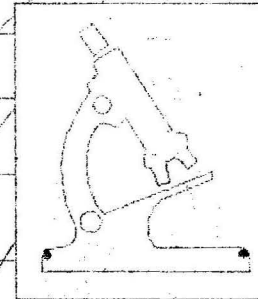


CRISTALOPTICA



Ing. Yamina Rios Martinez

NOTA INTRODUCTORIA

Este pequeño folleto de Cristalóptica ha sido preparado especialmente para los estudiantes del curso diurno de la carrera de Geología. Los contenidos tratados caen dentro de la Mineralogía Óptica y nos servirán de ayuda a la hora de enfrentarnos al estudio bajo el microscopio petrográfico de muestras minerales y de rocas en las asignaturas de Petrología I y II. Se explican de forma operativa y sencilla los diferentes métodos para la determinación de los parámetros ópticos de los minerales. La memoria se acompaña además de 26 figuras y 6 tablas que sin dudas han de resultar de interés para aquellos que comienzan a adentrarse en el método cristalo-
lógico.

Moa. 16 de febrero 1992
Departamento de Geología.

ELEMENTOS DE CRISTALOPTICA.

1.1 Introducción

Para cada uno de los cristales de una composición y estructura dada, existen determinadas constantes ópticas, mediante las cuales se puede determinar su composición con bastante exactitud sin utilizar los análisis químicos. El análisis cristalóptico o método cristalóptico actualmente está muy bien elaborado y se utiliza ampliamente en Mineralogía, Petrología y Química.

El vocablo Cristalóptica procede de la unión de las palabras cristal y óptica y esta disciplina se dedica al estudio de comportamiento óptico de las sustancias cristalinas. Para el petrógrafo la Cristalóptica es unpreciado auxiliar en el estudio de minerales y rocas bajo el microscopio de luz polarizada.

Las sustancias cristalinas de acuerdo a los índices de refracción que poseen se dividen en isótropos y anisótropos. Las características generales de estas sustancias se dan en la siguiente tabla:

Tabla 1: Clasificación óptica de los cristales.

| Isótropos o Isoáxicos | Anisótropos | |
|--|--|--|
| | Uniáxicos | Biáxicos |
| Poseen un índice de refracción (n) | Poseen dos índices de refracción (ne y no) | Poseen tres índices de refracción (ng, np y nm) |
| Pertenecen a esta clase vidrios, mineraloides y los cristales del sistema cúbico (ej. halita, granate, fluorita, etc.) | Pertenecen a este grupo los minerales que cristalizan en los sistemas tetragonal trigonal y hexagonal (ej. cuarzo, calcita, apatito, etc.) | Pertenecen a esta clase los minerales que cristalizan en el sistema rómbico, monoclinico y triclinico (ej. piroxenos, anfíboles, micas, feldespatos, etc.) |
| No sufren la doble refracción de la luz. | Poseen una sola dirección en la cual el mineral se comporta como una sustancia isótropa. (1 Eje óptico. | Poseen dos direcciones en las cuales el mineral se comporta como una sustancia isótropa (2 Ejes ópticos) |

ACERCA DEL AUTOR

La autora, Yamina Ríos Martínez, es graduada de Ingeniera Geóloga desde el año 1980. Labora en el Instituto Superior Minero-Metalúrgico de Moa en el Departamento de Geología Básica donde se desempeña como Profesora Asistente. Sus líneas de trabajo fundamentales son la Mineralogía Óptica y la Petrología. Ha publicado diversos artículos en la Revista Minería y Geología.

1.2 - Indicatriz Óptica

En el vacío, el aire, el agua, vidrio, en los cristales de la singonia cúbica y otros cuerpos isotropos, la luz se propaga en todas direcciones con igual velocidad (v_o). De este modo la superficie de las ondas luminosas en los cristales de la singonia cúbica es una esfera (fig 1).

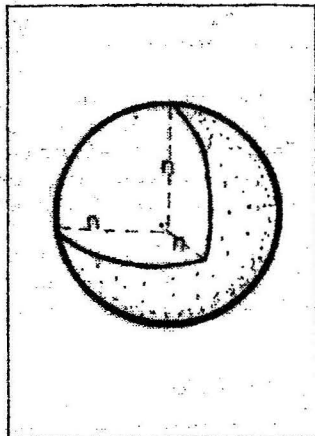


Fig. 1 - Indicatriz Isótropa

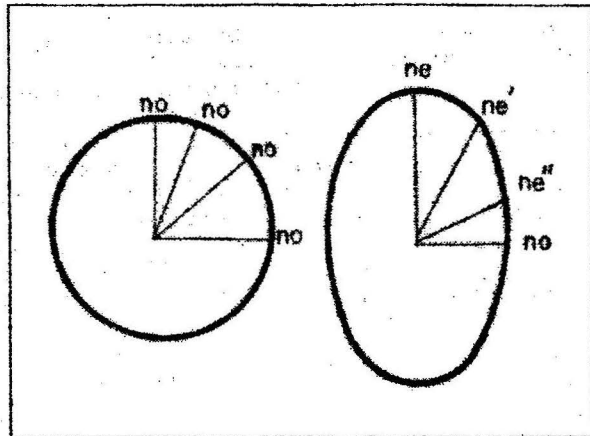


Fig. 2 - Doble superficie de las ondas luminosas en los cristales uniaxiales

Los cristales de la singonia tetragonal, trigonal y hexagonal presentan la doble refracción de los rayos; la superficie de las ondas luminosas correspondientes a estos cristales es doble: la superficie específica para las ondas ordinarias (o) de contorno circular y la superficie elíptica para las ondas extraordinarias (e) (fig 2). Si la velocidad de propagación de la luz es mayor para la onda extraordinaria (v_e) que para la ordinaria (v_o) entonces la esfera se inscribe en la elipse; sin embargo si la velocidad es mayor para la onda ordinaria, la esfera circunscribe a la elipse.

Para los cristales de las singonias rómbicas, monoclinica y triclinica, la superficie de las ondas luminosas es más compleja. La velocidad de propagación de ambas ondas aquí varía con la dirección y significa que ambas ondas son extraordinarias.

En cristalóptica generalmente se utiliza no la doble superficie de las ondas luminosas sino superficies ordinarias donde se representan el o los índices de refracción de las sustancias. Esto es lo que se conoce como **INDICATRIZ OPTICA**. Como indicatriz óptica entendemos entonces la superficie generada alrededor de un punto donde los ejes ó radios de dicha superficie son los índices de refracción de la sustancia investigada. En pocas palabras "es una

representación espacial de la variación de los índices de refracción" y nos sirven para explicar el comportamiento óptico de un cristal.

La **INDICATRIZ ISOTROPA** tendrá entonces la forma de una Esfera de radio constante e igual al valor de n , pues estas sustancias presentan un solo índice de refracción, en ellas no ocurre la doble refracción sino la refracción simple (sustancias monorrefringentes). (ver figura 1).

La indicatriz para las sustancias uniaxiales (**Indicatriz Uniaxial**) estará referida a una figura tridimensional denominada **Elipsoide de Revolución** (fig 3) ya que estas sustancias presentan la doble refracción de los rayos.

En la fig. 3 n_e es el índice de refracción para el rayo extraordinario que presenta un valor variable desde un máximo n_e hasta un valor mínimo que coincide con el valor de n_o ; la variación de n_e está dada por el arco de la elipse siendo n_o el índice de refracción para el rayo ordinario de valor constante que origina una circunferencia y constituye el plano ecuatorial de la indicatriz. Todo rayo que incida según la dirección de n_e (rayo 1) no sufrirá la doble refracción pues al vibrar en el plano ecuatorial de la indicatriz (recordar que la luz vibra perpendicular a su dirección de propagación), encontrará direcciones no todas constantes. Esta es una dirección única en un cristal uniaxial y se denomina **EJE OPTICO** (fig. 5).

En cualquier otra dirección de incidencia de un rayo a esta indicatriz, el mineral sufrirá la doble refracción (rayos 2,3). La diferencia numérica entre los valores de n_e y n_o se denomina **BIRREFRINGENCIA**. Un cristal uniaxial tiene ó alcanza birrefringencia máxima cuando el rayo incide normalmente a la dirección del eje óptico (rayo 3).

Existen minerales uniaxiales como el cuarzo donde el valor n_e es mayor al valor de n_o por lo que la indicatriz tiene forma alargada según el eje óptico, estas sustancias tienen signo óptico **POSITIVO** y otros como la calcita donde el valor n_o es mayor que n_e , en este caso el elipsoide es achatado según el eje óptico y se denominan uniaxiales de signo óptico **NEGATIVO** (fig. 4).

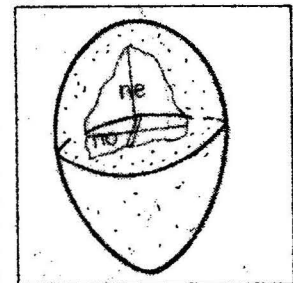


Fig. 3 - Indicatriz Uniaxial

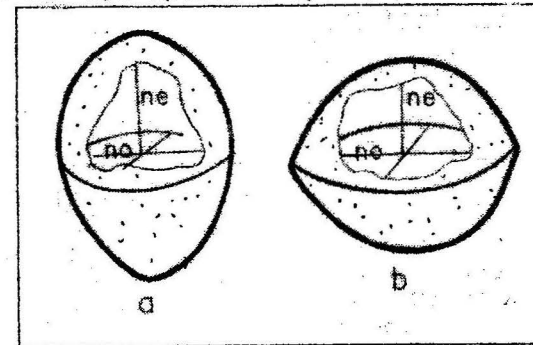


Fig. 4 - Indicatriz Uniaxial
a - Positiva b - Negativa

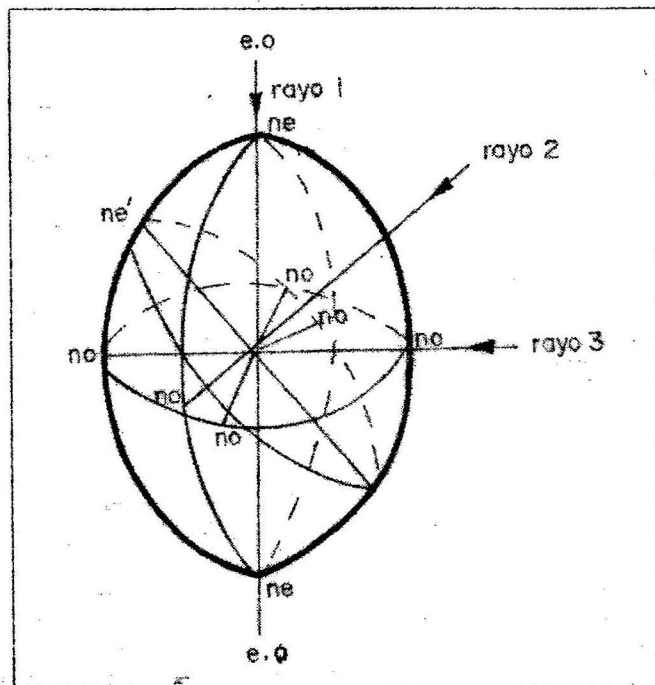


Fig. 5 -Comportamiento óptico de un cristal uniaxial a través de su indicatriz

Los valores de n_e y n_o para el cuarzo y la calcita se muestran en la tabla 2.

Tabla 2. Signo óptico de minerales uniaxiales.

| Cuarzo | Calcita |
|-------------------|-------------------|
| $n_e = 1,553$ | $n_e = 1,486$ |
| $n_o = 1,544$ | $n_o = 1,658$ |
| $n_e > n_o$ | $n_o > n_e$ |
| Uniaxial Positivo | Uniaxial Negativo |

En los cristales de simetría rómbica, monoclinica y triclinica, la indicatriz óptica, en este caso la **INDICATRIZ BIAXIAL** será un Elipsoide de tres ejes, que representa tres direcciones correspondientes a los valores de los índices de refracción:

n_g - índice de refracción de valor mayor.

n_m - índice de refracción de valor medio.
 n_p - índice de refracción de valor menor.

Estas tres direcciones son mutuamente perpendiculares (fig. 6).

Según la simetría del elipsoide triaxial a través de él se pueden trazar dos secciones circulares de diámetro igual al eje medio (n_m), de esta manera los rayos que incidan perpendicularmente a estas dos secciones circulares vibrarán en su plano y no sufrirán la doble refracción, dicho de otro modo no presentarán birrefringencia. Estas direcciones como habíamos indicado se denominan **EJES OPTICOS**. De modo que tales cristales que presentan dos ejes ópticos se denominan ópticamente **BIAXIALES** (Bi - dos, axis - ejes).

En cualquier otra dirección de incidencia de los rayos ocurre la doble refracción.

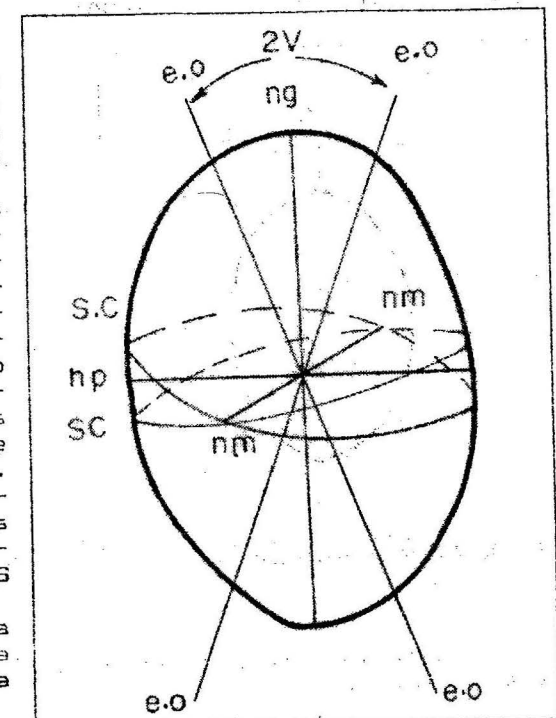


Fig. 6 -Indicatriz Biaxial

Partes de la Indicatriz Biaxial (ver figura 6)

- 1) Semiejes n_g , n_m y n_p
- 2) Dos ejes ópticos (e.o.)
- 3) Dos secciones circulares.
- 4) Bisectriz aguda (semieje que bisecta el ángulo menor entre los e.o.)
- 5) Bisectriz obtusa (semieje que bisecta el ángulo mayor entre los e.o.)
- 6) Ángulo $2V$ - ángulo menor entre los e.o.

Para cada mineral biáxico el valor de n_m puede variar de modo tal que se aproxime numéricamente al valor de n_p y en otros minerales al valor de n_g , de esta relación depende el signo óptico que ellos presentan en el primer caso se dice que son de signo óptico POSITIVO y en el segundo caso se dice que son de signo óptico NEGATIVO (figuras 7a y 7b).

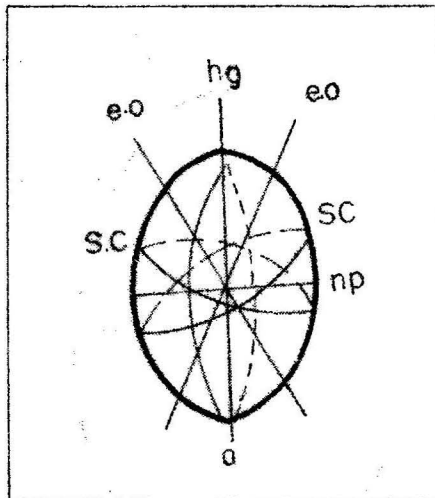


Fig. 7a -Indicatriz Biáxica positiva

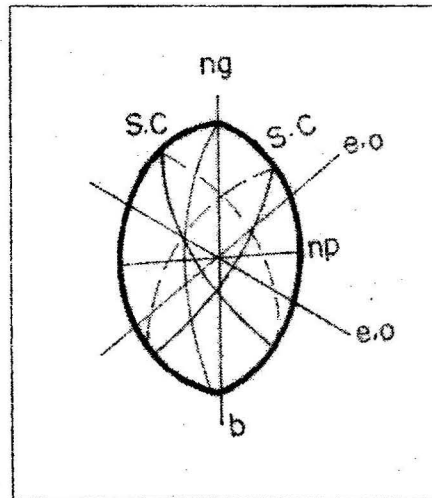


Fig. 7b -Indicatriz Biáxica negativa

La tabla 3 refiere estas situaciones para dos minerales como ejemplo:

Tabla 3 Signo óptico de minerales Biáxicos.

| Piroxeno Enstatita | Anfibol Hornblenda |
|---------------------------------------|---------------------------------------|
| $n_p = 1,650$ | $n_p = 1,614$ |
| $n_m = 1,653$ | $n_m = 1,691$ |
| $n_g = 1,658$ | $n_g = 1,701$ |
| n_m tiende a n_p | n_m tiende a n_g |
| Biáxico positivo | Biáxico negativo |
| n_g coincide con la bisectriz aguda | n_p coincide con la bisectriz aguda |

1.3. MICROSCOPIO DE POLARIZACION.

Para estudiar las propiedades ópticas de los cristales anisótropos, es necesario utilizar una luz con una determinada dirección de vibración, es decir luz polarizada. Toda sustancia que convierta la luz natural en luz polarizada se denomina POLARÓIDE (prismas de Nicol).

El microscopio, que posee los prismas de Nicol, de modo que está preparado para el estudio de los cristales con luz polarizada se llama microscopio de polarización.

En el eje de ese microscopio se introducen dos prismas de Nicol, uno inferior que da luz polarizada es el "polarizador" y uno superior, móvil, que permite investigar la luz que se obtiene a través de la lámina cristalina, este es el "analizador".

Además a este microscopio se le añaden una serie de aditamentos complementarios, que hacen de él un instrumento cristalóptico universal.

Las partes fundamentales del microscopio polarizante son:

- 1) Base o soporte.
- 2) fuente luminosa.
- 3) Condensador de subplatina que incluye el polarizador inferior y un diafragma que gradúa la intensidad luminosa.
- 4) Platina giratoria dividida en grados con un nonio para determinar exactamente el giro efectuado, posee además pinzas para sujetar la sección delgada, orificios para fijar aparatos complementarios (por ejemplo, platina universal de Fedorov) así como un agujero central que permite el paso de la luz.
- 5) brazo del microscopio.
- 6) objetivos diferentes aumentos que pueden intercambiarse.
- 7) Analizador ó polarizador superior.
- 8) Tubo del microscopio que incluye la lente de Bertrand. Amice para observaciones conoscópicas y orificios para colocar los oculares.
- 9) Oculares de diferentes aumentos, uno de ellos presenta una cruz hecha con hilos metálicos (cruz filar) que representan las direcciones de vibraciones de la luz en polarizador y en analizador, también existen oculares micrométricos para efectuar mediciones exactas en el campo visual.

- 10) Compensadores (compensador Rojo I, cuña de cuarzo etc) estos se colocan en ranuras que a tal efecto existen en la parte superior del microscopio.

El microscopio de polarización no es solamente para observar las secciones delgadas con aumento, sino también para medir y determinar exactamente las constantes ópticas de una sustancia dada.

1.4. Sección Delgada.

Para el estudio de las rocas y minerales bajo el microscopio se utilizan láminas con espesores 0,02 - 0,04 mm, son las llamadas secciones delgadas transparentes (fig.8).

Para su obtención, el pedazo de roca o mineral (b) se pule por un lado, se pega al portaobjeto (d) con ayuda del bálsamo de Canadá (c) y se cubre con el cubreobjeto (a). Esta lámina ya puede ser observada, con el microscopio de polarización.

Por último vamos a enumerar algunos pasos a seguir cuando efectuemos observaciones con el microscopio de polarización.

- 1) Comenzar las observaciones colocando el objetivo de mínimo aumento a fin de tener una visión general del mineral ó de la roca que se estudia.
- 2) Comprobar que el diafragma está abierto y dentro del tubo del microscopio no está colocada la lente de Bertrand.
- 3) Enfocar correctamente para obtener el máximo de iluminación posible.
- 4) Colocar el ocular necesario.
- 5) Cruzar los nicoles y comprobar si el campo visual está oscuro, si esto no ocurre, mover el polarizador (Nicol inferior) manteniendo el analizador (Nicol superior) introducido en el tubo del microscopio hasta ver oscuro el campo visual.
- 6) Colocar la sección delgada en la platina del microscopio cuidando de que la misma presente el cubreobjeto hacia arriba (el portaobjeto se halla en este caso en contacto directo con la platina).

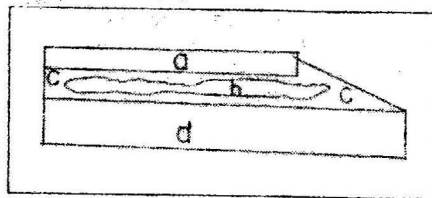


Fig. 8 - Corte transversal de una sección delgada

- 7) Para el enfoque subir lentamente la platina hasta lograr que el objetivo se ponga casi en contacto con la sección delgada en caso de estar utilizando el máximo aumento. Este movimiento se efectúa observando la sección delgada desde afuera, no a través del ocular, ya que de lo contrario corremos el riesgo de romper la misma. Comenzamos entonces a bajar lentamente la platina hasta encontrar el objeto buscado.

- 8) El ojo izquierdo estará sobre el ocular y el derecho abierto en el caso de microscopios monoculares.

No se recomienda cerrar un ojo cuando se observa bajo el microscopio ya que se produce cansancio en la vista.

PARTE II

Principales características ópticas de los minerales. Métodos para determinar estos parámetros ópticos.

Con ayuda del microscopio petrográfico pueden determinarse las características ópticas que presentan los minerales. Estas características son constantes para cada mineral en cuestión; de ahí la importancia de su estudio.

Las principales características ópticas pueden ser estudiadas con luz paralela (denominadas observaciones ortoscópicas) y con luz convergente (denominadas observaciones conoscópicas); las mismas se dan en la tabla 4.

Tabla 4: Características ópticas de los minerales.

| Observaciones Ortoscópicas | Observaciones Conoscópicas |
|---|--|
| 1. Índice de refracción (n) | 1. Figuras de interferencia |
| 2. Relieve | 2. Signo Optico |
| 3. Forma de los granos minerales | 3. Angulo 2V para los minerales biáxicos |
| 4. Color. Pleocroismo | |
| 5. Clivaje. Angulo de clivaje | |
| 6. Colores de interferencia | |
| 7. Birrefringencia | |
| 8. Extinción. Angulo de extinción | |
| 9. Elongación | |
| * Las observaciones del 1 al 5 se determinan con nicols paralelos. Las restantes con nicols cruzados (introducir el analizador) | * Estas observaciones se realizan con nicols cruzados y con el objetivo de mayor aumento |

A continuación veremos la metodología para determinar estas constantes ópticas.

2.1 OBSERVACIONES CON LUZ PARALELA (ORTOSCOPICAS)

1. Índice de refracción (n)

La medida de esta constante en los minerales es uno de los métodos determinativos más utilizados en Mineralogía Óptica.

En secciones delgadas cubiertas (con cubreobjetos pegados) el índice de refracción del mineral se determina de forma cualitativa comparándolo con el índice de refracción (n) del medio que lo rodea, en nuestro caso el bálsamo de Canadá (sustancia que sirve de pegamento en la confección de secciones delgadas, es isotrópica y $n = 1,54$). Para esto nos auxiliamos de la llamada Línea de Becke.

La Línea de Becke es una franja luminosa que se origina en el contacto entre dos medios de diferentes índices de refracción, tales como el mineral y el medio que lo rodea. Esta franja tiene la propiedad de desplazarse hacia uno de los medios en contacto al enfocar y desenfocar sucesivamente. Ella se forma por los fenómenos de reflexión y refracción de la luz al pasar de un medio a otro.

Cuando el microscopio se enfoca con precisión entre las dos sustancias en contacto no se observa la Línea de Becke sin embargo al bajar la platina la línea aparece moviéndose hacia la sustancia de mayor n. Al subir la platina ocurren los efectos contrarios, aparece la línea moviéndose hacia el medio de menor n (figura 9).

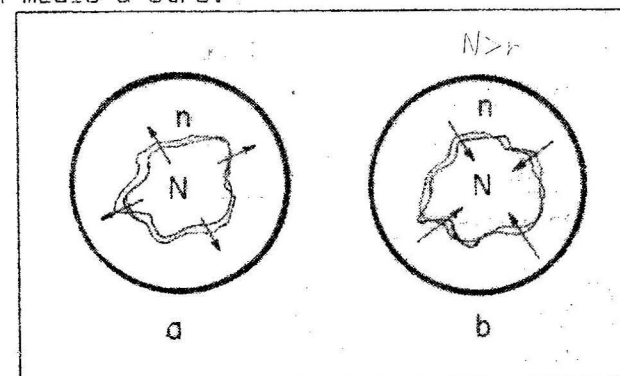


Fig. 9 -Línea de Becke (al bajar la platina)
a- $n > N$; b- $N > n$

Así podemos detectar si el n del mineral (N) es mayor o menor que el n del medio que lo rodea, o si son de valores cercanos. La línea se observa bien si los valores de los n de las sustancias en contacto son diferentes, si ambos medios presentan n cercanos o iguales la línea apenas se ve o no aparece.

Si queremos saber el índice exacto (valor numérico) del mineral usamos el METODO DE INMERSION donde el n del mineral se compara sucesivamente con índices de refracción conocidos de determinados líquidos (líquidos de inmersión).

2. Relieve.

El relieve es una de las primeras cosas que se nota al observar el mineral bajo el microscopio petrográfico. Decimos que el mineral presenta un buen relieve si se observan bien

sus bordes o contornos u otra característica por ejemplo las líneas de clivaje, agujeros, fracturas, etc. con nitidez. El relieve de un grano depende de la relación entre su índice de refracción y el del medio que lo rodea, cuando ambos n son muy cercanos no existe el relieve. El relieve es Positivo cuando el fragmento mineral tiene su n mayor que el medio que lo rodea y Negativo cuando lo tiene menor.

En la tabla 5 se dan algunos ejemplos de minerales con diferentes índices de refracción y relieve.

Tabla 5: Relieve en minerales petrográficos. $n = 1.54$ (índice del medio.) N (índice del mineral).

| Relieve Positivo (+) | Sin Relieve | Relieve Negativo (-) |
|----------------------|-------------------|----------------------|
| ($N > n$) | ($N \approx n$) | ($N < n$) |
| Rutilo | Albita | Ortoclasa |
| Circón | Oligoclasas | Microclina |
| Esfena | Cuarzo | Sanidina |
| Granates | Nefelina | Opalo |
| Piroxenos | | Tridimita |
| Anfíboles | | Cristobalita |
| Micas | | Leucita |
| Apatito | | Magnesita |
| Olivino | | |
| Plagioclasas básicas | | |

Los términos bajos, muy bajo, moderado, alto y muy alto se usan también para designar el relieve.

3. Forma de los granos minerales

La forma de los minerales se refiere en general al contorno del cristal. Algunos muestran contornos cristalinos bien delimitados característicos de su hábito cristalino, se dice que son **Idiomórficos** ó **Euhedrales**; otros en cambio son de forma indefinida, bordes mal cristalizados se dice que tienen forma **Alotriomórfica** ó **Anhedral**, los casos intermedios o sea cristales con algunas caras bien cristalizadas y otras no, se dice que son **Hipidiomórficos** ó **Subhedrales**.

La forma también puede servir a menudo para establecer el orden de cristalización.

Otros términos para definir la forma de los cristales suelen ser:

Equidimensional (granates, leucita, espinelas, etc.), tabular (feldespatos, nefelina, yeso, etc), prismático (anfíbol, piroxeno, apatito, epidota), acicular (rutilo, sillimanita, aragonito, turmalina, etc) y laminar (micas, clorita, etc).

4. Color y Pleocroismo

El color es una de las propiedades físicas más importantes en los minerales y que sirve para diferenciarlos. Existen minerales incoloros, pero muchos se presentan coloreados. Esta propiedad se observa bajo el microscopio con luz paralela y sin analizador. El Pleocroismo por su parte es una propiedad que presentan ciertos minerales coloreados, se observa bajo el microscopio, con un solo polarizador, girando la platina ocurrirá la coincidencia de uno u otro eje de la indicatriz con la dirección de vibración del polarizador y esto se refleja en un cambio del color o de la intensidad del color del mineral en diferentes posiciones. Ejemplo: Los minerales uniáxicos tienen dos direcciones de absorción o sea dos colores de absorción bien diferenciados. Ej. turmalina (amarillo claro-castaño oscuro).

Los cristales biáxicos presentan tres direcciones con diferentes colores que se corresponden con los ejes del elipsoide triaxial. Ej. hornblenda (verde amarillo claro - verde oliva - verde oscuro)

Los minerales isotropos no cambian su color. Otros minerales pleocroicos: biotita, hiperstena, egirina, egirina-augita, lamprobolita, riebeckita y glaucofana (anfíboles sódicos), algunas cloritas, etc.

5. Clivaje. Angulo de clivaje.

La exfoliación ó clivaje bajo el microscopio aparece en forma de líneas finas, rectas y paralelas unas a otras cuando enfocamos el grano mineral. Sabemos que no todos los minerales presentan clivaje ó sea este parámetro se determina solo en algunos minerales; así vemos que las micas presentan clivaje en una sola dirección, pero las secciones delgadas pueden presentar cortes de micas en las cuales no se observa el clivaje. La hornblenda tiene dos direcciones de clivaje que se cortan formando ángulos de 56° y 124° aproximadamente, además del clivaje en una sola dirección. La augita tiene también dos direcciones de clivaje que se cortan bajo un ángulo de 88° (casi recto) y además en una dirección (figura 10).

El ángulo entre las líneas de clivaje se puede medir (**ANGULO DE CLIVAJE**), para lo cual el vértice del ángulo lo

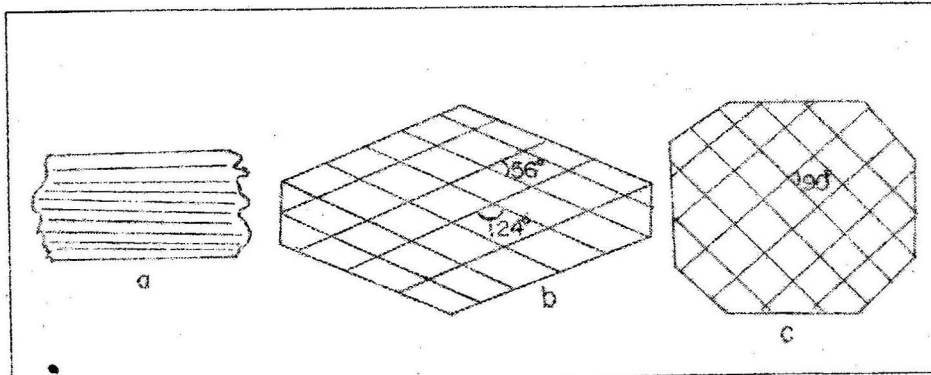


Fig. 10 - Clivaje. Angulo de clivaje (β)
 a- En una dirección, $\beta = 0^\circ$.
 b- En dos direcciones, $\beta = 56^\circ$ y 124° .
 c- En dos direcciones, $\beta = 90^\circ$.

hacemos coincidir con el centro de la cruz filar, movemos la platina hasta que una de las líneas coincida con el hilo de la cruz y leemos la lectura en el nonio de la platina. Luego giramos de nuevo hasta hacer coincidir el otro lado del ángulo (segunda dirección del clivaje) con el mismo hilo de la cruz filar y tomamos esta segunda lectura. La diferencia entre ambas lecturas nos dará el ángulo de clivaje (figura 11).

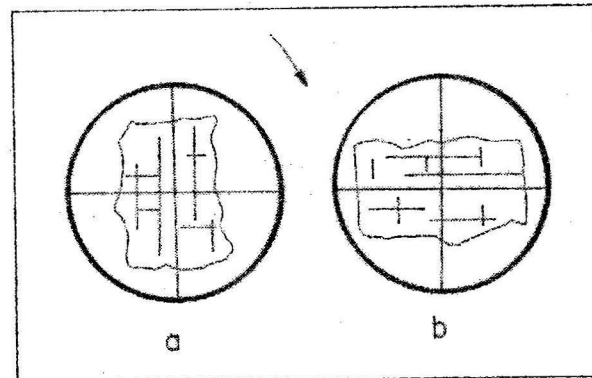


Fig. 11 - Determinación del ángulo de clivaje
 a - Primera lectura
 b - Segunda lectura

Pasemos ahora al estudio de los parámetros ópticos con luz paralela y con nicols cruzados.

6. Colores de Interferencia. 7. Birrefringencia.

Los minerales anisótropos entre nicols cruzados (insertar el analizador) producen una serie de colores, aparte de su color propio, que se denominan colores de interferencia.

Estos colores se refuerzan o se atenuan, hasta extinguirse al girar la platina del microscopio. Los minerales isotrópicos no presentan colores de interferencia por lo cual durante un giro completo de la platina se ven oscuros, estas sustancias son monorrefringentes.

El color de interferencia en los minerales anisótropos es determinado en realidad por los siguientes factores:

- Birrefringencia del cristal
- Orientación del cristal
- Espesor del cristal

La birrefringencia de un cristal es un valor numérico dado por la diferencia entre su máximo y su mínimo índice de refracción. En el caso de un cristal uniáxico, esta viene dada por $n_e - n_o$ (ó por: $n_o - n_e$) y en caso de un cristal biáxico viene dado por $n_g - n_p$.

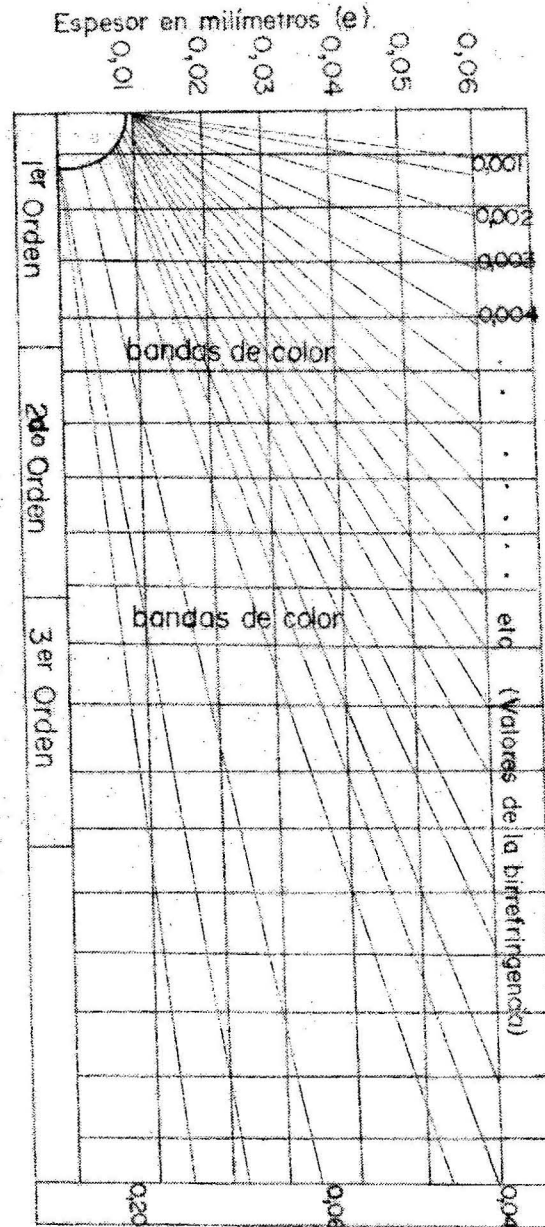
Para hallar el valor numérico de la birrefringencia de un cristal se utiliza la tabla de Michel Levy (figura 12), en esta tabla aparecen colores de interferencia en bandas verticales según unos cuantos órdenes en los límites de las cuales se hallan las bandas rojo-violeta. Las líneas horizontales representan los espesores de las secciones (e).

Una vez determinado el color de interferencia y el orden de un mineral, se busca el mismo en el gráfico; (bandas verticales), luego nos movemos por la línea horizontal que representan el espesor de la sección (e), esto nos dará un punto de intersección. La línea diagonal que pasa por este punto nos dará el valor numérico de la birrefringencia que se lee en la parte superior de la tabla.

Existen diversos modos de determinar el orden de un color de interferencia, uno muy sencillo y cómodo es el que se realiza mediante las bandas coloreadas. Generalmente los fragmentos minerales presentan en sus bordes la secuencia de colores de la escala de Newton (desde el borde hacia el centro del fragmento). Las bandas rojas son muy notorias e indican los límites de color para cada orden (figura 13).

Cuando el grano mineral no tiene borde acuñado es necesario usar la cuña de cuarzo u otro compensador (compensación de la birrefringencia)

Fig. 12 - Tabla de Michel Levy



La tabla 6 muestra la birrefringencia y los colores de interferencia de los minerales formadores de rocas más comunes (en secciones de espesor normal, 0.03 mm)

Tabla 6:

| Birrefringencia | Color de interferencia | Minerales |
|----------------------------|---|--|
| Muy débil | Gris acero | Leucita, Apatito, Nefelina |
| Débil | Gris azulado a blanco de primer orden | Microlina, Ortosa, Albita, Oligoclasa, Andesina, Labrador, Cuarzo, Enstatita |
| Moderada | Blanco, amarillo ó color naranja de 1er. orden | Andalucita, Clorita, Anortita, Hiperstena |
| Fuerte | Rojo primer orden a violeta y hasta azul de segundo orden | Turmalina, Augita, Hornblenda comun, actinolita |
| Muy fuerte | Verde, amarillo a naranja de 2do orden | Olivino, Epidota, Moscovita, Biotita |
| Extraordinariamente fuerte | Blanco de tercer y cuarto orden hasta casi blanco puro | Esfena, Calcita, Dolomita, Rutilo, Egirina, Circón |

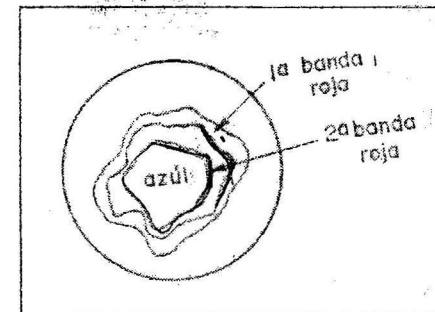


Fig. 13 -Determinación del orden del color de interferencia (método de las bandas rojas).

Por último recordaremos que en los minerales fuertemente pleocroicos (biotita, hornblenda parda, etc) los colores de interferencia pueden enmascarse por el color propio del mineral.

b) Orientación del cristal. La birrefringencia varía con la orientación del elipsoide respecto a los rayos incidentes. En los cristales uniáxicos la máxima birrefringencia corresponde a los rayos normales al eje óptico y la mínima a los rayos paralelos a dicho eje. Por eso determinamos la birrefringencia máxima en los cortes ó planos que contienen el ó los ejes ópticos (uniáxicos ó biáxicos).

c) Espesor del cristal. Dos granos de un mismo mineral que difieran en su espesor tendrán diferentes colores de interferencia porque producen desiguales diferencias en la marcha de los rayos, de forma tal que el grano más grueso mostrará un color más elevado en el espectro que el grano más fino. Por eso las secciones delgadas se fabrican generalmente de un espesor constante e igual a 0.03mm.

8. Extinción. Ángulo de extinción.

La extinción no es más que el oscurecimiento total de un mineral anisotrópico entre nicols cruzados; girando la platina se presentará la extinción cuando las direcciones de vibración del cristal coincidan con las direcciones de vibración del polarizador y del analizador; en las demás posiciones se observan los colores de interferencia del mineral.

Si la extinción tiene lugar cuando una cara notable, ó línea de exfoliación ó un borde alargado del mineral es paralela a los hilos de la cruz filar se dice que la extinción es recta o paralela (figura 14 a); cuando la cara, borde alargado o línea de exfoliación forma un ángulo oblicuo con los hilos de la cruz decimos entonces que la extinción es inclinada u oblicua (figura 14 b). En este caso medimos el ángulo de extinción.

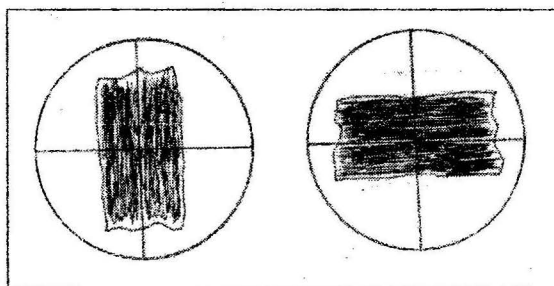


Fig. 14a -Extinción recta o paralela
Ángulo de extinción = 0°

El ángulo de extinción es el ángulo que existe entre una determinada dirección morfológica del cristal (frecuentemente el eje c) y las direcciones vibración que coinciden con los hilos de la cruz filar.

¿Cómo se determina el valor del ángulo de extinción? (figura 15).

a) Se busca un grano mineral donde se observe una dirección cristalográfica bien desarrollada.

b) Se coloca esa dirección cristalográfica coincidiendo con uno de los hilos de la cruz y se anota la lectura.

c) Se gira la platina hacia la posición más próxima donde ocurra la extinción y se toma la nueva lectura que marca la platina.

d) La diferencia entre ambas lecturas, nos dará el valor del ángulo de extinción del mineral.

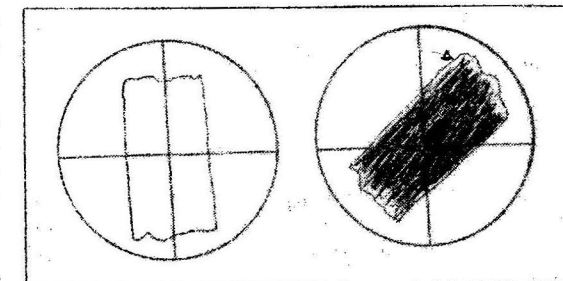


Fig. 14b -Extinción inclinada u oblicua

Otro tipo de extinción es la simétrica en este caso las direcciones de vibración tienen una posición simétrica con respecto al contorno del cristal, es muy común, por ejemplo, en carbonatos.

Decimos que un mineral tiene extinción zonal cuando el mismo se oscurece paulatinamente del centro hacia la periferia, es común en las plagioclasas.

Este fenómeno de zonación es producto de variaciones físico-químicas ocurridas durante el proceso de formación del mineral.

9. Elongación.

Se llama signo de Elongación a la relación entre los índices de refracción y la longitud mayor de un cristal. La elongación se mide en aquellos mineral que posean un desarrollo cristalográfico mayor en una dirección que en las otras, o sea que se presenta comúnmente en cristales prismáticos, columnares, aciculares, etc. Se dice que un cristal tiene elongación POSITIVA (figura 16 a) cuando

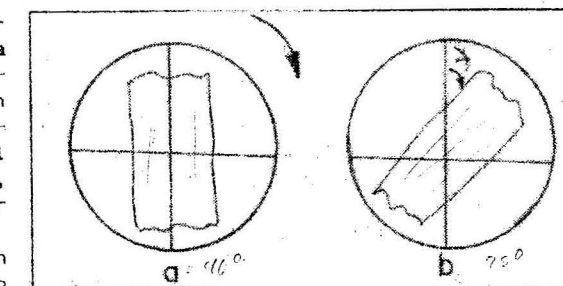


Fig. 15 -Determinación del ángulo de extinción.

Lectura en a = 40°

Lectura en b = 25°

$\theta = 40^\circ - 25^\circ = 15^\circ$

orientando su eje mayor en posición NE - SW, al introducir la lámina de yeso (ó cuña de cuarzo) se produce un aumento de los colores de interferencia (birrefringencia). Si en la misma posición anterior la birrefringencia disminuye al introducir los compensadores, la elongación es **NEGATIVA** (figura 16 b).

Entonces podemos decir que la elongación positiva significa que el índice de refracción mayor coincide (o forma un ángulo menor de 45°) con el alargamiento del cristal, mientras que en la elongación negativa es el índice menor al que corresponde la longitud mayor.

Para determinar el signo de la elongación se usa la llamada regla de compensación la cual se expresa de la siguiente manera: si al introducir la cuña de cuarzo ó la lámina de yeso aumentan los colores de interferencia del cristal, la sección tiene un índice mayor en el sentido NE-SW, decimos que los ejes del igual nombre (del compensador y del mineral) coinciden. Si en esta posición se produce una disminución de los colores de interferencia la sección tiene su índice mayor en posición NW-SE y los ejes de igual nombre no coinciden o están cruzados (ver figuras 16 a y b).

La figura 17 muestra el esquema de un compensador (lámina de yeso). La placa de yeso está montada en un sosten metálico de manera que el eje np es paralelo a la dimensión más larga del sosten y ng es paralela a la dirección corta del compensador. El compensador produce un color de interferencia rojo de primer orden.

ng yeso = 1,529 (rayo lento)
np yeso = 1,520 (rayo rápido)

A continuación mostramos un ejemplo.

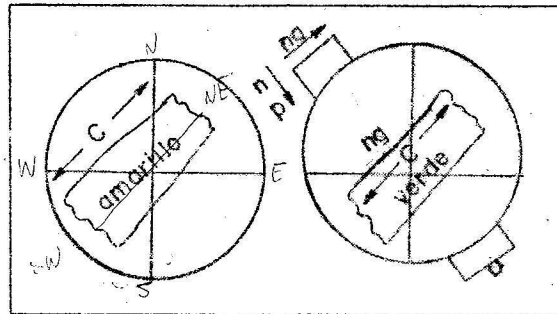


Fig. 16a -Elongación positiva c:ng
Aumentan los colores de interferencia.

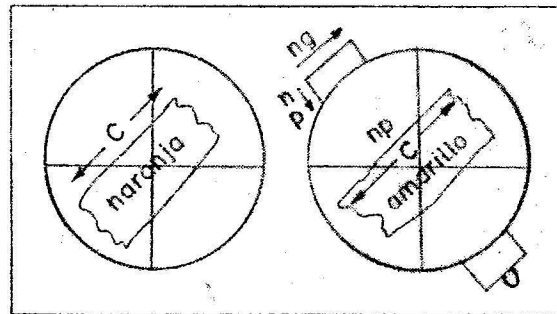


Fig. 16b -Elongación Negativa c:np
Disminuyen los colores de interferencia.

Para el mineral tremolita
ng = 1,625 y np = 1,600

Birrefringencia =
ng - np = 1,625 - 1,600
= 0,025

El yeso presenta
ng = 1,529 y np = 1,520
Birrefringencia = 1,529 - 1,520
= 0,009

Supongamos que los ejes de un mismo nombre coinciden en el mineral y el compensador:

ng del yeso + ng tremolita = 3,154
np del yeso + np tremolita = 3,120

Birrefringencia = ng - np = 0,034

O sea, la birrefringencia de la tremolita aumento de 0,025 a 0,034, la elongación tiene signo positivo y el eje cristalográfico (c) coincide con ng.

2.1.2 Observaciones con la luz convergente (conoscopia).

Las observaciones con la luz convergente nos permiten determinar si el mineral anisótropo es uniaxial ó biaxial (clase óptica) además el signo óptico (positivo o negativo) y el ángulo 2v para minerales biaxiales. La convergencia de los rayos se efectúa por la inserción del condensador de subplatina ó lente de lazo, además hay que colocar en el microscopio un objetivo de aumento grande ó intercalar en el tubo del microscopio la lente de Bertrand Amice. Estas figuras se pueden observar también eliminando la lente y el ocular pero de tamaño más pequeño. De esta manera podemos obtener la figura de interferencia (F.I) que no son más que la representación óptica del mineral y cuyas características permiten reconocer la orientación, la clase óptica y el signo del mineral. Las F.I consisten en bandas negras ó isogiras y curvas coloreadas, las isogiras pueden o no cambiar de posición al girar la platina y las curvas coloreadas se distribuyen simétricamente alrededor de las isogiras.

Figuras de interferencias en los minerales uniaxiales.

Los minerales uniaxiales producen distintas F.I de acuerdo a la orientación que presenta el cristal, así tenemos:

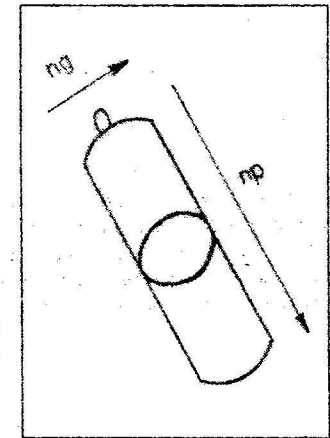


Fig. 17 -Compensador Rojo I

1. F.I cuando el corte del cristal es perpendicular al eje óptico (e.o)
2. F.I paralelas al e.o
3. F.I oblicuo respecto al e.o

En primer caso la F.I está representada por una cruz negra (cruz de malta), los brazos o barras se denominan isogiras. Esta cruz no desaparece ni se descompone al girar la platina. Si el mineral tiene baja birrefringencia no se forman curvas coloreadas, si tiene birrefringencia alta pueden formarse (figuras 18 a y b).

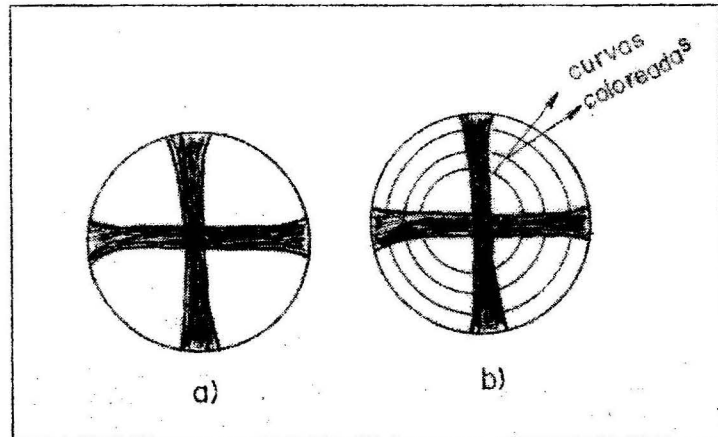


Fig. 18 - Figuras de interferencia de un cristal uniáxico.
(perpendicular al eje óptico)
a- Baja birrefringencia.
b- Alta birrefringencia.

En el segundo caso la F.I será una cruz que al girar la platina se descompone en dos ramas ó hipérbolas que aparecen y desaparecen del campo visual (figura 19).

En el tercer caso la figura está representada por una cruz pero ligeramente decentrada respecto a los hilos del retículo (figura 20 a).

Si el corte es muy inclinado respecto al eje óptico la figura de interferencia estará representada por una sola barra ó brazo de la cruz que se desplaza por el campo visual al girar la platina (figura 20 b)

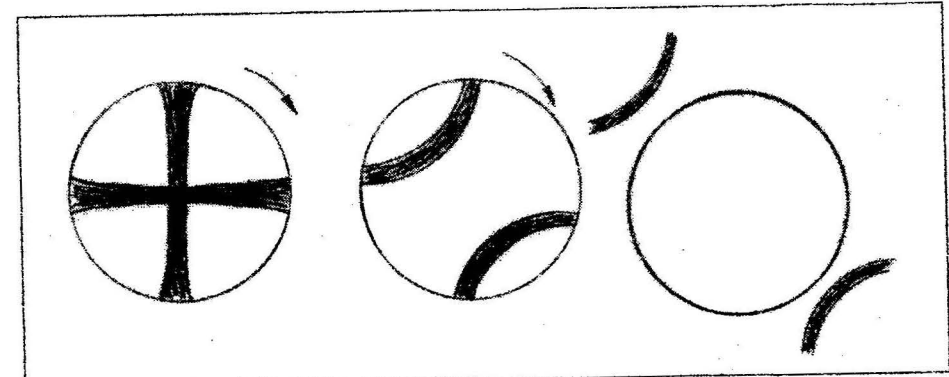


Fig. 19 - Figuras de interferencia de un cristal uniáxico.
(paralelo al eje óptico.)

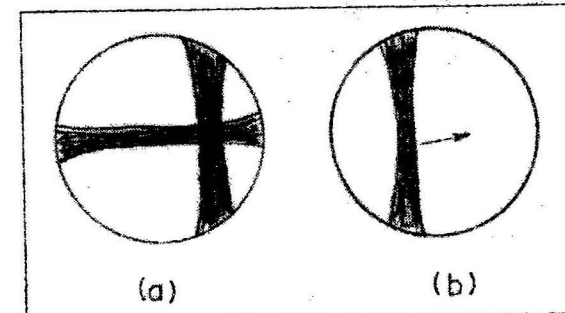


Fig. 20 - Figuras de interferencia de un cristal uniáxico
inclinado respecto al eje óptico.
a- Inclinado respecto al e.o.
b- Muy inclinado respecto al e.o.

Determinación del signo óptico en los minerales uniáxicos.

Para determinar si el mineral uniáxico es positivo ó negativo, nos auxiliamos de la figura de interferencia, una vez obtenida esta, colocamos el compensador de yeso Rojo I y observamos la disposición de los colores azul y amarillo en los diferentes cuadrantes. Los diferentes casos que se pueden presentar se relacionan en las figuras 21a, 21b, 21c y 21d respectivamente.

Figuras de interferencias en los minerales biáxicos.

Al igual que los minerales uniáxicos estos minerales producen diferentes F.I en dependencia de la orientación del cristal, así tenemos:

1. Figura de interferencia según corte perpendicular a la bisectriz aguda.
2. Figuras de interferencia según un corte perpendicular a la bisectriz obtusa.
3. Figura de interferencia perpendicular a uno de los ejes ópticos.

En el primer caso la Figura de Interferencia está representada por una cruz negra la cual al girar la platina se descompone en dos hipérbolas que se sitúan a 45° respecto a los hilos de la cruz filar (figura 22).

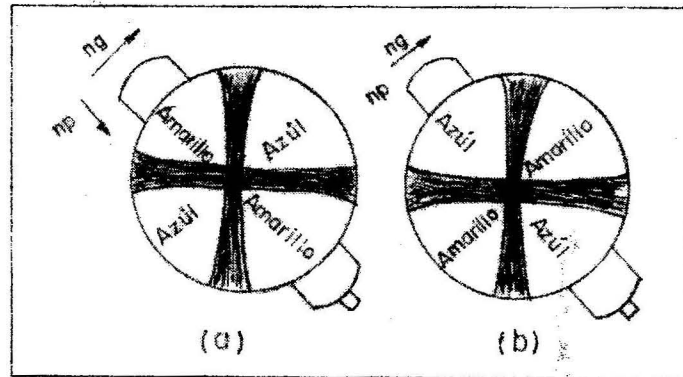


Fig. 21a, 21b -Signo ópticos en minerales uniaxiales. Cortes perpendiculares al eje óptico. a- Positivo; b- Negativo.

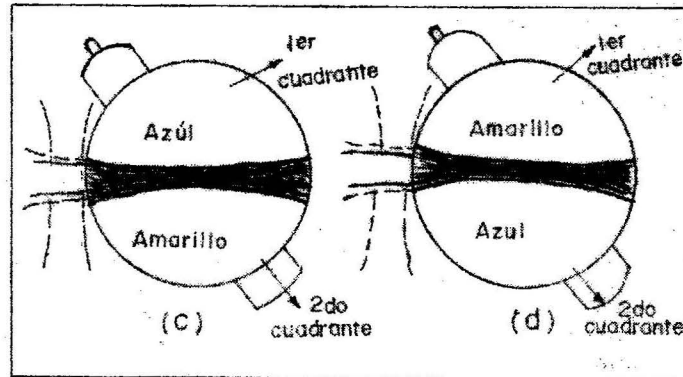


Fig. 21c, d -Signo óptico en minerales uniaxiales. Cortes muy inclinados al eje óptico. c- Positivo; d- Negativo.

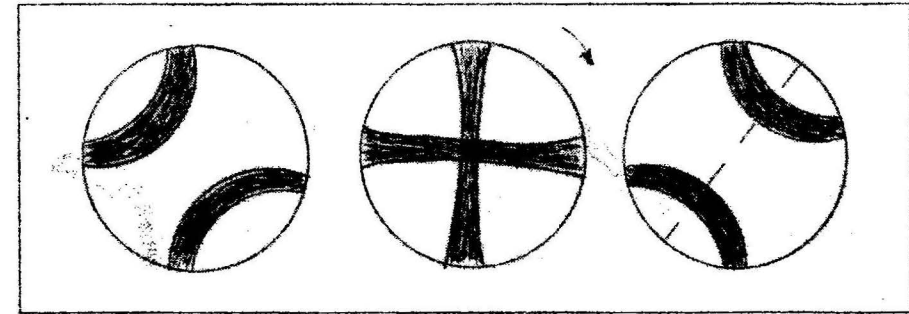


Fig. 22 -Figura de interferencia según un corte perpendicular a la Bisectriz aguda (mineral biaxial).

En el segundo caso también se observa la cruz negra pero al girar la platina se descompone en dos hipérbolas que desaparecen rápidamente al girar la platina (figura 23).

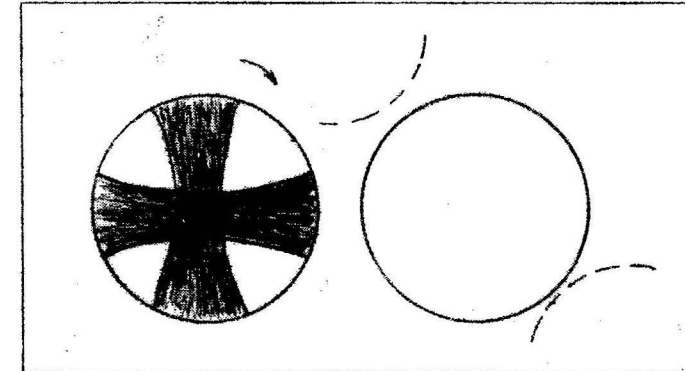


Fig. 23 -Figura de interferencia según un corte perpendicular a la bisectriz obtusa (mineral biaxial).

Cuando la sección ha sido cortada perpendicularmente a uno de los ejes ópticos, la F.I. estará representada por una sola hipérbola ó isogira, la cual durante un giro completo de la platina ocupa diferentes posiciones pero siempre se sitúa a 45° de los hilos de retículo (Figura 24).

Determinación del signo óptico en los minerales biaxiales.

Una vez de determinada la figura de interferencia se introduce el compensador Rojo I. y se observa la aparición de los colores amarillo y azul en los diferentes cuadrantes (figura 25 a, b, c, d).

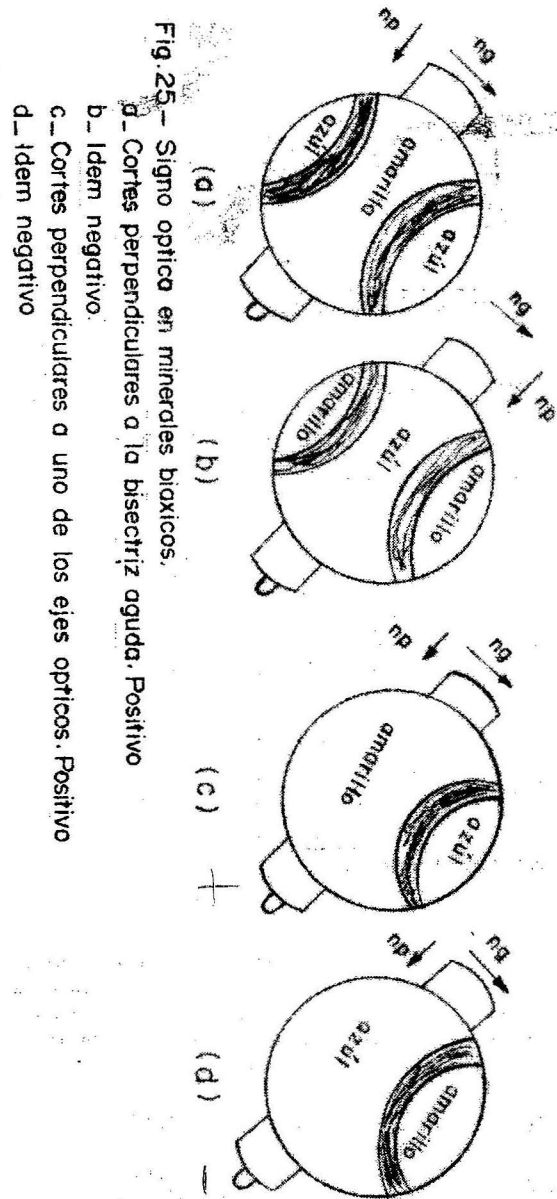
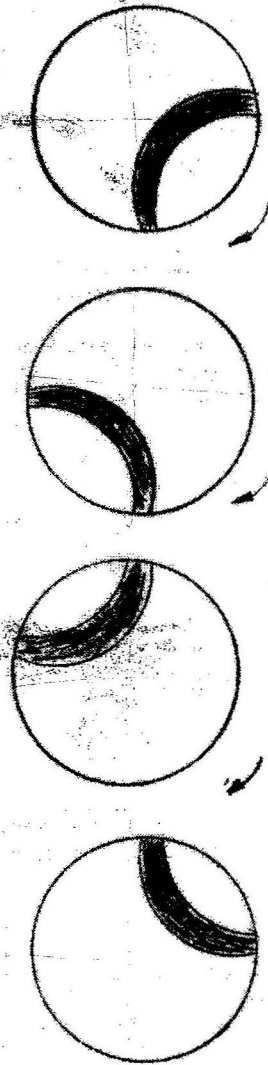


Fig. 24 - Figura de interferencia según un corte perpendicular a uno de los ejes ópticos (Mineral biáxico).



Determinación del ángulo $2V$

Es posible estimar el valor del ángulo $2V$, a partir de la curvatura de las isogiras obtenidas en las figuras de interferencia, es un valor subjetivo, relativo y depende del ojo del observador.

Si la isogira permanece como una rama recta $2V = 90^\circ$, cuando las ramas de las isogiras forman un ángulo de 90° entonces $2V = 0^\circ$.

Las curvaturas intermedias nos dan los valores de distintos ángulos $2V$ (figura 26).

"A mayor curvatura menor ángulo $2V$ "

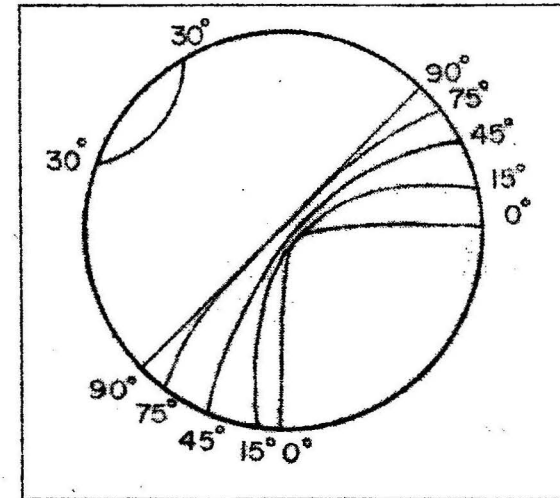


Fig. 26 - Ángulo $2V$ en minerales biáxicos.

Por último queremos significar que el fenómeno de formación de las figuras de interferencias tiene por supuesto su base física pero la misma no la estudiaremos aquí.

BIBLIOGRAFIA

1. P.F Kerr - Mineralogía óptica, Editorial Pueblo y Educación 1984.
2. Notas de las Conferencias de la Asignatura Petrología I. 1991
3. Segura R - Cristalóptica, teórico-práctica

Editado e impreso en el
Instituto Superior Minero Metalúrgico
Tirada: 60 ejemplares
Hoa, 31 de octubre de 1992