

INTRODUCCIÓN A LA MINERALOGÍA

Conceptos Básicos

Una estantería de metal, los cristales de una ventana, sílice necesaria para construir la fibra óptica, el material para la fabricación de los ladrillos cerámicos o de los artefactos de un baño, la mina de un lápiz, los materiales con que se construye la delicada tecnología de un televisor, de un Smartphone o de una computadora, etc., etc., etc....

¿De dónde se saca toda la materia prima para la construcción de la inmensa mayoría de los elementos que se utilizan diariamente por casi todas las personas de la Tierra? La respuesta es simple: de las rocas y de los minerales.

La mayor parte de nosotros está familiarizada con los minerales y rocas, dado que estos se encuentran naturalmente en lugares que visitamos con frecuencia. Sin embargo, no todos tenemos claro qué es la mineralogía, o cuál es la definición de mineral. La mineralogía es el estudio de las sustancias cristalinas que se encuentran en la naturaleza, es decir, los minerales.

La definición de qué es un mineral es algo más compleja, pero puede sintetizarse de la siguiente forma: *un mineral es una sustancia sólida e inorgánica de origen natural, con una estructura cristalina específica y ordenada, y una composición química característica*. Aunque algunos términos de esta definición, como sólido o inorgánico, se pueden interpretar sin mayor problema, si la analizamos detalladamente podremos comprenderla mejor:

1-Que esta es inorgánica. Si bien el término habla por sí solo, vale aclarar que se pueden incluir dentro de la definición de mineral algunas sustancias que son cristalizadas a partir de materiales generados orgánicamente, como el caso de calizas generadas a partir del carbonato cálcico presente en las conchas de moluscos, que predominantemente es Aragonito (CaCO_3) idéntico al que se forma por procesos inorgánicos. Existen otros casos, como el ópalo (forma amorfa del SiO_2), la magnetita (Fe_3O_4), la pirita (FeS_2), la apatita ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH})$); principal constituyente de huesos y dientes) entre muchos otros, que pueden ser precipitados por organismos, aunque su clasificación es algo más controvertida y por lo general no se consideran minerales en el sentido estricto.

2-Cuando se menciona de origen natural, se pretende distinguir entre sustancias formadas naturalmente de aquellas formadas sintéticamente en un laboratorio. Estas últimas pueden considerarse “equivalentes sintéticos” de los minerales originados naturalmente; es el caso del óxido de zirconio o algunos diamantes, entre otros.

3-Cuando se menciona que se tiene una estructura cristalina específica y ordenada, se hace referencia a que es una sustancia sólida que no puede dividirse físicamente en simples componentes químicos. El agua líquida o el mercurio, que carecen de un ordenamiento interno, no cumplen con este requisito y son por lo general no considerados minerales.

4-Una composición química característica hace referencia a que el mineral puede expresarse mediante una fórmula química específica, aunque esta última puede variar (en algunos casos) dentro de ciertos límites.

Aquellas sustancias que no cumplen con alguno de estos requisitos, de las que ya hemos dado algunos ejemplos, suelen denominarse mineraloides.

Clasificación de los minerales

La clasificación de minerales propuesta por J. D. Dana a mitad del siglo XIX, divide a los minerales en clases, en función de sus aniones o grupos de aniones predominantes. La clasificación se basa en que los minerales con el mismo no metal (anión o grupo aniónico) tienen propiedades químicas similares, y se parecen entre sí mucho más que aquellos que tienen en común el metal. La clasificación de Strunz, basada en la clásica de J. D. Dana, propone las siguientes clases o grupos principales:

I-Elementos nativos: son los elementos que aparecen sin combinarse con los átomos de otros elementos, como por ejemplo oro (Au), plata (Ag), cobre (Cu), azufre (S), diamante (C).

II-Sulfuros y sulfosales: son el producto de combinaciones con azufre, sin oxígeno, por ejemplo pirita (FeS_2). Se incluyen aquí los arseniuros (As), telururos (Te), seleniuros (Se) y antimoniuros (Sb), más raros.

III-Haluros: Los aniones más característicos son F, Cl, Br, I, que están combinados con cationes relativamente grandes de poca valencia, por ejemplo, halita (NaCl), fluorita (CaF_2).

IV-Óxidos e Hidróxidos: Los óxidos son compuestos de metales con oxígeno como anión. Por ejemplo, cuprita (Cu_2O), corindón (Al_2O_3), hematita (Fe_2O_3), magnetita (Fe_3O_4). Los hidróxidos están caracterizados por iones de hidróxido (OH^-) y/o moléculas de H_2O , p.ej. goethita $\text{FeO}(\text{OH})$.

V-Carbonatos y nitratos: En los carbonatos el anión es el radical carbonato (CO_3)²⁻, por ejemplo calcita (CaCO_3), dolomita [$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$]. En los nitratos el anión es (NO_3)²⁻.

VI-Sulfatos, Wolframatos, Molibdatos, Cromatos y Boratos: En los sulfatos, subgrupo más difundido, el anión es el grupo (SO_4)²⁻; p.ej. barita (BaSO_4), en el yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$).

VII-Fosfatos, Arseniatos y Vanadatos: En los fosfatos el complejo aniónico (PO_4)³⁻ es el complejo principal, como en la apatita $\text{Ca}_5[(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})/\text{PO}_4]_3$.

VIII-Silicatos: Es el grupo más abundante de los minerales formadores de rocas donde el anión está formado por grupos silicatos del tipo (SiO_4)⁴⁻, dentro del cual el componente básico es el tetraedro silicio-oxígeno. Esta estructura se compone de cuatro iones de oxígeno que rodean a un ion de silicio.

IX-Sales de ácidos orgánicos: combinaciones con los iones oxalato (C_2O_4)²⁻, C, N, etc, por ejemplo la whewellita $\text{Ca}(\text{C}_2\text{O}_4) \cdot \text{H}_2\text{O}$.

En cada una de estas clases, definidas según criterios químicos, se establecieron posteriormente subdivisiones basadas predominantemente en la estructura cristalina de cada mineral. Tal es el caso de las divisiones dentro de la clase de los silicatos (ver tabla más adelante), que están basadas en criterios cristalográficos: A partir de la estructura básica (SiO_4)⁴⁻ negativa se forman cadenas simples, dobles o laminares que se combinan con iones positivos para dar estructuras químicamente estables. Los iones positivos que se pueden "acomodar" en sitios de enlaces determinados son el Al^{+3} , Fe^{+3} , Mg^{+2} , Fe^{+2} , Na^{+1} , Ca^{+2} y K^{+1} .

Cada uno de estos iones tiene un tamaño atómico determinado y una carga particular, por lo que es común que iones que tienen radios iónicos similares se sustituyan entre sí. Debido a esto, algunos silicatos tienen una posible variación en la composición, como por ejemplo el olivino

[(Mg,Fe)₂SiO₄], que en su estructura puede contener Fe en un extremo de la serie, o Mg en el otro extremo. El Fe y el Mg tienen radios atómicos similares, por eso puede ocurrir este tipo de sustitución.

Reconocimiento macroscópico

El reconocimiento macroscópico de un mineral consiste en la determinación de sus propiedades físicas (p. ej. brillo, color, raya, hábito, peso específico, dureza, etc.) por métodos estrictamente visuales o mediante sencillas manipulaciones. En general, para la correcta caracterización de un mineral, suele ser necesario el empleo de técnicas de identificación mineral más específicas, como el análisis de sus propiedades ópticas utilizando el microscopio petrográfico, la difracción de rayos X (que permite conocer su estructura cristalina) o la fluorescencia de rayos X (que permite conocer su composición química), entre otras aún más sofisticadas.

El proceso de reconocimiento macroscópico de minerales se basa en la determinación de una serie de propiedades de los mismos:

1-Color; 2-Brillo; 3-Densidad; 4-Dureza; 5-Raya; 6-Exfoliación, fractura y maleabilidad; 7-Otras propiedades

Hay que resaltar que las propiedades físicas de los minerales pueden ser escalares o vectoriales. Es decir, algunas de ellas pueden variar en función de la dirección en que se realice la observación. Son propiedades vectoriales, por ejemplo, el brillo, la dureza o la exfoliación, mientras que las escalares son el sabor, la densidad o el punto de fusión.

Existen otras propiedades de los minerales relacionadas con su forma de crecimiento y que son de fácil identificación. Por consiguiente, estas otras propiedades también nos pueden ayudar a reconocer minerales. Entre ellas se encuentran:

8-El hábito y 9-La morfología del agregado.

1- Color

Aunque el color es una característica obvia en un mineral, a menudo es una propiedad de diagnóstico poco fiable, ya que una misma especie mineral, sin variar su fórmula específica, puede presentar diferentes tonalidades y colores. Los cambios de coloración se pueden asociar, entre otros, con los siguientes fenómenos:

a) Presencia de elementos “cromóforos” como el Ti, Fe, Mn, Co, Cr, V, Cu, Ni; por ejemplo, el Fe en berilo y turmalina puede darles una tonalidad azulada o verdosa.

b) Presencia de defectos en la estructura cristalina de un mineral, que por lo general está asociado a la incorporación de un metal; por ejemplo, cuarzo amatista (producto de defectos + incorporación de Fe), cuarzo ahumado (producto de defectos + incorporación de Al).

c) Presencia de impurezas albergadas en el interior del mineral (p. ej. el yeso que en sí es incoloro adquiere a menudo un color marrón debido a las impregnaciones de pequeñas cantidades de FeO y Fe₂O₃, o la halita que es también incolora pero a menudo adquiere una tonalidad amarilla debido a las inclusiones de arcillas).

d) Sustitución de algunos cationes propios de la especie mineral por otros (p. ej. la serie de la enstatita - ferrosilita (piroxenos), donde las sustituciones de Mg por Fe, producen un cambio de coloración desde el blanco grisáceo al verde negruzco), o con la presencia de pequeñas inclusiones de una especie mineral dentro de otra (p. ej. el cuarzo "ojo de gato" que contiene en su interior fibras de amianto).

e) Con la existencia de alteraciones debidas generalmente a la meteorización, que modifican la capa exterior o la totalidad del mineral (p. ej. la capa de óxidos de Fe que puede recubrir los cristales de pirita o la transformación de los feldespatos en caolines).

A los minerales que pueden exhibir una variedad o gama de colores se les denomina alocromáticos o que poseen una coloración exótica. Por ejemplo, el cuarzo puede contener diferentes inclusiones y elementos cromóforos que le confieren diferentes tonalidades: si es incoloro se le denomina cristal de roca, amatista si es violeta o púrpura, cuarzo citrino si es amarillo, cuarzo rosado si tiene un tono rosa y si es gris o negro se le denomina cuarzo ahumado.

No obstante, existen minerales cuyo color es constante e inherente con sus componentes químicos, y por lo tanto, tienen un color característico e invariante ante las posibles impurezas que pueda contener. A estos minerales se les denomina idiocromáticos o que tienen una coloración inherente. Por ejemplo: la malaquita, $\text{Cu}_2\text{CO}_3(\text{OH})_2$, siempre es verde; la azurita, $\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$, siempre es de color azul; o el azufre, S, siempre es amarillo.

2- Dureza

La dureza es la resistencia que ofrece la superficie lisa de un mineral a ser pulido, rayado, perforado, por un material de ensayo determinado. La dureza es, en general, función de la estructura cristalina de la superficie y del tipo de enlaces químicos presentes.

La dureza de un mineral se estima mediante la escala de Mohs, que es una escala no lineal que refleja el orden de dureza entre varios minerales en función de si son rayados o rayan a minerales situados en grados consecutivos de esta escala:

1	<u>TALCO</u>	
2	<u>YESO</u>	
		← UÑA
3	<u>CALCITA</u>	
		← CLAVO DE HIERRO
4	<u>FLUORITA</u>	
5	<u>APATITA</u>	
		← CORTAPLUMAS
6	<u>ORTOCLASA</u>	
		← CRISTAL O PUNZÓN DE ACERO
7	<u>CUARZO</u>	
8	<u>TOPACIO</u>	
9	<u>CORINDÓN</u>	
10	<u>DIAMANTE</u>	

Para identificar a muchos minerales podemos agrupar los “ordenes de dureza” de los minerales en:

- muy blandos (de 1 a 2 en la escala de Mohs), cuando el mineral se raya con la uña, tizna el papel o los dedos.
- blando (3), cuando se raya con un clavo de hierro.
- semiduro (4 a 5), cuando se raya con el cortaplumas.
- duro (6), cuando se raya con el cristal o con un punzón de acero
- muy duro (de 7 a 10), cuando el mineral raya el cristal (el vidrio).

Hay que resaltar que la dureza es una propiedad vectorial, y por lo tanto varía en función de la dirección en que se mida sobre una superficie, y también en función de la orientación cristalográfica de la sección en que se mida. Por consiguiente, un mismo mineral puede presentar diferentes grados de dureza (p. ej. el disteno o la calcita).

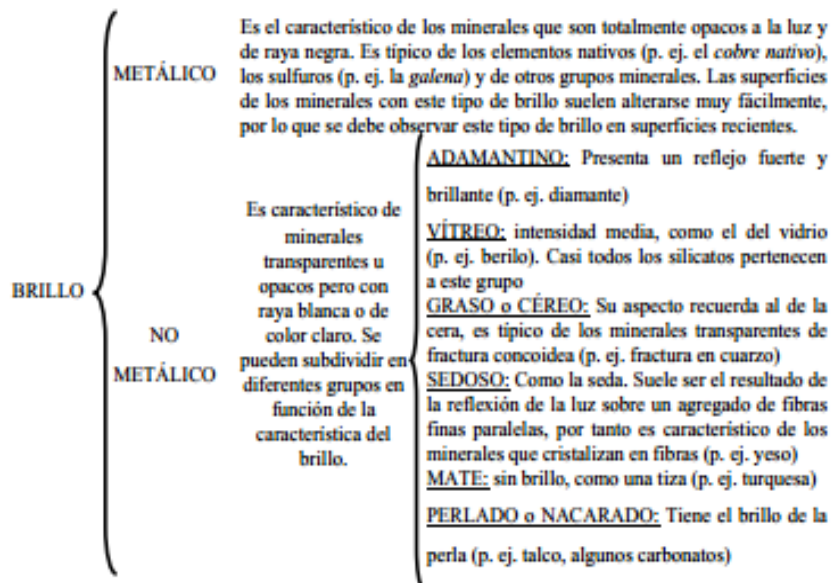
3- Brillo

El brillo es el resultado de procesos de reflexión y refracción de la luz en la en la superficie de un mineral. En general, el brillo es función del índice de refracción de la superficie, del grado de

absorción de la luz incidente y de otros factores tales como las características concretas de la superficie observada (p. ej. grado de lisura y pulimento).

En general podemos definir el brillo como una relación entre la cantidad de luz que incide en la superficie del mineral y la cantidad de luz que se refleja. Debe observarse en una superficie no alterada y puede variar según la orientación cristalográfica de la superficie que se observe. Además, también puede variar en función de la textura del mineral o del tamaño de grano. Por lo tanto, es una propiedad que debe analizarse con cierto cuidado y en ejemplares adecuados.

Existen dos grandes clases de brillos; metálico y no metálico.



A veces, la separación entre el brillo metálico y no metálico no está bien definida, entonces se establece una categoría intermedia denominada brillo submetálico (p. ej. el grafito).

4- Color de la raya

Es el color del polvo del mineral. Puede o no coincidir con el color del mineral sin pulverizar. Se obtiene de rozar a éste contra una placa blanca de porcelana sin vitrificar. Las partículas desprendidas presentan el color genuino del mineral, ya que quedan eliminados los efectos ópticos secundarios que actúan en la capa superficial del mineral pudiendo variar su propio color. Aunque el método correcto para determinar la raya de un mineral es a través de la placa de porcelana, también se puede realizar esta determinación, de una manera aproximada, rayando la superficie del mineral con un punzón de acero. La raya es un buen método para diferenciar a los minerales con brillo metálico, que en general tienen una raya densa y oscura, de aquellos no metálicos. Los elementos nativos (Au, Cu, Ag), la mayoría de los sulfuros, y algunos óxidos, presentan un color de raya intenso y definido, siendo este un buen método de reconocimiento para estas especies. Particularmente en el caso de los óxidos, la raya permite diferenciar hematita (raya rojiza), magnetita (raya negruzca) y goethita (raya parduzca). La mayoría de óxidos no metálicos, cloruros, fluoruros, carbonatos, sulfatos, fosfatos y algunos silicatos presentan raya blanca.

Debido a que la placa de porcelana tiene una dureza aproximada de 7 en la escala de Mohs, este método no se puede emplear con minerales de dureza superior a la de la porcelana, es decir, con la mayoría de los silicatos.

5- Densidad

Es la relación entre masa y volumen de un mineral (Densidad = masa / volumen). Si esta densidad se expresa en relación con la densidad del agua, se la denomina peso específico, que representa el cociente entre el peso de un mineral y el peso de un volumen equivalente de agua. Por ejemplo, si un mineral pesa tres veces un volumen equivalente de agua, su peso específico es 3.

Las densidades de las especies minerales más características pueden variar entre 1,6 gr/cm³ (carnalita) y 21,5 gr/cm³ (platino nativo). Los minerales más comunes, tienen un peso específico que varía entre 2,5 y 3 gr/cm³. Algunos minerales metálicos tienen un peso específico, dos o tres veces superior al de los minerales más comunes. Por ejemplo, la galena (PbS) tiene un peso específico de 7,5 gr/cm³, mientras que el del oro es aproximadamente de 19,3 gr/cm³.

Por tanto, la determinación de densidad puede servirnos para reconocer algunas especies, principalmente los minerales metálicos. Se considera que un mineral es ligero cuando el peso específico es < 2, normal cuando está entre 2 y 4 y pesado cuando es > 4.

6- Exfoliación, Fractura y Maleabilidad

Cuando un mineral sufre un golpe o una fuerte presión, se puede comportar de diversas formas como consecuencia de la cohesión entre sus elementos reticulares y de su estructura.

Los minerales frente a la presión instantánea se comportan, fundamentalmente, de tres maneras:

- * Se amolda al golpe aplastándose, se dice entonces que el mineral es maleable. Este fenómeno se produce fundamentalmente en los minerales donde predominan los enlaces metálicos, por consiguiente, es propia de los metales nativos, como el oro, el cobre, el platino, la plata, etc.
- * Se parte según uno o varios planos preferentes, se dice entonces que el mineral es exfoliable
- * Se parte en secciones irregulares, se dice entonces que el mineral es facturable

Exfoliación (o clivaje)

En la red de un mineral existen algunos planos entre los que hay enlaces más débiles. La exfoliación es la tendencia de un mineral a romperse a lo largo de estos planos con enlaces débiles. No todos los minerales tienen planos de exfoliación bien definidos, pero los que tienen esta característica pueden ser identificados por la orientación y características de las superficies lisas que se producen cuando la fuerza del golpe supera la cohesión interna del mineral y éste se rompe. Una posible clasificación para esta propiedad es la siguiente:

Muy perfecta: el cristal se divide en placas finísimas de superficie plana (p. ej. mica, yeso)

Perfecta: el cristal se parte en direcciones determinadas formando superficies planas, una cara irregular se obtiene muy raras veces (p. ej. galena, calcita)

Mediana o regular: por fragmentación se forman tanto caras planas como irregulares (p. ej. hornblenda, feldespato)

Imperfecta: las superficies planas son raras, la mayor parte de las veces se obtiene una superficie irregular (p. ej. apatita, berilo)

Sin exfoliación: no se obtienen superficies planas por cuando se rompe el cristal (p. ej. cuarzo)

El tipo más sencillo de exfoliación es el muy perfecto, exhibido, entre otros minerales, por los filossilicatos (filo = hoja o lámina). La estructura de estos silicatos está formada por láminas bidimensionales continuas de tetraedros de SiO₄ que comparten tres de sus vértices.

Todos los vértices libres de los tetraedros quedan dirigidos en un mismo sentido (lo que implica una carga residual negativa) (Si₄O₁₀)

4-. Cada estrato se une al siguiente mediante

cationes metálicos. La superficie no activa de las capas de tetraedros suele unirse a la estructura general mediante enlaces débiles, y es por estas zonas de enlaces débiles, por donde se produce la exfoliación preferente de estos minerales, dando lugar a la típica exfoliación en láminas que es propia de las micas (clorita, biotita, muscovita), de las arcillas, del grafito, etc.

clorita: (Fe²⁺, Mg, Fe³⁺, AlVI) (Si₃ Al)O₁₀ (OH, O)₈

biotita: K(Mg, Fe²⁺)₃ (Al, Fe³⁺)Si₃O₁₀ (OH, F)₂

muscovita: KAl₂(SiAl)O₁₀(OH, F)₂

Minerales como estos presentan un sólo plano de exfoliación, pero por razón de las relaciones de simetría hay minerales que pueden tener dos o tres planos p. ej. la galena, halita, fluorita, calcita. En estos casos, la exfoliación se define por el número de planos con diferente orientación y los ángulos a los cuales estos planos se producen. Es muy importante no confundir exfoliación con forma cristalina (ver más abajo).

Fractura

Por fractura de un mineral se entiende la manera que tiene de romperse cuando no se exfolia. Es decir, cuando el mineral se rompe sin seguir planos preferentes de rotura. Hay que tener en cuenta que un mismo mineral puede tener tanto fractura como exfoliación. Los diferentes tipos de fractura reciben nombres como:

-Concoide: cuando la fractura tiene superficies lisas y suaves, como la cara interior de un bivalvo. Es típica del vidrio y del cuarzo.

-Fibrosa o astillosa: cuando el mineral se rompe según astillas o fibras.

-Ganchuda: cuando el mineral se rompe según una superficie irregular, dentada, con filos puntiagudos, con forma de dientes de sierra.

-Desigual o irregular: cuando el mineral se rompe según superficies bastas e irregulares.

7- Otras propiedades de los minerales

Además de las principales propiedades descritas anteriormente, existe un conjunto de propiedades físicas, que no todas están presentes siempre en todos los minerales, que también sirven para la identificación de estos. Entre estas figuran:

Sabor y tacto

Es el resultado de la disolución de algunos minerales muy solubles con la saliva. Por miedo de este sistema se pueden reconocer algunos halogenuros (p. ej. la halita, silvina, carnalita) y sulfatos entre otros minerales. Algunos minerales tienen un tacto untoso que los hace fácilmente reconocibles mediante el tacto. Este es, por ejemplo, el caso del talco.

Magnetismo

Existen dos minerales, la magnetita y la pirrotina, que son atraídos por un imán común, por lo que pueden ser identificados fácilmente de esta forma.

Luminiscencia

Numerosos minerales emiten energía luminosa mientras el mineral está siendo excitado (fluorescencia), mientras que otros continúan emitiendo energía un cierto tiempo después de que termine la excitación (fosforescencia). Existen muchos tipos de radiación que producen la excitación en un mineral: luz ultravioleta, luz ordinaria (fotoluminiscencia), rayos-x (cátodo luminiscencia), mediante el calor (termo luminiscencia), mediante fricción (triboluminiscencia), etc.

8- Hábito y forma cristalina

El término hábito se utiliza para designar las formas generales que adquiere un mineral. El hábito se encuentra condicionado por factores externos, como por ejemplo la temperatura, la presión del sistema en el que se ha desarrollado, por lo que un mineral puede presentar diferentes hábitos. Es importante distinguir el hábito de la forma cristalina, ya que ésta última se encuentra relacionada únicamente con la composición y la estructura y hace referencia al grupo de caras cristalinas que tienen relación estricta con los elementos de simetría de un mineral y por lo tanto una forma geométrica ideal (eg. Prisma dihexagonal, bipirámide trigonal, trioctaedro) en la que los cristales se presentan muy pocas veces.

Entre los hábitos más comunes pueden mencionarse (marcados con asterisco los más comunes en los minerales que veremos en el práctico):

Cristales en los que una dimensión es mucho más corta que las otras dos:

- Tabulares, laminares u hojosos*: Con aspecto de tablillas, láminas u hojas: micas (moscovita, biotita).

Cristales en los que una dimensión es mucho más larga que las otras dos:

- Aciculares: Largos y delgados, como agujas: natrolita o millerita.
- Capilares: Hebras finas como cabellos: crisotilo.

- Filiformes: Como alambres, a veces retorcidos: plata.
- Bipiramidales*: Con forma de bipirámide: cuarzo
- Prismáticos*: Con forma de prismas: berilo, turmalina.

Cristales en los que las tres dimensiones son casi iguales:

- Cúbicos o romboédricos*: Con forma de cubos o romboedros: Halita, Calcita, Dolomita
- Octaédricos o dodecaédricos*: Con forma de esferas: fluorita, diamante, granate.

9- Morfología de los agregados

Aunque en general el término hábito se utiliza para definir el aspecto que presentan los cristales aislados, resulta útil mencionar las morfologías que presentan los agregados cristalinos y masas minerales, dado que los minerales frecuentemente se encuentran de esta manera.

Agregados cristalinos

Gruparemos bajo el término morfología de un agregado cristalino a la disposición externa que adopta una asociación de individuos de un mismo mineral. En muchos casos sin que los ejemplares individuales hayan desarrollado caras cristalinas. Los agregados o asociaciones de cristales, iguales o diferentes, más comunes son (marcados con asterisco los más comunes en los minerales que veremos en el práctico):

- Dendríticos: Como las ramas de un árbol (arborescente) o como los musgos (p. ej. pirolusita y oro).
- Reticulares: Cristales finos entrecruzados formando redes (p. ej. ciertas micas o antimonita).
- Radiales: Disposiciones alrededor de un punto central (p. ej. natrolita).
- Hojosos o foliados*: cuando los ejemplares de un mismo mineral forman un agregado con aspecto escamoso, formado por múltiples individuos planos de muy pequeño espesor. Es característico de las micas, grafito, yeso, etc.
- Rosetas*: cuando los cristales tabulares de un mismo mineral se disponen formando una roseta.
- Fibrosos*: cuando los ejemplares de un mismo mineral forman un agregado de cristales fibrosos muy delgados. Pueden disponerse entre sí paralelos o radiales. Es característico del yeso fibroso, los asbestos, la calcita (travertinos), anfíboles, etc.
- Drusas*: cuando el agregado de cristales recubre una superficie plana o convexa y los cristales se disponen perpendiculares a ésta.
- Geodas*: cuando una superficie cóncava está recubierta por agregados minerales en disposición radial que no cierra completamente la cavidad. Es característico, en algunos casos, del cuarzo y la calcita.

Masas de cristales

Este es el caso de agregados en los que los cristales individuales no pueden identificarse. Los más comunes son (marcados con asterisco los más comunes en los minerales que veremos en el práctico):

- **Macizas o terrosas***: cuando los ejemplares de un mismo mineral forman un agregado de individuos pequeños, irregulares y sin brillo. Es característico de algunos óxidos de hierro.
- **Granulares***: Masas formadas por pequeños granos de mineral. Si parecen terrones de azúcar se llaman sacaroides: yeso sacaroide.
- **Pátinas***: masas muy delgadas de un mineral cubriendo una superficie
- **Bandeadas***: El mineral aparece formado por bandas con diferente textura y color: cuarzo.
- **Botroidales***: Formas globulares o esferoidales agrupadas con el aspecto que presentan los racimos: cuarzo.
- **Reniformes o arriñonadas**: cuando los ejemplares de un mismo mineral forman un agregado con una superficie terminada en masas redondeadas con forma de riñón. Es característico del oligisto, pirolusita, calcedonia, ópalos, calcita (travertinos), malaquita, etc.
- **Estalactíticas**: Disposición en forma de cilindros o de conos: calcita.
- **Pisolíticas u oolíticas**: El mineral está formado por masas redondeadas, grandes o pequeñas: calcita.

INTRODUCCIÓN A LAS ROCAS

Las rocas de la Tierra

Las rocas son como "cajas negras" que graban en su interior una valiosa información sobre los procesos históricos de nuestro planeta. Una buena parte de la actividad de la Geología consiste en interrogar a las rocas para extraer de ellas la información necesaria y poder contar esta historia.

Existe una gran variedad de rocas, pero éstas pueden ser agrupadas en solo tres grandes grupos según su origen y su aspecto.

Las rocas varían en color, tamaño de sus cristales o granos y los tipos de minerales que la componen. Si observamos un corte de ruta de un terreno montañoso podremos ver, por ejemplo, cómo una roca de color gris claro y muy compacta, constituida principalmente por cristales visibles a simple vista de cuarzo y feldespatos, pasa bruscamente a otro tipo de roca, de color gris plateado, que presentan las características de aquellas rocas transformadas en las profundidades de la corteza, con cristales laminares de micas y granates. Por encima de las rocas anteriores podría verse un tercer tipo, de aspecto más friable, dispuesta en capas horizontales y de colores amarillentos con la apariencia de ser un agregado de granos de arena cementados entre sí y con restos fósiles de plantas. ¿Qué es lo que determina las diferentes apariencias de una roca?

Las distintas apariencias de las rocas están determinadas fundamentalmente por dos aspectos: uno es la mineralogía, es decir los diferentes componentes y la cantidad relativa de cada uno de ellos. El otro es la textura, o sea el tamaño y ordenamiento espacial de los componentes. Estos granos o cristales, que en la mayoría de las rocas son solo de algunos milímetros de diámetro, se los describe como gruesos cuando se los puede ver a simple vista o como finos si ello no es posible. Por otro lado, los granos minerales individuales tienen diferentes hábitos (en forma de agujas o escarbadiantes, como pequeños prismas, en forma de láminas, de esferas o de cubos, etc.) y se combinan entre sí para dar los patrones texturales.

Las combinaciones de mineralogía y texturas producen una gran variedad de rocas, y a su vez, el tipo de mineralogía y textura que tenga una roca en particular dependerá del proceso geológico que la originó (Figura 14).

	IGNEA	SEDIMENTARIA	METAMORFICA
Origen del material	Fusión de rocas en la corteza inferior y manto superior	Meteorización y erosión de rocas expuestas en superficie	Rocas sometidas a altas temperaturas y presiones en la corteza y el manto superior
Proceso formador de roca	Cristalización (solidificación del magma)	Deposición, enterramiento y litificación	Recristalización de nuevos minerales en estado sólido

Figura 14. Los minerales y las texturas de los tres grupos principales de rocas se forman en diferentes lugares de la Tierra y por diferentes procesos geológicos. Los geólogos utilizan las características de cada roca para determinar los procesos que ocurrieron durante su formación.

La roca gris clara de nuestro ejemplo hipotético, se denomina granito, el cual se forma por la cristalización del magma sin salir a la superficie. Su mineralogía y textura dependerán de la composición química de la roca que se fundió en el interior de la Tierra. Todas las rocas que derivan de la solidificación de un fundido son llamadas **ROCAS IGNEAS**.

La roca de color gris plateado es un esquisto, que se romperá en forma de lascas y contiene abundante mica intercalada con feldespato, cuarzo y granate. Esta se formó o transformó en el interior de la tierra por las presiones y temperaturas allí reinantes. Todas las rocas que se forman por transformación en estado sólido de una roca preexistente se las denomina **ROCAS METAMÓRFICAS**.

Por último, la capa de roca de color amarillento es una arenisca y se formó por la acumulación de partículas de tamaño arena quizás en una playa o en el fondo del mar, que luego fueron cubiertas por otros depósitos, compactándolas y cementándolas hasta formar una roca. Todas las rocas que se forman por la acumulación de partículas y granos derivados de la destrucción de otra, transportados por algún medio (agua o viento) y finalmente depositados, son denominadas **ROCAS SEDIMENTARIAS**.

Para poder “leer” en las rocas los procesos geológicos, debemos primero aprender a descifrar la clave en que está escrito el mensaje, tal como los arqueólogos debieron primero descifrar la “piedra rosetta” para poder leer posteriormente los jeroglíficos egipcios escritos en las rocas de sus tumbas y monumentos. El primer paso para encontrar estas claves es reconocer los varios tipos de rocas; el segundo será entender qué nos dicen éstas sobre las condiciones bajo las cuales se formaron. Con estas dos herramientas podremos entonces elaborar y proponer modelos geotectónicos que nos ayuden a comprender la evolución formacional de un sector determinado de la corteza terrestre.

La Petrología es la especialidad de la Geología que tiene a su cargo el estudio de las rocas. Entender adecuadamente los procesos que dan origen a los diferentes tipos de rocas es uno de los principales objetivos de todo estudio geológico, y esto no solo es útil para descifrar la evolución histórica de nuestro planeta, sino que además nos dan información sobre las posibilidades de reservas de combustibles fósiles o minerales en un área, de la utilidad o no de cierta roca para un determinado fin, o nos puede brindar información muy útil para su aplicación en problemas ambientales. Por ejemplo, saber que el petróleo se forma a partir de solo cierto tipo de rocas muy ricos en materiales orgánicos, nos permite hacer una exploración de nuevas reservas mucho más inteligentemente, al igual que la decisión de si un determinado lugar es apto o no para almacenar desechos nucleares, estará en función del tipo de roca.

Lo que sigue es una simplificación de como el geólogo interpreta los tres grandes grupos de rocas (ígneas, metamórficas y sedimentarias). Veremos que su apariencia, textura, mineralogía y composición química revela cómo y dónde se formó cada una y como a su vez podemos ligar estos procesos con la Tectónica de Placas.

Las tres grandes familias o grupos de rocas pueden ser vinculados mediante el denominado Ciclo de las rocas, una serie de procesos que convierte a cada uno de los tipos de roca en alguno de los otros dos.

El ciclo de las rocas

El denominado Ciclo de las Rocas (Figura 15), es una serie de procesos geológicos por los cuales uno de los tres grandes grupos de rocas se forma a partir de los otros dos. Este ciclo podría empezar con la generación de magma en el interior de la Tierra, donde las temperaturas y presiones son lo suficientemente altas como para fundir las rocas preexistentes. Esta actividad interna de la Tierra se la denomina el episodio plutónico (esto deriva de Plutón, el dios romano de las profundidades). El episodio plutónico significa que las rocas preexistentes son fundidas, los minerales destruidos y su quimismo uniformizado, dando como resultado un líquido caliente denominado magma. Este, al ser de menor densidad tenderá a ascender, enfriarse y cristalizar, formando una roca ígnea plutónica.

Como ya sabemos, el magma se forma allí donde las placas colisionan o se separan. En los límites de convergencia o de colisión de placas, las rocas ígneas junto con las metamórficas y las sedimentarias son finalmente elevadas para formar las cadenas montañosas. Los geólogos denominan a estos procesos como una Orogenia; esto es un conjunto de procesos geológicos acotados en el tiempo que dan como resultado la generación de montañas.

Durante el proceso de alzamiento, las rocas de la corteza que cubren a las rocas ígneas infrayacentes son erosionadas gradualmente por la acción de los agentes externos, generando material suelto que será acarreado hacia las zonas bajas y exponiendo en superficie a las rocas ígneas formadas en las partes más profundas. Estas, al estar ahora en un ambiente mucho más frío y húmedo que el de su lugar de nacimiento, se encuentran en desequilibrio y sus minerales comenzarán a sufrir cambios químicos, como por ejemplo los minerales con Fe^{+2} , se oxidan dando lugar a la formación de óxidos férricos, o como los feldespatos, que se transforman en minerales arcillosos, con aumento del volumen y rotura del agregado mineral.

Todo esto conduce a la formación de material suelto (regolito) y liberación de sustancias químicas que pasarán a estar disueltas y a ser transportadas por el agua de los ríos o de los

glaciares de montañas hacia los sectores topográficamente más bajos (cuencas), que en muchos casos son los fondos oceánicos y reciben todo este material, depositándose para formar capas horizontales de sedimentos.



Figura 15. El ciclo de las rocas propuesto por James Hutton 200 años atrás, es una síntesis de la evolución de los materiales de la corteza y su interacción con los procesos geológicos.

La sedimentación suele ir acompañada de hundimiento del fondo, por lo tanto, los sedimentos irán siendo enterrados a medida que nuevas capas se vayan depositando por encima de ellos. Esto conducirá a una litificación progresiva por compactación, expulsión del agua de los poros y aumento de la densidad. A mayor profundización habrá una mayor litificación y como la temperatura y la presión aumentan con la profundidad, los sedimentos estarán sometidos cada vez a mayor temperatura y presión. A unos 10 km las temperaturas serán de unos 300 °C y las presiones de unos 3 kb, aquí los minerales de las rocas sedimentarias como las arcillas empezarán a cambiar para convertirse en minerales estables a estas nuevas condiciones físicas y así, sin dejar el estado sólido, un mineral se transforma en otro (se metamorfiza) y se genera una roca metamórfica. Si este proceso de profundización continúa y la temperatura de la roca se eleva lo suficiente, terminará por fundirse y generar un nuevo magma, el que al ascender cristalizará y formará una nueva roca ígnea, cerrando el ciclo.

Una roca en particular no tiene por qué recorrer inevitablemente este ciclo. No es necesario que toda roca ígnea sea levantada de su lugar de formación y expuesta en superficie para que los agentes erosivos la ataquen y degraden, puede que una roca ígnea nunca sea expuesta en superficie, todo depende de la evolución geológica de la región.

El ciclo de las rocas nunca se acaba, está siempre operando de forma lenta y continua y en diferentes partes del mundo. Es aquí donde mejor se materializan los conceptos de gradualismo - actualismo de los fenómenos geológicos. Las rocas que alcanzaron la superficie son recicladas

continuamente, pero nosotros solo podemos ver la parte superior del ciclo y debemos deducir los de la parte profunda a partir de evidencias indirectas.

Tectónica de placas y el ciclo de las rocas

Plutonismo, vulcanismo, alzamiento tectónico, metamorfismo, meteorización, transporte, depositación y enterramiento son los procesos geológicos que combinados en el ciclo de las rocas hace que un tipo de roca se convierta en alguno de los otros dos. Sin embargo, estos procesos son a su vez gobernados por la tectónica de placas.

El plutonismo y el vulcanismo son el resultado de calor interno de la tierra y tienen lugar en tres ambientes geotectónicos bien definidos:

1-En los límites convergentes (Figura 16a): donde una placa oceánica desciende (subduce) llegando hasta el manto donde se funde, formando magma y rocas ígneas.

2-En los límites divergentes (Figura 16b): como en las dorsales centro-oceánicas, donde el fondo oceánico se expande permitiendo el ascenso del magma basáltico proveniente del manto.

3- En las denominadas Plumas Mantélicas o puntos calientes (Figura 16d), que son lugares donde el magma asciende desde el manto y sale a la superficie para formar volcanes.

Todo esto significa que las rocas ígneas son en general el producto de la interacción de las placas y de la actividad del calor interno de nuestro planeta. Si no hay diferencia de calor entre núcleo y corteza, no hay movimiento de las corrientes de convección y por lo tanto no hay movimiento de las placas litosféricas, y si las placas no se mueven no hay formación de magma, ni volcanes ni rocas ígneas. En la Luna no hay volcanes, ¿Cómo será térmicamente el interior de la Luna...?.

Los sedimentos son llevados desde las zonas altas de las montañas hacia las cuencas ubicadas en los continentes y en los fondos oceánicos (Figura 16c). Esto ocurre al mismo tiempo que las placas litosféricas se hunden lentamente y las capas de sedimentos depositados en primer término son cubiertas por los más modernos, iniciando el proceso de litificación.

Al contrario de lo que ocurre en el interior de la Tierra, en la superficie, el calor solar gobierna la circulación de los océanos y la atmósfera, controlando la distribución de la humedad y produciendo meteorización y transporte de sedimentos por agentes tales como el viento, el agua y el hielo. Sin embargo, el clima de una región no solo depende de su ubicación geográfica, sino que, además, influye la topografía y ésta depende de la formación de montañas que a su vez depende de la actividad de las placas.

Las rocas metamórficas se forman allí donde las placas continentales colisionan (Figura 16e), en los límites convergentes. Estas colisiones generan montañas y la corteza es sometida a grandes presiones y temperaturas, transformando a las rocas preexistentes y convirtiéndolas en rocas metamórficas.

¿Cómo se clasifica una roca?

Así como los biólogos clasifican a las plantas y a los animales dándoles nombres específicos, los geólogos hacemos lo mismo con las rocas. Para clasificar adecuadamente una roca es necesario

hacer una serie de estudios previos que van desde la forma en que ésta se encuentra en el campo (yacencia), y su relación con las otras rocas; luego son necesarios estudios microscópicos para identificar la mineralogía, y en algunos casos contar la cantidad de sus componentes y observar la textura. En muchos tipos de rocas se requiere además un análisis químico de elementos mayores, trazas y tierras raras. Con toda esta información es posible darle un nombre que ha sido previamente definido, y que hará referencia a sus características y origen.

Por ejemplo: un granito, es una roca ígnea que yace como cuerpos intrusivos (plutones o batolitos), que está compuesto de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa)

(cuarzo = 30-50%, feldespato potásico = 40-60% plagioclasa = 20-30%), además de micas (muscovita y/o biotita 2 a 5%) y su textura es frecuentemente granular, con cristales bien desarrollados y del mismo tamaño.

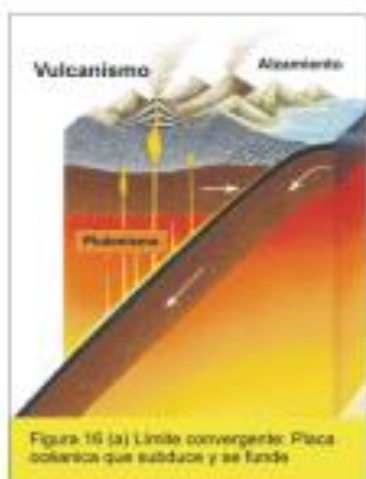


Figura 16 (a) Límite convergente: Placa oceánica que subduce y se funde



Figura 16 (b). Límite divergente: El magma asciende y el fondo oceánico se expande



Figura 16 (c). Fondo oceánico y Línea de costa: La subsidencia de la placa oceánica causa la deposición de los sedimentos, su hundimiento y litificación.



Figura 16 (d). Interior del Continente: En las placas estables predomina la metamorfización, deposición y transporte. El vulcanismo puede generarse por las plumas rítmicas de los puntos calientes.



Figura 16 (e) Límite Convergente: La colisión de las placas produce el alzamiento de montañas y el metamorfismo de grandes regiones

Las rocas ígneas

Las rocas ígneas se forman por la cristalización de un magma, una masa viscosa de silicatos fundidos que se originan en el interior de la corteza terrestre o en el manto superior, allí donde la temperatura asciende hasta los 700 °C o más, que son las temperaturas necesarias para fundir a la mayoría de las rocas. Cuando el magma se enfría en el interior de la corteza, la pérdida de calor es muy lenta y por lo tanto los cristales que se forman a partir de éste tendrán suficiente tiempo como para crecer y formar una roca ígnea de grano grueso. Sin embargo, si el magma es expelido bruscamente hacia la superficie como lo hace un volcán, su enfriamiento y solidificación es muy rápido, y por lo tanto los cristales no tienen tiempo para un crecimiento gradual.

En estas circunstancias, se formarán una gran cantidad de pequeños cristales y el resultado final será una roca de grano muy fino. A partir de esto podemos decir que, en base al tamaño de los cristales, los geólogos distinguen dos grandes subgrupos de rocas ígneas: las intrusivas, enfriadas en el interior de la corteza, y las extrusivas, enfriadas en la superficie.

Las rocas ígneas están formadas por cristales, es decir minerales generados por un proceso de cristalización. Eventualmente pueden tener material vítreo, sustancia silicatada no ordenada en un sistema cristalino específico.

Rocas Ígneas Intrusivas

Son las formadas por la cristalización lenta de un magma, que desde la zona de generación se movilizó y se alojó en otra roca sólida en la profundidad de la corteza.

Elas pueden ser reconocidas fácilmente por sus agregados de grandes cristales (la mayoría reconocibles a simple vista) los cuales crecieron lentamente a medida que el magma se enfriaba gradualmente (figura 4).

Como se dijo anteriormente, el enfriamiento lento de magma en el interior de la corteza, es debido a que las rocas de caja (rocas que contienen al magma), son por lo general muy malas conductoras del calor, y por lo tanto este se disipa lentamente. El Granito es una roca ígnea intrusiva por excelencia.

Rocas Ígneas extrusivas

A diferencia de las anteriores, las rocas tales como el basalto se forman a partir de un enfriamiento muy rápido como el que tiene lugar en una erupción volcánica, donde el magma es lanzado hacia la superficie. Allí, el contraste térmico es muy alto y la disipación del calor es muy rápida, dando una roca muy compacta y con cristales muy pequeños rodeados de material vítreo, o solo vidrio. Estas rocas ígneas extrusivas, son fácilmente reconocidas por la presencia del vidrio volcánico, por su textura muy fina o por presentar agujeros (vesículas) como si fuera un queso gruyere, producto del escape de gases durante el enfriamiento.

Minerales Comunes en Rocas Ígneas

La mayoría de los minerales de las rocas ígneas son silicatos. Por una parte, es debido a que la sílice es un componente abundante en la Tierra, y por otro, es porque los minerales silicatados se funden a temperaturas y presiones propias de la corteza y manto superior. Los silicatos más comunes de las rocas ígneas son el cuarzo, los feldespatos, las micas, piroxenos, anfíboles y olivinos.

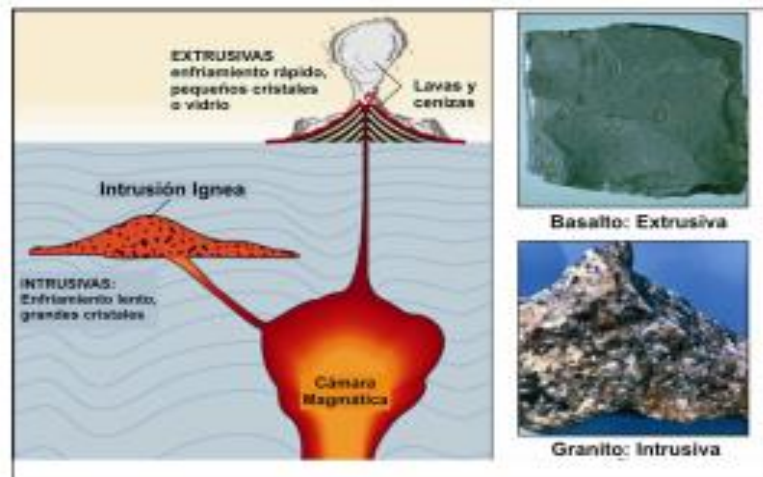


Figura 17. Rocas ígneas intrusivas y extrusivas: El basalto, roca extrusiva típica se forma cuando el magma alcanza la superficie y se enfría rápidamente. El granito, roca intrusiva, lo hace cuando el magma se aloja en rocas no fundidas dentro de la corteza y allí se enfría lentamente.

Clasificación de las rocas ígneas

Para clasificar una roca ígnea debemos conocer su composición mineralógica y la cantidad de cada uno de los minerales esenciales (composición modal), además de su textura, la cual nos dará información sobre la forma en que se enfrió el magma. Con toda esta información es posible darle un nombre específico a cada roca ígnea (Figura 18).

Una roca ígnea nos da información sobre qué tipo de material es el que se fundió, y en qué condiciones térmicas se realizó la fusión. Las rocas ígneas son muy buenos indicadores de las condiciones geotectónicas de una región, ya que el tipo de roca ígnea está íntimamente relacionado con el tipo de interacción entre las placas tectónicas. En la Cordillera de los Andes, la roca volcánica típica es la andesita, que es a su vez la roca característica de las zonas de subducción entre una corteza continental y otra oceánica.

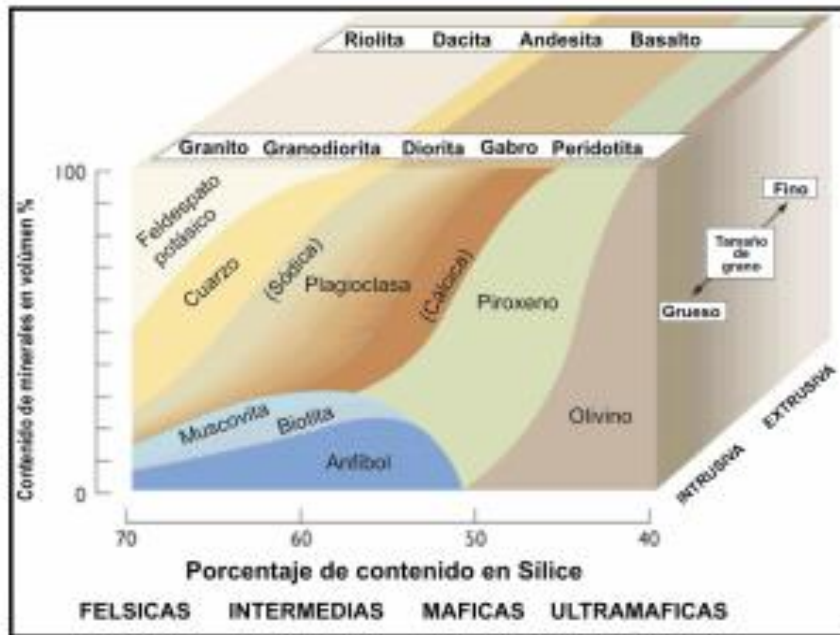


Figura 18. Esquema de clasificación de rocas ígneas. Una roca intrusiva puede tener su equivalente extrusivo. La riolita, es el equivalente extrusivo del granito, y ambas son rocas con mucho feldespato de tipo ortoclasa, cuarzo, plagioclasa, algo de micas (más muscovita que biotita) y muy poco o nada de anfíbol. A su vez, tienen un contenido de SiO_2 superior al 60 %.

Las rocas sedimentarias

El sedimento es el precursor de una roca sedimentaria, y se encuentra en la superficie de la Tierra como capas de partículas sueltas tal como la arena, el limo o la arcilla. Algunas partículas, como los granos de arena y limo, provienen de la destrucción de otras rocas en la superficie terrestre por un proceso denominado meteorización. Esto es, las rocas son fragmentadas y disgregadas en trozos de varios tamaños. Estos fragmentos son luego transportados por algún agente de transporte y erosión (agua, viento o hielo) y depositados en los sectores topográficamente bajos, formando capas sucesivas (figura 19).

La meteorización y la erosión producen dos tipos de sedimentos:

-Sedimentos Clásticos: son las partículas depositadas físicamente, tales como granos de cuarzo y feldespatos provenientes de la fragmentación y alteración de otra roca, como podría ser un granito (la palabra clasto, del griego Klastos, significa romper).

-Sedimentos químicos o bioquímicos: son sustancias nuevas que se forman por precipitación química de algunos componentes de las rocas originales que fueron disueltos durante el proceso de meteorización, y son llevados por el agua de los ríos hasta el mar o un lago. Estos sedimentos incluyen capas de minerales tales como halita (sal de cloruro de sodio) y calcita (carbonato de calcio). En estos procesos suelen intervenir organismos vivos que asimilan ciertas sustancias, y que al morir dejan sus restos en el lugar donde vivieron, y pasan a formar parte del sedimento.

Las rocas sedimentarias están compuestas de clastos (fragmentos de minerales y rocas), matriz (parte fina que rodea y sostiene a los clastos, puede o no existir) y cemento (material de origen químico que aglutina a los clastos, puede o no existir).

Desde el sedimento a la roca sólida

Litificación: es el proceso que convierte a un sedimento (material suelto) en roca sólida, y puede ocurrir de dos formas:

-Por compactación, cuando los granos son apretados unos contra otros por el efecto del peso de los sedimentos suprayacentes, produciendo un material más denso y compacto que el sedimento original.

-Por cementación, cuando una sustancia aglutinante (cemento) se deposita entre los granos de un sedimento y los une entre sí. Estas sustancias pueden ser de varios tipos, y los más comunes son el Fe_2O_3 , carbonatos o sílice.

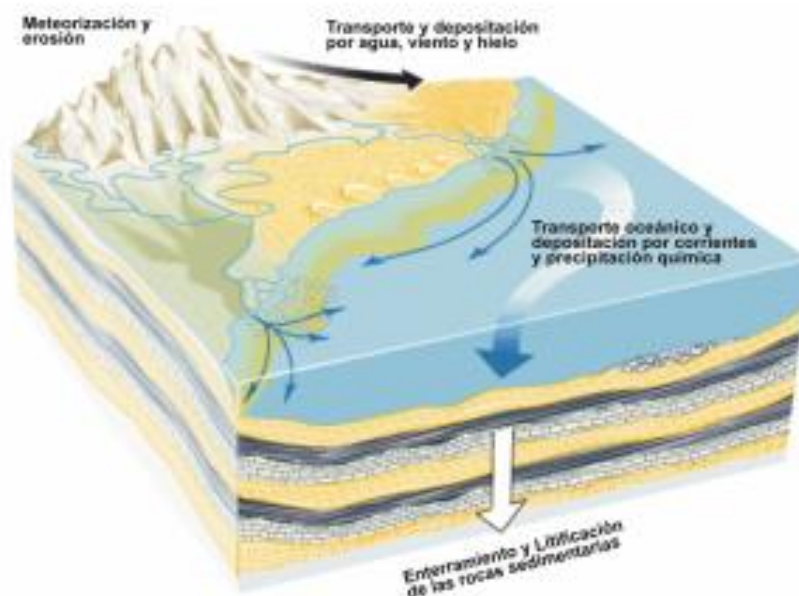


Figura 19. La meteorización de las rocas expuestas en la superficie, permite que los agentes de transporte lleven material hacia las zonas más bajas (cuencas) y lo depositen, para formar allí las capas de rocas sedimentarias. La acumulación sucesiva de capas, hará que los niveles inferiores estén sometidos a una compactación cada vez mayor.

Los sedimentos son compactados y cementados después de que son enterrados y cubiertos por las capas de otros sedimentos. Así, una arenisca se forma por la litificación de granos de arena, y una caliza es la litificación de pequeños caparzones de fósiles marinos y otras partículas de carbonato de calcio.

Tanto los sedimentos como las rocas sedimentarias, están caracterizados por la alternancia de capas de diferentes colores. Cada una de estas capas suele ser un estrato, y reflejan cambios en la mineralogía y el tamaño de grano (por ejemplo, capas de areniscas intercaladas con limolitas),

o diferencias en las texturas, como cuando una arenisca de grano grueso se intercala con una de grano fino.

Debido a que las rocas sedimentarias se forman sobre la superficie terrestre, éstas cubren una buena parte de su superficie y de los fondos oceánicos. Sin embargo, solo representan una capa muy delgada, comparadas con las rocas ígneas y metamórficas que ocupan el mayor volumen de la corteza.

Minerales comunes en rocas sedimentarias

Los minerales de origen clástico más comunes en los sedimentos son también los silicatos. Esto no es más que un reflejo de la abundancia de estos minerales en las rocas originales, las cuales aportan sus fragmentos (clastos) para formar las rocas sedimentarias. El cuarzo, los feldespatos y las arcillas son los más comunes.

Los minerales formados por precipitación química o bioquímica en los sedimentos son los carbonatos (calcita y dolomita), sulfatos (yeso y anhidrita) y cloruros (halita). Los primeros son frecuentes en depósitos marinos, y los segundos en lagos que han sufrido una evaporación total.

Clasificación de rocas sedimentarias

Para clasificar una roca sedimentaria clástica, es necesario definir el patrón textural. Los elementos que definen el patrón textural de las rocas detríticas son el tamaño de grano, la selección, la morfología de los clastos y el empaquetamiento. De esta forma, se puede encuadrar a una determinada roca sedimentaria clástica en algunos de los cuatro subgrupos (conglomerados, areniscas, limolitas o arcilitas, figura 20).

Principales clases de Sedimentos y Rocas sedimentarias		
Tamaño de partícula	Sedimento	Roca
Grueso		
Mayor de 256 mm	Bloques	Conglomerados
256 - 64 mm	Cantos	
64 - 2 mm	Guijamos	
Medio		
2 - 0.062 mm	Arena	Areniscas
Fino		
0.062 - 0.0039 mm	Limo	Limolita
Más fino que 0.0039 mm	Arcilla	Lutitas

Figura 20. Principales clases de sedimentos y rocas sedimentarias detríticas.

La clasificación o selección de tamaños, es la medida de la distribución de tamaños de un sedimento (frecuencia vs clases de tamaño). Una roca con una gran dispersión de tamaños de grano se dice que posee una pobre selección, mientras que una roca bien seleccionada muestra, por tanto, escasa variación en el tamaño de grano. La clasificación es indicativa de la historia del transporte del sedimento.

La morfología de clastos, se refiere a que se pueden medir varios parámetros como la esfericidad, el aplanamiento, etc. El grado de redondez es el dato morfológico de mayor interés ya que es un dato indicativo de la historia del sedimento. Se distinguen clastos muy redondeados, redondeados, subredondeados, subangulosos, angulosos y muy angulosos (figura 21).

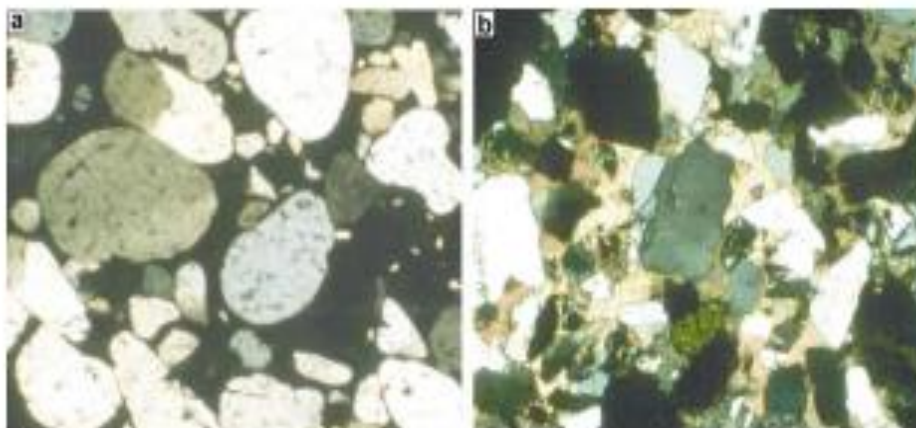


Figura 21. a) Clastos redondeados. Fotomicrografía de una arenisca con clastos con morfología redondeada. B) Clastos angulosos. Fotomicrografía de una arenisca con clastos con morfología angulosa y cemento carbonático.

El empaquetamiento, es el espacio entre los clastos que puede estar ocupado por un cemento (calcáreo, silíceo, ferruginoso o salino), o por material detrítico menor de 30 micras(matriz).

El empaquetamiento puede caracterizarse en función del porcentaje de matriz frente al de clastos, observando si la roca presenta una textura grano-sostenida o matriz-sostenida.

El empaquetamiento, entre otros factores, es indicativo de la densidad del medio de transporte del sedimento (figura 22).

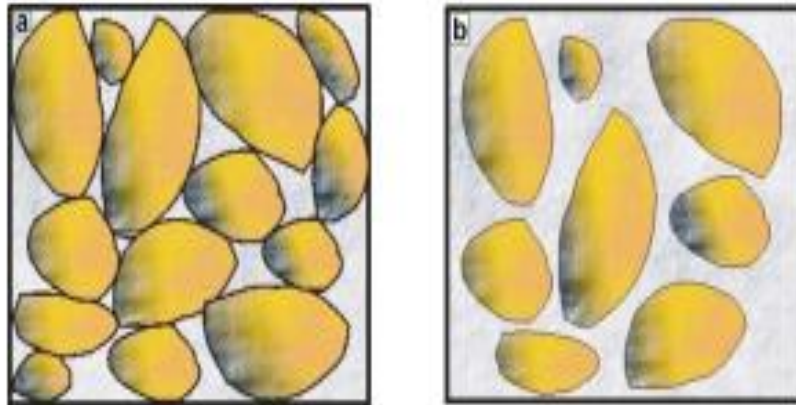


Figura 22. a) Textura con empaquetamiento grano-sostenido, b) textura con empaquetamiento matriz-sostenido.

Para el caso de los sedimentos químicos o bioquímicos, la clasificación se basa en su composición química, que para los sedimentos marinos refleja los principales elementos químicos disueltos en el agua del mar (figura 23).

Las rocas sedimentarias son las que contienen los fósiles, y por lo tanto la información guardada en éstas nos permite descifrar la historia de la vida en nuestro planeta. Además, como la formación de una roca sedimentaria depende del ambiente externo, son buenos indicadores de las condiciones paleoambientales y paleoclimáticas. A partir de las rocas sedimentarias podemos deducir como era el clima en una determinada época, y si hubo un río, un lago, un delta o un océano.

Existen dos grupos principales: las rocas carbonáticas y las evaporitas. Además, hay que indicar que algunos tipos de rocas carbonatadas pertenecen a las rocas orgánicas (p. ej. las biohermitas, biolititas, etc.).

Clasificación de sedimentos químicos y bioquímicos		
Sedimento	Roca	Composición química
BIOQUÍMICOS		
Arenas y Fangos (bioclastos)	Caliza	Carbonato de Calcio (CaCO ₃)
Sedimentos Silíceos	Chert	Sílice (SiO ₂)
Materia Orgánica	Orgánica	Compuestos Carbónicos
QUÍMICOS		
Sedimentos no primarios	Dolomitas	Carbonato de Calcio y Magnesio CaMg(CO ₃) ₂
Oxidos de Fe	Formación Ferrífera	Fe ₂ O ₃
Evaporítico	Evaporitas	Sulfatos y cloruros NaCl; CaSO ₄
Sedimentos no primarios	Fosforitas	Fosfatos de calcio Ca ₃ (PO ₄) ₂

Figura 23 Clasificación de sedimentos químicos y bioquímicos.

Existen dos grupos principales: las rocas carbonáticas y las evaporitas. Además, hay que indicar que algunos tipos de rocas carbonatadas pertenecen a las rocas orgánicas (p. ej. Las biohermitas, biolititas, etc.).

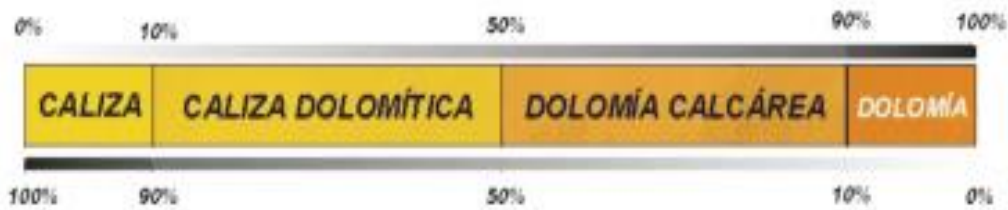
Rocas evaporíticas

Son las rocas formadas a partir de la intensa acumulación de sales (sulfatos, carbonatos, cloruros, bromuros), que puede tener lugar en aguas continentales o marinas sometidas a una intensa evaporación. Estas rocas se forman por precipitación química directa de sales en un fluido acuoso sobresaturado. Las principales rocas evaporíticas están compuestas por la acumulación de alguno/s de los siguientes minerales: yeso (SO₄Ca + 2H₂O), silvina (ClK), halita (ClNa), thenardita (SO₄Na₂), carnalita (ClK.CL₂Mg.6H₂O), etc.

Estas rocas suelen presentar texturas equigranulares (como las rocas plutónicas), y se reconocen fácilmente por ser solubles o por su baja dureza.

Rocas carbonatadas

Son rocas que están mayoritariamente compuestas por carbonatos; o bien calcita (CO₃Ca), y entonces se denominan Calizas, o bien por dolomita (CaMg (CaCO₃)₂), y entonces se denominan Dolomías. En función del porcentaje de calcita y dolomía que presenta la roca reciben diferentes nombres. De esta forma, podemos clasificarlos en: calizas, calizas dolomíticas, dolomías calcáreas y dolomías.



También es posible encontrar junto con los carbonatos clastos detríticos, en ese caso se habla de calcarenitas y calcilutitas (calizas litográficas), en función del tamaño de grano de los clastos.

Dentro de este grupo se englobarían también las margas. Existen otros tipos de rocas carbonatadas como los travertinos formados por precipitación directa de carbonato cálcico relacionado a procesos hidrotermales.

Rocas orgánicas

Son rocas formadas por la acumulación de materiales generados mediante procesos orgánicos. Por ejemplo, acumulación de conchas, exoesqueletos, restos vegetales, etc. Dentro de este grupo incluimos los carbones y algunos tipos de rocas carbonatadas y silíceas.

Carbones

Los carbones son las rocas organógenas más típicas. Estas rocas se forman a partir de materia orgánica (fundamentalmente vegetal) transformada por un proceso denominado carbonización. Este proceso va transformando la materia orgánica, dando lugar a una serie de acumulados cada vez más ricos en carbono: turba, lignito, hulla y antracita.

LIGNITO



HULLA



ANTRACITA

Calizas

Existen una serie de rocas carbonatadas formadas por la acumulación directa de material orgánico carbonático, generalmente conchas y exoesqueletos. Estos depósitos se encuentran en ocasiones en el registro geológico conservando su estructura biológica original (p. ej. arrecifes). Podemos distinguir los siguientes tipos:

Calizas coralinas
(Calizas bioh ermicas)



Contienen restos de esqueletos de corales, briozoos, bivalvos, moluscos, etc.

Calizas algales



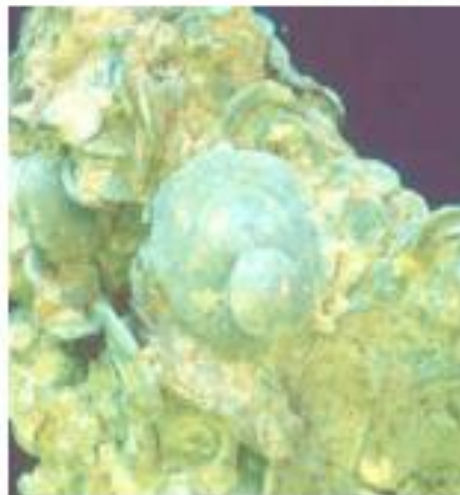
Estromatolitos (algas azules)

Lumaquelas
(Coquinas)



Acumulaci3n de restos de conchas cementadas.

Cretas
(Calizas pelágicas)



Acumulaci3n de esqueletos de foraminíferos y flagelados

Tobas

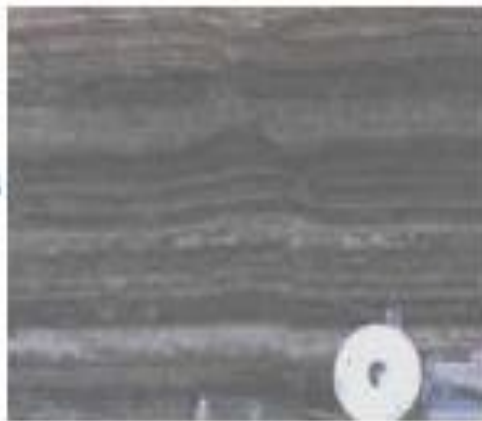


Precipitados de carbonato sobre tallos de plantas

Rocas silíceas

Algunos tipos de rocas silíceas formadas por la acumulación directa de material orgánico silíceo, generalmente caparazones de diatomeas (diatomitas), restos de radiolarios (radiolaritas) y acumulaciones de espículas de esponjas (espongiolitas).

Diatomitas



Acumulación de caparazones de diatomeas

Rocas Metamórficas

Las rocas metamórficas son llamadas así porque en realidad, son la transformación de una roca preexistente (meta = cambio, morfos = forma). Estas rocas son generadas cuando las altas temperaturas y presiones en las profundidades de la Tierra, causan algún cambio en una roca ígnea, sedimentaria o metamórfica previa. Lo que cambia es la mineralogía, la textura y eventualmente la composición química sin perder su estado sólido; por eso se dice que los minerales de las rocas metamórficas no cristalizan, si no que crecen lentamente en estado

sólido. A este proceso se lo denomina blástesis (blástesis = crecer), y por lo tanto las rocas metamórficas están compuestas de blastos de diferentes minerales.

Las temperaturas requeridas para metamórfica una roca van de 200 a 700 °C; por encima de esta temperatura, las rocas se funden y dan lugar a rocas ígneas. En realidad, existe un paso intermedio donde se observan rocas de mezclas, parte ígnea y parte metamórfica, que se denominan rocas migmatitas (migma = mezcla).

El límite inferior de este proceso está considerado cuando los restos vegetales que puedan existir en las rocas sedimentarias alcanzan el grado de carbonización correspondiente a la hulla, coincidiendo además con la llamada línea muerta que corresponde a la desaparición del petróleo. También se considera como límite inferior cuando aparecen uno o más minerales metamórficos. El límite superior lo marca la fusión parcial de la roca, con la consecuente aparición de alguna fase fundida.

Una fase mineral se encuentra en estado de equilibrio cuando encuentra la cantidad mínima de energía interna. Cualquier cambio en las condiciones de equilibrio de esta fase coaccionará otra nueva que alcance sus propias condiciones de energía mínima.

Factores del metamorfismo

Temperatura: Está directamente relacionada con el gradiente geotérmico. Este varía entre 6 °/km (fosas oceánicas) y 90 °/km (puntos calientes), siendo el promedio del gradiente alrededor de los 30 °/km (figura 25).

Presión: La presión estática está referida únicamente a la presión de confinamiento, que es la presión litostática + la presión de fluidos. Además de estas presiones, también influye en el proceso metamórfico la presión dirigida, la cual es originada por los procesos tectónicos.

En la corteza continental, que tiene densidades promedios de 2.7 a 2.8, 1 kbar equivale aproximadamente a 3 km de profundidad.

La presión y la temperatura van a influir directamente sobre los minerales involucrados en las reacciones metamórficas, por lo tanto, existen ciertos minerales característicos bajo ciertos rangos de P y T que se denominan geotermómetros y geobarómetros.

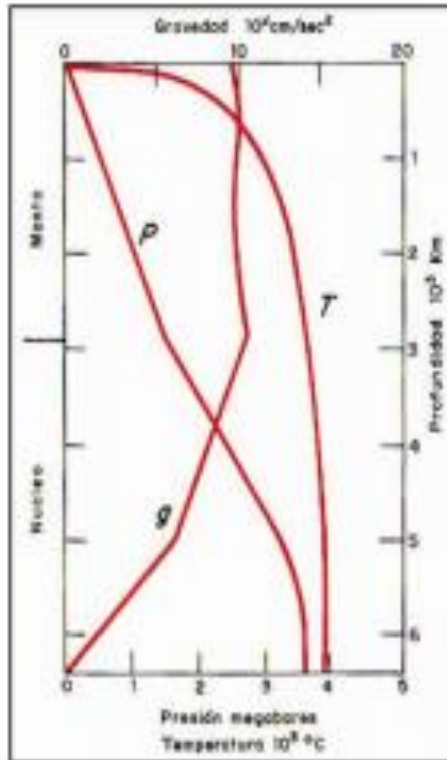


Figura 24. Curvas de variación aproximada de la presión, la temperatura y la gravedad con la profundidad.

Intensidad del metamorfismo

La intensidad del metamorfismo está relacionada directamente con la aparición y desaparición de ciertos minerales o asociaciones minerales. Dicha intensidad se la puede dividir en zonas metamórficas, aunque esta clasificación está casi en desuso. Dichas zonas son:

Epizona – 200° a 450°

Mesozona – 450° a 650°

Catazona – 650° hasta el límite de fusión

Actualmente se utiliza la denominación de grado metamórfico, el cual se divide en:

-Muy bajo

-Bajo

-Medio

-Alto

La facies metamórfica es un conjunto de rocas recrystalizadas bajo el mismo rango de presión y temperatura.

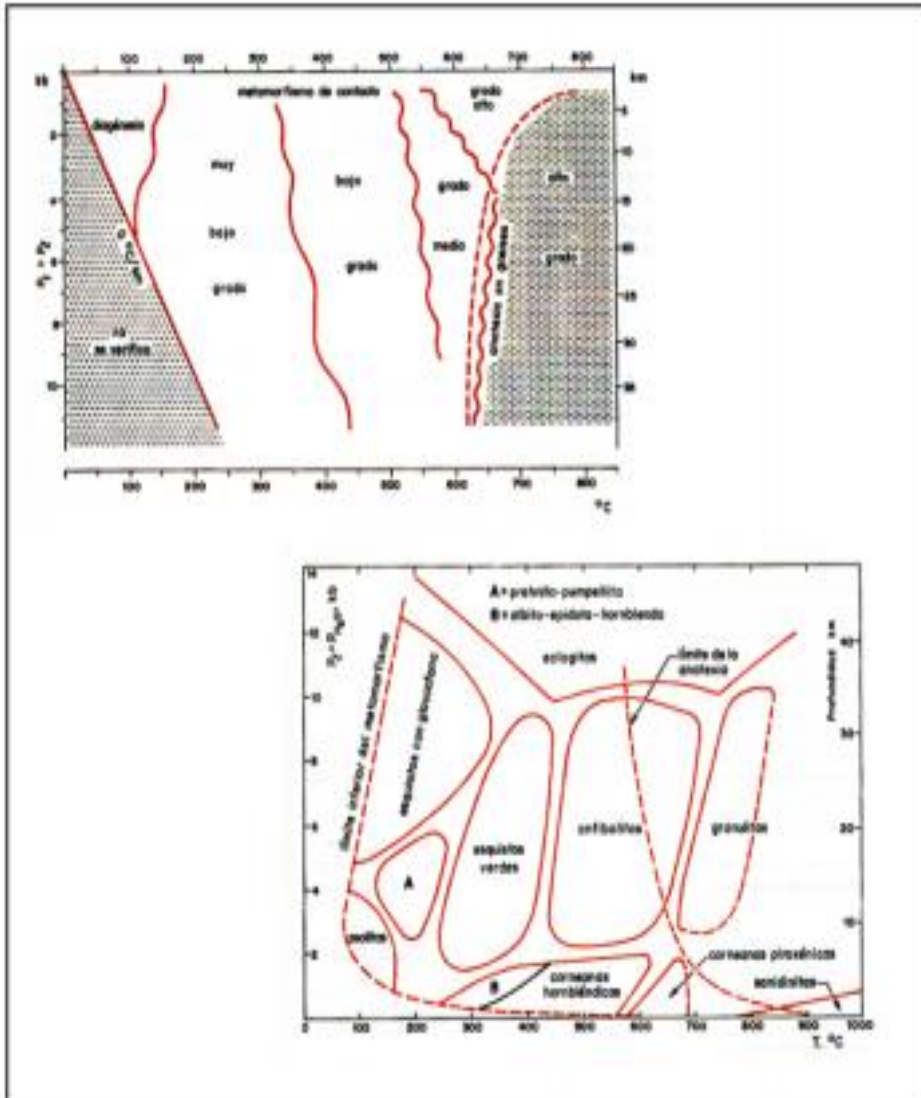


Figura 25. Superior, cuadro de diferenciación de grados metamórficos; inferior, diagrama de facies metamórficas.

Ambiente metamórfico y tipos de metamorfismo:

Metamorfismo Regional y de Contacto

Los procesos que producen rocas metamórficas pueden tener lugar sobre un área muy amplia de la corteza o sobre un sector limitado. Cuando las altas temperaturas y presiones se extienden sobre una región muy amplia, se dice que las rocas han sido afectadas por un metamorfismo

regional o dinamo térmico. Este tipo de metamorfismo se produce siempre en zonas de subducción o en zonas de colisión continental. Es el más difundido de todos debido a que siempre abarca grandes áreas dando lugar a un gran número de rocas tales como las pizarras, esquistos, gneises, etc. En las zonas de subducción se producen dos bandas que se denominan cinturones dobles de metamorfismo, y que se caracterizan uno por ser de alta presión y baja temperatura, y está ubicado siempre junto a la fosa oceánica, dando como resultado las facies de zeolitas, prehnita y esquistos azules, mientras que el otro es de baja presión y temperatura media o elevada y se forma hacia la zona interna del orógeno, siendo siempre de mucha mayor extensión que el primero, y las facies más comunes aquí son los esquistos verdes, anfibolitas y granulitas.

En las zonas de colisión continental abarcan mayores áreas debido a que el proceso metamórfico puede afectar a ambos continentes. Las facies y rocas resultantes pueden ser las mismas que se encuentran en los cinturones dobles, pero tienen la influencia de los efectos tectónicos por lo que se forman rocas con mayor complejidad principalmente estructural.

Esta deformación puede afectar a las rocas antes, durante o posteriormente al clímax metamórfico, por lo que a este proceso se lo denomina precinematismo, sincinematismo o postcinematismo respectivamente.

Cuando la elevación de la temperatura es local y restringida a una pequeña área, tal como ocurre en las proximidades de una intrusión de roca ígnea, se dice que el metamorfismo es de contacto o térmico (figura 26). Aquí predomina la recristalización mineral sobre la deformación, la cual está casi ausente en la mayoría de los casos. Se produce siempre debido a la intrusión de cuerpos ígneos que sean capaces de producir la recristalización de su encajante. Sobre este último se forman aureolas metamórficas, que se caracterizan por la aparición o desaparición de uno u otro mineral índice (sillimanita, andalucita, biotita y clorita).

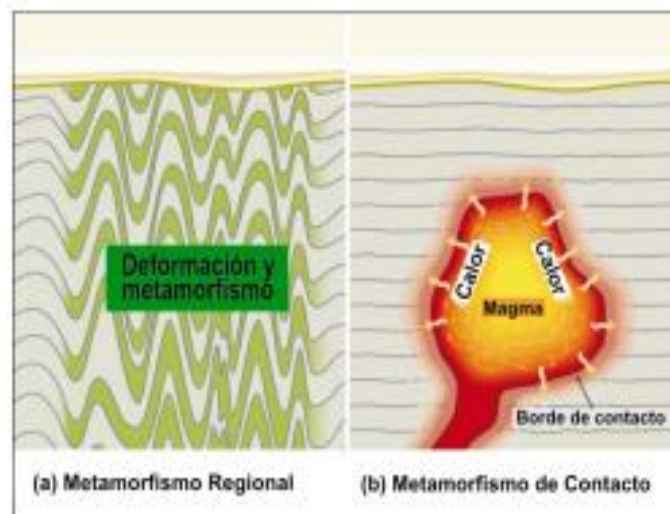


Figura 26. Dos tipos principales de metamorfismos. El regional abarca grandes sectores de la corteza, en cambio el de contacto se localiza en los bordes de las intrusiones magmáticas.

Muchas de las rocas metamórficas producidas por un metamorfismo regional (tal como los esquistos) presentan una foliación característica, es decir una debilidad planar por la cual se romperá en forma de lajas paralelas. Esta foliación es el resultado de la deformación sufrida por la roca cuando fueron presionadas y plegadas. En cambio, las rocas del metamorfismo de

contacto, se caracterizan por la ausencia de esta foliación y están formadas por un agregado de pequeños cristales de igual tamaño lo que las hace muy resistente a la rotura.

Metamorfismo de enterramiento

Se produce en las cuencas donde la subsidencia permite la acumulación de sedimentos de 10 a 12 km, resultando un metamorfismo de grado muy bajo en facies de zeolitas, con presiones de 3 kb y T de 300°.

Metamorfismo dinámico

Se produce como resultado de la deformación intensa que tiene lugar en las zonas de falla, y puede llevar a la recrystalización de ciertos minerales de bajo grado.

Metasomatismo

Se produce por la influencia de un material a mayor temperatura con la presencia de fluidos que aportan nuevos elementos químicos a las rocas afectadas, por lo que este metamorfismo es de carácter aloquímico. Las rocas resultantes se denominan skarns, y principalmente están formadas por silicatos de calcio. Estas rocas generalmente están ligadas a la génesis de yacimientos minerales.

Metamorfismo de fondo oceánico

Se produce en las zonas de dorsales oceánicas donde la corteza joven presenta temperaturas elevadas y la circulación del agua del mar, calentada en el interior de grietas muy profundas produce un metamorfismo de tipo hidrotermal. A pesar de su carácter local, es muy difundido debido a que la expansión del fondo oceánico es ininterrumpida, dejando la impronta de este metamorfismo hidrotermal incluso en las zonas de subducción.

Metamorfismo de impacto

Se produce exclusivamente en los lugares de choque de los meteoritos sobre la superficie terrestre, pudiendo alcanzar esa zona elevadas presiones y temperaturas, produciéndose la transformación de algunos minerales.

Minerales comunes en rocas metamórficas

Por ser las rocas metamórficas la transformación de rocas ígneas y sedimentarias previas, los minerales más abundantes son también los silicatos. Los más típicos son el cuarzo, los feldspatos, las micas, piroxenos y anfíboles, siendo estos últimos también frecuentes en rocas ígneas. Pero además son comunes otros minerales como el disteno, la sillimanita, andalucita, estaurólita y algunas variedades de granate que caracterizan solamente a las rocas metamórficas, ya que éstos se forman en condiciones de presión y temperatura superiores a las de las rocas ígneas, y por lo tanto su presencia en una roca es una buena guía para clasificarla como metamórfica.

Se puede clasificar a las rocas metamórficas en base a minerales más comunes. Los términos de la clasificación estructural/composicional que se mostrará luego, pueden ser definidos estrictamente atendiendo a los porcentajes relativos de los minerales más comunes: cuarzo, feldespato potásico, micas, anfíbol, piroxeno, plagioclasas y granate.

Clasificación de rocas metamórficas

Para clasificar una roca metamórfica es necesario conocer su textura, su mineralogía y, además, deducir, a partir de esta última, las condiciones de presión y temperatura de formación. De esta forma, podemos tener rocas metamórficas de bajo, medio o alto grado metamórfico. Para clasificar a las rocas metamórficas se utiliza el concepto de facies metamórficas. Una facies está definida por un rango de temperatura y presión, por lo tanto, una determinada roca metamórfica, pertenecerá a una u otra facies según las condiciones de presión y temperatura a la que se formó (figuras 27b).

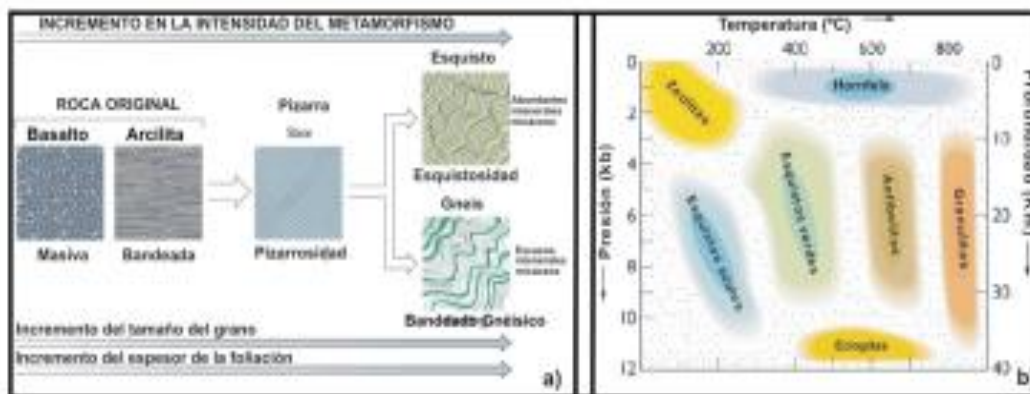


Figura 27. Clasificación de rocas metamórficas: a) Clasificación según su aspecto y desarrollo de la planaridad de origen metamórfico. b) Clasificación según las condiciones de presión y temperatura; cada roca metamórfica puede ser incluida en alguno de los grande grupos de facies.

Los minerales de una roca metamórfica acusan las condiciones físicas bajo las cuales ésta se formó, por lo tanto, pueden ser usados como geotermómetros y geobarómetros. Una roca metamórfica es una fuente de información sobre las paleotemperaturas que reinaron en un determinado lugar del interior de la Tierra, y esto está en relación directa con la actividad de las placas litosféricas de ese sector, es decir, que al igual que las rocas ígneas, éstas son muy buenas indicadoras de los ambientes tectónicos.

Textura

Las rocas metamórficas tienen exclusivamente textura cristaloblásticas. Los minerales, que se denominan blastos, crecen en un medio esencialmente sólido por transformación de minerales preexistentes, o como resultado de alguna reacción entre dos o más fases preexistentes.

Dicho proceso se denomina blastesis, y a la textura resultante se la denomina cristaloblásticas. La aparición de una textura cristaloblásticas supone la desaparición de cualquier otra textura que existiera anteriormente en la roca original o protolito.

Sin embargo, en áreas metamórficas de bajo grado, pueden quedar restos de la textura original de la roca como relicta. Las texturas cristaloblásticas pueden ser agrupadas en cuatro tipos morfológicos dependiendo del hábito de los cristales que la forman. Estos cuatro grupos deben ser tomados como términos extremos o miembros finales, siendo cualquier otra textura una combinación de dos o más de ellos. Las cuatro texturas se representan esquemáticamente en la figura 28 y pueden ser definidas de la siguiente manera:

Textura granoblástica (Fig. 28a)

Los cristales forman un mosaico de granos, más o menos equidimensionales, con fuerte tendencia al empaquetamiento hexagonal. Es característica la presencia de puntos triples (contacto entre tres granos) a 120° aproximadamente. Esta textura es característica de algunas rocas monominerálicas, como cuarcitas y mármoles, de rocas poliminerálicas granulíticas, así como de rocas desarrolladas en metamorfismo estático en aureolas de contacto (corneanas) sea cual sea la composición mineral.

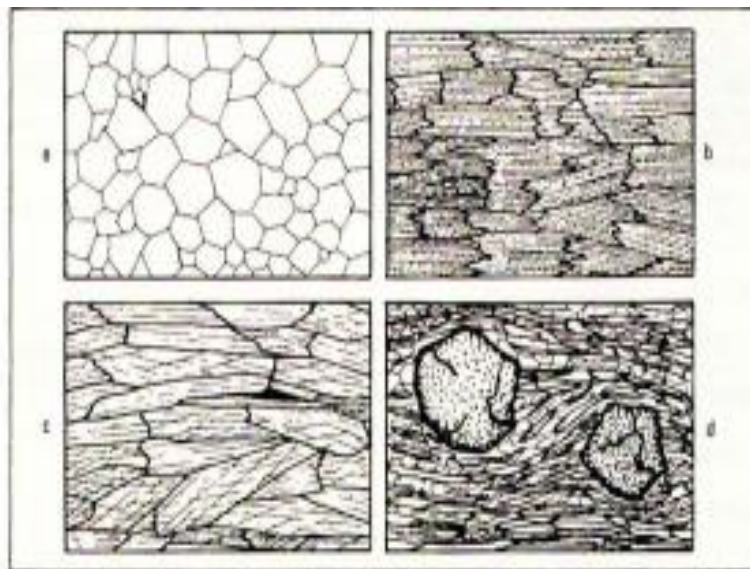
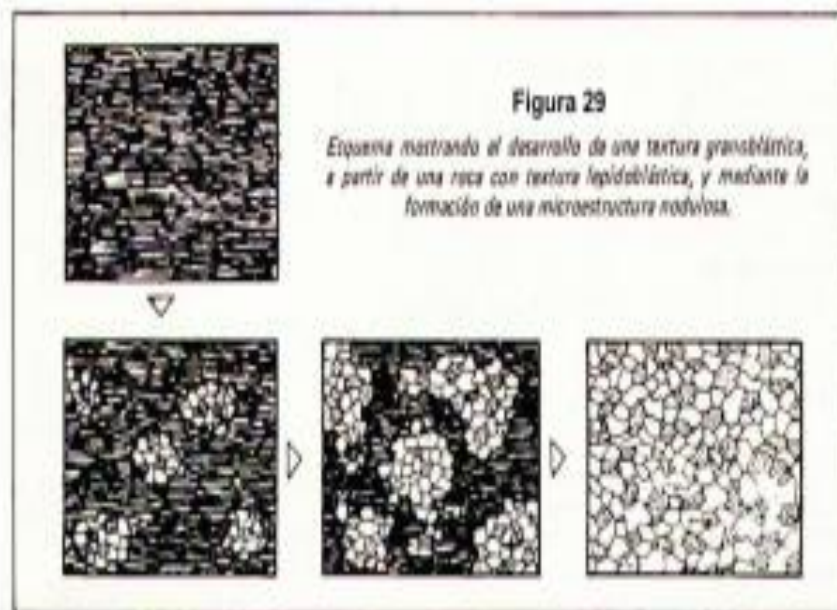


Figura 28. Los cuatro tipos de texturas cristaloblásticas. a) Granoblástica; b) Lepidoblástica; c) nematoblástica; d) Porfidoblástica.

Las rocas más comunes con textura granoblástica son: cuarcitas, mármoles, eclogitas, corneanas y algunos gneises. En la figura 29 se presenta de modo esquemático el desarrollo de un agregado mineral con textura granoblástica a partir de una roca metamórfica lepidoblástica, pasando por la situación intermedia de una estructura nodulosa. Este ejemplo, aunque idealizado, se observa comúnmente en aureolas de contacto de intrusiones ígneas.



Textura lepidoblástica (Fig. 28b)

Definida por minerales laminares (filosilicatos) intercrecidos y homogéneamente orientados con los planos basales más o menos paralelos entre sí. No siempre los filosilicatos definen una textura lepidoblástica. Las rocas más comunes con textura lepidoblástica son las micacitas, esquistos micáceos y algunos gneises.

Textura nematoblástica (Fig. 28c)

Definida por minerales aciculares (generalmente anfíboles) entrecrecidos y orientados homogéneamente con sus ejes mayores paralelos entre sí. Las rocas más comunes con textura nematoblástica son las anfibolitas y algunos gneises anfibólicos.

Textura porfidoblástica (Fig. 28d)

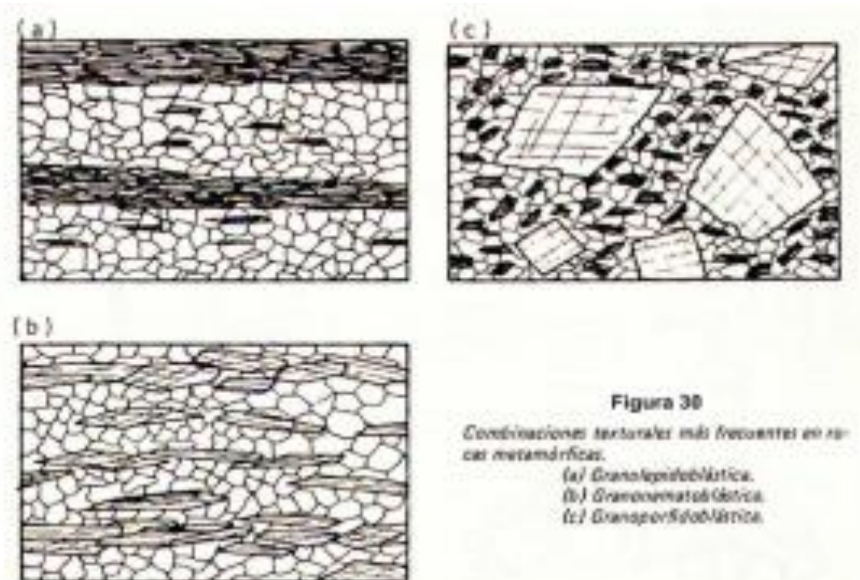
Definida por la existencia de cristales de mayor tamaño (porfidoblastos) que la matriz. Morfológicamente es igual a la textura porfídica en las rocas ígneas. La matriz puede ser afanítica o fanerítica y tener cualquier textura de las descritas anteriormente, o alguna combinación de dos o más de ellas.

Combinaciones más comunes de texturas cristaloblásticas

Por lo general, en la mayor parte de las rocas poliminerálicas (excepto granulitas, eclogitas y corneanas) existen minerales planares, aciculares y equidimensionales. Por tanto, la textura de la roca es generalmente una combinación de dos o más de los tipos anteriormente descritos.

Tres de las combinaciones texturales más comunes en rocas metamórficas se presentan en la figura 30. Se trata de las texturas granolepidoblástica (granoblástica + lepidoblástica), granonematoblástica y granoporfidoblástica. La primera es típica de los gneises pelíticos y cuarzo-esquistos bandeados. En ambos casos existe una alternancia de bandas ricas en micas y

bandas ricas en cuarzo (esquistos) o un agregado cuarzo-feldespático (gneises) con textura típicamente granoblástica. De igual modo, la segunda combinación, granonematoblástica, es típica de gneises anfibólicos y cuarzoesquistos con anfíbol, incluso de algunas anfibolitas. Finalmente, la última, granoporfidoblástica, aunque puede darse en cualquier roca, es más común en corneanas y rocas de contacto en general.



Clasificación y nomenclatura

A diferencia de las rocas ígneas que poseen una sistemática internacional, las metamórficas no poseen una clasificación composicional precisa, existiendo en muchos casos cierto confusiónismo de nomenclatura entre distintos autores y/o escuelas. Es evidente que, a pesar de la amplia variedad de rocas metamórficas existentes, su sistemática no posee excesivo interés frente al que tiene la determinación de paragénesis minerales y su variación espacial en áreas metamórficas.

De este modo se utilizan sólo algunos nombres, que abarcan grandes grupos de rocas de composición variada, pero con características texturales y estructurales comunes. Además de esta clasificación estructural/composicional, se puede proponer otra estrictamente composicional basada en los minerales más comunes. En esta última, se pretende establecer límites composicionales precisos para los términos estructurales de la primera clasificación.

Clasificación basada en los rasgos estructurales y composicionales

Tan sólo una decena de nombres es suficiente para designar todas las rocas metamórficas más comunes existentes en la naturaleza. Estos nombres se basan principalmente en características texturales, estructurales y composicionales. Atendiendo a las características estructurales, se pueden establecer dos grandes grupos de rocas metamórficas:

- 1) Rocas foliadas o esquistosadas.
- 2) Rocas no foliadas o masivas.

En el primero están incluidas las pizarras, filitas, esquistos, anfibolitas, gneises y migmatitas. En el segundo grupo están las corneanas, granulitas, cuarcitas, mármoles y eclogitas. Las características texturales y microestructurales de estos términos se dan en la figura 31.

Esta nomenclatura tiene la ventaja de poder ser aplicada con cierta facilidad, incluso en el campo, y de ser fácilmente recordada. No obstante, esta terminología por simple es ciertamente insuficiente, siendo preciso asignar adjetivos composicionales en determinados casos. El caso más sobresaliente es el de los esquistos y gneises, que pueden presentar una composición muy variada. En este caso, se suele posponer un término mineralógico al término estructural; p. ej. esquisto cuarzo-feldespático, esquisto biotítico, gneis anfibólico, etc.

ROCA	TAMAÑO DE GRANO	RASGOS COMPOSIC.	ESTRUCTURAS y MICROESTR.	TEXTURA	METAMORFISMO
FILITA	afanítica	sericita (Q) (Cl), (Bi)	esquistosidad	lepidoblást.	regional bajo grado
ESQUISTO	fanerítica	menos de 20% de f _k	esquistos y band. compos.	lepidoblást. granolepid.	regional, bajo y medio
ESQUISTO NODULOSO	fanerítica	= esquistos + Cord, And	esquistos y nódulos meta.	lepidoblást. granolepid.	contacto bajo grado
CORNEANA	afanítica a fanerítica	composición variada	masiva o band. isótropa	granoblást.	contacto gr. medio y alto.
ONEIS	fanerítica	más de 20% de f _k	band. esquist. fol. metam.	granolepid. granonemat.	regional gr. medio y alto.
ANFIBOLITA	fanerítica	anfíbol	band. o mas. esquist. lin.	nematoblást.	regional gr. bajo y medio.
GRANULITA	fanerítica	minerales anhidros	masiva o band. isótropa	granoblást.	regional grado alto.
CUARCITA	fanerítica	cuarzo	masiva (isótropa)	granoblást.	regional (contacto)
MARMOL	fanerítica	calcita dolomita	mas. o band. isótropa	granoblást.	regional (contacto)
ECLOGITA	fanerítica	onfocita granate	mas. o band. isótropa	granoblást.	regional alto grado

Figura 31. Características principales de las rocas metamórficas más comunes.

Los prefijos ORTO y PARA

Como se indicó anteriormente, las rocas metamórficas se originan por transformación en estado sólido de rocas preexistentes de cualquier composición y naturaleza. Existen, por otra parte, rocas de marcada similitud composicional pero desarrolladas en ambientes geológicos diferentes. Este es el caso de los granitos, riolitas y arcosas, compuestas todas esencialmente de cuarzo y feldespatos, con escasa proporción de material pelítico (micas, arcillas, etc.).

Todas estas rocas, al ser metamorfozadas en ciertas condiciones, pueden dar como resultado rocas metamórficas gnéisicas (gneises cuarzo-feldespáticos) en las que difícilmente puede determinarse la naturaleza ígnea o sedimentaria del protolito original. Otro ejemplo lo constituyen las anfibolitas. Estas pueden originarse, tanto a partir de rocas ígneas básicas, como de rocas calcosilicatadas sedimentarias. Cuando puede conocerse la naturaleza del protolito original, ígneo o sedimentario, mediante datos geoquímicos y/o de campo, es preciso indicar

este dato en la nomenclatura de la roca metamórfica estudiada. Esto se hace anteponiendo el prefijo orto (ortogneis, ortoanfibolita) cuando el protolito es de naturaleza ígnea, y el prefijo para (paragneis, paraanfibolita) cuando se trata de protolitos sedimentarios. Gneises y anfibolitas, son las rocas en que suele darse esta convergencia composicional, y en las que se suelen usar, por tanto, los prefijos orto y para.