hace en dirección radial. Al introducir el compensador el primer cuadrante de la figura presenta color azul. Como la lámina ha introducido un color rojo, si ahora aparece azul es porque el color ha subido, ha habido refuerzo, lo que quiere decir que a la componente rápida del mineral le ha correspondido también la rápida del compensador (y al lento el lento). En el primer cuadrante el componente rápido del compensador vibra en posición tangencial y el lento en la radial, luego en el mineral será omega el rápido y épsilon el lento. Por tanto, omega es el índice de refracción pequeño y épsilon es el grande, es un *crystal uniaxico positivo*.

Esta misma situación se mantiene en el tercer cuadrante, pero se invierte en el 2º y 4º. En esto últimos cuadrantes el componente rápido del compensador vibra ahora en dirección radial mientras que el lento lo hace en dirección tangencial. Como consecuencia el cuadrante 2º y 4º están en situación de sustracción (rápido-lento) y el color de interferencia baja a amarillo.

En los *crystal uniáxicos negativos* los colores se invierten: 1º y 3º amarillos, y 2º y 4º azules.

9.6.2 Biáxicos.

La orientación adecuada para determinar el signo óptico de un cristal biáxico óptico.

La figura 97, muestra el resultado de introducir la lámina compensadora rojo de primer orden para un biáxico positivo y negativo. El signo óptico se puede determinar en la posición en que las isogiras forman la cruz o a 45º, cuando se abren en dos ramas de hipérbola.

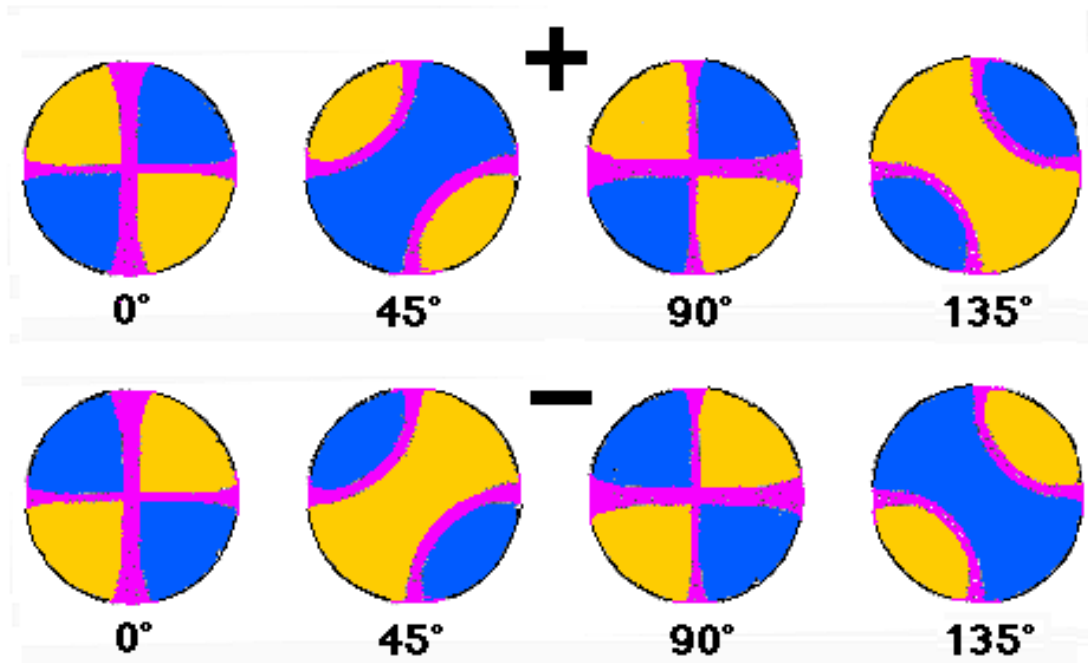


Figura 97 Signo óptico de minerales biáxicos

Fijémonos en el color azul del primer cuadrante. Como el color del compensador ha subido a azul quiere decir que ha habido coincidencia de componentes lentos y rápidos del mineral y del compensador. Como el componente lento del compensador vibra en dirección radial, en esta misma dirección vibrará el componente lento del mineral y como hemos dicho en esta dirección vibra beta. En la tangencial no sabíamos si vibraba alfa o gamma, pero ahora sabemos que en esta dirección ha de vibrar un componente más rápido que beta y por definición, más rápido que beta sólo puede ser alfa, luego en el plano perpendicular a beta tendremos a gamma. Y como la orientación de la figura de interferencia que estamos considerando es perpendicular a la bisectriz aguda, gamma tiene que ser la bisectriz aguda y por tanto el cristal es de signo positivo.

En la figura 97, se observa como en un cristal de signo negativo los colores están invertidos. De esta manera en el primer cuadrante hay sustracción (rápido-lento), el componente radial, que será beta, es



ahora el más rápido, el otro más lento tiene que ser gamma, el que falta, que estará en posición perpendicular y coincidiendo con la bisectriz aguda tiene que ser alfa. Igual que ocurría en los uniáxicos, cuando la figura de interferencia contiene isocromáticas se puede emplear el compensador de mica y la cuña de cuarzo para la determinación del signo óptico, y si se emplea el compensador rojo de primer orden se buscarán los efectos cromáticos por comparación entre cuadrantes o regiones próximas.

Bibliografía y Referencia de Internet

-Purificación Fenoll Hach-Alí y Fernando Gervilla Linares. 2005. *Departamento de Mineralogía y Petrología. Universidad de Granada.*

Actividad Independiente 9

1. Explique en un esquema la trayectoria de los rayos en los distintos métodos de observación conoscópica para el reconocimiento mineral.
2. Analice la aplicación de las figuras de interferencia en los minerales estudiados
3. Describa el procedimiento de estudio en los minerales de cuarzo y muscovita.

[http://www.fcn.unp.edu.ar/sitio/mineralogiaii/images/practicos/TP%2010.](http://www.fcn.unp.edu.ar/sitio/mineralogiaii/images/practicos/TP%2010)



RESOLUCIÓN DE TRABAJOS PRACTICOS N° 9

**temas: observaciones conoscópicas: figuras de interferencias.
determinación del signo óptico.**

Objetivo General: Determinar Figuras de interferencias mediante visión conoscópica con analizador, empleando el microscopio petrográfico.

Objetivos específicos:

- ✓ Utilización del signo óptico como elemento determinativo de minerales y para la determinación de las direcciones de vibración de la luz en los cristales y la relación con la estructura cristalina

Conocimientos previos recomendado Capitulo 9

Sistema de habilidades:

- ✓ Analice figuras uniáxicas y biáxicas en minerales
- ✓ Estudie distintos elipsoides de minerales.

DESARROLLO DEL PRÁCTICO

A. Obtención de Figuras de Interferencias

1. Condensador incorporado y desplazado, en su corredera, al máximo hacia arriba.
2. Diafragmas de campo y de apertura abiertos al máximo.
3. objetivo de gran aumento (x40 a x50), con buenos ajustes de centrado con respecto al eje de giro de la platina.
4. Polarizador y analizador cruzados.
5. Lente de Bertrand Amici. Esta lente no es imprescindible, ya que se puede ver la figura sin ella siempre que quitemos el ocular, pero su uso es muy recomendable, ya que amplía y enfoca esta figura.



6. Compensadores. Se utilizaran para determinar el signo óptico.

B. Determinación del carácter uniáxico y biáxico

1. Coloque una sección de mineral de feldespato o cuarzo, proceda a obtener la figura de interferencia, y diferencie los distintos tipos de figuras uniáxicas y biáxicas para el mineral correspondiente
2. Determine el signo óptico.



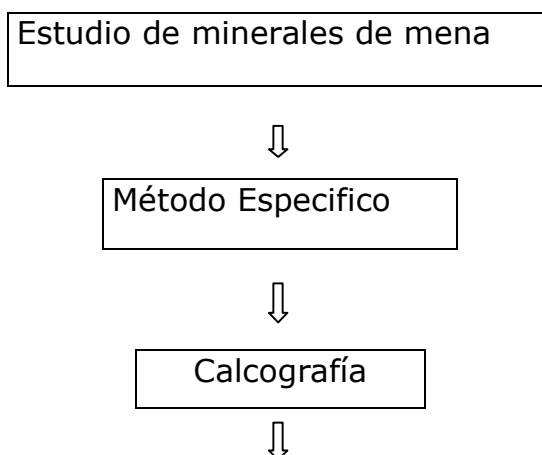
CAPITULO 10. CALCOGRAFÍA.

10.1. Introducción. 10.2. Conceptos. 10.3. Microscopio de reflexión. Partes y manejo. Técnicas de Preparados pulidos. 10.4. Propiedades. 10.4.1. Propiedades Ópticas. Color. Reflectividad. Birreflectividad y pleocroísmo de reflexión. Dureza de pulido. Con analizador: Colores de polarización. Isotropía/anisotropía. Reflexiones internas. Maclado. 10.5. Reconocimiento de Minerales. 10.6 Utilización de Fichas de Colores.

10.1. Introducción

Dentro de los variados métodos de estudio de los minerales opacos, es la calcografía y utiliza para su determinación el microscopio de reflexión.

Tiene aplicaciones importantes, en *minería* en plata de beneficio de minerales, en los que ayuda a mejorar la recuperación, dando una idea del grado de molienda para una mayor la liberación del mineral problema y en geología, aporta a interpretar la historia genética de un yacimiento, con la identificación de minerales que integran una mena, determinación de paragénesis mineral y de las especies participantes como la geometría, texturas, inclusiones, intercrecimientos, entre otras características, Figura1.



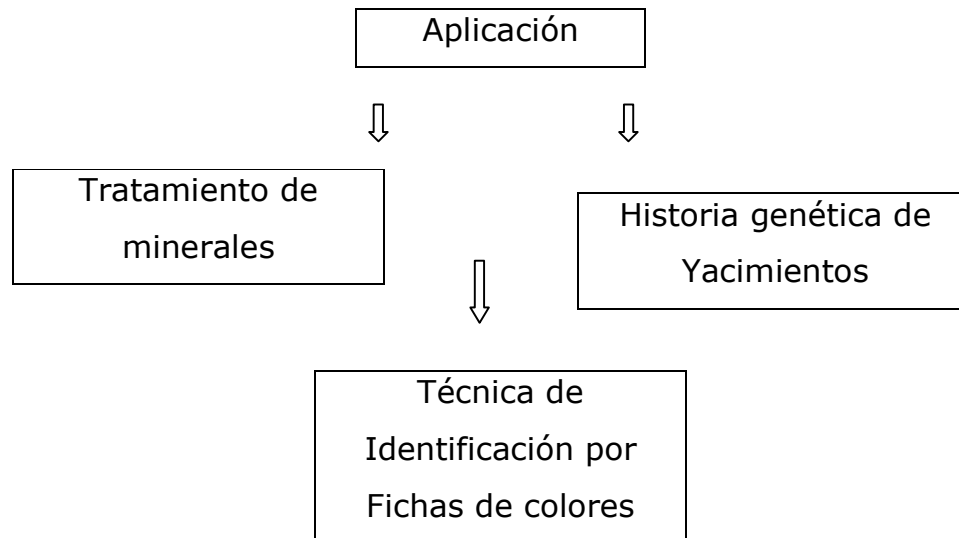


Figura 1. Estudio de los minerales de mena. Esquema de aplicaciones

El estudio de los minerales de mena, es necesario tener una idea previa de conceptos básicos de tema, así también el manejo del instrumental de trabajo y de las propiedades ópticas que ayudaran a la identificación.

10.2 Conceptos básicos

Muestra pulida: una muestra de minerales perfectamente pulida con la máxima reflectividad posible, para lograr en consecuencia el reconocimiento de los mismos.

Mineral opaco: se conoce como el mineral que no deja pasar la luz (en una lámina delgada de $\sim 30\mu\text{m}$ de espesor). En esta categoría entran los minerales de importancia económica e industrial con alto contenido metálico.

Mineral metálico: son los metales preciosos, metales siderúrgicos y metales industriales no ferrosos, caracterizado por el brillo metálico, buena conducción térmica, eléctrica y muy maleable. Para separar el

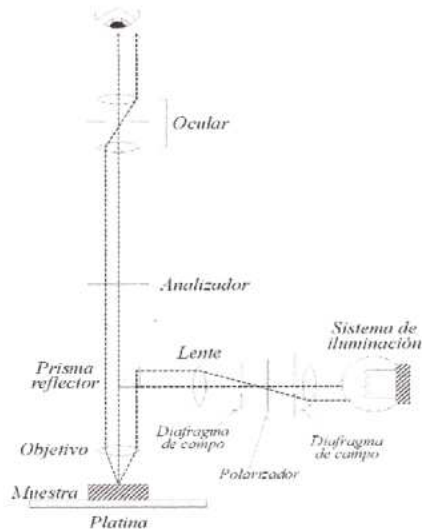
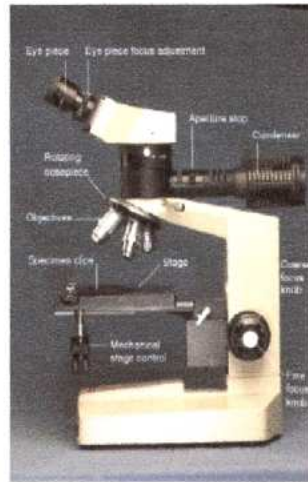


metal del mineral, es necesario tratarlo químicamente, según distintos procesos.

Asociación mineral: son sustancias útiles en una proporción y cantidad suficiente para ser objeto de explotación. Término que excluye los materiales de construcción y combustibles, y que suele extenderse a asociaciones minerales sin potencial económico o de potencial desconocido.

Mena: es el mineral del que se puede extraer un elemento, un metal generalmente por contenerlo en cantidad suficiente para ser aprovechado. Se dice que un mineral es mena de un metal, cuando mediante minería es posible extraer ese mineral de un yacimiento y luego mediante algún proceso de metalurgia obtener el metal de ese mineral. El término mena es de origen occitano (provenzal) y significa mina. Las menas suelen ser óxidos, sulfuros, sulfosales, etc. Para el estudio de los minerales se utilizan generalmente "probetas pulidas", que consisten en un trozo de roca o mineral embutido en una resina sintética.

10.3 Microscopio Calcográfico



El objetivo fundamental de examinar una muestra pulida con el microscopio de luz reflejada es la identificación de las fases minerales presentes. La diferencia con un microscopio petrográfico, es la posición de la incidencia de la luz polarizada se encuentra en ubicación horizontal y por encima de los objetivos, de forma tal que la trayectoria de los rayos, genere una reflexión.

10.4. Propiedades Ópticas

Las identificaciones de minerales se realizan con nicoles paralelos y nicoles cruzados. En ambos casos la observación de las propiedades puede hacerse en aire o en aceite de inmersión usando objetivos adecuados.

Las propiedades ópticas de los minerales de mena se identifican con la siguiente metodología:

- 1.- Propiedades observadas con un solo analizador (a nicoles paralelos)
 - A. Color
 - B. Pleocroísmo o Birreflectancia
 - C. Relieve o dureza relativa



- D. Reflectividad o poder reflector
- E. Habito, clivaje y relaciones texturales

2.- Propiedades observadas con analizador (a nicoles cruzados)

- G. Anisotropía vs. Isotropía
 - 1.- Anisotropía de intensidad
 - 2.- Anisotropía de color
- H. Reflejos internos

A. Color

El color de los minerales opacos en luz reflejada, es una de las propiedades más usadas en el reconocimiento y una de las más difíciles de tipificar con exactitud por presentar colores distintivos y definidos (azules/ covelina, amarillos/ oro, pirita, calcopirita y rosados/ bornita).

La mayoría aparecen como débilmente coloreados y pueden parecer al principiante como grises a blancos ya que reflejan un porcentaje mayor de la luz incidente (15 a 90%).

El color de los minerales es también función del índice de refracción del medio de inmersión. Si bien las diferencias pueden ser mínimas en ciertos minerales, en otros, como la covelina, son extremos:

B. Birreflectancia o pleocroísmo de reflexión

El fenómeno es análogo al pleocroísmo o dicroísmo de los minerales transparentes y obedecen a la luz polarizada reflejada por dos direcciones diferentes de una sección mineral anisótropa.

Se llama birreflectancia cuando se gira una sección en el microscopio y al cambio del color se conoce como pleocroísmo de reflexión. Es función



de la orientación cristalográfica del mineral y del índice de refracción del medio de inmersión.

La máxima birreflectancia se obtiene en planos paralelos al eje o ejes ópticos del mineral (eje c en dimétricos). Las secciones perpendiculares al eje c muestran birreflectancia nula. La intensidad de estos cambios se anota con los términos (muy débil, débil, moderado, fuerte y muy fuerte) Los ejemplos de minerales con birreflectancia y/o pleocroísmo de reflexión fuerte: es el grafito, molibdenita, covelina, estibina; moderada: marcasita, hematites, niquelina, cubanita, pirrotina; débil: ilmenita, enargita, arsenopirita.

Las mejores observaciones de pleocroísmo requieren una iluminación bien centrada de alta intensidad (alzar voltaje en transformador y abrir diafragma iris) y un objetivo de poco aumento. Si es posible, que la sección observada incluya varios granos del mineral problema con distintas orientaciones. Cuando se logra reconocer claramente la birreflectancia de pirrotina y arsenopirita puede confiar en su entrenamiento para el trabajo de rutina.

C. Relieve o dureza relativa

Se determina ópticamente como una línea luminosa, llamada línea de Schneiderhöhn, al igual que la línea de Becke, se desplaza lateralmente al variar la distancia de trabajo en el microscopio. La regla para este movimiento nos dice: "Al aumentar la distancia de trabajo, la línea de Schneiderhohn se desplaza hacia el mineral más blando" o bien "Al reducir la distancia de trabajo la línea de Schneiderhöhn se mueve hacia el mineral más duro". La explicación de este fenómeno es muy simple, si bien totalmente diferente de la línea de Becke. Los rayos luminosos que inciden verticalmente desde el objetivo sobre la muestra se reflejan por



igual sobre la superficie horizontal de los minerales blandos o duros y sobre el diminuto plano inclinado que se forma en el límite intergranular. En el primer caso los rayos se reflejan sin desviación alguna y regresan al objetivo, en el segundo caso los rayos reflejados que regresan al objetivo, forman un haz oblicuo que penetra hacia el mineral blando. Al enfocar con el mando micrométrico se aprecian sucesivamente planos superpuestos del haz luminoso lo que da lugar, en planta, al movimiento lateral aparente de la línea de Schneiderhöhn. Este movimiento obedece a la regla enunciada precedentemente.

Utilizando un microscopio estándar se puede usar como una propiedad que puede ser de ayuda en la identificación mineral, por comparación relativa con la dureza de fases adyacentes. Por ejemplo, menos duro, igual de duro o más duro que galena, calcopirita o pirita que son minerales bastante frecuentes en una asociación mineral.

D. Reflectancia

Es la cantidad de luz que, al incidir sobre la superficie pulida de un mineral, se refleja hacia el observador. Aunque el ojo humano no puede medir la reflectividad se puede establecer una serie de comparación estándar visual (ej. mgt R% 20%, py R% 55%, gn R% 43, Q 5%) con la cual se pueden ir contrastando y se puede estimar la reflectancia de los desconocidos.

La medida de la reflectividad se realiza mediante microfotómetros o células fotoeléctricas. Por lo general, es un sistema óptico doble que permite visualizar desde un ocular con dos hemicampos. Un hemicampo presenta la intensidad de la luz proveniente de la fuente luminosa, el otro hemicampo recoge la luz reflejada en la muestra.

Una escala descriptiva de reflectividad, de uso aceptado es como sigue:



Extremadamente alta Plata 95%, Oro 70%, Bismuto 65%. > 60%
Muy alta Pirita 54%, Niquelina 53%, Pentlandita 51%. 60-50%
Alta Galena 41%, Calcopirita 41%, Marcasita 49%. 50-35 %
Medianamente alta Molibdenita 33%, Wittichenita 32%. 35-30%
Media Calcosina 20-27%, Magnetita 21%, Enargita 22%. 30-20%
Baja Cromita 14%, Wolframita 16%, Casiterita 11%. 20-10%
Muy baja Cerusita 8%, Circón 9-10%, Cuarzo 2%. < 10%
La reflectividad en aire, para un mismo mineral, será mayor que la reflectividad en aceite de inmersión (Ej. Galena en sistema seco: $n = 1,000$; $R = 43,3\%$. Galena en aceite de cedro: $n = 1,515$; $R = 28,8\%$).

D. Hábito, Clivaje y Relaciones Texturales

Las formas cristalográficas y el hábito son propiedades descriptivas importantes que eventualmente pueden guiar la identificación de la especie.

Minerales con poder de cristalización alto tienen a desarrollar contornos idiomorfos característicos (Ej. Pirita, magnetita, wolframita, cromita, arsenopirita, cobaltita, millerita, entre otros). Los minerales blandos de cristalización tardía tienden a adaptarse a los espacios libres y muestran contornos anhedrales salvo excepciones como molibdenita, grafito, covelina, enargita en donde el clivaje perfecto define límites geométricos. Los contornos de los minerales idiomorfos siempre dependen de la orientación de la sección pulida respecto de los cristales originales. Cubos pueden dar secciones triangulares, rectangulares o cuadradas. Prismas hexagonales dan secciones hexagonales o rectangulares.

En mineralogía, las trazas de *clivaje*, partición no tienen una resolución tan buena como en sección delgada. Muchos minerales de buen clivaje



pueden no mostrar ningún indicio del mismo, especialmente si se han logrado pulidos muy buenos. Sin embargo, las orientaciones preferenciales de huecos, saltaduras o "pits" suelen revelar la presencia de clivaje o partición. Son muy característicos los "pits" triangulares de galena, clausthalita, magnetita, pentlanditas u otros minerales con clivajes cúbicos, octaédricos o dodecaedricos. Los clivajes pinacoidales tienden a presentarse como tramas o figuras elongadas.

La meteorización puede revelar las líneas de clivaje o partición, pues los productos de alteración tienden a desarrollarse en esas direcciones (Ej. martirización de magnetita en hematita a lo largo de la partición octaédrica o la formación de cerusita y anglesita a lo largo del clivaje cúbico de la galena). Es habitual que alguno de los clivajes cristalográficos no se muestren en las secciones pulidas.

Las texturas de los minerales opacos en las menas configuran un extenso campo de investigación que trata de esclarecer aspectos vinculados a la génesis y transformación de los mismos dentro del marco geológico de los yacimientos. El orden de cristalización, secuencias sucesivas o alternadas de depósitos, remplazamientos, pseudomorfismos y sustituciones; intercrecimiento y desmezclas de fases eutécticas e inestables; áreas de oxidación y cementación, transformaciones metamórficas y metasomáticas, alteraciones meteóricas y deformaciones tectónicas se pueden interpretar a partir de las observaciones texturales. Ejemplos de formas Euhédricos py, apy, mgt, hm, wolf; Anhédricos: co, bn, thd.

Ejemplos de Hábitos Coloforme: ght, wad; Acicular: hm, stibn, jamesonita, rutilo; Tabular: Cv, mo, grafito, hm; Rómbico: apy, mc; Esqueletal: mgt, gn; isométrico: Cúbico: gn, py; Octaédrico: crm, espinela, py, mgt, gn; Piritoedro: py, bv.



G. Isotropía/Anisotropía

Los cristales cúbicos, isótropos, entre nicols cruzados permanecen oscuros (extinción) durante el giro de la platina, o si no están totalmente oscuros no cambia el color. Los de otros sistemas se comportan como anisótropos (a excepción de las secciones basales del tetragonal y hexagonal) mostrando variaciones en el brillo o el color anisotrópico, o ambos.

Si los nicols se encuentran exactamente cruzados se observan cuatro posiciones de extinción y cuatro posiciones de máxima iluminación en un giro completo de platina. De acuerdo con la sección de corte, un mineral anisótropo puede presentar secciones de diferente anisotropía entre la sección isótropa (corte perpendicular al eje óptico) y la sección de máxima birreflectancia (corte paralelo al o los ejes ópticos). Una buena observación de la anisotropía requiere el empleo de un objetivo de bajo poder, iluminación intensa y el espejo reflector plano. Conforme a las características distinguimos:

1) *Anisotropía de intensidad*: El mineral, a nicols cruzados, solo muestra cambios en la intensidad de la iluminación durante el giro de la platina y el color permanece invariable, es la llamada anisotropía de intensidad (Ej. Ilmenita, grafito, wolframita, psilomelano, etc.)

2) *Anisotropía de color* - Colores de polarización: El mineral, a nicols cruzados, presenta colores característicos denominados colores de polarización. Al girar la platina los colores cambian en las respectivas posiciones de máxima iluminación, fenómeno conocido como anisotropía de color (rammelsbergita, luzonita, klockmannita, umanguita, delafossita, etc.)

En algunos minerales los colores de polarización son característicos y constituyen un elemento definitivo de diagnóstico. (Ej. Los colores azul



oscuro-blanco rosáceo de la molibdenita la separan inmediatamente del grafito, bismutina y antimonita).

H. Reflexiones internas

Cuando se observan al microscopio de reflexión mineral de opacidad intermedia la luz penetra en ellos y se refleja a partir de fracturas, huecos, exfoliaciones, etc. del interior del cristal dando zonas de difusión de la luz que reciben el nombre de reflexiones internas. Estos reflejos internos se observan solo en una limitada cantidad de especies que se caracterizan por su baja reflectividad y son elementos valiosos de diagnóstico.

Los reflejos internos se aprecian mejor con objetivos de alto poder (x40 o x50) e iluminación intensa. Los granos de gran tamaño tienen mayores posibilidades de exhibir reflejos internos que las inclusiones o granos pequeños. Variaciones en la composición afecta la abundancia de reflejos internos (Ej. Blendas pobres en hierro muestran muchos reflejos internos, los cuales están casi ausentes en las marmatitas ferricas).

Blancos y grises blenda miel, casiterita, espinelo.

Rojos, Pardo rojizos hematita, wolframita, columbita, tantalita, lepidocrosita, rutilo.

Pardos, Pardo amarillentos Casiterita, cromita, blenda, hausmannita, columbita-tantalita, goethita, wolframita.

10. 5. Identificación y reconocimiento de minerales. Fichas de Colores

Es un procedimiento de observación macroscópica y microscópica, relativamente empleado para en reconocimiento rápido de minerales



1. Seleccionar los minerales por su color o reunirlos en grupos por observación directa. De acuerdo a la práctica, esta es la mejor forma de iniciar el proceso de identificación. Si bien el color no es una propiedad determinante, pero en este caso resulta conveniente su utilización.
2. Separar las fichas guías de cada mineral por su color natural.
3. Con las fichas guías y los preparados pulidos, por observación microscópica reconocer los minerales siguiendo la marcha general de la observación y teniendo en cuenta las *Criterios claves de identificación* por cada grupo de minerales.

Recomendaciones

- a. La observación microscópica debe efectuarse colocando uno tras otro todos los objetivos, de menor a mayor aumento.
- b. Girar la platina, con el analizador diferenciar minerales isótropos de los anisótropos.
- c. Los colores de anisotropía y pleocroísmo son típicos en ciertos minerales y deben ser considerados para la identificación del mineral opaco correspondiente.

El grupo de los minerales de mena abarca un número bastante amplio y para su reconocimiento en la práctica requiere de mucho tiempo. Por ellos se aplica la técnica de fichas de colores, considerada con ventajas para el reconocimiento rápido, sencilla, fácil manejo pues se trata de identificar mediante claves de diagnóstico. El listado de minerales es acompañado por las fichas guías correspondientes cada mineral.-

10.5.1 Listado de Minerales

1. Pirita
2. Calcopirita
3. Pirrotina



4. Oro
5. Bornita
6. Niquelina
7. Covelina
8. Calcosina
9. Galena
10. Marcasita
11. Molibdenita
12. Casiterita
13. Bismutina
14. Grafito
15. Hematita
16. Magnetita
17. Esfalerita o blenda
18. Goethita
19. Cuprita
20. Estibina



FICHAS DE COLORES DE RAPIDO RECONOCIMIENTO

BLANCOS	Galena	Marcasita	Molibdenita	Bismutina	Casiterita
Comp. Química	PbS	FeS ₂	MoS ₂	Bi ₂ S ₃	SnO ₂
Sist. Cristalino	Cubico	Ortorr	Hexagonal	Ortorr.	Tetragonal
Color	Blanco	Blanco-crema	Blanco	Blanco a veces tonos azulados	Blanco- gris débilmente coloreado
Pleocroísmo	No presenta	Débil a fuerte	Muy fuerte	Si	Débil a moderado
Dureza	Media a baja	Alta	Baja	Baja	Dura
Isotr/Anisotr	Isótropo	Fuertemente anisótropo	Fuerte anisotropía	Fuerte anisotropía	Moderada
Reflexiones Internas	No presenta	No presenta	No presenta	-	Gris a gris oscuro
Reflectividad	Media	Alta	-	Alta	Baja

AMARILLOS	Pirita	Calcopirita	Pirrotina	Oro
Comp. Química	FeS ₂	CuFeS ₂	SFe	Au
Sistema Cristalino	Cubico	Tetragonal	Hexagonal	Cubico
Color	Blanco, blanco amarillento	Amarillo brillando a amarillo verdoso	Crema con tintes cafes rojizos débiles	Amarillo dorado
Pleocroísmo	No presenta	Débil	En aceite	-
Dureza	Alta	Media	Alta	Baja
Isotr/Anisotr	Isótropo	Débil anisótropo	Muy fuerte anisotropía	Isotropo
Reflexiones Internas	No presenta	No presenta	No presenta	-
Reflectividad	alta	-	-	Fuerte



AZULES	Covelina	Calcosina
Comp. Química	CuS	Cu ₂ S
Sistema Cristalino	Hexagonal	Rómbica - Cubica
Color	Azul intenso a azul claro	Blanco con tonos azulados
Pleocroísmo/	Alto	Medio
Dureza	Baja	-
Isotr/Anisotr	Anisotropía naranjas	Anisotropía débil, verde esmeralda a rosada
Reflexiones Internas	No presenta	-
Reflectividad	Baja	Media

GRISES	Grafito	Hem. Especular	Magnetita	Blenda	Goethita
Comp. Química	C	Fe ₂ O ₃	Fe ₃ O ₄	ZnS	FeOOH
Sistema Cristalino	Hexagonal	Trigonal	Isométrico	Cúbico	Monoclínico
Color	Gris claro a veces con un tinte anaranjado	Blanco grisáceo con tintes azules	Gris con tinte marrón	Gris	Gris con tinte azulado
Pleocroísmo	Muy fuerte	Débil	No presenta	No presenta	Débil
Dureza	-	-	Alta	Media	Alta
Isotr/Anisotr	Anisotropía a muy fuerte	Anisotropía muy clara	Isótropo	Isótropo	Anisótropo
Reflexiones Internas	No presenta	Rojas oscuras	Ausente	Muy frecuentes	Muy abundantes pardo rojizo
Reflectividad	Baja	Moderada	Si	Baja	Baja


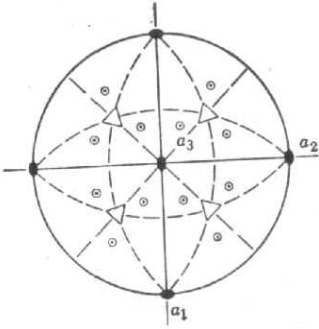

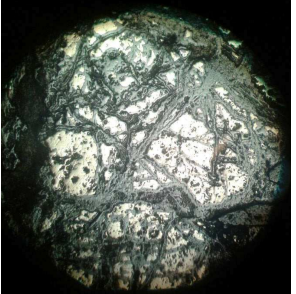
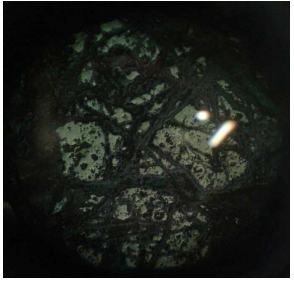


ROSADOS	Bornita	Niquelina
Comp. Química	Cu_5FeS_4	AsNi
Sist. Cristalino	Tetragonal	Hexagonal
Color	Rosado oscuro con tintes violetas y azules	Blanco con tintes rosados
Pleocroísmo/		Blanco rosado a marrón rosado oscuro
Dureza	-	Media
Isotr/Anisotr	Anisotropía débil	Anisotropía amarillo, verde grisáceo, azul violeta a gris azulado
Reflexiones Internas	-	-
Reflectividad	Baja	Alta

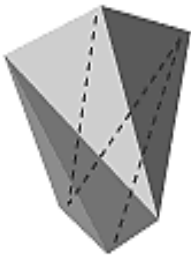
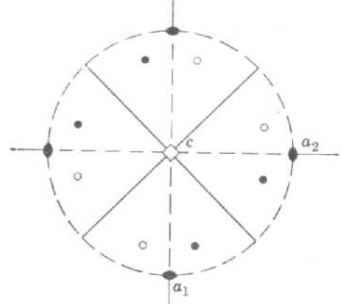

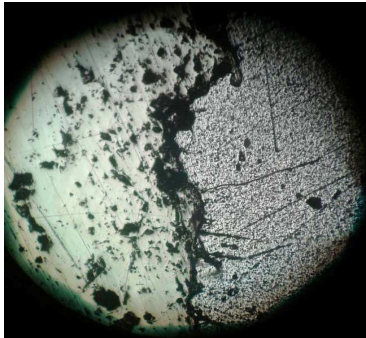
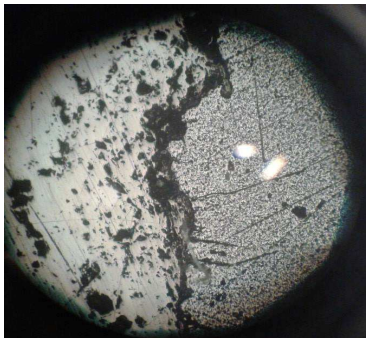
FICHAS GUIAS CRISTALOGRAFICAS Y OPTICAS DE DE MENA

AMARILLOS

MINERAL: PIRITA

Composición Química: FeS ₂	Forma Cristalina (3d)	Proyección Estereográfica
Sistema Cristalino: cúbico		
Clase Cristalina: Diploédrica		
Simetría: 3A ₂ 4A ₃ 3 _m		
Herman Mauguin: 2/m3		
Notación de Miller: {h0l}		
Pleocroísmo/ Birreflectancia: No presenta	Visión Macroscópica	Visión Microscópica
Dureza: Alta		Sin Analizador 
Reflectividad: Alta (54%)		Con Analizador 
Isotropía/ Anisotropía: Isótropo, aunque puede ser débilmente anisótropo		
Reflexiones Internas: No presenta		
Asociaciones: cpy, oro, plata, galena, blenda		
<i>Criterios claves de identificación: Color blanco amarillento, alta reflectividad y elevada dureza idiomorfos. Fácilmente se limonitiza</i>		

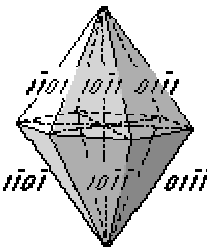
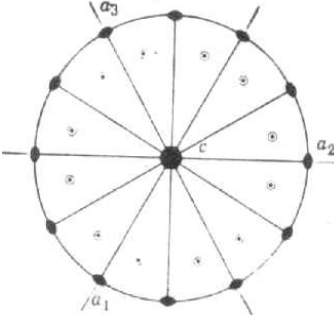

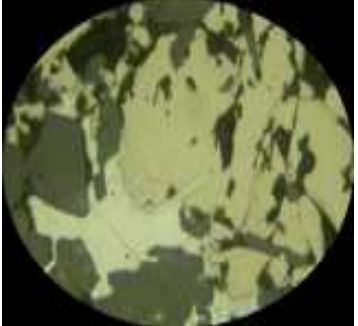
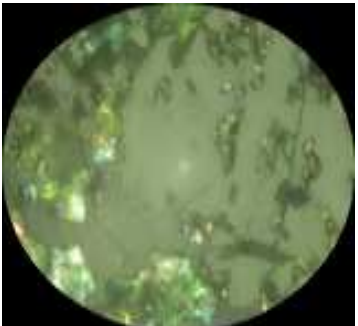
MINERAL: CALCOPIRITA

Composición Química: $CuFeS_2$	Forma Cristalina (3d)	Proyección Estereográfica
Sistema Cristalino: Tetragonal		
Clase Cristalina: Escalenoédrica tetragonal		
Simetría: $1A_3 2A_2 2m$		
Herman Mauguin: 42m		
Notación de Miller: {hkl}		
Pleocroísmo/ Birreflectancia: Generalmente débil.	Visión Macroscópica	Visión Microscópica
Dureza: Media		Sin Analizador 
Reflectividad: Media (43%)		Con Analizador 
Isotropía/ Anisotropía: En general, débilmente anisótropo.		
Reflexiones Internas: No presenta.		
Asociaciones cpy, Oro Galena ,Blenda		
<i>Criterios claves de identificación: color característico, en algunos casos puede con fundirse con el oro (este es más blando y más reflectivo).</i>		

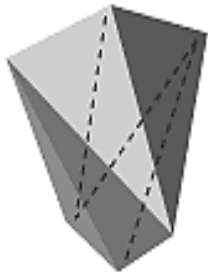
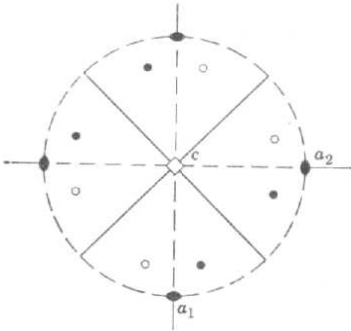

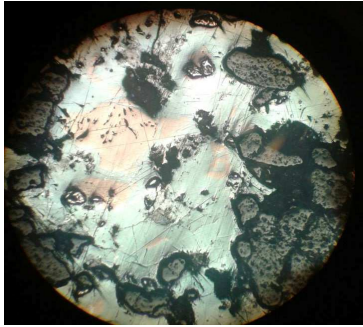
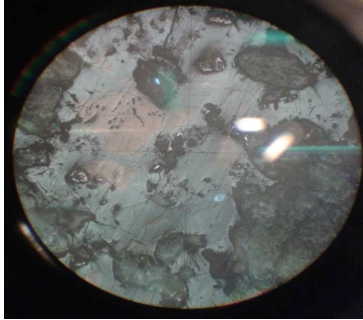
MINERAL: ORO

Composición Química: Au	Forma Cristalina (3d)	Proyección Estereográfica
Sistema Cristalino: Cúbico		
Clase Cristalina: Hexaquisoctaedrica		
Simetría: 3A ₄ 4A ₃ 6A ₂ 9m i		
Herman Mauguin: 4/m 3* 2/m		
Notación de Miller: {hkl}		
Pleocroísmo/ Birreflectancia: No	Visión Macroscópica	Visión Microscópica
Dureza: De pulido blanda (2.5- 3)		Sin Analizador
Reflectividad: Alta		
Isotropía/ Anisotropía: Isótropero con extinción incompleta: a veces se observa un tono verdoso		Con Analizador
Reflexiones Internas: No presenta.		
Asociaciones a arsenopirita, cpy, cinabrio, cobaltita, niquelina, py etc.		
<u>Criterios claves de identificación:</u> <i>El color amarillo dorado, la reflectancia extremadamente fuerte y la baja dureza. Se encuentra como granos de forma redondeada y lenticulares. El contenido de 20% o más de Ag en el electrum causa un color más blanco y un aumento en la reflectividad</i>		

MINERAL: PIRROTINA

<p>Composición Química: Fe_{1-x}S</p> <p>Sistema Cristalino: Hexagonal</p> <p>Clase Cristalina: Bipiramidal dihexagonal.</p> <p>Simetría: 1A₆ 6A₂ 7m i</p> <p>Herman Mauguin: 6/m 2/m 2/m</p> <p>Notación de Miller: {hkil}</p>	<p>Forma Cristalina (3d)</p> 	<p>Proyección Estereografica</p> 
<p>Dureza:Media</p> <p>Pleocroísmo/ Birreflectancia: Distintivo. Café crema en secciones longitudinales y café rojizo en secciones transversales</p> <p>Reflectividad: Elevada</p> <p>Isotropía/ Anisotropía: Muy fuerte.</p> <p>Reflexiones Internas: No presenta.</p> <p>Otras características: Son comunes las maclas de deformación y los cuerpos laminares de ex solución en pentlandita.</p>	<p>Vision Macroscopica</p> 	<p>Vision Microscopica</p> <p>Sin Analizador</p>  <p>Con Analizador</p> 
<p><u>Criterios claves de identificación:</u> Se distingue por su color café claro, fuerte anisotropía. dureza y pleocroísmo.</p>		

MINERALES ROSADOS

MINERAL: BORNITA		
Composición Química: S_4Cu_5Fe	Forma Cristalina (3d)	Proyeccion Estereografica
Sistema Cristalino: Tetragonal		
Clase Cristalina: Escalenoédrica tetragonal		
Simetría: $3A_2 2m$		
Herman Mauguin: $4*2m$		
Notación de Miller: {hkl}		
Pleocroísmo/ Birreflectancia: Débil.	Vision Macroscopica	Vision Microscopica
Dureza: Media.		Sin Analizador
Reflectividad: Bastante baja.		
Isotropía/ Anisotropía: Habitualmente es isótropa. en sesiones anisótropas se aprecia el color gris café a café rosado		Con Analizador
Reflexiones Internas: No presenta		
Asociaciones cn cppy, digenita, covelina, blenda. Puede ser reemplazada por covelina, calcosina, cppy, galena , hematita		
<u>Crterios claves de identificación</u> Color característico y casi único. Se puede confundir con la pirrotita, pero ésta es más dura y brillante. Las maclas polisintéticas y la patina púrpura ayudan al diagnóstico. Su débil anisotropía y Reflectividad		

MINERAL:NIQUELINA

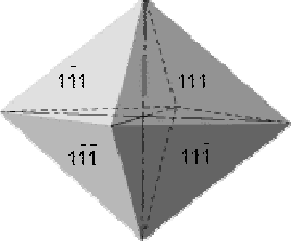
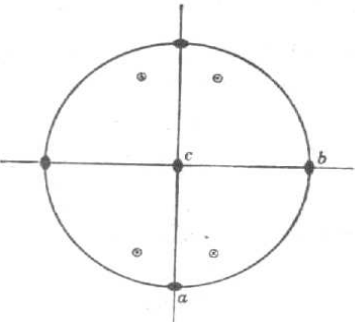
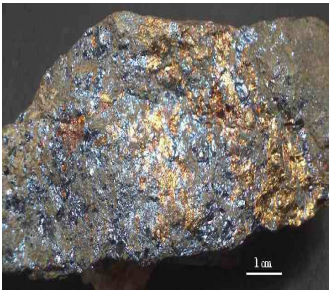
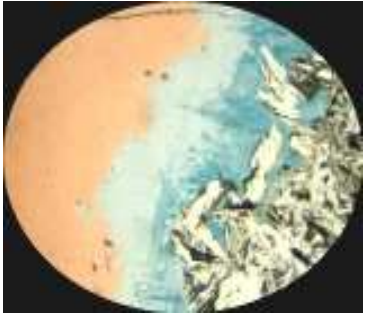
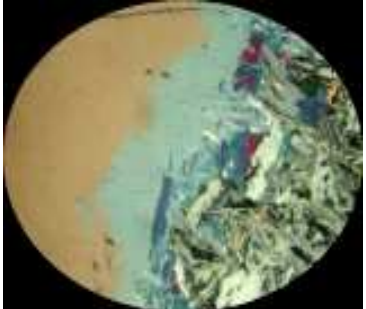
Composición Química: ANi	Forma Cristalina (3d)	Proyección Estereográfica
Sistema Cristalino: Hexagonal		
Clase Cristalina: Bipiramidal dihexagonal.		
Simetría: 1A6 6A2 7m i		
Herman Mauguin: 6/m 2/m 2/m		
Notación de Miller: {hkil}		
Pleocroísmo/ Birreflectancia: Débil.	Vision Macroscópica	Vision Microscópica
Dureza: Media a calcopirita		Sin Analizador
Reflectividad: Elevada		
Isotropía/ Anisotropía: Anisotropía fuerte con colores verdes y rojizos		Con Analizador
Reflexiones Internas: No Presenta		
Otras características: Raramente aparece cristalizada, predominando las estructuras masivas con estructuras columnares.		
<i><u>Crterios clave de identificación:</u> La alta reflectividad, el color naranja marrón y la anisotropía en tintes azul-verde son característicos.</i>		

MINERALES AZULES


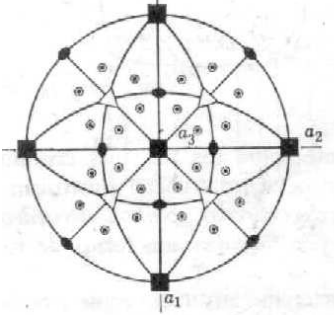

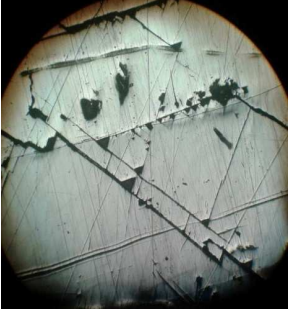

MINERAL: COVELINA


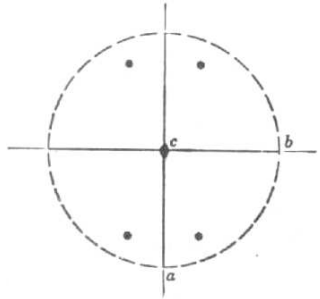


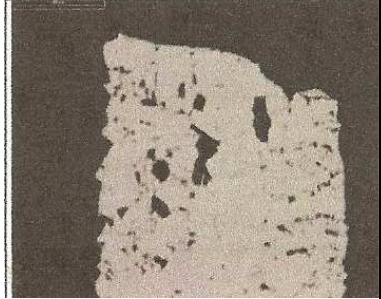
Composición Química: SCu	Forma Cristalina (3d)	Proyección Estereográfica	
Sistema Cristalino: Hexagonal			
Clase Cristalina: Bipiramidal hexagonal.			
Simetría: 1A ₆ 6A ₂ 7m i			
Herman Mauguin: 6/m 2/m 2/m			
Notación de Miller: {hkil}			
Pleocroísmo/ Birreflectancia: Extraordinariamente alta.	Visión Macroscópica	Visión Microscópica	
Dureza: Baja.		Sin Analizador	
Reflectividad: Baja (14%)			
Isotropía/ Anisotropía: Anisotropía extrema en colores naranjas muy característicos			Con Analizador
Reflexiones Internas: No presenta			
Otras características: En agregados de cristales aciculares. Reemplaza a calcopirita, bornita, etc.			
<i>Criterios claves de identificación: El color azul índigo. Fuerte pleocroísmo Anisotropía extrema. Reemplaza a Cpy</i>			

MINERAL:CALCOSINA

<p>Composición Química: $Cu_2 S$</p> <p>Sistema Cristalino: (debajo de $103^\circ C$ es rómbica y por encima cubica) Color: blanco con tonos azulados</p> <p>Clase Cristalina: Bipiramidal rómbica</p> <p>Simetría: $3A_2 3m$</p> <p>Herman Mauguin: $2/m 2/m 2/m$</p> <p>Notación de Miller: $\{010\}$</p>	<p>Forma Cristalina (3d)</p> 	<p>Proyección Estereográfica</p> 
<p>Pleocroísmo/ Birreflectancia: Muy débil.</p> <p>Dureza: Baja a media.</p> <p>Reflectividad: Media.</p> <p>Isotropía/ Anisotropía: Anisotropia débil, pero notoria</p> <p>Reflexiones Internas: No presenta.</p> <p>Otras características: presenta rayas azuladas debido al pulido, clivaje a veces visible en dos direcciones (100) (111)</p> <p><u>Criterios claves de identificación:</u> con acido se recubre de una patina azul, El color y la anisotropía</p>	<p>Visión Macroscópica</p> 	<p>Visión Microscópica</p> <p>Sin Analizador</p>  <p>Con Analizador</p> 

MINERALES BLANCO

MINERAL: GALENA			
Composición Química: PbS	Forma Cristalina 	Proyección Estereográfica 	
Sistema Cristalino: Cubico			
Clase Cristalina: Hexaquisoctaédrica			
Simetría: 3A ₄ 4A ₃ 6A ₂ 9m i			
Herman Mauguin: 4/m 3* 2/m			
Notación de Miller: {hkl}			
Pleocroísmo/ Birreflectancia: No presenta	Visión Macroscópica 	Visión Microscópica Sin Analizador  Con Analizador 	
Dureza: Media a baja (>>argentita, >covelina, = calcosina, <bournonita, bornita)			
Isotropía/ Anisotropía: Isótropo			
Reflexiones Internas: No presenta			
<i>Criterios claves de identificación: Marcas triangulares de pulido, reflectividad relativamente alta. Isotropía.</i>			

MINERAL: MARCASITA		
Composición Química: FeS ₂	Forma Cristalina	Proyección Estereográfica
Sistema Cristalino: Ortorrómico		
Clase Cristalina: Rómbica Cristalina		
Simetría: 2m 1A ₂		
Herman Mauguin: 2mm		
Notación de Miller: {hkl}		
Pleocroísmo/ Birreflectancia: Débil a fuerte		
Dureza: Alta		Sin Analizador
Reflectividad: Alta (52%)		
Isotropía/ Anisotropía: Fuertemente anisótropo, con colores verdes muy intensos.		
Reflexiones Internas: No presenta		
Otras características: Son comunes las maclas laminares. Crecimientos en "cresta de gallo"		
<p><i>Criterios claves de identificación: anisotropía habito tabular, diferencia a py</i></p>		

MINERAL: MOLIBDENITA		
Composición Química: MOS ₂	Forma Cristalina	Proyección Estereográfica
Sistema Cristalino: Hexagonal		
Clase Cristalina: Bipiramidal Dihexagonal		
Simetría: 1A ₆ 6A ₂ 7m i		
Herman Mauguin: 6/m 2/m 2/m		
Notación de Miller: {hki*l}		
Dureza: Baja	Visión Macroscópica	Visión Microscópica
Textura: Desarrolla maclas y agregados laminares con clivaje perfecto.		Sin Analizador
Reflexiones Internas: No presenta		
Isotropía/ Anisotropía: Anisotropía muy fuerte. Con los polarizadores casi paralelos es de color azul oscuro, a 45° es blanco con tintes rosáceos.		
Pleocroísmo/ Birreflectancia: Muy fuerte y característico. En secciones paralelas al eje longitudinal es de color blanco y en secciones perpendiculares en gris oscuro con tintes azulados.		
<i>Criterios claves de identificación: Se reconoce por su baja dureza, buen clivaje, textura laminar, fuerte pleocroísmo y color bajo polarizadores cruzados.</i>		

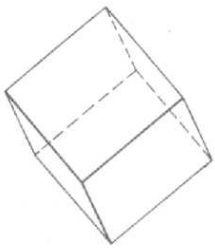
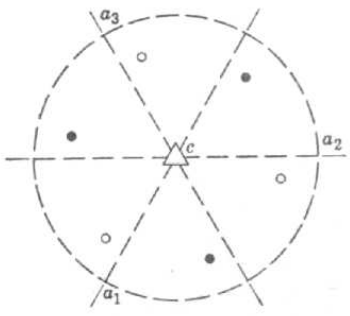


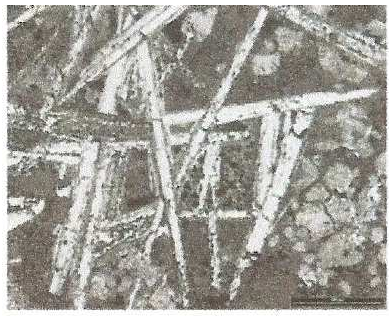
MINERAL: BISMUTINA		
Composición Química: Bi_2S_3	Forma Cristalina	Proyección Estereográfica
Sistema Cristalino: Ortorrómbico		
Clase Cristalina: Bipiramidal rómbica		
Simetría: $3A_2 3m i$		
Herman Mauguin: $2/m 2/m 2/m$		
Notación de Miller: {hkl}		
Pleocroísmo/ Birreflectancia: Presenta	Visión Macroscópica	Visión Microscópica
Dureza: Media		Sin Analizador
Isotropía/ Anisotropía: Anisotropía fuerte, gris a castaño, amarillento a violáceos		
Reflectividad: Alta		Con Analizador
Texturas: Generalmente fibrosa-radiada, maclas laminares, los cristales grandes pueden tener extinción ondulada.		
<u>Criterios claves de identificación:</u> color, dureza, anisotropía y Pleocroísmo		

MINERAL: CASITERITA		
Composición Química: SnO ₂	Forma Cristalina	Proyección Estereográfica
Sistema Cristalino: Tetragonal		
Clase Cristalina: Bipiramidal ditetragonal		
Simetría: 1A ₄ 4A ₂ 5m i		
Herman Mauguin: 4/m 2/m 2/m		
Notación de Miller: {0kl}		
Pleocroísmo/ Birreflectancia: Debilmente o no pleocroico. Gris a grises pardos.	Visión Macroscópica	Visión Microscópica
Dureza: Dura (6-7): >>bismuto,>>bismutinita,> >molibdenita, >estannita (en aire)		Sin Analizador
Isotropía/ Anisotropía: Fuertemente anisótropo, enmascarada por reflexiones internas gris a gris oscuro.		
Reflexiones Internas: Abundantes. Amarillo blancuzco a amarillo-marrón		
Maclas: Muy común.		Con Analizador
Reflectividad: Baja		
<i>Criterios clave de identificación: La baja reflectividad, maclas frecuentes, abundantes reflexiones internas, y la dureza</i>		

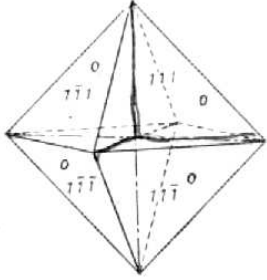
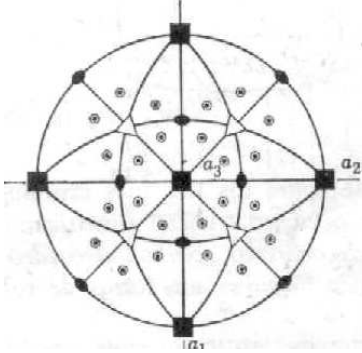

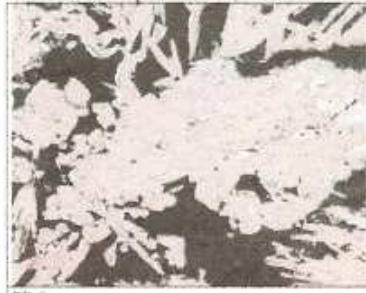

MINERALES DE COLOR GRIS- BLANCO GRISACEO-.

MINERAL: GRAFITO			
Composición Química: C	Forma Cristalina	Proyeccion Estereografica	
Sistema Cristalino: Hexagonal			
Clase Cristalina: Bipiramidal dihexagonal			
Simetría: 1A ₆ 6A ₂ 7m i			
Herman Mauguin: 6/m 2/m 2/m			
Notación de Miller: {hki*0}			
Reflexiones Internas: No presenta			
Reflexiones Internas: No presenta	Vision Macroscopica	Vision Microscopica	
Isotropía/ Anisotropía: Anisotropía muy fuerte, con colores que varían entre amarillo rojizo, café oscuro y gris violáceo; las secciones basales pueden aparecen como isotrópicas.		Sin Analizador	
Pleocroísmo/ Birreflectancia: Muy fuerte y característica. Café si la sección es paralela al eje longitudinal, casi negro si es perpendicular.			
Texturas: Son comunes las láminas, hojas o listones de agregados como manojos. No se observan maclas ni zonaciones.		Con Analizador	
Reflectividad: (en aire) 0.6 a 0.7			
<i>Criterios claves de identificación: Se distingue por su fuerte anisotropía y pleocroísmo y su clivaje perfecto. Se encuentra como pequeñas placas y paquete de hojas. Común extinción ondulante.</i>			

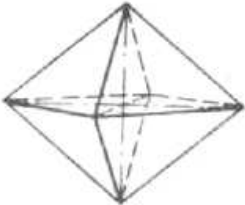
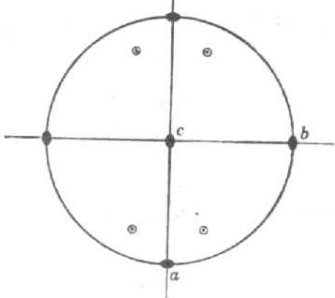

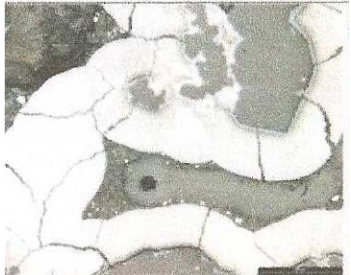

MINERAL: HEMATITA ESPECULAR

Composición Química: Fe_2O_3	<p>Forma Cristalina</p> 	Proyección Estereográfica
Sistema Cristalino: Trigonal		
Clase Cristalina: Romboedro		
Simetría: $1A_3$		
Herman Mauguin: 3^*		
Notación de Miller: {hki*}	Visión Macroscópica	Visión Microscópica
Reflectividad: Moderada		Sin Analizador
Isotropía/ Anisotropía: Anisotropía muy clara, especialmente en los bordes de las maclas, donde se observan colores azules grisáceos a amarillos grisáceos. Presente extinción súbita.		
Pleocroísmo/ Birreflectancia: Débil		Con Analizador
Reflexiones Internas: Rojas oscuras, a menudo se observan mejor en especímenes poco pulidos.		
Texturas: laminares y maclas, y las lamina de ex solución en ilmenita. Puede reemplazar a la magnetita a lo largo de planos de clivaje, originando martita. <u>Criterios claves de identificación:</u> Se distingue por su moderada reflectancia y su anisotropía. También por ser difícil de pulir y presentar reflexiones internas rojizas		

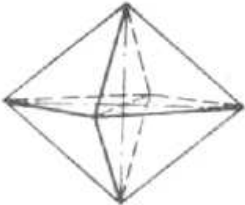
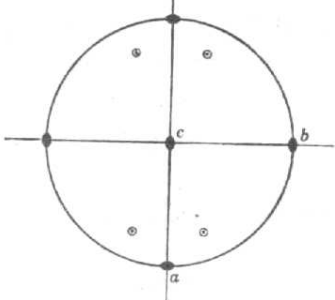

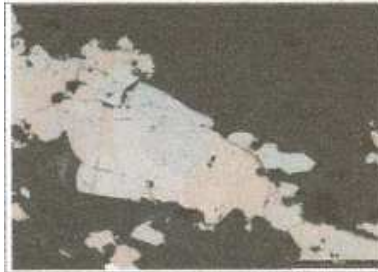

MINERAL: MAGNETITA

Composición Química: Fe_3O_4	Forma Cristalina	Proyección Estereográfica
Sistema Cristalino: Isometrico		
Clase Cristalina: Hexaquisoctaedrica		
Simetría: $3A_4$ $4 \cdot A_3$ $6A_2$ $9m$ i		
Herman Mauguin: $4/m$ $3 \cdot 2/m$		
Notación de Miller: $\{111\}$		
Reflexiones Internas: No presenta	Visión Macroscópica	Visión Microscópica
Isotropía/ Anisotropía: Isótropo		Sin Analizador
Pleocroísmo/ Birreflectancia: No presenta		
Dureza: Alta (\gg pirrotina, $<$ ilmenita, $<<$ hematites)		
Reflectividad: Baja (20%)		
<p>Otras características: Cristales equidimensionales idiomorfos (octaédricos) a alotriomorfos. es común puede presentar ex soluciones laminares de ilmenita. Es común que aparezca pseudomorfizada por hematites a lo largo de planos de exfoliación (martitización)</p> <p><u>Criterios claves de identificación:</u> dureza, reflectividad, isotropía y ausencia de reflexiones internas.</p>		
		Con Analizador
		

MINERAL: ESFALERITA / BLENDA			
Composición Química: ZnS	Forma Cristalina	Proyección Estereográfica	
Sistema Cristalino: Cubico			
Clase Cristalina: Hexaquisoctaedrica			
Simetría: 3A ₄ 4*A ₃ 6A ₂ 9m i			
Herman Mauguin: 4/m 3* 2/m			
Notación de Miller: {001}			
Isotropía/ Anisotropía: Isótropo	Visión Macroscópica	Visión Microscópica	
Reflexiones Internas: Muy frecuentes, de color rojizo n variedades ricas en Fe, marrón amarillento en variedades pobres en Fe.		Sin Analizador	
Pleocroísmo/ Birreflectancia: No presenta			
Reflectividad: Baja			Con Analizador
Dureza: Media (>calcopirita, tetraedrita, estannina, enargita; <pirrotina, magnetita, pirita)			
Otras características: Comunes texturas de ex solución de esfalerita en otros minerales (calcopirita) y viceversa.			
<p><i>Claves de identificación: Baja reflectividad y reflexiones internas. Se distingue de casiterita en que ésta es más dura y anisótropa y presenta peor pulido y de magnetita en que ésta tiene un tinte marrón y no presenta reflexiones internas.</i></p>			

MINERAL: GOETHITA		
Composición Química: FeO OH	Forma Cristalina	Proyección Estereográfica
Sistema Cristalino: Ortorrómico		
Clase Cristalina: Bipiramidal rómbica		
Simetría: 3A ₂ 3m i		
Herman Mauguin: 2/m 2/m 2/m		
Notación de Miller: {hkl}		
Dureza: Alta	Visión Macroscópica	Visión Microscópica
Reflexiones Internas: Muy abundantes, de colores pardo-rojizos.		Sin Analizador
Pleocroísmo/ Birreflectancia: Débil		
Reflectividad: Baja (16%)		Con Analizador
Isotropía/ Anisotropía: Anisótropo, distinguible con colores azules. A veces enmascarada por las reflexiones internas. Muy abundantes, de colores pardo-rojizos.		
<p><i>Criterios claves de identificación: las texturas y reflexiones internas.</i></p>		

MINERAL: CUPRITA		
Composición Química: Cu ₂ O	Forma Cristalina	Proyección Estereográfica
Sistema Cristalino: Isométrico		
Clase Cristalina: Hexaquisoctaedrica		
Simetría: 3A ₄ 4*A ₃ 6A ₂ 9m i		
Herman Mauguin: 4/m 3* 2/m		
Notación de Miller: {hkl}		
Reflexiones Internas: Abundantes rojas	Visión Macroscópica	Visión Microscópica
Reflectividad: Presente pero no distinguible. Se puede detectar con alta iluminación.		Sin Analizador
Pleocroísmo/ Birreflectancia: Débil		
Características: Es frecuente asociado con cobre nativo.		Con Analizador
Isotropía/ Anisotropía: Anisótropo, tonos verdes a azules son visibles con los polarizadores casi paralelos, pero pueden ser enmascarados por las múltiples reflexiones internas.		
<i><u>Criterios claves de identificación:</u> Se distingue por sus abundantes reflexiones internas rojas, su color gris azulado, su anisotropía y su frecuente asociación con cobre nativo. A menudo muestra mal pulido</i>		

MINERAL: ESTIBINA		
Composición Química: Sb_2S_3	Forma Cristalina	Proyección Estereográfica
Sistema Cristalino: Rómbico		
Clase Cristalina: Bipiramidal rómbica		
Simetría: $3 A_2 3m i$		
Herman Mauguin: $2/m 2/m 2/m$		
Notación de Miller: {hkl}		
Reflexiones Internas: No presenta	Visión Macroscópica	Visión Microscópica
Reflectividad: Media (38%)		Sin Analizador
Pleocroísmo/ Birreflectancia: Muy fuerte		
Dureza: Baja (< galena, bournonita; << calcopirita)		Con Analizador
Isotropía/ Anisotropía: Marcadamente anisótropo en color azul, gris y marrón.		
Otras características: Maclado polisintético muy común, terminado en punta.		
<i>Criterios claves de identificación: pleocroísmo de birreflexión, anisotropía muy característica, maclado polisintético.</i>		



RESOLUCION DE TRABAJO PRÁCTICO N° 10

TEMAS: EL MICROSCOPIO CALCOGRAFICO. OBSERVACIONES CON LUZ REFLEJADA. Reconocimiento de Sulfuros y Óxidos

Objetivo general:

Determinar propiedades ópticas de minerales de mena del grupo de sulfuros y óxidos mediante luz incidente reflejada

Objetivos específicos:

- ✓ Estudiar las propiedades ópticas con microscopio calcográfico.
- ✓ Determinación de minerales mediante técnica de fichas de colores: pirita, calcopirita, pirrotina, oro, galena, antimonita, molibdenita, niquelina, bornita. blenda, calcosina, covelina.

Conocimientos previos recomendados: Capitulo10

Sistema de habilidades

- ✓ Conozca los conceptos básicos y alcances de métodos determinativos para posteriormente saber cual o cuales puede aplicar para la resolución de problemas.
- ✓ Analice diferencias de propiedades ópticas de minerales de mena y transparentes.

DESARROLLO DEL PRÁCTICO

1. Observe los distintos minerales de mena, destaque los rasgos más llamativo y diferencie en grupos de colores sobre los pulidos



2. Separe los minerales por colores blancos, amarillos, azules, grises y dudosos.
3. Utilice fichas de minerales y separe los pulidos según los colores, lea detenidamente las características diagnosticas.
4. De los distintos grupo separados, seleccione los minerales y observe con lupa geológica los rasgos macroscópicamente y luego microscópicamente.
5. Con ayuda de características diagnosticas escritas en las fichas de colores, determine el nombre del mineral en cuestión.
6. Obtenga un glosario de palabras claves y microfotografías de los minerales.



TEMARIO TRABAJOS PRACTICOS

CONTENIDOS	CRISTALOGRAFÍA MORFOLOGICA
TPN°1	TEMA Reconocimiento visu de minerales
TPN° 2	TEMAS: Simetría Cristalina. Elementos de simetría: operaciones de simetría, plano de simetría, ejes de simetría, centro de simetría, Símbolos de los elementos de simetría. Formas cristalográficas. Ejes cristalográficos. Ejercicios sobre modelos cristalográficos.
TPN°3	TEMAS: Relaciones axiales. Notación de los elementos geométricos de la red cristalina. Notaciones de Herman Mauguin. Formas holoédricas, hemiédricas y hemimórficas. Ejercicios sobre modelos cristalográficos.
TPN°4	TEMAS: Ley cristalográfica de la Constancia de los ángulos. Goniómetros, medición de ángulos interfaciales. Ejercicios de medición de ángulos entre caras y aristas en la proyección.
TPN°5	TEMAS: Ejercicios de proyección estereográfica de polos y elementos de simetría La proyección estereográfica, propiedades y uso de la red de Wulff.
CONTENIDOS	OPTICA MINERAL
TPN°6	TEMAS: El Microscopio de Polarización. Partes. Manejo y usos. Reconocimiento de minerales transparentes y opacos, isótropos y anisótropos.
TPN°7	TEMAS: Observación Ortoscópica sin analizador. Propiedades ópticas de los minerales transparentes anisótropos. Color, pleocroísmo, Forma, Hábito, alteraciones e inclusiones. Reconocimiento de Cuarzo. Micas: muscovita, Biotita, flogopita, lepidolita, sericita. Clorita.
TPN°8	TEMAS: Observación Ortoscópica sin analizador: Determinación



	de propiedades: Relieve e Índice de Refracción. Reconocimiento de Feldespatos, potásicos y calcosodicos.
TPN°9	TEMAS: Observación Ortoscópica con luz analizada: Color de Interferencia. Birrefringencia. Reconocimiento de Calcita, Granate, epidota, apatito, esfena, andalucita, sillimanita, olivino, serpentina, turmalina, circón.
TPN°10	TEMAS: Observación Ortoscópica con luz analizada. Extinción. Elongación. Reconocimiento de anfíboles y piroxenos. Ejercitación en minerales del práctico anterior.
TPN°11	TEMAS: Observación Conoscópica con luz analizada. Figuras de interferencia: Ejercitación y determinación de minerales
TPN°12	TEMAS: Observación Conoscópica: Determinación del signo óptico. Ejercitación de figuras de interferencias en ejemplos minerales.
TPN°13	TEMAS: El microscopio de luz reflejada. Observaciones con luz reflejada sin analizador: Color. Reflectividad. Birreflectividad y pleocroísmo de reflexión. Dureza de pulido. Con analizador: Colores de polarización. Isotropía/anisotropía. Reflexiones internas. Maclado Reconocimiento de sulfuros: pirita, calcopirita, pirrotina, oro, galena, antimonita, molibdenita, niquelina, bornita blenda, calcosina, covelina.
TPN° 13	TEMAS: Reconocimiento de magnetita, hematita, goethita, pirolusita, psilomelano, grafito, wolframita, Técnica fichas de colores

MINERALES INCOLOROS

