



**José J. Turón**

# **PRINCIPIOS DE GEOLOGÍA VOLUMEN I**

# Índice

<b><u>1.</u></b> El estudio de la Tierra .....	pg.3
<b><u>2.</u></b> La Tierra en el espacio .....	pg.9
<b><u>3.</u></b> Sismología. Estructura interna de la Tierra .....	pg.18
<b><u>4.</u></b> Tectónica de placas .....	pg.29
<b><u>5.</u></b> Geotectónica .....	pg.35
<b><u>6.</u></b> Minerales.....	pg.46
<b><u>7.</u></b> Magmatismo. Volcanes y Plutones .....	pg.56
<b><u>8.</u></b> Sedimentación. Las rocas sedimentarias.....	pg.73
<b><u>9.</u></b> Metamorfismo y rocas metamórficas .....	pg.88
<b><u>10.</u></b> Prácticas.....	pg.101

# El estudio de la Tierra.

La geología es la ciencia que estudia el origen, evolución, estructura y composición de la Tierra, así como su funcionamiento a través de:

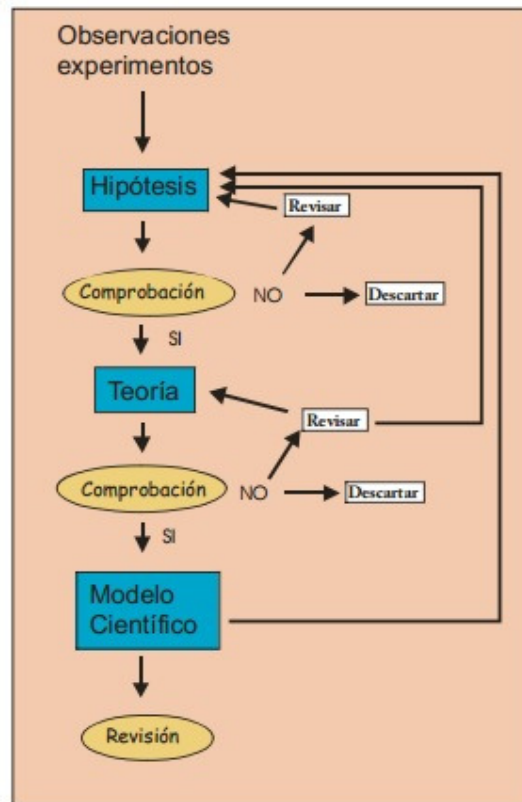
Para estudiar la Tierra, así como otros planetas o cuerpos terrestres, nos basamos en una limitada capacidad de estudio directo. Para ello usamos métodos de estudios directos como pueden ser los sondeos (con una profundidad máxima de 10 km), el trabajo de campo y usando herramientas como pueden ser las lupas, los microscopios e incluso los análisis químicos. También empleamos la observación indirecta, la cual puede consistir en usar imágenes tomadas mediante un satélite o un avión, los experimentos con presión y temperatura en un laboratorio, el uso de fragmentos de meteoritos, el empleo de barcos oceanográficos y los estudios sismográficos del interior de la Tierra.

Para cualquier investigación o estudio que realicemos, emplearemos el método científico. El método científico posee un componente temporal; ya que investigamos el origen y la evolución de nuestro planeta. Este es un plan general basado en observaciones metódicas y experimentos que nos llevan a la elaboración de hipótesis, teorías y modelos que explican el fenómeno observado.

- Una **Hipótesis** es una explicación provisional posible a un fenómeno. Estas deben ser comprobadas.

- Una **Teoría** consiste en una explicación que relaciona modelos funcionales entre sí, estas teorías pueden ser limitadas o globales.

- Un **Modelo** es una representación abstracta y simplificada de uno o varios fenómenos; facilitando así su comprensión.



Las observaciones y los experimentos nos permiten estudiar los materiales geológicos y su disposición geométrica (fase descriptiva). A continuación estableceremos una secuencia temporal de acontecimientos (fase comprensión). Por último reproduciremos experimentalmente los fenómenos observados (fase experimental) y con ello, estableceremos la hipótesis.

En la geología nos topamos con una serie amplia de trabas que limitaran nuestra capacidad de estudio. Algunas de estas trabas son las siguientes:

- Inaccessibilidad a la observación directa (nos es imposible ver, por ejemplo, que ocurre en el centro de la Tierra).

- En los procesos geológicos se ven involucrada una gran cantidad de variables físicas complejas (presión, temperatura, topografía).

- Gran dispersión de los valores de las variables estudiadas (desde Armstrongs estudiando minerales a kilómetros tratando de capas terrestres).

- Complejidad de los materiales geológicos (roca constituida por diferentes minerales; cada mineral con una composición química particular).

- Los procesos geológicos son irreproducibles en un laboratorio ya que estos fenómenos en la naturaleza tardan millones de años en producirse.

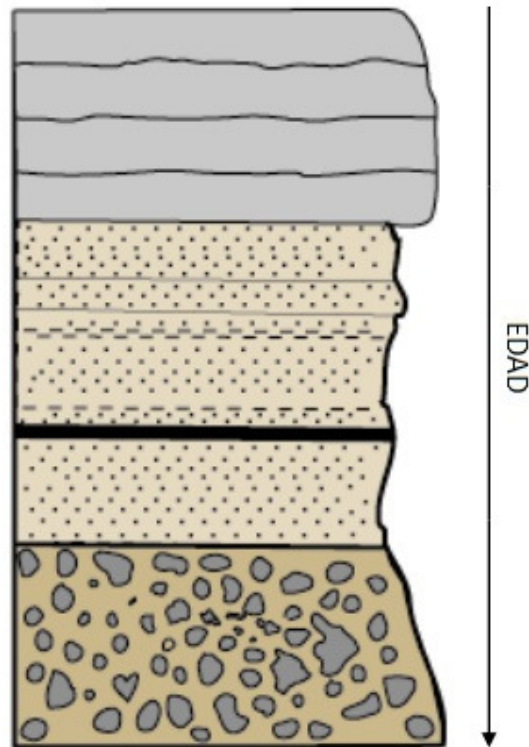
## **Breve historia y epistemología.**

Desde la época de Aristóteles se tiene interés por la Tierra y el estudio geológico, aunque se produce un paro total del estudio de esta en la Edad Media debido al condicionamiento del Cristianismo.

Renacimiento: Se producen los primeros avances desde la Edad Media. Copérnico enuncia que el sol es el centro del sistema solar. Galileo escribe la teoría de la existencia de los 4 satélites más grandes de Júpiter (los Satélites Galileanos).



Siglo XVII: Los primeros grandes avances desde el paro que supuso la Edad Media. Se realiza una primera estimación de la edad de la Tierra. Nicolau Steno propone el principio de superposición de los estratos, el cual nos permite enunciar que *cada capa de roca sedimentaria en una secuencia no afectada tectónicamente es más joven que la que está bajo ella y más antigua que la que está sobre ella*. Se puede resumir como que el estrato más antiguo es el más profundo.



También aparece el principio de ordenación paleontológica, el cual es parecido al principio de superposición de los estratos pero para identificar la antigüedad de los estratos recurre a la presencia en estos de fósiles guía; y en función de ellos, ordena las columnas estratigráficas.

Fueron gracias a estos dos principios con los que se realizó la datación de la tierra anteriormente citada.

El siglo XVII también fue testigo de un choque entre nuevas teorías que surgieron para explicar distintas partes de la geología (las encontramos un poco más abajo definidas):

- El uniformismo y el catastrofismo.
- El neptunismo y el plutonismo.

*Catastrofismo*: Teoría que afirma que grandes catástrofes y cataclismos separados por amplios periodos de tiempo habrían devastado la superficie de la corteza terrestre y originado el relieve actual. De esta teoría si fue admitido que puntualmente la Tierra había sufrido grandes catástrofes que habían alterado el relieve de esta, pero que estos fenómenos no justificaban el relieve.

*Uniformismo o Actualismo:* Estudiando los procesos geológicos actuales se pueden interpretar los procesos del pasado (ya que estos se repiten).

*Plutonismo:* James Hutton de la escuela Inglesa era el autor de esta teoría que enunciaba que los procesos de erosión rebajaban la superficie terrestre y que a lo largo del tiempo, esta debería haberse vuelto plana. El motivo que justifica que esto no sea así es que la tierra posee una energía interna que favorece el relieve.

Esta teoría también hablaba de que las rocas pertenecían a uno de los dos siguientes grupos:

- Rocas Sedimentarias.

- Rocas de Calor: las Rocas Ígneas habían sido formadas por el calor interno de la Tierra y las Rocas Metamórficas habían sufrido este calor dos veces.

*Neptunismo:* Abraham G. Werner de la escuela Alemana era el defensor de esta teoría. Esta enunciaba que todos los materiales visibles en la superficie terrestre estuvieron disueltos en un océano primordial. Estos materiales se depositaron y así se crearon. Esta hipótesis fue rápidamente rechazada ya que no todos los materiales eran solubles en agua. Además, con el paso del tiempo en los registros se apreció un cambio en el tipo de materiales depositados, tampoco se explica porque desapareció este océano.

Siglo XIX: Gran cantidad de avances con la Segunda Guerra Mundial; el desarrollo de la química permite que clasifiquemos mucho mejor las rocas y los minerales. También, gracias a estos avances, se averiguó que el núcleo interno de la Tierra es sólido y el núcleo externo es líquido. Se establece la estructura interior de la Tierra (corteza, manto, núcleo externo y núcleo interno).

Se produce una aceptación masiva de la teoría Uniformista en parte gracias a la obra "Principles of Geology" de C. Lyell, en el cual impulsaba estas ideas alegando que el presente es la llave del pasado.

En paleontología surgen teorías para explicar el origen de los seres vivos como la de Lamarck, que era el transformismo, o la de Cuvier, que fue el fijismo. Aunque fue C. Darwin con su "Origin of Species", dando lugar así a la teoría evolucionista, el que revolucionó este campo.

Siglo XX: T. Wilson elabora la teoría de la Tectónica de Placas (1969). Para desarrollarla se apoya en la "Deriva Continental" de A. Wegener y en

la "Expansión del Fondo Oceánico" de H. Hess y R. Dietz. A grandes rasgos, esta teoría enuncia que todos los continentes estaban juntos hasta el paleozoico y que en el mesozoico se separaron hasta su posición actual.

F. J. Vine y D. Matthews apoyaron la teoría del Fondo Oceánico al interpretar las anomalías magnéticas de este fondo.

## International Chronostratigraphic Chart.

Existen dos tipos de datación; la datación geocronológica, la cual pretende ser exacta (datación absoluta) y para ello se basa en análisis químicos; y cuyas divisiones de medida son: Eón, Era, Periodo, Época y Edad (Ordenadas de mayor a menor orden), y la datación cronoestratigráfica, la cual se basa en un registro fósil a la hora de elaborar sus divisiones, y cuyas divisiones de medida son: Eontema, Eratema, Sistema, Serie, Piso (Ordenadas de mayor a menor orden).

Ambos métodos de datación dividen el pasado en periodos que prácticamente se solapan (con un margen de diferencia). Definiremos algunas de estas divisiones a continuación:

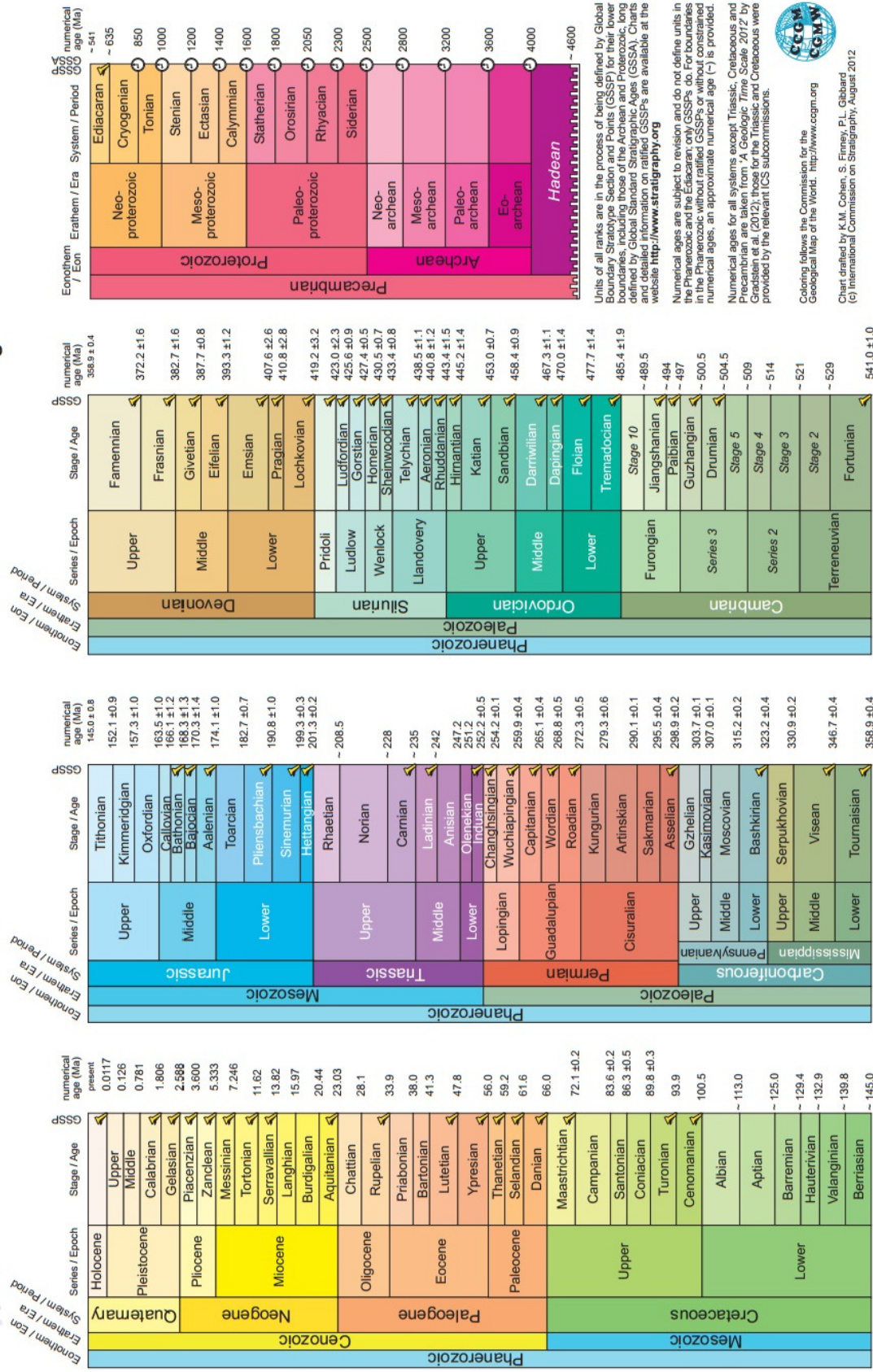
- **Eón:** Límites que se establecen en función de los cambios fundamentales en la historia de los seres vivos.

- **Era:** Límites definidos por los eventos de extinción masiva o renovación de la biosfera (i.e. fanerozoico) o por los cambios climáticos (i.e. arcaico-proterozoico).

- **Periodo:** Cambios mayores en las biotas de cada Era.

También debemos conocer las siguientes fechas (MA = Millones de Años:

- 4560 MA Formación de la Tierra.
- 4500 MA Formación del núcleo terrestre.
- 4400 MA Edad del cristal más antiguo de zirconio.
- 4000 MA Formación de la Luna.
- 3500 MA Fósil más antiguo (Ápex Chart).
- 2000 MA Formación de la atmosfera de oxígeno.
- 1750 MA Primera célula con núcleo.
- 550 MA Primeros animales con caparazón.
- 150 MA Dinosaurios.



# La Tierra en el espacio.

La Tierra se localiza en una galaxia del tipo espiral con un disco plano y dos brazos espirales, concretamente, se encuentra ubicada en el extremo más alejado del centro de uno de estos brazos.

Según la teoría del Big Bang, toda la materia estaba concentrada en una región del espacio muy pequeña. Se produjo una explosión y toda la materia se vio proyectada por el espacio, por lo que la edad del universo es aproximadamente 13700 MA, y la de nuestra galaxia es 13200MA.



Los satélites más relevantes de nuestro sistema solar son:

- La Luna, satélite de la Tierra.
- Phobos y Deimos, satélites de Marte.
- Europa, Io, Calisto y Gamínedes, los cuatro Satélites Galileanos de Júpiter.

PLANETA	Distancia media al Sol (U.A)	Densidad (grs/cm <sup>3</sup> )	Radio ecuatorial (km.)
Mercurio	0,4	5,43	2.440
Venus	0,7	5,24	6.052
Tierra	1,0	5,515	6.378
Marte	1,5	3,94	3.397
Júpiter	5,2	1,33	71.492
Saturno	9,5	0,697	60.268
Urano	19,2	1,29	25.559
Neptuno	30,1	1,76	24.764

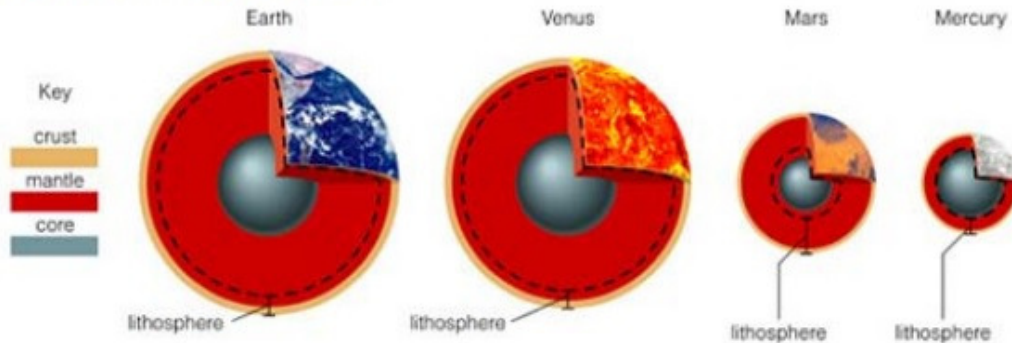
1 Unidad Astronómica = 150 millones de km.

También debemos saber que entre Marte y Júpiter se encuentra el Cinturón de Asteroides y que el Sol es una estrella amarilla de 5ª magnitud con una temperatura en su corteza de 5500 °C, compuesto en un 92% de Hidrógeno y en un 7% de Helio. La temperatura del núcleo del sol alcanza los 15000000 °C, lo cual permite que se produzca la fusión termonuclear.



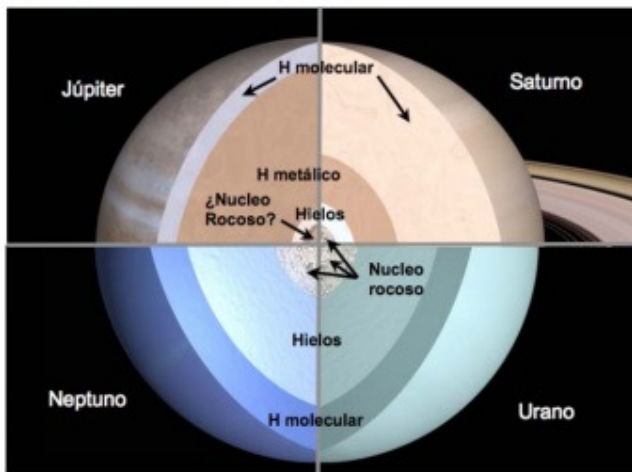
Los planetas internos o terrestres son planetas relativamente pequeños, de alta densidad, con atmósferas muy tenues, próximos al Sol y con pocos satélites, son Mercurio, Venus, la Tierra y Marte. En ellos podemos apreciar la existencia de basaltos, edificios volcánicos y estructuras tectónicas. Con respecto a la estructura interna, el núcleo de estos planetas es donde se encuentran los materiales más pesados, rodeados por unas capas formadas de materiales más ligeros (silicatos).

### Planetas internos o terrestres



Los planetas externos o gigantes son planetas de gran tamaño y una densidad baja, lejanos al sol y con un gran número de satélites. Sus atmósferas son masivas compuestas por Hidrógeno, Helio,  $\text{CH}_4$  y  $\text{NH}_3$ . Actualmente se desconocen sus rasgos superficiales y con respecto a su

### Planetas externos o gigantes



estructura interna, tienen un campo magnético ya que su atmósfera está constituida por Hidrógeno molecular, el cual actúa como conductor. La presión y la temperatura son muy elevadas. El Hidrógeno se encuentra en estado líquido-metálico. Urano y Neptuno tienen agua y metano en estado sólido. Esta clase de planetas poseen un núcleo rocoso.

# Comentarios sobre los planetas y otros cuerpos del Sistema Solar.

- Mercurio: Carece de atmosfera por lo cual su corteza no experimenta el fenómeno de la erosión. En su exosfera podemos encontrar los siguientes elementos: H, He, O, Na, K, Ca. Las temperaturas en su superficie oscilan entre los  $-170\text{ }^{\circ}\text{C}$  y los  $430\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

- Venus: Posee una atmósfera de  $\text{CO}_2$  y nubes de ácido sulfúrico. El 85% de su superficie son coladas de lava basáltica, lo que es un indicador de la presencia de actividad geológica reciente (ya que al existir una atmosfera, la corteza sí que experimenta erosión).

- La Tierra: Las dos terceras partes de su superficie es agua en estado líquido. Su atmósfera está constituida en un 78% Nitrógeno y un 21% Oxígeno. Su superficie se ve renovada por la dinámica interna del planeta y por la erosión.

- Marte: Posee una atmosfera débil de  $\text{CO}_2$ , Nitrógeno y Argón. Sus rasgos morfológicos indican que en su momento hubo agua.

- Cinturón de Asteroides: Constituido por fragmentos de rocas procedentes de los restos de planetesimales que no llegaron a acreccionarse, su estudio es importante para comprender como se formo el sistema solar.

- Júpiter: Compuesto por H, He,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  en su mayoría, presenta una atmosfera muy activa con vientos que se mueven a una velocidad muy elevada. Tiene 63 satélites y un anillo. Cabe destacar que uno de sus satélites, Io, renueva constantemente su superficie ya que está sometido a la gravedad de Júpiter, Gamínedes y Europa, lo cual resulta en que se generen mareas en su corteza de hasta 100 metros de altitud, motivo por el cual sufre gran actividad volcánica.

- Saturno: Compuesto en un 75% de Hidrogeno y en un 25% de Helio, este planeta tiene una atmosfera muy activa con vientos que alcanzan una velocidad de 500 m/s. Tiene 61 satélites y millones de anillos. Estos anillos están formados mayoritariamente por agua helada.

- Urano: Compuesto por Hidrogeno y Helio. Su eje de rotación está en el plano orbital. Sus anillos son muy tenues.

- Neptuno: Posee una atmosfera muy activa con "manchas" que no son sino tormentas de un gran tamaño. Los vientos alcanzan los 2000km/h. Posee 6 anillos y 13 satélites.

- Cometas: Pertenecen al cinturón de Kuiper y a la nube de Oort. Están formados por partículas heladas que son los restos de la nebulosa solar primitiva de la que se formaron los planetas.

## Modelo de génesis planetaria.

### *Observaciones Mecánicas.*

- ¿Por qué las orbitas son coplanarias, elípticas, de baja excentricidad y se encuentran todas ellas en el plano del ecuador solar?

- El sol y los planetas giran del Oeste al Este (rotación directa) salvo Venus, que gira de Este a Oeste (rotación retrograda) y Urano que tiene su eje de rotación contenido en el plano de la elíptica.

### *Observaciones Geológicas.*

- Debe existir una correlación de los planetas y su distancia al Sol ya que los más densos están más cerca de este que los más ligeros, los cuales se encuentran bastante alejados.

- Existe una diferenciación por densidades en los planetas (decantación), En el centro de estos se encuentran los elementos más densos.

- ¿Por qué existe en los planetas terrestres una cantidad tan enorme de impactos?

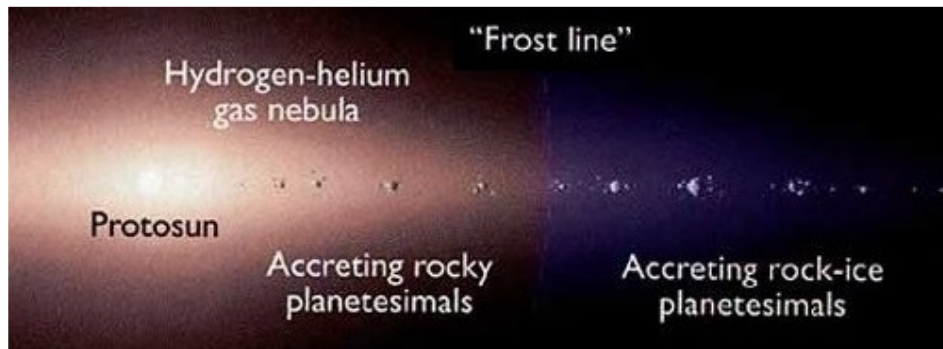
## Origen del Sistema Solar

EL origen de nuestro sistema solar se halla en la contracción de una nebulosa difusa, con rotación lenta (inicialmente). La materia tiende a acumularse en el interior de esta nebulosa. 100000 años después de la creación de esta nebulosa se forma un disco aplanado con rotación rápida.



La materia se concentra en el centro y se forma el protosol (así queda explicado el porqué todas las orbitas de los planetas son coplanarias. También se puede explicar el giro Oeste-Este diciendo que ese era el sentido de giro de aquel disco).

Este disco está formado por materia con una temperatura muy elevada. Transcurrido 1 MA, la materia empezó a condensarse y enfriarse en función de la temperatura de condensación; los elementos más densos tienen una temperatura de condensación más elevada que la de los materiales más ligeros (esto justificaría que la línea de solidificación de los silicatos sea  $8 \times 10^6$  Km y que este separada por la línea de hielo de la línea de congelación del  $H_2O$ ,  $CH_4$  y  $NH_3$  que es entre 2 y 4 U.A)



Hay que destacar que el sol representa el 98% de la materia del Sistema Solar. Ya que la composición del universo es en su gran mayoría Hidrogeno y Helio, se entiende que los planetas externos sean aquellos que posean el mayor volumen.

El gas y el polvo que envolvían el disco empezó a formar planetesimales; que son bloques de partículas que se han aglomerado al chocar. El tamaño de estos cuerpos no es mayor a 1 Km. Los planetas terrestres se formaron por acreción de planetesimales mientras que los gaseosos se formaron por la acreción de gases. Según crecían los planetas atraían mas planetesimales o gases. Los planetas gaseosos se formaron mas rápido que los terrestres. La masa de los planetas del sistema solar esta balanceada hacia los planetas gaseosos. Júpiter tiene casi toda la materia (en términos de %) que forman los planetas del Sistema Solar.

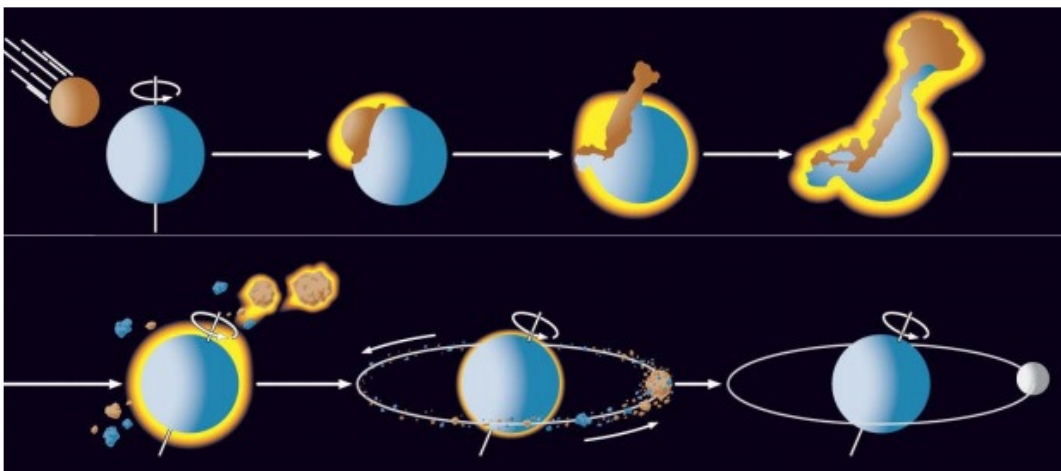
Transcurrido 3 MA se forman los protoplanetas (acreciones de planetesimales de un tamaño no superior al de la Luna).

Transcurrido 10 MA el viento solar ha barrido la mayor parte de las partículas no acreccionadas en planetesimales o protoplanetas.

Transcurrido 50 MA la masa del Sol es suficientemente elevada como para que comience la fusión termonuclear. Los planetas gaseosos acaban de formarse mientras que los rocosos aun se encuentran en una temprana fase de crecimiento.

Transcurrido 75 MA los planetas internos completan su proceso de formación, pero aun comparten órbitas con otros cuerpos.

Transcurrido 80 MA Un cuerpo del tamaño de Marte colisiona con la Tierra y causa que una porción de la corteza sea desprendida hacia el espacio. La Luna se formará con este material, Como consecuencia de este impacto, la Tierra se inclina  $23^\circ$  y aumenta su velocidad de rotación. Las rocas lunares con una antigüedad de 4470 MA y una composición muy similar a la de la corteza terrestre lo corroboran. Desde entonces, la Luna se aleja de la Tierra con el paso del tiempo.



No todo el material acreccionado y no barrido por los vientos solares forma planetas. Entre Marte y Júpiter quedaron asteroides sin acreccionarse ya que el campo gravitatorio de Júpiter impidió que se acreccionaran. También se formó el cinturón de Kuiper.

Transcurrido 500 MA los planetas acaban de formarse. Aun queda materia sin acreccionar y las órbitas de los gigantes gaseosos no son estables. Durante el proceso de estabilización, los gigantes gaseosos emiten material hacia el interior y el exterior del Sistema Solar provocando los impactos de meteoritos. Se supone que Venus y Urano

recibieron sendos impactos importantes que alteraron su dirección de rotación (Venus) o el plano de su eje (Urano).

La diferenciación (decantación) en los planetas encuentra su explicación a que debido a la alta temperatura de los materiales que formaban los planetas internos, el hierro en estado líquido se hundió. esto supuso la decantación del planeta y que este acabase diferenciado en función de las densidades de los materiales.

### **Historia de la Tierra (Cronología)**

**Hádico:** 4500 MA (Formación de la Tierra) - 4000 MA.

- Se produce la diferenciación por densidades.
- Atmosfera primitiva (no contenía O<sub>2</sub>). Estaba compuesta por CO<sub>2</sub>, CO, vapor de agua y H<sub>2</sub>.
- Se produce la condensación de los volátiles, esto implica la generación de la hidrosfera.

**Arcaico:** 4000 MA - 2500 MA.

- Hace 4000 MA se forma la corteza y se generan los cratones, que son masas continentales que han llegado a tal estado de rigidez que no han sufrido fragmentaciones o deformaciones al no haber sido afectadas por los movimientos orogénicos.
- Hace 3700 - 3500 MA se produjo un evento orogénico denominado Saamian.
- De hace 3500 MA datan los primeros microfósiles y estromatolitos. Los fósiles de las cianobacterias datan de hace 2800 MA.

**Proterozoico:** 2500 MA - 541 MA.

- Se produce la formación de los continentes. A finales del proterozoico se produce la tectónica de placas y la formación del supercontinente Rodinia.
- Procesos de erosión y sedimentación → Rocas sedimentarias.
- La atmosfera se enriquece de H<sub>2</sub>O, N<sub>2</sub> y CO<sub>2</sub>.
- Hace 2700 MA se inicia la fotosíntesis anaeróbica que no genera oxígeno. Posteriormente pasa a ser aeróbica y si empieza a liberar oxígeno.
- Hace 2800 - 1800 MA se forman los primeros bandeados de hierro.
- Hace 1500 MA se empieza a generar la capa de ozono. Se desarrollan las células eucariotas y surgen los organismos multicelulares.

- Se tienen los Ediacaras como primer organismo pluricelular en el registro fósil, con una antigüedad de 640 MA.

**Paleozoico:** 541 MA - 252 MA.

- Se produce la fragmentación de Rodinia. La colisión de continentes da lugar a la orogénesis Hercínicas. Se produce la formación de un nuevo supercontinente al final de este periodo.
- El clima durante este periodo experimenta dos glaciaciones; la primera en el Ordovícico - Silúrico y la segunda en el Carbonífero - Pérmico. Aumento del O<sub>2</sub> en la atmósfera durante el Carbonífero.
- Desaparece la fauna Ediacara y se produce la explosión cámbrica: el registro fósil muestra la aparición de organismos con caparazón conocidos como trilobites.

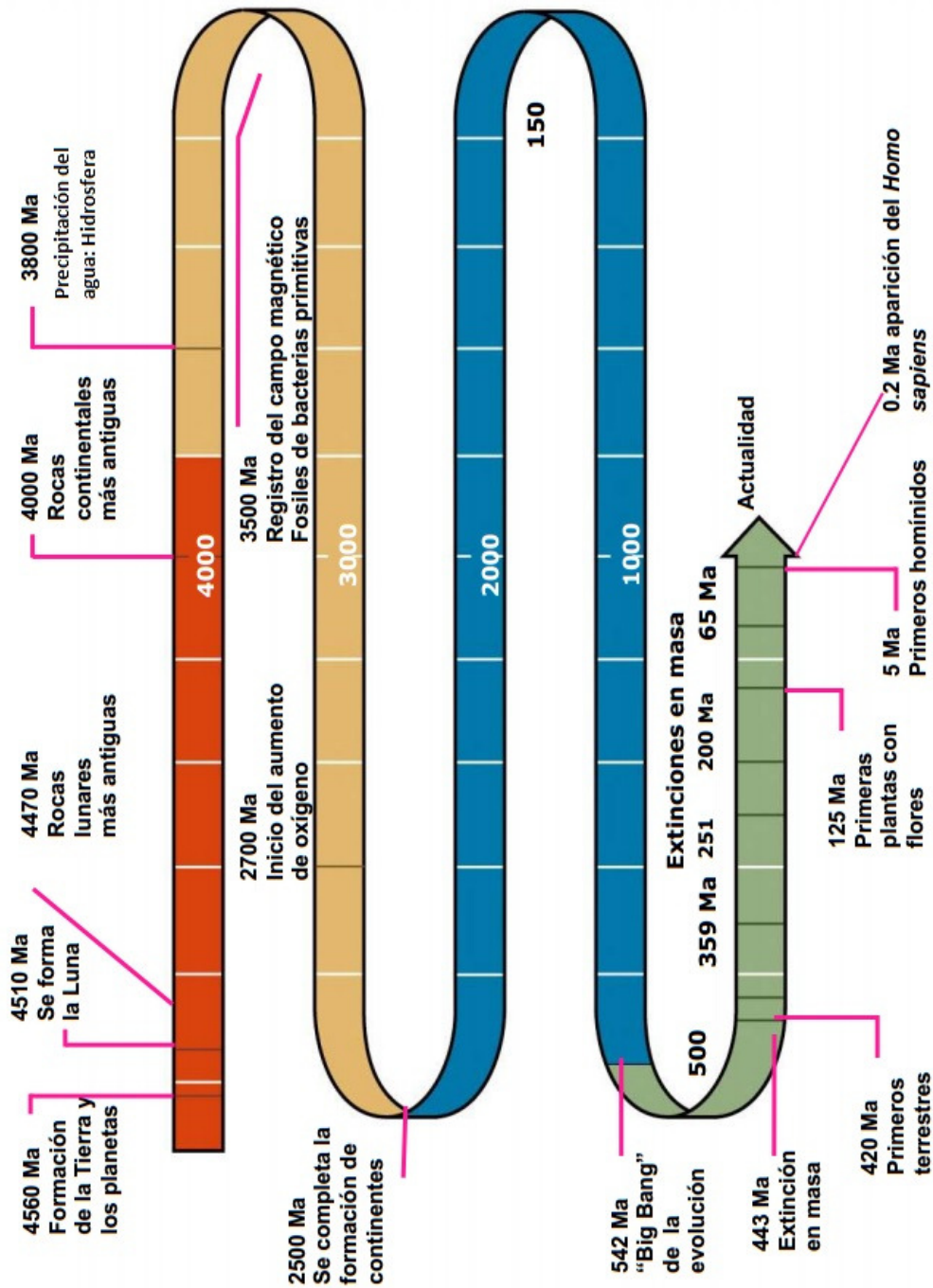
**Mesozoico:** 252 MA - 66 MA.

- Se fragmenta Pangea con la formación del mar Tethys, el océano Atlántico se abre y se forman los Alpes, los Andes y el Himalaya.
- El clima permanece invariable.
- Se produce la proliferación de los ammonites; pero desaparecen al final de este periodo (fósil guía). También proliferan los mamíferos y los pájaros a finales del Triásico. Las angiospermas proliferan a finales del Jurásico.
- Aparición de los dinosaurios a principios del Mesozoico (comienzos del Triásico).
- Con el fin del Mesozoico se produce una extinción masiva de los dinosaurios. Sobreviven los mamíferos. Las hipótesis de esta extinción se barajan entre el impacto de un meteorito y una actividad volcánica intensa durante 500000 años.

**Cenozoico:** 66 MA - Actualidad.

- Se produce una intensa actividad tectónica. El movimiento de continentes culmina con la formación de la cadena Alpino-Himalaya.
- El clima es cálido hasta el Oligoceno (encontramos una evidencia en las rocas evaporíticas de este periodo). En el mioceno se produce un cambio a un clima frío que se cree que puede deberse a un cambio en las corrientes marinas.
- Cenozoico: Crisis del Mioceno Mediterráneo. Se cree que el Mediterráneo se seco y se volvió a inundar varias veces al quedarse aislado de los océanos. Nos basamos en los depósitos de sal debajo de los cuales hayamos petróleo que hay en el Mediterráneo.

- Desde el Paleógeno, todos los grupos actuales de seres vivos se han mantenido sin producirse grandes extinciones. Se produce la evolución del ser humano, teniendo este una antigüedad de 7 MA.

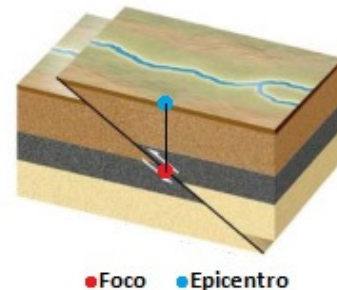


## Sismología. Estructura interna de la Tierra.

La sismología es la ciencia que estudia los movimientos sísmicos o terremotos. Un terremoto se produce cuando hay una rotura de las rocas que se encuentran en la corteza o en la región exterior del manto liberándose bruscamente una gran cantidad de energía acumulada.

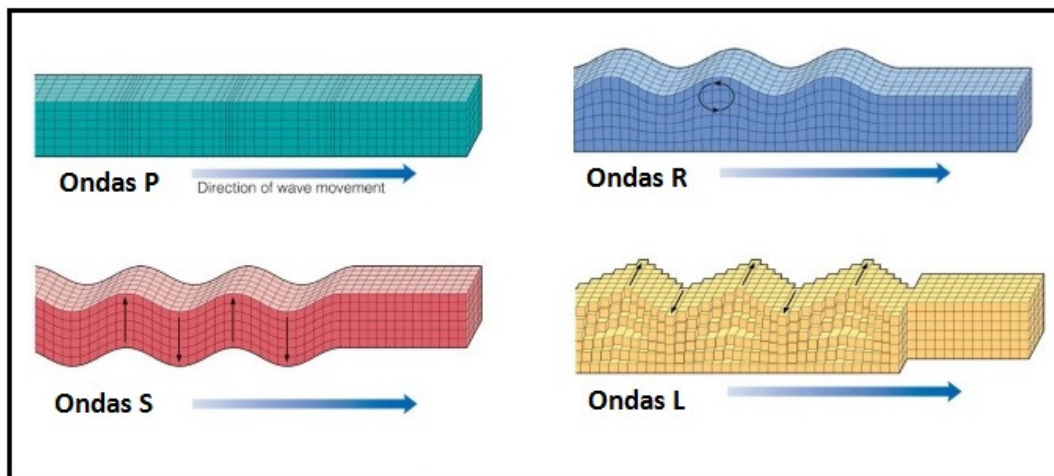
En función de la profundidad del foco del terremoto podemos clasificarlos en terremotos de foco superficial (0-50 Km Prof.), terremotos de foco intermedio (50-300 Km Prof.) y terremotos de foco profundo (300-700 Km Prof.).

El foco de un terremoto es el punto interior de la Tierra a partir del cual se libera la energía en forma de ondas sísmicas. El epicentro es el punto en la vertical del foco que se encuentra en la superficie.



Las ondas sísmicas son ondas elásticas que se propagan en todas las direcciones. Existen dos tipos de ondas sísmicas:

- Ondas profundas: P y S. Se propagan por toda la Tierra.
- Ondas superficiales: R y L. Estas se propagan una cantidad pequeña (carácter local) desde el foco del terremoto.



Las ondas P (Primary) son las más rápidas de todas, por lo que son las primeras en percibirse por los sismógrafos., Un lapso de tiempo después aparecen las ondas S (Secondary) seguidas inmediatamente después por las ondas R (Raleigh) y L (Love).

- Ondas P: Son ondas longitudinales que producen una compresión y descompresión del material que atraviesan. Estas se propagan tanto por materiales sólidos como por materiales líquidos. Su velocidad media es de 6 Km/h y viene expresada por la siguiente fórmula, en la cual,  $\rho$  es la densidad,  $\kappa$  la constante de compresibilidad y  $\mu$  la rigidez del material:

$$V_p = \sqrt{\frac{\kappa + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}$$

- Ondas S: Son ondas transversales que deforman el material que atraviesan perpendicularmente al sentido del desplazamiento en la vertical de este. Solo se transmiten en medios rígidos (sólidos). Su velocidad media es de 3 Km/h y se expresa por la siguiente fórmula, donde  $\mu$  y  $\rho$  son los mismos parámetros que en la ecuación anterior.

$$V_p = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

- Ondas R: Su comportamiento es similar al de las olas, ejerciendo sobre las partículas del materias que atraviesan un movimiento elíptico.

- Ondas L: Las partículas atravesadas por esta onda se mueven en un eje perpendicular horizontal a la dirección de transmisión de esta.

Se define la *Magnitud* de un terremoto como la medida cuantitativa de la energía liberada por el terremoto. Se determina con la amplitud de las ondas sísmicas y viene dadas por la siguiente ecuación donde  $A$  es la amplitud máxima de la onda en micrómetros,  $T$  es el periodo de la onda en segundos,  $\Delta$  es la distancia entre el punto medido y el epicentro,  $h$  la profundidad del foco y  $a$  y  $b$  son constantes.

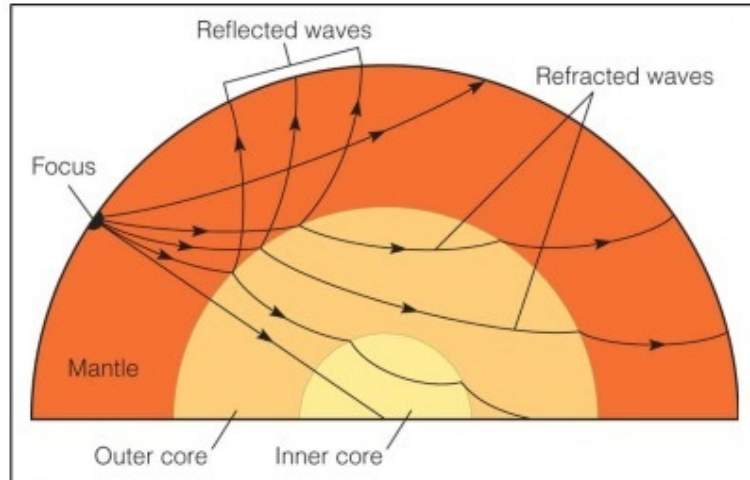
$$M = \log A + a * f(\Delta, h) + b$$

Se define la *Intensidad* como la medida cualitativa que depende de los daños causados. Esta está definida en función de la distancia entre el epicentro y el foco y la naturaleza de los materiales. Las escala de referencia de la Intensidad es la Escala Macrosísmica Europea (EMS-98), posee 12 niveles de intensidad (I al XII) y se la conoce como la escala de Mercalli.



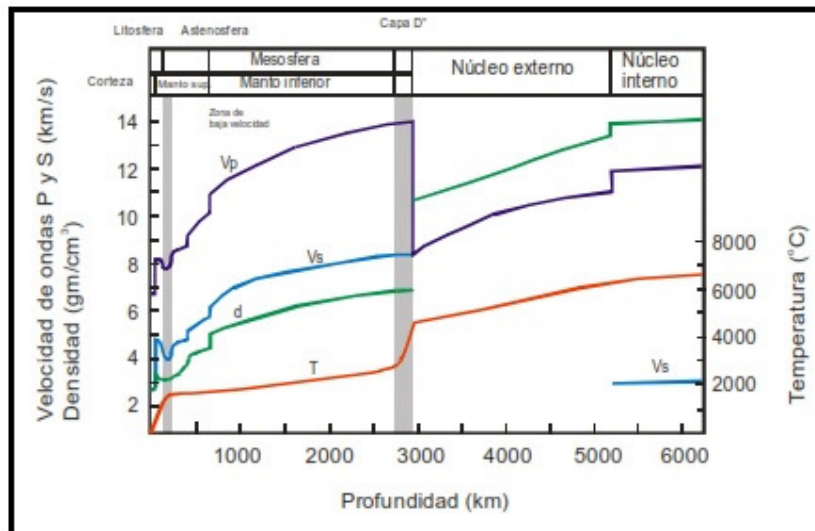
## Estructura interna de la Tierra.

Al sernos imposible el acceso al interior de la Tierra nos vemos obligados a estudiarlo y a deducir su estructura a partir de los cambios de velocidad de las ondas sísmicas profundas. Los factores físicos que modifican la velocidad de las ondas son la incompresibilidad, la rigidez y la densidad de los materiales atravesados por estas ondas.



La transmisión de las ondas sísmicas en el interior de la Terra nos permite percibir dos discontinuidades del material:

- Discontinuidad de *Mohorovicid*, a una Prof. de 35 Km.
- Discontinuidad de *Gutenberg*, a una Prof. de 2890 Km.

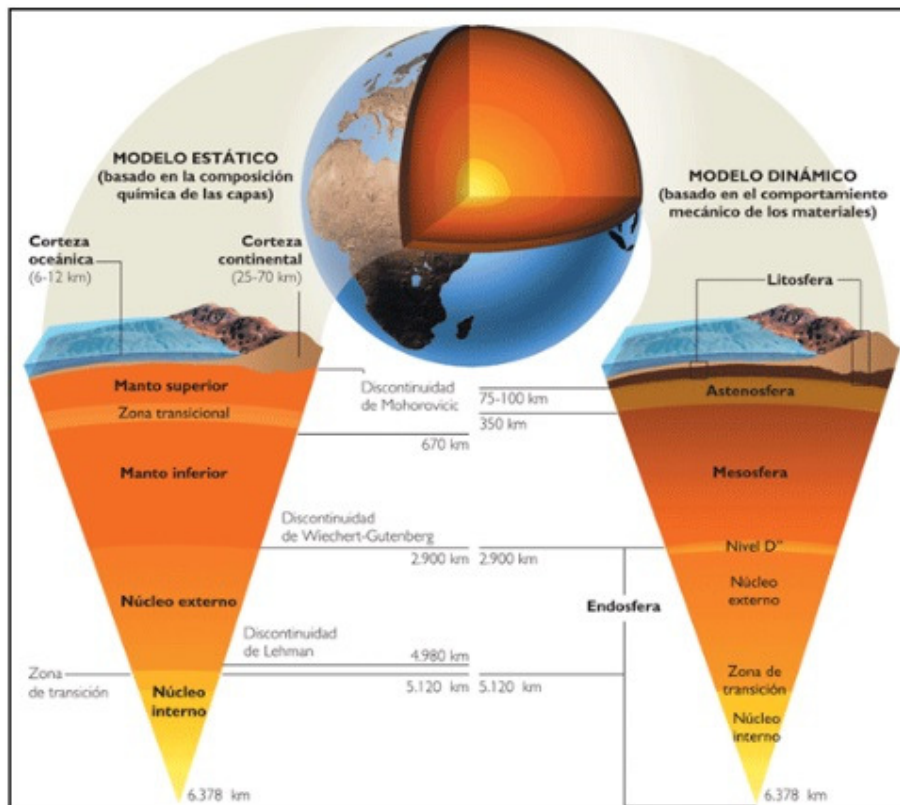


Esto nos permite dividir a la Tierra en:



- Corteza, con una densidad de  $3 \text{ g/cm}^3$  está compuesto por rocas ricas en sílice y aluminio. Se expande entre los 0 y 35 Km de profundidad.  
→ Discontinuidad de Mohorovicid. Prof. 35 Km.
- Manto, compuesto de nuevo por rocas ricas en silicio pero también en magnesio. Posee una densidad comprendida entre  $3,5$  y  $5,5 \text{ g/cm}^3$  y se expande entre 35 y 2890 Km de profundidad.  
→ Discontinuidad de Gutemberg. Prof. 2890 Km.
- Núcleo, compuesto por una aleación de hierro y níquel. Su densidad oscila entre  $10$  y  $13 \text{ g/cm}^3$  y se expande entre los 2890 y los 6370 km de profundidad.

Existen dos modelos en función de dos criterios distintos, el modelo dinámico, que divide la tierra en un conjunto de capas con un mismo comportamiento de deformación (estas capas reciben el nombre de capas mecánicas), y el modelo estático, el cual divide la Tierra en capas en función de su composición química. A continuación hablaremos de en que capas se dividen.



**Capas del modelo dinámico.**

Litosfera: Parte externa rígida, alcanza los 100 - 150 Km de profundidad.

Astenosfera: Es una zona de baja velocidad ya que no es totalmente rígida. Contiene entre un 1 y un 5 % de material fundido. Sobre esta capa están situadas las placas tectónicas. Se encuentra entre los 100 y los 350 Km de profundidad.

Manto Inferior: Esta capa se caracteriza por fluir lentamente debido a las altas presiones y temperaturas a las que está sometido. Se extiende hasta los 2890 Km de profundidad.

Núcleo Externo: Se encuentra en estado líquido, somos conscientes de esto ya que las ondas S no lo atraviesan. Esta comprendido entre los 2890 y los 5145 Km de profundidad.

Núcleo Interno: Se encuentra en estado sólido ya que se tiene constancia de un aumento significativo en la velocidad de las ondas P. Se expande entre los 5145 y los 6370 Km de profundidad.

### **Capas del modelo estático.**

Existen dos tipos de corteza.

Corteza continental: La profundidad media hasta la que se extiende esta capa es de 35 Km, pero perfectamente puede llegar a los 70 Km de profundidad. Está constituida por rocas de un orden de antigüedad de 4000 MA. Se distinguen tres tipos distintos de estructuras en esta corteza:

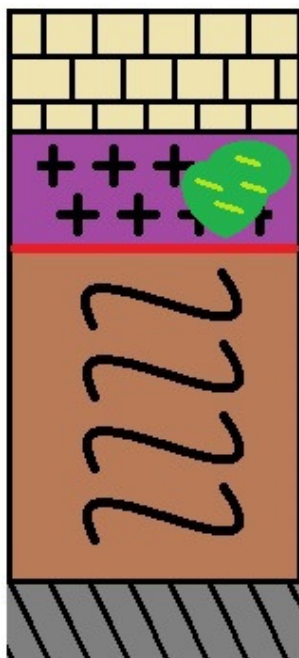
- Escudos: Son regiones de la corteza tectónicamente estables constituidas por las rocas más antiguas. Carecen de un marcado relieve y la presencia de rocas sedimentarias es muy escasa.
- Plataformas: Se trata de las áreas estables cuyo relieve se encuentra bastante erosionado. Se asientan sobre los macizos más antiguos. La mayor parte de las plataformas está constituida por rocas sedimentarias.
- Orógenos: Son las regiones montañosas formadas por la colisión entre cortezas continentales. En ellos encontramos rocas de todo tipo. Los macizos mas erosionados son los orógenos más antiguos, un ejemplo es la Sierra de Madrid, el cual fue reactivado durante la Orogenia Alpínica.

La composición de la corteza continental es compleja y se podría dividir en dos partes:

- Corteza continental superior: Característica de esta región de la corteza es que su densidad media es de 2,7 g/cm<sup>3</sup> y que la velocidad

media de las ondas P está comprendida entre los 5,9 y 6,2 Km/h. El material que constituye esta región es principalmente granodiorita.

- Corteza continental inferior: Esta separada físicamente de la corteza continental superior por la discontinuidad de Conrad, la cual no siempre está presente ya que solo aparece en zonas estables como son los macizos y los escudos. La velocidad de las ondas P en esta capa oscila entre los 6,6 y 7,2 Km/h. Esta capa tiene una densidad media de 3 g/cm<sup>3</sup> y esto se aprecia en que los materiales presentes en esta capa son las anfibolitas, eclogitas y granulitas.



**1** 1. El espesor medio de esta subcapa es de 1,8 Km de profundidad y está compuesta íntegramente por rocas sedimentarias.

**2** 2. Esta subcapa está compuesta por rocas ígneas con intercalación de rocas metamórficas

**4** (4). El espesor de esta capa oscila entre 10 y 12 Km de profundidades. Las rocas de este nivel se caracterizan por ser ricas en silicio SiO<sub>2</sub> y aluminio Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y son pobres en magnesio MgO y en hierro FeO.

**3** 3. Discontinuidad de Conrad.

**5** 5. Capa compuestas de rocas metamórficas con gran cantidad de anfíboles. Son pobres en silicio SiO<sub>2</sub> y aluminio Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y son ricas en magnesio MgO y en hierro FeO.

**6** 6. Es la capa mas interna de la corteza terrestre,

se compone de eclogitas (cuando el gradiente térmico es bajo) o granulitas (cuando este es elevado).

Corteza oceánica: Las rocas pertenecientes a esta corteza son relativamente jóvenes ya que la edad de las más antiguas ronda los 250 MA. Esta capa se extiende hasta la discontinuidad de Mohorovicid y tiene un espesor medio de 7 Km de profundidad. En esta corteza podemos encontrar las siguientes regiones:

- Dorsal oceánica: Son elevaciones del fondo oceánico que alcanzan los 2 - 3 Km de altura. Las dorsales oceánicas pueden tener fácilmente los 2000 km de extensión. Se caracterizan por ser una zona de alta actividad sísmica y volcánica.

- Cuenca oceánica: Región entre la dorsal oceánica y el margen continental. Es una zona estable con una profundidad media de 3600 m (con respecto al nivel del mar). Son los depósitos sedimentarios de los océanos donde se deposita esta materia, siendo la abundancia de los sedimentos mayor según mas cerca estemos del margen continental.
- Fondos oceánicos: Son zonas estrechas y alargadas con una profundidas de unos 10 Km. Se localizan alrededor de algunos márgenes continentales. Tienen un perfil asimétrico mas abrupto en el lado del continente y más suave en el lado oceánico. Son zonas de gran actividad sísmica y de vulcanismo. También es un deposito de sedimentos.
- Islas oceánicas: Son islas que aparecen en el océano. Son de origen volcánico.
- Cuencas marginales: Son cuencas de depósitos sedimentarios que quedan entre las zona de fosa y las cuencas oceánicas.

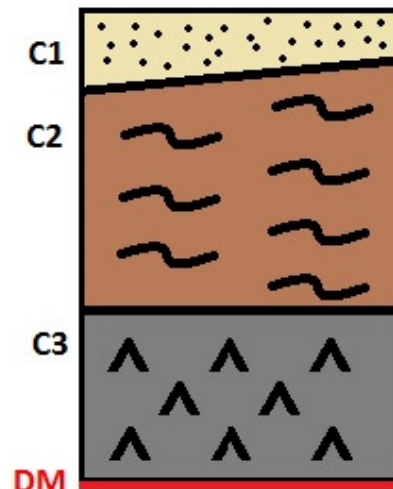
#### Capas de la corteza oceánica.

1ª Capa: Compuesta por sedimentos, el espesor medio es de 500 m pero es muy variable. La velocidad de las ondas P oscila entre 1,6 y 2,5 Km/h.

2ª Capa: Compuesta por basaltos y de un espesor medio de 2 Km. Las ondas P alcanzan unas velocidades entre 4,4 y 6 Km/h en esta capa.

3ª Capa: Separada de la capa 2 por un dique compuesto de gabros (toda esta capa está compuesta por gabros), las ondas P alcanzan velocidades entre 6,5 y 7 Km/h.

**DM**: Discontinuidad de Mohorovicid.



Corteza de transición: Esta comprende los arcos volcánicos, que tienen forma arqueada y forman los arco islas cerca de los continentes y presentan una importante actividad sísmica, y las cuencas continentales, que son cuencas oceánicas rodeadas totalmente por bordes continentales, y son importantes depósitos de vaporitas.

Manto: Limita superiormente con la discontinuidad de Mohorovicid. Aquí las ondas sísmicas experimentan un primer aumento notable de su velocidad. Se divide en las siguientes partes:

- Manto superior: Se extiende desde la discontinuidad de Mohorovicid hasta los 660 Km de profundidad, aunque su ultima parte es una zona de transición.

- Zona de transición: pertenece al manto superior y de extiende entre los 410 y los 660 Km de profundidad. Se caracteriza por ser una zona donde debido a las condiciones de presión y temperatura los minerales sufren transformaciones.

- Manto inferior: Se extiende desde los 660 Km de profundidad hasta la capa D. En esta zona del manto las ondas sísmicas experimentan un gran aumento en su velocidad.

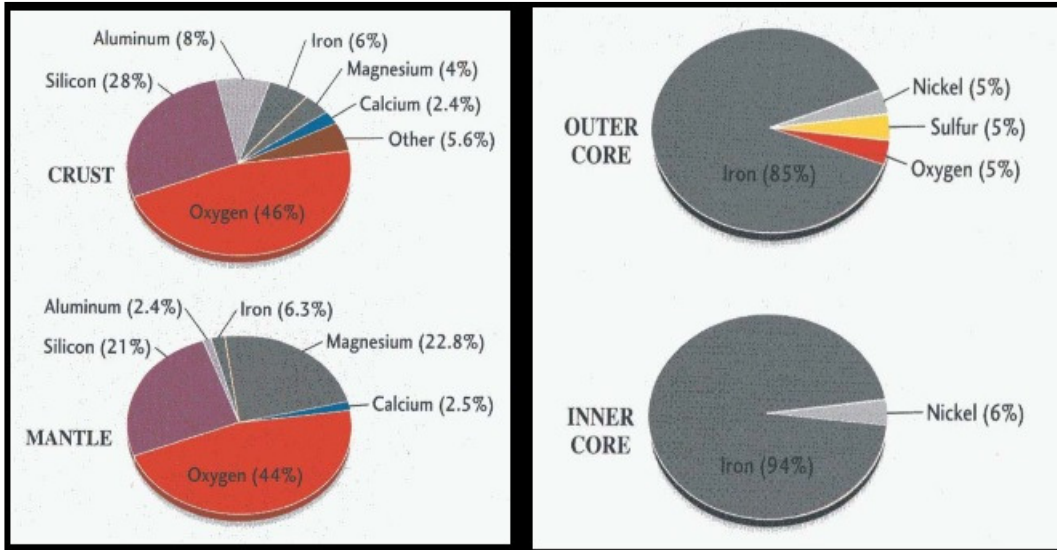
- Capa D: Se trata de una extensión poco homogénea ya que sufre importantes variaciones laterales y verticales de composición. En esta capa se producen los penachos térmicos (puntos calientes).

No podemos estudiar la composición del manto de una manera directa, la estudiamos a través de los complejos ofiolíticos, que son regiones emplazadas en la corteza continental de corteza oceánica mas una porción del manto superior, meteoritos, ya que la composición de estos coincide con la del manto y enclaves de rocas volcánicas, ya que son material proveniente del manto expulsados a la superficie.

Sabemos que el manto está formado por peridotitas, que son rocas con olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno mas una fase alumínica que, en función de la profundidad, formara un mineral u otro: plagioclasas para una profundidad inferior a los 30 Km, espinela entre unas profundidades de 30 a 70 Km y granate si la profundidad es mayo a 70 Km.

Gracias a los datos sísmicos y geoquímicos podemos enunciar que el manto profundo no es homogéneo. A 1600 Km de profundidad existe un límite químico que separa un manto empobrecido en K, Rb, Ba, Th, U y desmasificado de un manto sin empobrecimiento en ninguno de esos elementos, rico en gases y enriquecido en Fe.

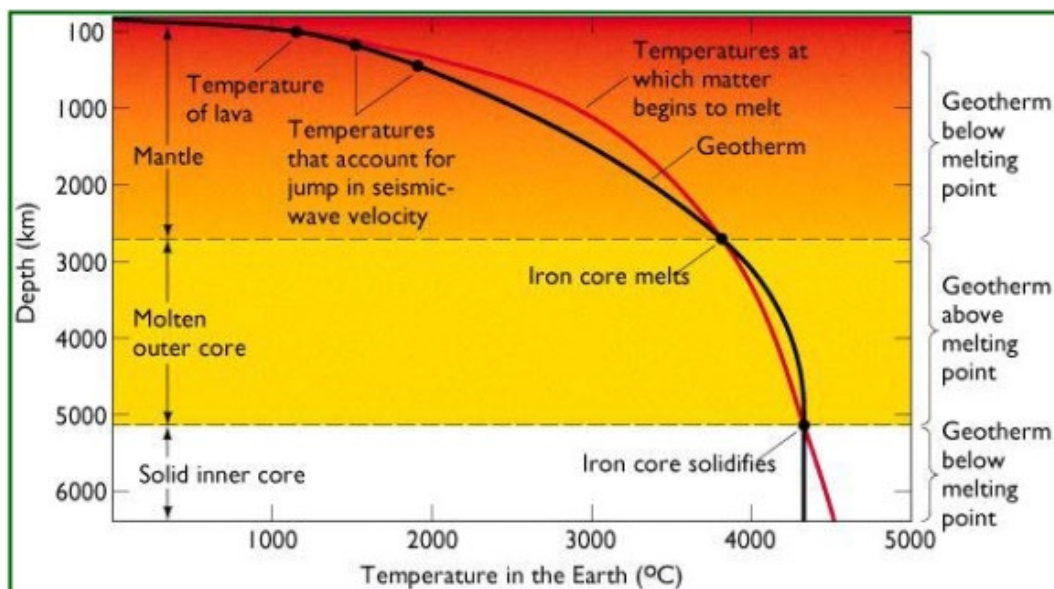
Núcleo: Al llegar al núcleo, la velocidad de las ondas P cae de 14 a 8,1 Km/h pero aumenta a 11,2 Km/h al llegar al núcleo interno. Dejan de transmitirse las ondas S, por lo que podemos deducir que el núcleo externo es líquido. La densidad del núcleo es de  $10.6 \text{ g/cm}^3$  por lo que deducimos que está compuesto de una aleación de Fe y Ni. El núcleo externo es en un 95% una aleación de Fe y Ni y el núcleo interno es 90%



Fe y el 10% restante elementos como S, O, Ni y, en un muy reducido menor grado, K.

### Calor interno y temperatura.

El calor interno de la Tierra proviene de un calor de origen radiactivo y un calor primordial existente desde la creación de la Tierra.

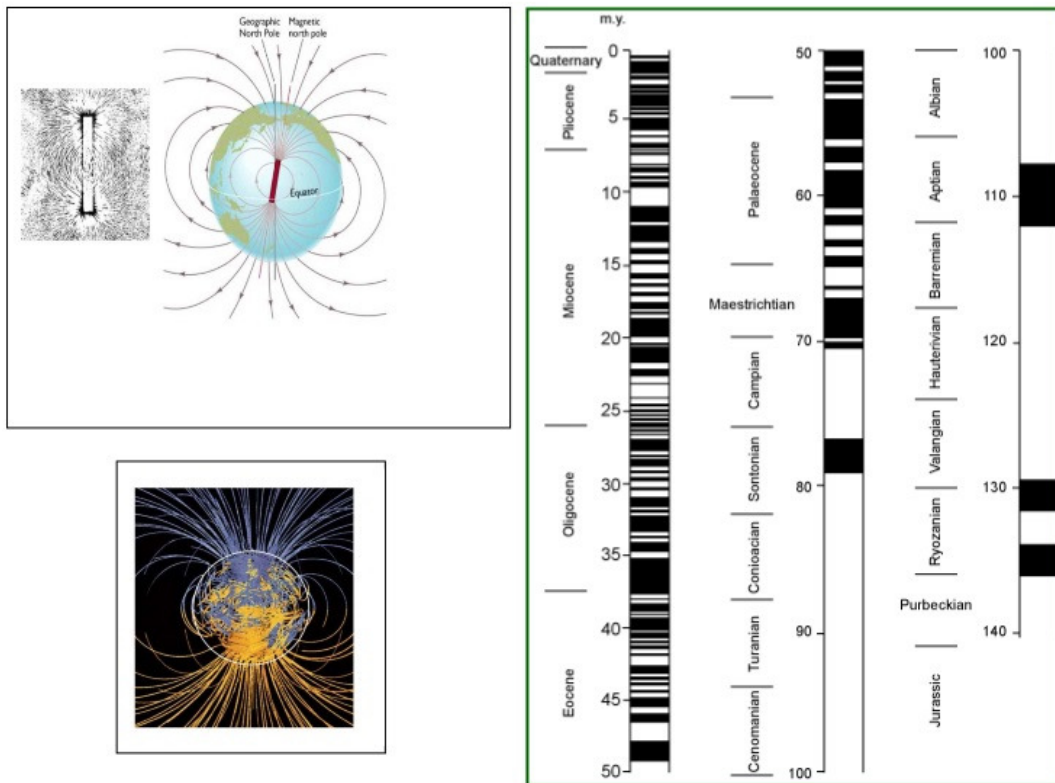


El gradiente geotérmico es la variación de la temperatura con respecto a la profundidad, se mide en grados Celsius/Km. No es homogéneo ni línea, variando en la superficie entre los 20 - 30 °C/Km y a partir de los 1000 Km de profundidad unos 0,5 °C/Km.

En el gráfico anterior tenemos la línea negra que representa el aumento de temperatura dado por el gradiente geotérmico y la línea roja que representa la temperatura de fusión. Vemos como la línea negra al principio tiene un amplio crecimiento que según aumenta la profundidad, este va descendiendo, las dos intersecciones de líneas muestran cuando el interior de la línea pasa a estado líquido y vuelve a estado sólido. Así se demuestra que el núcleo externo está en estado líquido.

### Campo magnético terrestre.

El campo magnético terrestre se trata de un campo dipolar en el cual las líneas de campo van del polo sur magnético al polo norte magnético.



Existe un ángulo de declinación magnética con respecto al eje que atraviesa el polo norte y sur geográfico. Se supone que el origen de este



campo magnético se explica debido a la existencia de un conductor en movimiento en el núcleo terrestre con una diferencia de potencial eléctrico que genera este campo magnético. La diferencia de potencial se especula que pueda deberse a la diferencia de composición entre los núcleos sólido y líquido.

A lo largo de la historia los polos magnéticos han sufrido una serie de inversiones que han hecho que intercambiases sus posiciones. Existe una escala magnetoestatigráfica, la cual esta expresada en crones (un cron equivale a 100000 años) En la litosfera que se genera en las dorsales oceánicas se aprecia un bandeo en esta en función de cuando se ha producido la inversión electromagnética, ya que las rocas al solidificarse, orientan sus minerales de Fe en función del campo magnético en ese momento.

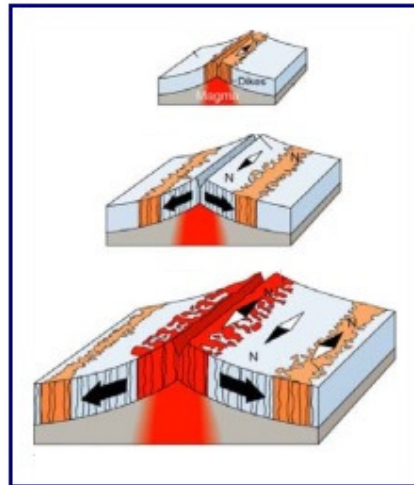


# Tectónica de placas.

Las bases de la tectónica de placas se basan en los siguientes dos conceptos:

- La litosfera se comporta como una sustancia sólida y rígida que se apoya en la Astenosfera, la cual sí que es plástica.
- La litosfera está dividida en una serie de segmentos o placas que se mueven unas con respecto de otras, cambiando continuamente de tamaño y forma.

En 1960 H. Hess y R. Dietz propusieron que la corteza oceánica se separaba a lo largo de las dorsales y que una nueva corteza oceánica se formaba en las dorsales por el ascenso del magma a favor de las fracturas que hay en estas. Esto se comprobó ya que la edad del fondo oceánico es menor según nos aproximamos a la dorsal y existe una distribución de los sedimentos.

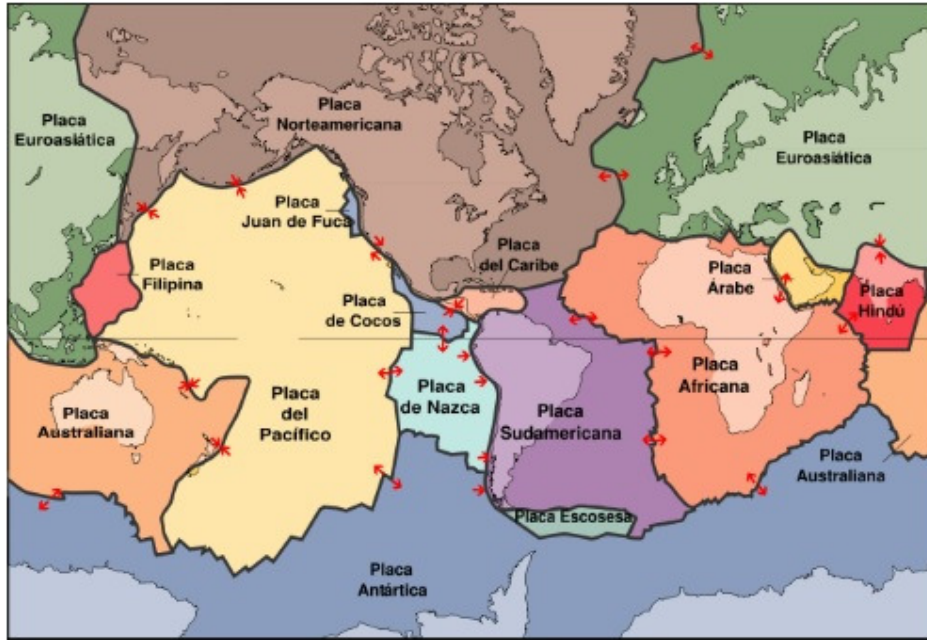


Las inversiones magnéticas afectaron a las rocas del fondo oceánico, haciendo que estas presenten una importante simetría con respecto al eje de la dorsal alternada, y una alternancia de orientaciones en función de donde se encontrase el norte magnético cuando se formaron. Todo esto refuerza la teoría de la expansión del fondo oceánico.

En 1965 t. Wilson definió la tectónica global en términos de placas rígidas que se movían sobre la superficie de la Tierra. Describió tres límites de tipo básico a favor de los cuales, las placas se deslizaban, chocaban o se separaban unas respecto a las otras. Las placas pueden estar formada por sólo litosfera oceánica, como la Placa de Nazca, o por litosfera oceánica y litosfera continental, como la Placa Euroasiática. La velocidad de desplazamiento de estas placas es de entre 1,5 y 7 cm por año.

Existen cuatro tipos de límite sísmico:

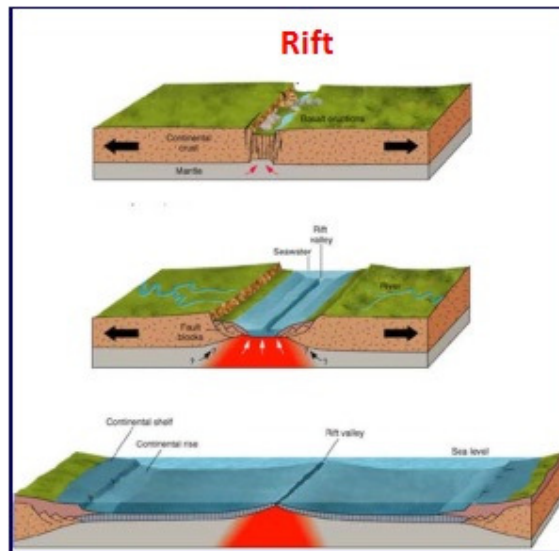
- Dorsales oceánicas.
- Zonas colisionales.
- Zonas de subducción.
- Fallas transformantes.



Que se agrupan en los siguientes tipos de límites entre placas litosféricas:

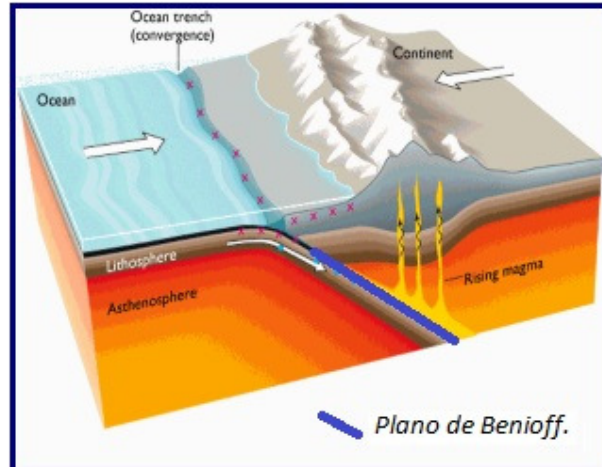
- Divergente (dorsal).
- Convergentes (subducción y colisión).
- Falla transformantes.

Una dorsal oceánica se inicia con la rotura del continente (comienza la rotura con el Rift) y el ascenso del magma procedente del manto.

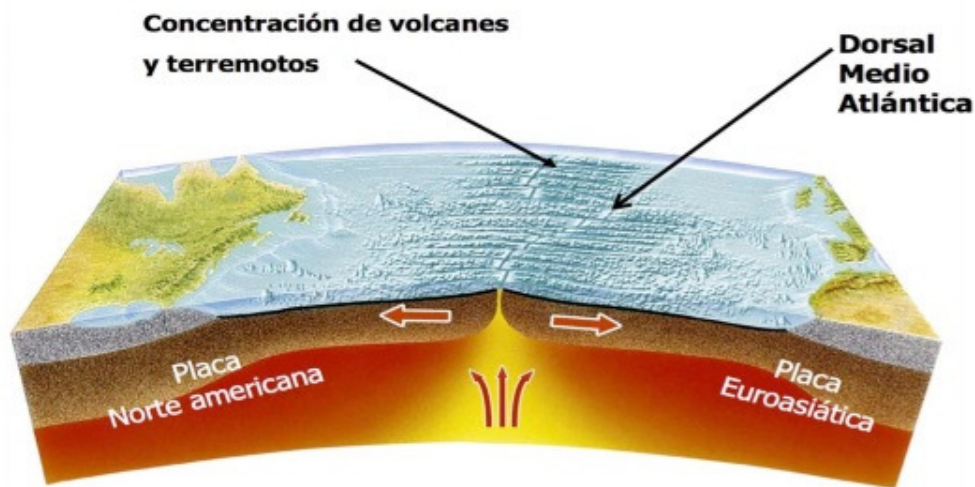


Las zonas de subducción son zonas sísmicamente activas. los focos sísmicos se distribuyen en un plano inclinado hacia el continente (plano

Benioff). La actividad volcánica es muy frecuente y estas zonas están sometidas a una gran compresión. Cuando los focos son superficiales, se generan terremotos de distensión y cuando son profundos son terremotos de compresión. El ángulo de inclinación del plano de Benioff suele ser de entre 20 y 90 grados. Dejan de producirse terremotos a los 600 - 650 Km de profundidad debido a la presión a esas profundidades y a la viscosidad que adquieren los materiales.



Límites divergentes: dorsales oceánicas.



Límites de falla transformantes.



Los límites convergentes son característicos de zonas donde colisionan dos cortezas continentales y ninguna de ellas puede subducirse bajo la otra debido a sus densidades, por lo que una se monta sobre la

otra, produciéndose la fractura de la corteza y generándose así una cadena montañosa.

Los límites de falla transformantes se dan allí donde un trozo de la placa se mueve en horizontal y se produce una fractura perpendicular a la dorsal. Puede generarse también en placas continentales, un ejemplo es la Falla de San Andrés.

Límites convergentes: convergencia océano – continente.

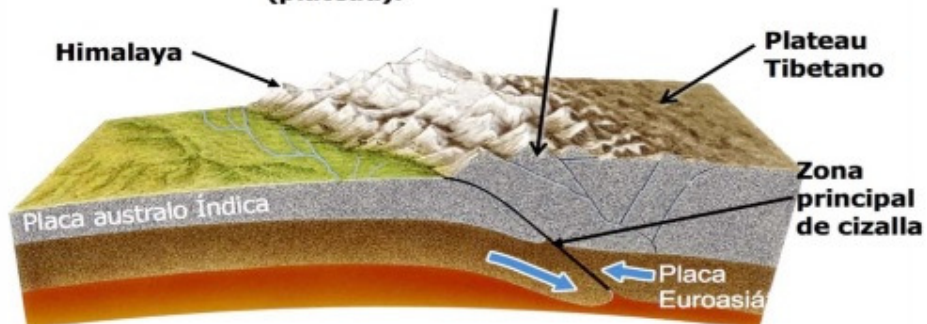


Límites convergentes: convergencia océano – océano.



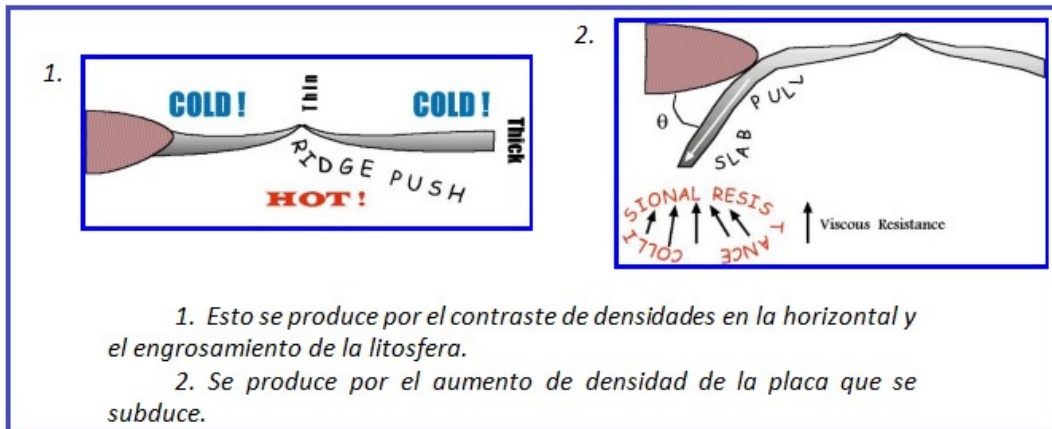
Límites convergentes: colisión continental.

La corteza se fractura, creando una cadena de montañas y planicies elevadas (plateau).

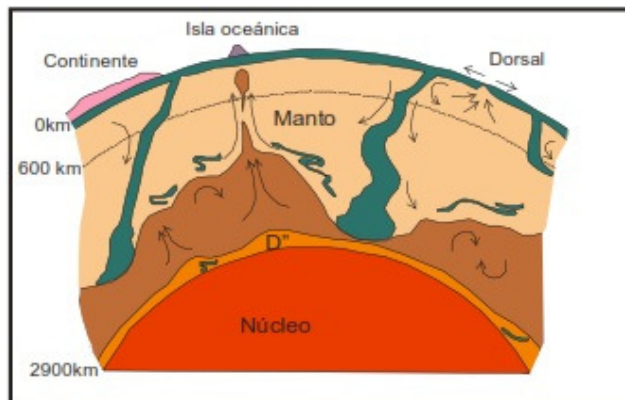




Las causas del movimiento de las placas litosféricas son que las placas litosféricas actúan como elementos pasivos que se dejan mover por las corrientes de convección que se producen en el manto pero también a su vez actúan como elementos activos y contribuyen a su propio movimiento, siendo las dos fuerzas principales de este el empuje de la dorsal que se genera y el tirón que se produce en la zona de subducción.



La convección en el manto está condicionada por el movimiento de las placas. Hay dos niveles cuya separación se produce a los 1600 - 1700 Km de profundidad. El nivel superior está empobrecido en K, U, Th y esta desgasificado. El nivel inferior está enriquecido en K, U, Th y tienen gases (Ar y He). El límite que separa estas dos capas está deformado por las placas que son subducidas.

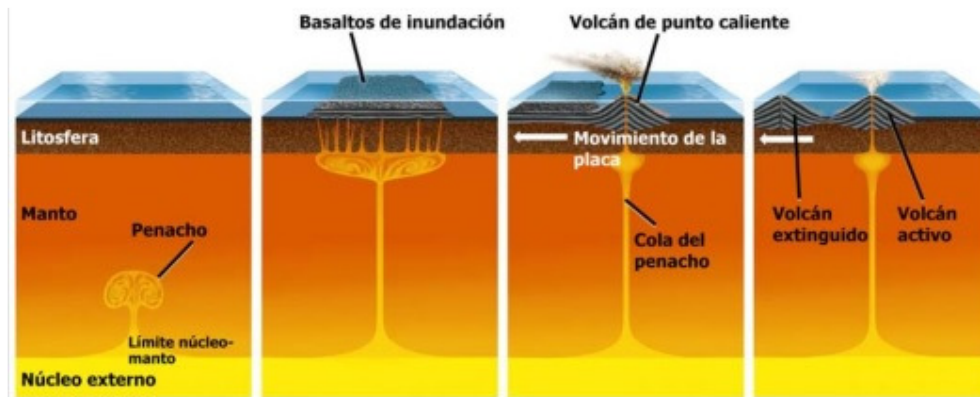


### Puntos calientes.

Los puntos calientes son áreas de actividad volcánica alta. A diferencia de otras áreas de vulcanismo como las zonas de subducción o las dorsales oceánicas el vulcanismo de las zonas calientes no está necesariamente asociado a una región limítrofe de las placas tectónicas.

Para que se generen, primero debe haber una inestabilidad en el límite del manto con el núcleo, lo cual provoca el ascenso de un penacho. Posteriormente el magma basáltico penetra en la litosfera haciendo

erupción como basaltos de inundación. La cola del penacho puede formar un volcán en un punto caliente. El movimiento continuado de la placa crea una cadena lineal de volcanes. Así están formadas las islas Hawaii.



# Geotectónica.

La geotectónica es la ciencia sobre la estructura, los movimientos, las deformaciones y el desarrollo de las capas sólidas superiores de la Tierra, de la corteza terrestre y del manto superior, en relación con el desarrollo de toda la Tierra.

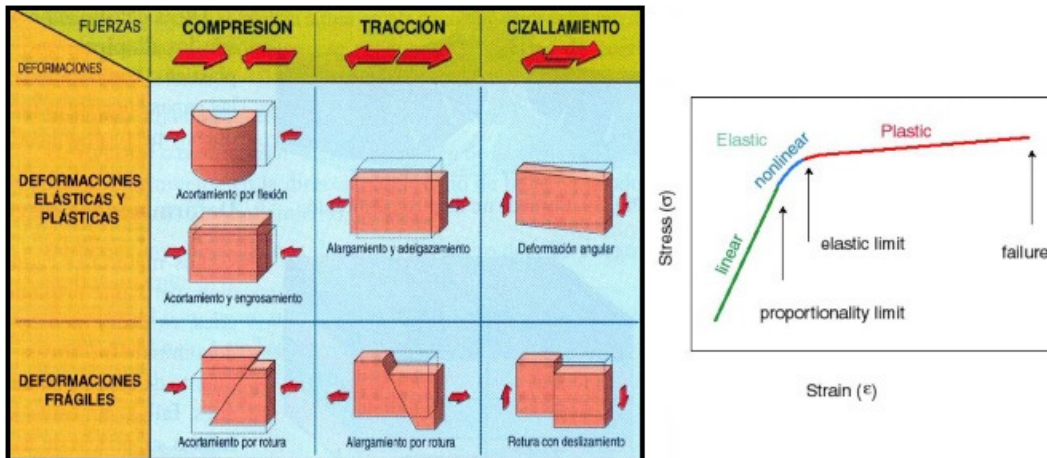
## Deformación de las rocas.

Las deformaciones en las rocas se producen debido a los siguientes factores de deformación:

- **Esfuerzo:** Fuerza que actúa sobre una unidad de superficie. Esta magnitud se expresa en  $N/m^2$ . La deformación se produce mediante la acción de tres esfuerzos principales;  $\sigma_1$  (en el eje x),  $\sigma_2$  (en el eje y) y  $\sigma_3$  (en el eje z) siendo  $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ . Son los tres esfuerzos principales a los que está sometida una roca. Son esfuerzos dirigidos. Además, los factores que influyen en la deformación son:

- Presión confinante.
- Presencia de fluidos.
- Temperatura.
- Duración del esfuerzo.

→ La presión confinante es la presión ejercida por la columna de materia encima del punto donde se encuentra la roca.

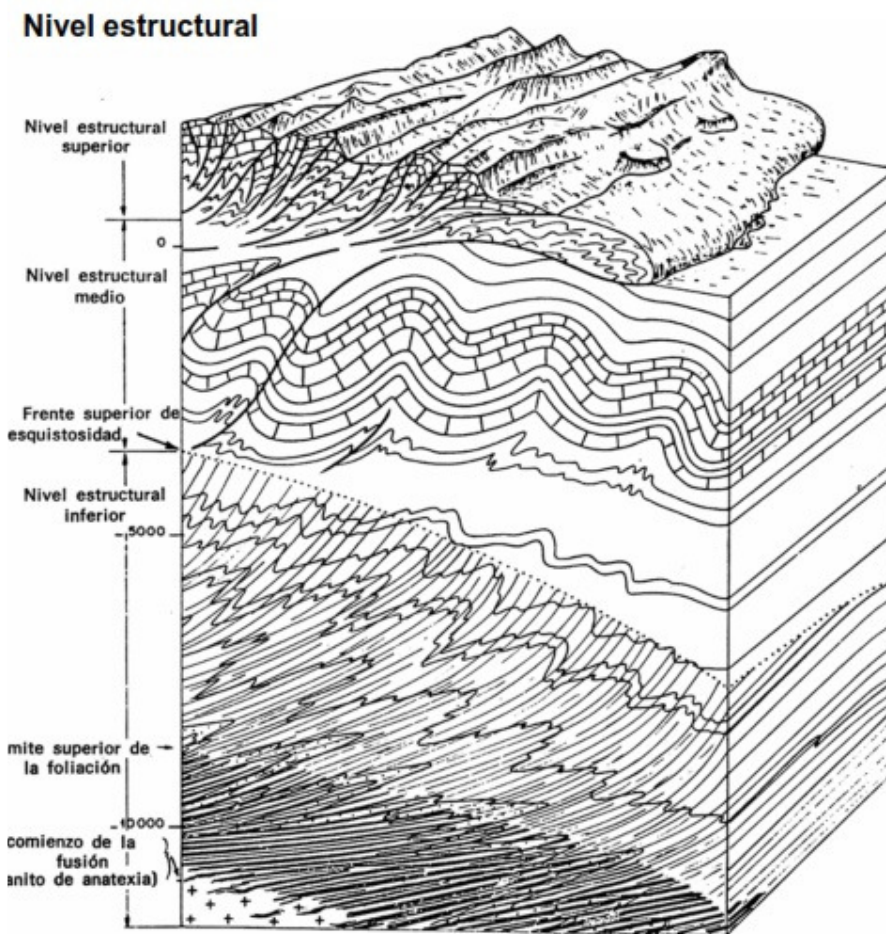


Para ver cómo se comportan las rocas ante estos factores, realizamos estudios experimentales de deformación. Estos estudios se realizan en una prensa de compresión triaxial.

Con estos datos sacamos una relación entre el esfuerzo y la deformación de la roca, de la cual sacaremos tres dominios de deformación; el dominio elástico, donde la variación entre el esfuerzo y la deformación es lineal, el dominio plástico o dúctil, donde la deformación es permanente y el dominio frágil, donde se produce la rotura.

Según aumente la temperatura, menor será el esfuerzo necesario para que se produzca la deformación y más tarde llegara la rotura con respecto a la deformación. Los fluidos (localizados en los poros de las rocas) actúan como un lubricante y facilitan la deformación, pero no aumentan el dominio frágil.

Los Niveles Estructurales son sectores de la corteza en el que los mecanismos de deformación son iguales y por lo cual aparece el mismo tipo de deformación.



- Nivel superior: en el las rocas tienen un comportamiento frágil, la deformación que aparece es la rotura de la roca (fallo de la roca).



- Nivel intermedio: El comportamiento de la roca es dúctil, siendo la deformación que aparece el plegamiento.
- Nivel Inferior: El comportamiento es plástico o dúctil, en función de los factores que influyen en la deformación. La deformación que se produce en este nivel es el plegamiento, la esquistosidad y la foliación.

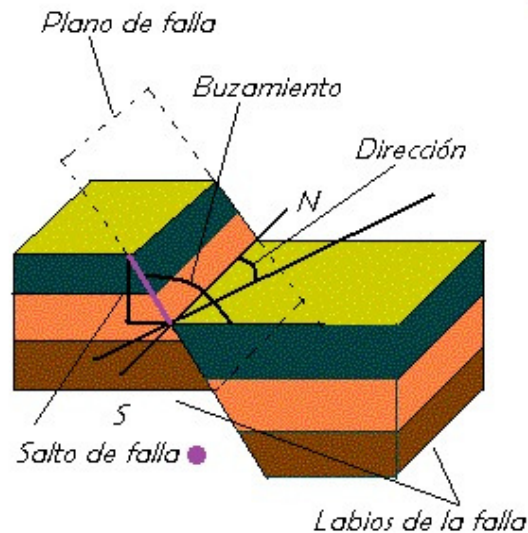
### Deformación elástica.

Producida por los terremotos y por las mareas terrestres. Los terremotos producen ondas que deforman el terreno. La deformación solo se produce durante el paso de las onda sísmica. Las mareas terrestres son las deformaciones que sufren las rocas de la superficie terrestre por efecto de la atracción gravitatoria del Sol y de la Luna.

### Deformación frágil o discontinuas.

Cuando se producen estas deformaciones, se generan roturas de las rocas que se clasifican en:

**Fallas:** Son planos de rotura en los cuales los bloques antiguos se han deslizado paralelamente a la misma. Los elementos de una falla son el plano de falla, que son los bordes del corte, los labios o bloques de falla, que son los bloques que están a los lados del plano de falla y, si existe una diferencia de alturas, tendremos un labio levantado o hundido en función de si el uno está encima del otro o viceversa; y por ultimo esta el salto de falla, que es la diferencia de altura medida en el plano (en el eje x y en el eje y).

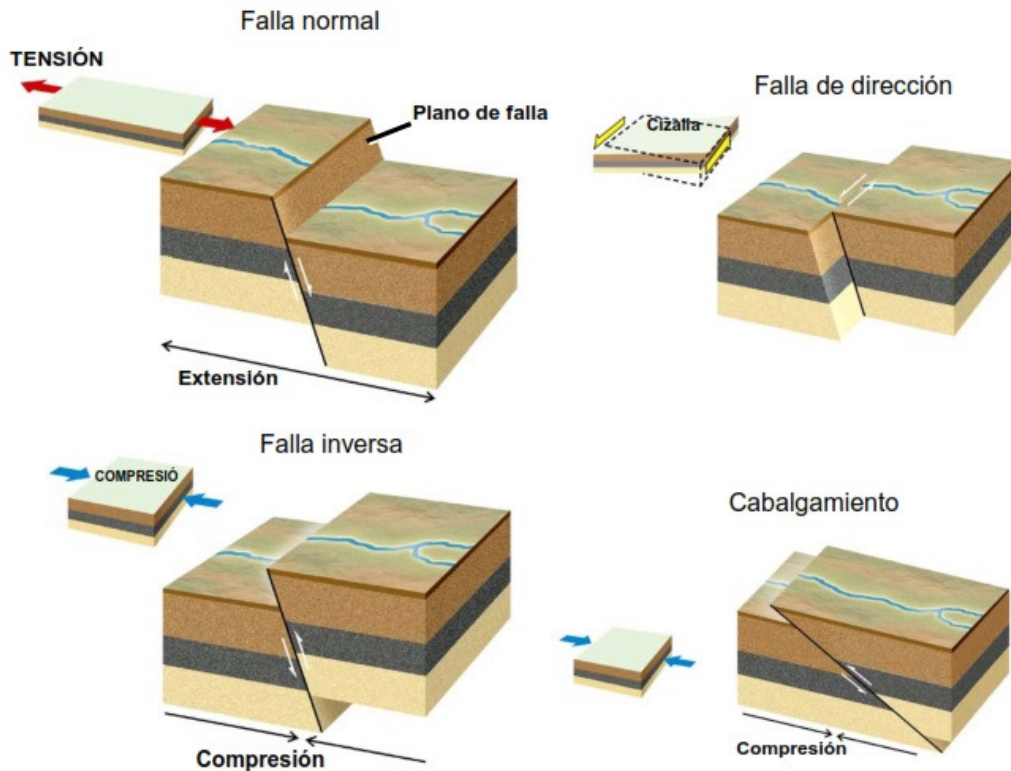


Tipos de fallas:

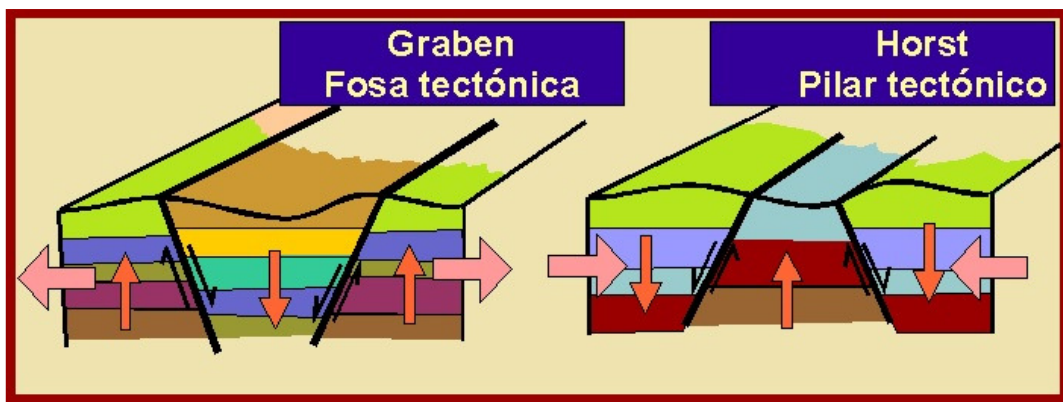
- Fallas directas o normales: El labio que está por encima del plano de falla se ha hundido. Es producida por una distensión.

- **Fallas Inversas:** El labio que está por encima del plano se ha levantado. Si el plano de falla tiene una inclinación inferior a 30 grados se le denomina cabalgamiento. Se produce por compresión.

- **Fallas de desgarro:** Se producen debido a un movimiento en la horizontal. Se clasifican en dextrales o siniéstrales. Si nos colocamos detrás del plano de falla, si el labio de enfrente se ha movido a la izquierda es siniestrar, y si se ha movido a la derecha es dextra.



La vergencia de una falla es el ángulo que forma el plano axial con la vertical.



Las fallas se pueden combinar y dar lugar a *grabens*, que son conjuntos de dos fallas normales paralelas con inclinación opuesta, cuyo sector central se mueve hacia abajo respecto de los flancos, y a *horsts*, que son pilares tectónicos que muestran un movimiento hacia arriba en su interior con respecto a los flancos.

La falla se produce por rotura, pero la deformación en el plano de falla puede ser frágil o dúctil. Esto genera rocas características como por ejemplo la brecha de falla (deformación en el plano frágil) o la milonita (deformación en el plano dúctil).

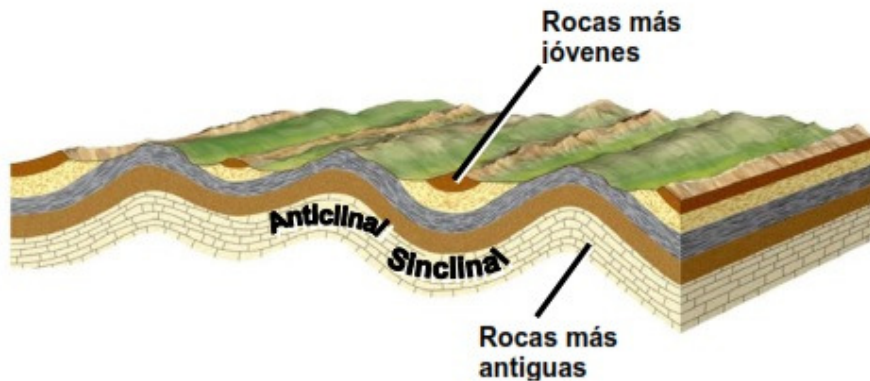
**Diaclasas:** Consiste en una serie de roturas que presenta la roca en una región localizada pero sin haber un desplazamiento de bloques. Existen los siguientes tipos de diaclasas:



- Diaclasas de retracción: Se generan debido a la compresión del material, lo que quiere decir que al disminuir el volumen de un material estas se generan. Un ejemplo de diaclasa lo encontramos en unas arcillas que se secan y se desquebrajan.

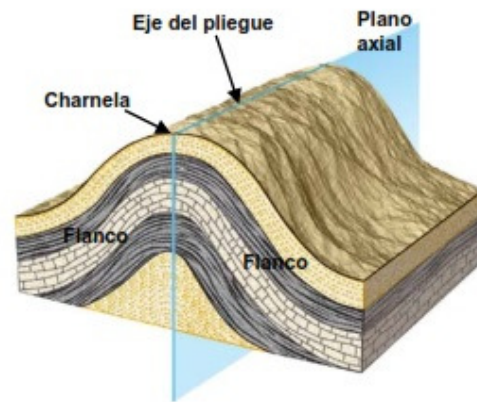
- Diaclasas de descompresión: Son un tipo de diaclasas muy frecuentes en los materiales graníticos. Son bloques que se han erosionado y al aflorar se produce la rotura del material por una pérdida de la presión confinante.

- Diaclasas de pliegues: Se generan en los materiales plegados al estar los materiales que los componen sometidos a un conjunto de tensiones demasiado elevado.



**Pliegues:** Se trata de una flexión en la roca como respuesta a los esfuerzos de compresión a los que esta está sometido. Se generan superficies ondulatorias. el principal tipos de deformación que se produce en los plegamientos es la deformación dúctil.

Los elementos de un pliegue son la *charnela*, que es la línea que une los puntos de máxima curvatura del pliegue, el *flanco*, que son las partes del pliegue a los lados de las charnelas, el *plano axial*, que consiste en el plano que comprende las charnelas, dividiendo simétricamente el pliegue, el *eje*, que se genera de la intersección del plano axial con el terreno, el *ángulo de vergencia*, que es el ángulo que forma el plano axial con la vertical y el *ángulo de inmersión*, que es el ángulo que forma el plano axial con la horizontal.



Existen los siguientes tipos de pliegues:

- **Anticlinal:** Se trata de un pliegue convexo hacia arriba en el que las rocas más antiguas quedan en el núcleo (centro) del pliegue.
- **sinclinal:** Se trata de un pliegue cóncavo hacia arriba en el que las rocas más nuevas quedan en el núcleo (centro) del pliegue.

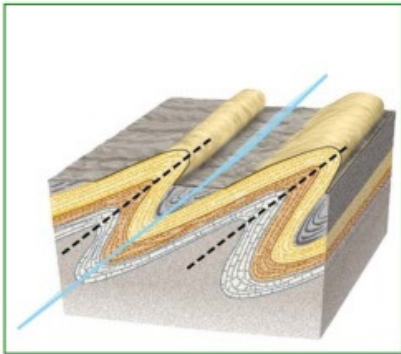
Los pliegues pueden ser clasificados en función de su plano axial:

- **Pliegue recto/vertical/simétrico:** Se trata de un pliegue en el cual el plano axial está en posición vertical.
- **Pliegue asimétrico:** Se trata de un pliegue en el cual uno de los flancos buza más que el otro. El plano axial se encuentra ligeramente inclinado.
- **Pliegue inclinado/volcado:** Se trata de un pliegue cuyo plano axial está muy inclinado y ambos flancos buzcan en el mismo sentido.
- **Pliegue tumbado:** Estos pliegues se caracterizan por tener su plano axial en la horizontal.

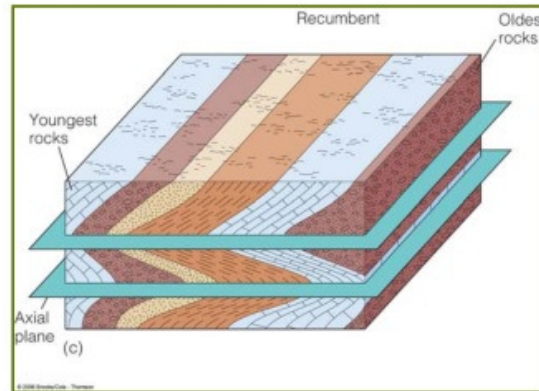
En función de la forma de su perfil:

- Perfil en acordeón: Las charnelas de este pliegue acaban en forma angulosa (de pico).
- Perfil en rodilla: Consiste dos pliegues, uno anticlinal y otro sinclinal que se caracteriza porque el anticlinal se encuentra montado encima del sinclinal.
- Perfil abierto: Se trata del perfil "modelo" de pliegue, de forma elipsoidal con una excentricidad muy leve.
- Perfil apretado: Similar al perfil abierto, se diferencia de este en que su forma elipsoidal posee una excentricidad bastante más marcada.

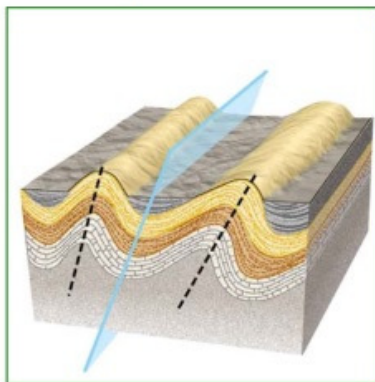
Pliegue inclinado



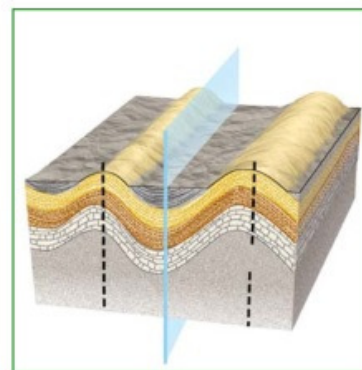
Pliegue tumbado o recumbente



Pliegue asimétrico



Pliegue simétrico

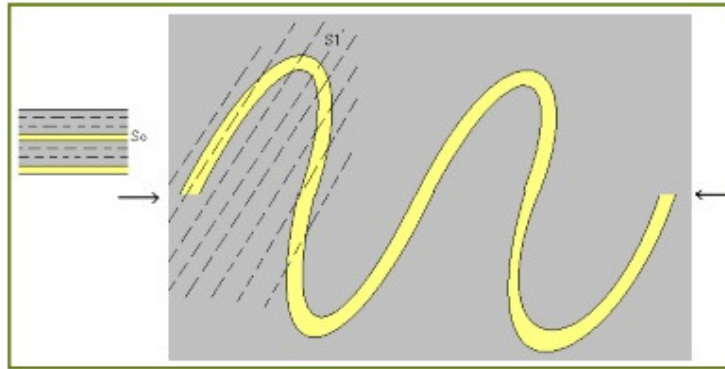


En función de su mecanismo de plegamiento:

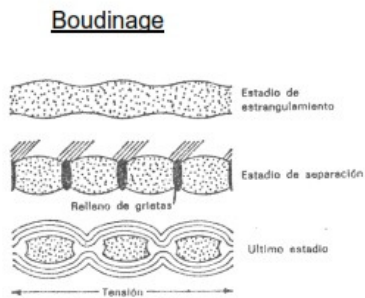
- Isopaco: Las capas de estratos plegadas mantienen un espesor constante.
- Anisopaco: Son pliegues característicos de las zonas profundas. En ellos, el espesor de los estratos plegados no es constante.



**Esquistosidad y foliación:** Estructuras planares que se producen en niveles profundos de la corteza. Estas estructuras forman planos que son perpendiculares a la dirección del esfuerzo compresivo y a favor de ellas se produce la recristalización metamórfica.

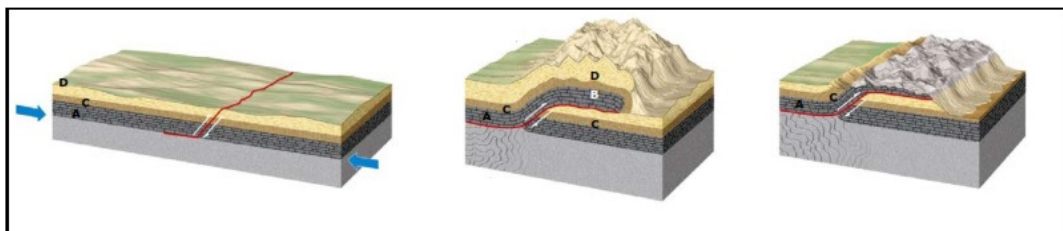


**Boundinage:** Son estructuras que se producen cuando hay materiales que se comportan de diferente forma frente a la deformación. Los materiales más frágiles se rompen mientras que los dúctiles se estiran.



**Pliegues falla y Mantos de Corrimiento.**

Los pliegue falla se forman porque uno de los flancos del pliegue es sometido a un fuerte estiramiento. Los mantos de corrimiento son cabalgamientos pero implican grandes volúmenes de roca desplazados por lo general por una falla inversa.



## Orogenia.

La orogenia es el proceso de creación de una cadena de montañas mediante el plegamiento y la fracturación. Los orógenos presentan forma lineal y si se ha formado recientemente, la corteza continental esta engrosada. Los procesos orogénicos no se producen al mismo tiempo en todos los puntos de la cadena.

Las rocas sedimentarias que aparecen en las montañas son de origen marino y aparecen en la periferia del orógeno. Las rocas metamórficas se sitúan en el núcleo del orógeno. Las rocas plutónicas aparecen asociadas a las metamórficas, siendo la más común el granito. Las rocas volcánicas más frecuentes son la andesita, las dacitas y las riolitas. Pueden aparecer complejos ofiolíticos en el núcleo del orógenos. Un complejo ofiolíticos consiste en un fragmento de corteza oceánica que se ha emplazado en la corteza continental. Este tipo de complejo indica el cierre de una cuenca oceánica. Todas las rocas de un orógeno has sido sometidas a una intensa deformación tanto dúctil como frágil.

Los orógenos se crean en los límites convergentes de placas. Pueden bien o ser creados por una subducción, denominados entonces orógenos de margen continental activo, o mediante una colisión continental.

Los orógenos de subducción se pueden producir en las fosas oceánicas, mediante prismas de acreción (depósitos de rocas sedimentarias) o con motivo de un arco volcánico. Los gradientes geotérmicos en estas zonas son muy dispares, oscilando este entre los 10 y los 100 °C/Km (los gradientes bajos son característicos de las fosas y los altos de los arcos volcánicos).

En estos orógenos se generan rocas ígneas (plutónicas y volcánicas) que proceden del magma generado en el manto por deshidratación de las rocas de la corteza oceánica que subduce. En estos orógenos existe un doble cinturón de rocas metamórficas. El primer cinturón se localiza cerca de la zona de subducción. Las rocas metamórficas de esa región se ven afectadas por una elevada presión pero por temperaturas relativamente bajas. El segundo cinturón se encuentra cerca del arco volcánico y sus roas metamórficas son afectadas por temperaturas muy elevadas y presiones intermedias.

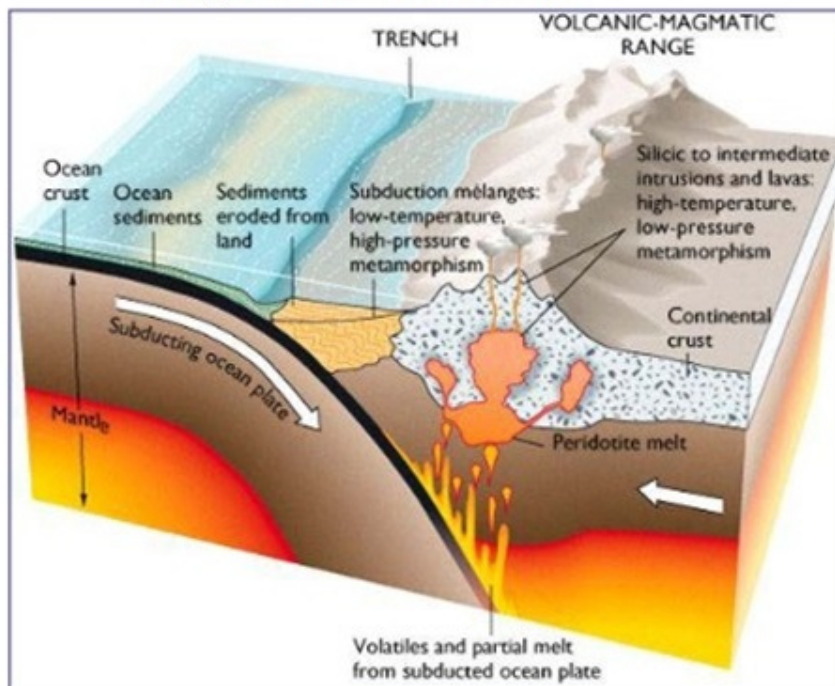


Es característico de estas zonas cabalgamientos y deformaciones. Se pueden generar orógenos acreccionarios. Esto se da en zonas de subducción complejas.

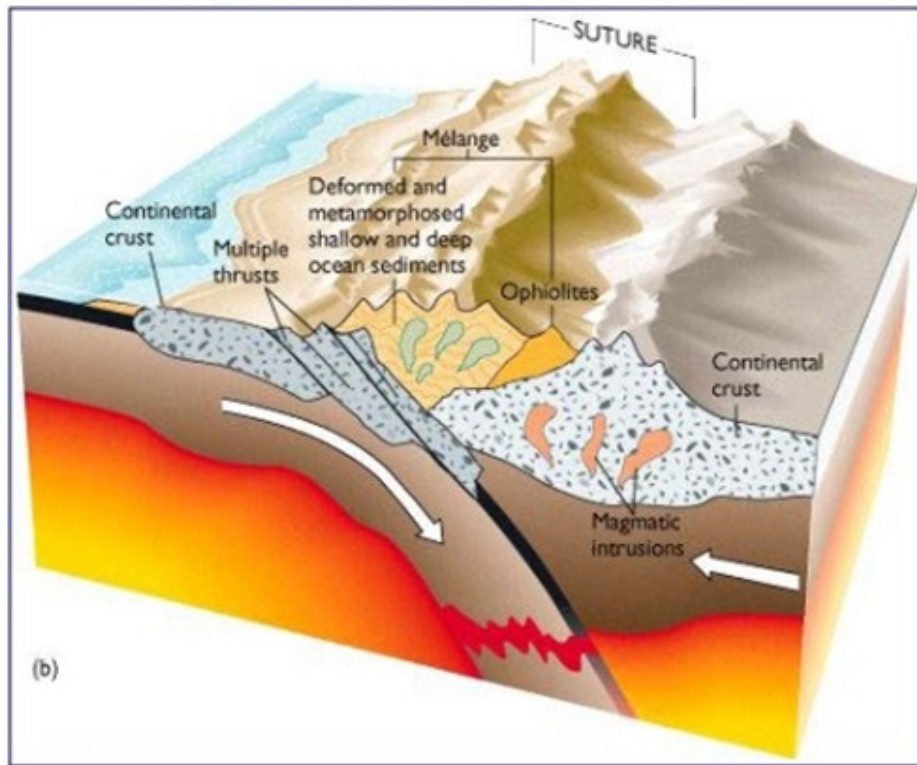
Los orógenos de colisión continental se producen cuando un continente llega a una zona de subducción y se imbrica una de las cortezas en la otra. La corteza continental no puede subducir ya que su densidad es menor que la del manto, por lo que uno de los orógenos se monta sobre el otro en un cabalgamiento. Este tipo de orógenos indica el cierre de una cuenca oceánica.

Los orógenos de este tipo quedan unidos por una línea de sutura definida por una serie de complejos ofiolíticos. Las únicas rocas plutónicas de este tipo de orógenos son los granitos. El metamorfismo de este complejo queda totalmente condicionado por la presión que se ejerza durante el cabalgamiento.

### orógenos de subducción



## orógenos de colisión continental



# Minerales.

Se define mineral como aquella sustancia sólida cristalina que se encuentra en la naturaleza de carácter inorgánico formado por una composición química específica. Los minerales son homogéneos y no se pueden dividir en componentes más pequeños mediante medios mecánicos.

En función del tipo de enlace que se haya producido en cada mineral, este tendrá asociadas a él una serie de propiedades físicas y químicas:

- Enlace iónico: Los minerales cuyos átomos forman este tipo de enlace se caracterizan por ser frágiles a temperatura ambiente, solubles en agua y por lo general ser transparentes o de un color claro con un brillo vítreo. Sus temperaturas de fusión son intermedias y la dureza de este tipo de minerales está comprendida en un margen muy amplio.

- Enlace covalente: Los minerales con una estructura interna basada en este enlace son duros y frágiles a temperatura ambiente. No son solubles en agua, cristalizan a partir de un fundido y son o bien transparentes o bien translucidos con brillo vítreo. Sus temperaturas de fusión suelen ser moderadamente altas.




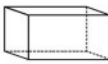
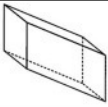

- Enlace metálico: Los minerales cuyos enlaces entre átomos son de este tipo poseen una alta plasticidad y maleabilidad. Sus durezas son bajas (blandas) o medias. Son excelentes conductores térmicos y eléctricos y poseen un alto peso específico. Son por lo general opacos y poseen un brillo metálico, ya que reflejan y absorben la luz.

La cristalización de un mineral comienza con la formación de cristales microscópicos con sus átomos ordenados en el espacio tridimensional. Esta comienza a partir de un líquido o gas. Los límites del mineral forman las superficies planas que son denominadas caras del cristal y no son sino la expresión externa de su estructura interna.

La estructura interna de los minerales es la distribución en el espacio tridimensional de los cationes y los aniones que repiten de forma regular una configuración básica denominada celda unidad, representándose como una red cristalográfica que nos muestra la relación espacial entre los iones que forman el mineral, los cuales se representan como esferas de diferente tamaño.

Si las condiciones de presión y temperatura lo permiten, los cristales se pueden formar a raíz de varios procesos, como la precipitación del mineral a partir de una disolución (generalmente de agua) por la cristalización a partir de un fundido, por su crecimiento en estado sólido (característico de las rocas ígneas) o por una reacción sólido-líquido ó sólido-gas.

Dentro de la mineralogía, existen dos conceptos relevantes que hay que conocer, el *isomorfismo*, que consiste en el conjunto de minerales con una composición química distinta entre ellos pero que su forma cristalina es la misma (por ejemplo, la galena y la halita), y el *polimorfismo*, el cual consiste en el conjunto de minerales que poseen la misma composición química pero no tienen en común su forma cristalina (por ejemplo, el aragonito y la calcita). El motivo de la existencia de los minerales polimórficos se debe a que un mismo compuesto en función de la presión y/o temperatura a la que se encuentre puede cristalizar con una u otra estructura cristalina interna.

SISTEMA CRISTALINO	DESCRIPCIÓN	PARÁMETROS	SISTEMA CRISTALINO
Isométrico (cúbico)	Tres ejes de igual longitud que se cortan en ángulos rectos.	$a_1 = a_2 = a_3$ $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$	
Tetragonal	Tres ejes perpendiculares, dos de igual longitud y uno de mayor o menor longitud.	$a_1 = a_2 \neq c$ $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$	
Ortorómbico	Tres ejes perpendiculares de diferentes longitudes, $c > b > a$ .	$a \neq b \neq c$ $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$	
Monoclínico	Tres ejes de diferente longitud, solo dos de ellos son perpendiculares, el ángulo $\beta$ entre a y c no es de $90^\circ$ . El eje b está en la horizontal y el c en la vertical.	$a \neq b \neq c$ $\alpha = \gamma = 90^\circ \neq \beta$	
Triclínico	Tres ejes de diferente longitud, ninguno de los cuales es perpendicular.	$a \neq b \neq c$ $\alpha \neq \beta \neq \gamma \neq 90^\circ$	
Hexagonal	Cuatro ejes, tres de ellos de la misma longitud en el plano horizontal, que intersectan a $120^\circ$ .	$a_1 = a_2 \neq c$ $\alpha = 120^\circ$ $\beta = \gamma = 90^\circ$	

### Propiedades físicas de los minerales.

- Color: Es la luz transmitida o reflejada por el mineral. En función de la impurezas un mismo mineral puede tener diferentes colores. También este puede depender de la composición química de la muestra.

- Raya: Es la línea de color que deja un mineral al pasar por una superficie abrasiva. Ayuda a definir mejor el color.

- Brillo: Forma e intensidad en la que la superficie de un mineral refleja la luz. Existen los siguientes tipos:

- *Metálico*: Reflejo fuerte de la luz producido por sustancias opacas.
- *Vítreo*: Claro como el de un cristal o vidrio.
- *Resinoso*: Brillo similar al de la resina o el ámbar.
- *Graso*: Parece que el mineral ha sido sumergido en una sustancia oleosa.
- *Perlado*: El brillo es nacarado o iridiscente, como el de las perlas.
- *Sedoso*: Tiene aspecto de tela de seda.
- *Adamantino*: Tiene el mismo aspecto que el diamante.
- *Mate*: Carece de brillo.

- Dureza: Es la resistencia que ofrece un mineral frente a la abrasión o a ser rayado.

- Exfoliación: Es la tendencia de un mineral a romperse a lo largo de superficies planas, que corresponden a superficies de debilidad determinadas por el tipo de enlaces que presenta el mineral. Cuando un mineral no se puede exfoliar es cuando se produce la fractura en él.

- Fractura: Tendencia a romperse el cristal en superficies irregulares.

- Densidad y peso específico: La densidad de la masa (peso) por unidad de volumen, normalmente se expresa en  $\text{g/cm}^3$ . El peso específico de un mineral es la proporción de su peso con respecto al peso de un volumen igual de agua pura a  $4^\circ\text{C}$ , por lo tanto un mineral con un peso específico de 3 es tres veces más pesado que el agua. La forma de expresarlo sería: Peso específico 3, densidad  $3 \text{ g/cm}^3$ .

- Hábito (morfología cristalina): Es la forma con la que crecen los cristales individuales.

## Tablas de Minerales.

### CLASIFICACIÓN DE LOS MINERALES MÁS FRECUENTES

Haluros (F <sup>-1</sup> , Cl <sup>-1</sup> )		Silicatos (SiO <sub>4</sub> ) <sup>-4</sup>	
Halita	NaCl	Olivino	(Mg,Fe) <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>
Silvina	KCl	Cuarzo	SiO <sub>4</sub>
Fluorita	CaF <sub>2</sub>	Circón	Zr SiO <sub>4</sub>
Sulfuros (S <sup>-2</sup> , S <sup>-4</sup> )		Titanita (Esfena)	CaTi SiO <sub>4</sub>
Galena	PbS	<i>Grupo del granate</i>	
Calcopirita	CuFeS <sub>2</sub>	Piropo	Mg <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> (SiO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub>
Pirita	FeS <sub>2</sub>	Almandino	Fe <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> (SiO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub>
Pirrotina	FeS	<i>Polimorfos de Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub></i>	
Óxidos (O <sup>-2</sup> )		Sillimanita	
Rutilo	TiO <sub>2</sub>	Andalucita	
Hematites	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Distena	
Magnetita	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	<i>Grupo del piroxeno</i>	
Ilmenita	FeTiO <sub>3</sub>	Augita (clinopiroxeno)	Ca(Mg,Fe)SiO <sub>6</sub>
Cromita	(Mg,Fe)Cr <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	Enstatita (ortopiroxeno)	(Mg,Fe)SiO <sub>3</sub>
Hidróxidos ((OH) <sup>-1</sup> )		<i>Grupo del anfíbol</i>	
Goethita	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .H <sub>2</sub> O	Hornblenda	Ca <sub>2</sub> (Mg,Fe) <sub>5</sub> Si <sub>8</sub> O <sub>22</sub> (OH)
Gibbsita	Al(OH) <sub>3</sub>	<i>Grupo de las micas</i>	
Carbonatos (CO <sub>3</sub> ) <sup>-2</sup>		Biotita	K(Fe,Mg) <sub>3</sub> (AlSi <sub>3</sub> O <sub>10</sub> )(OH) <sub>2</sub>
Calcita	CaCO <sub>3</sub>	Flogopita	KMg <sub>3</sub> (AlSi <sub>3</sub> O <sub>10</sub> )(OH) <sub>2</sub>
Aragonito	CaCO <sub>3</sub>	Moscovita	KAl <sub>2</sub> (AlSi <sub>3</sub> O <sub>10</sub> )(OH) <sub>2</sub>
Siderita	FeCO <sub>3</sub>	Clorita	(Mg,Fe,Al) <sub>6</sub> (Si,Al) <sub>4</sub> <sup>o</sup> <sub>10</sub> (OH) <sub>8</sub>
Magnesita	MgCO <sub>3</sub>	<i>Minerales de la arcilla</i>	
Dolomita	CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	Caolinita	Al <sub>4</sub> Si <sub>4</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>8</sub>
Sulfatos (SO <sub>4</sub> ) <sup>-2</sup>		<i>Grupo de los feldespatos</i>	
Yeso	CaSO <sub>4</sub> .2H <sub>2</sub> O	Ortoclasa	KAISi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>
Anhidrita	CaSO <sub>4</sub>	Serie de las plagioclasas	
Barita	BaSO <sub>4</sub>	Albita	NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>
Fosfatos (PO <sub>4</sub> ) <sup>-3</sup>		Anortita	CaAl <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>
Apatito	Ca <sub>5</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub> (F,Cl,OH)	<i>Grupo de los feldespatoides</i>	
Elementos nativos		Leucita	KAISi <sub>2</sub> O <sub>6</sub>
Cobre	Cu	Nefelina	NaAlSiO <sub>4</sub>



CLAVES PARA LA IDENTIFICACIÓN MINERAL

	COLOR	DUREZA	EXFOLIACIÓN	OTRAS CARACTERÍSTICAS	MINERAL
<b>MATE (SIN BRILLO)</b>		1.5 - 2		Masas rojo-amarillentas.	REJALGAR - OROPIMENTE
		1.0 - 3		Masas terrosas heterogéneas.	BAUXITA
		5		Masas amarillo-castañas. Raya amarilla.	LIMONITA
		1		Masas blancas. Olor a tierra mojada.	CAOLINITA
		3.5 - 4		Masas verdes-azules.	MALAQUITA-AZURITA
		2		Masas blancas o grisáceas.	SEPIOLITA
<b>BRILLO METÁLICO</b>		2.5 - 2.7		Gris acerado, muy brillante. Exfoliación cúbica. PE=7.5	GALENA
		1		Gris negro. Muy blando. Tizna.	GRAFITO
		5.5 - 6.5		Gris negro. Grano fino. PE = 5.7	MAGNETITA
		5 - 5.6	Poco marcada	Dorado amarillento, a veces irisaciones azules y rojas. PE =4.2	CALCOPIRITA
		6 - 6.5	Perfecta	Dorado claro. Cubos frecuentes. PE = 5	PIRITA
<b>BRILLO NO METÁLICO</b>	<b>OSCURO</b>	> ACERO	PRESENTE	Rosado, violáceo. Negro, pardo, rojizo. Negro. Prismas largos. Negro. Prismas cortos.	ANDALUCITA ESTAUROLITA TURMALINA PIROXENO
			AUSENTE	Verde. Rojo o castaño. Caras bien desarrolladas.	OLIVINO GRANATE
		< ACERO	PRESENTE	Una exfoliación perfecta. Negro o castaño. Brillo vítreo. Gris, castaño, amarillo.	BIOTITA ESFALERITA (BLENDA)
			AUSENTE	Gris acero o rojo oscuro. Raya roja. PE=5.3 Rojo claro. Raya roja. PE=8.1	HEMATITES CINABRIO
	<b>CLARO</b>	> ACERO	PRESENTE	Azul celeste. Prismas cortos. Rosa, blanco. Prismas cortos. Blanco, gris.	DISTENA (CIANITA) ORTOCLASA (ORTOSA) PLAGIOCLASA
			AUSENTE	Prismas hexagonales apuntados o masas blancas. Fibroso. Vetas blancas y castañas. Masas de fractura cóncava. Blancas, catañas. Masas de fractura cóncava. Azuladas. Masas de fractura cóncava bandeadas.	CUARZO SILLIMANITA SILEX CALCEDONIA ÁGATA
		< ACERO	PRESENTE	Prismas hexagonales amarillo-verdosos. Cubos o masas. Salado. Blanco o incoloro. Masiva. Amarga. Anaranjada.	BERILO HALITA SILVINA
				Una exfoliación perfecta o masivo. H=2. Incoloro, blanco, rojo, castaño.	YESO
				Tres exfoliaciones perfectas (a 75°) o masiva. Blanco. PE=2.7	CALCITA
				Prismas hexagonales rojizos o incoloros. Exfoliaciones buenas a casi 90°. Blanco. PE=4.5 Violeta, incoloro, blanco, verde... Una exfoliación perfecta. Incoloro.	ARAGONITO BARITINA FLUORITA MOSCOVITA
	AUSENTE	Tacto jabonoso. Brillo céreo. Blanco, gris.	TALCO		



D= Dureza; d= densidad (g/cm<sup>3</sup>)

**IDENTIFICACIÓN MINERAL POR GRUPOS COMPOSICIONALES**

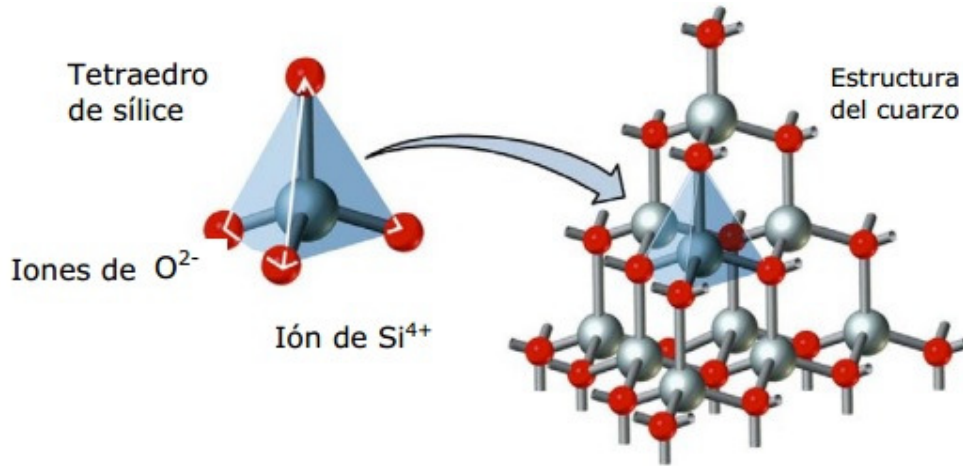
BRILLO	COLOR	D	EXFOLIACIÓN	d	HÁBITO	MINERAL	COMPOSICIÓN	Otras características
<b>Elementos nativos</b>								
<b>Grupo mineral</b>								
Metálico	Negro acero y gris	1 - 2	Ausente	2.1 - 2.3	Acicular, masas granuladas	GRAFITO	C	
Resinoso sedoso	Amarillo	1.5 - 2.5	Ausente	2.07	Granular o masivo	AZUFRE	S	
<b>Óxidos e hidróxidos</b>								
Metálico	Negro	5.5 6.5	Ausente	5.2	Masas granuladas	MAGNETITA	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	
Adamantino - terroso	Amarillento - rojizo; marrón oscuro - negro	5 5.5	Ausente	4.0 - 4.4	Acicular - botroidal	GOHETITA	FeO(OH)	
Terroso	Pardo amarillento	4 5.5	Ausente	2.7 - 4.3	Masas terrosas	LIMONITA	FeO(OH) n.H <sub>2</sub> O	Producto de alteración de minerales de hierro
<b>Haluros</b>								
Vítreo algo mate	Transparente blanco	2.5	Cúbica perfecta	2.16	Cúbico	HALITA	NaCl	Sabor salado
Vítreo a graso	Bianco, amarillento, rojizo	2.5	Ausente	2	Granular	SILVINA	KCl	Sabor amargo
Vítreo	Variado, violeta, verde, blanco..	4	Cúbica perfecta	3.18	Cúbico	FLUORITA	CaF <sub>2</sub>	
<b>Sulfuros</b>								
Resinoso adamantino	Amarillento a gris	2.5 - 3	Presente	3.9 - 4.1	Tetraedros, cubos y masiva.	BLENDA	ZnS	
Adamantino terroso	Rojo brillante, marrón rojizo	2 - 2.5	Ausente	8.17	Romboédrico acicular, granular masivo	CINABRIO	HgS	
Metálico	Gris plomo	2.5	Cúbica perfecta	7.5	Masivo, fibroso y granular	GALENA	PbS	
Metálico	Amarillo latón, amarillo miel	3.5 - 4	Poco marcada	4.2	Tetragonal con caras estriadas	CALCOPIRITA	CuFeS <sub>2</sub>	
Metálico	Amarillo latón	6 -	Cúbica	5 -	Cúbico, a veces	PIRITA	FeS <sub>2</sub>	

BRILLO	COLOR	D	EXFOLIACIÓN	d	HÁBITO	MINERAL	COMPOSICIÓN	Otras características
		6.5		5.10	en octaedros			
<b>Grupo mineral</b>								
Vítreo, sedoso	Blanco, incoloro, amarillento	2	Perfecta	2.32	Fibroso, masivo, granular	YESO	CaSO <sub>4</sub> 2H <sub>2</sub> O	Macias en punta de flecha
Vítreo, perlado	Incoloro, blanco, amarillo	3 - 3.5	Dos exfoliaciones casi a 90°	4.5	Prismas tabulares, masivo	BARITINA	BaSO <sub>4</sub>	
<b>Grupo mineral</b>								
Vítreo o perlado	Blanco, amarillo, castaño	3	Tres exfoliaciones	2.71	Romboedro, masivo	CALCITA	CaCO <sub>3</sub>	Reacciona con ácido clorhídrico
Vítreo	Bianco, violáceo, marrón	3.5 - 4	Ausente	2.95	Prismas hexagonales	ARAGONITO	CaCO <sub>3</sub>	Inestable en condiciones ambientales. Maclado
Vítreo a perlado	Incoloro	3.5 - 4	Tres exfoliaciones	2.8 - 3.1	Masivo, cristales deformados	DOLOMITA	CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	No reacciona con ácido clorhídrico
Sedoso, diamantino	Distintos tonos de verde	3.5 - 4	Ausente	3.9 - 4.1	Masas botroidales	MALAQUITA	Cu <sub>2</sub> (CO <sub>3</sub> )(OH) <sub>2</sub>	Procede de la alteración de sulfuros de cobre
Adamantino a terreo	Distintos tonos de azul	3.5 - 4	Ausente	3.8	Masivo, agregados radiales	AZURITA	Cu <sub>3</sub> (CO <sub>3</sub> )(OH) <sub>2</sub>	Alteración de sulfuros de cobre
<b>Grupo mineral</b>								
Vítreo	Verde amarillo a verde oliva	6.5 - 7	Ausente	4	Masas granudas o prismas	OLIVINO	(Mg,Fe) <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	Rocas ígneas
Vítreo a veces algo mate	Negro a verde oscuro	5 - 6	Dos exfoliaciones a 90°	3.1 - 3.5	Prismas de sección cuadrática	PIROXENO	Ca(Mg,Fe)SiO <sub>6</sub> (Mg,Fe)SiO <sub>3</sub>	Rocas ígneas y metamórficas
Vítreo	Verde oscuro a negro	5 - 6	Dos exfoliaciones a 60° y 120°	2.9 - 3.4	Prismas cortos hexagonales	ANFIBOL	Ca <sub>2</sub> (Mg,Fe) <sub>5</sub> Si <sub>8</sub> O <sub>22</sub> (OH)	Rocas ígneas y metamórficas
Nacarado, vítreo, resinoso	Pardo a negro	2.5 - 3	Perfecta	3	En escamas, masas exfoliables	BIOTITA	K(Fe,Mg) <sub>3</sub> (AlSi <sub>3</sub> O <sub>10</sub> )(OH) <sub>2</sub>	Todas las rocas
Vítreo, resinoso	Variado: negro, verde, rosado...	7 - 7.5	Presente	3 - 3.25	Prismas columnares	TURMALINA	Formula compleja	Rocas plutónicas y metamórficas
Vítreo	Rojo a granate	6.5 - 7.5	Ausente	3.6 - 4.3	Prismas cortos, sección redondeada	GRANATE	Mg <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> (SiO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub> Fe <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> (SiO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub>	Rocas ígneas y metamórficas
Vítreo	Pardo rojizo, negro	7 - 7.5	Presente	3.7 - 3.8	Prismas	ESTAUROLITA	(Fe) <sub>2</sub> Al <sub>9</sub> O <sub>6</sub> (SiO <sub>4</sub> ) <sub>4</sub> (O,OH) <sub>2</sub>	Rocas metamórficas
Vítreo algo	Rojo, carne,	7 -	Presente	3.2	Prismas de base	ANDALUCITA	Al <sub>2</sub> SiO <sub>5</sub>	Rocas metamórficas

mate	violeta, blanco	7.5			cuadrada, masas granulares			
<b>BRILLO</b>	<b>COLOR</b>	<b>D</b>	<b>EXFOLIACIÓN</b>	<b>d</b>	<b>HÁBITO</b>	<b>MINERAL</b>	<b>COMPOSICIÓN</b>	<b>Otras características</b>
Vitreo, graso	Bianco, gris, pardo	6.5 - 7.5	Ausente	3.25	Agregados fibrosos	SILLIMANITA	$Al_2SiO_5$	Rocas metamórficas
Vitreo, nacarado	Azul, blanca, gris	4.5 - 7	Presente	3.7	Cristales alargados planos	DISTENA	$Al_2SiO_5$	Rocas metamórficas
Vitreo, sedoso	Bianca, aspecto plateado	2 - 2.5	Perfecta	2.8	Láminas o escamas hexagonales	MOSCOVITA	$KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$	Todas las rocas
Vitreo	Incoloro, blanco, rosa, gris	6 - 6.5	Dos exfoliaciones	2.5	Prismas	ORTOCLASA	$KAlSi_3O_8$	Todas las rocas (principalmente en ígneas)
Vitreo reluciente	Incolora, blanca, gris	6 - 6.5	Dos exfoliaciones	2.3 - 2.7	Prismas tabulares o alargados	PLAGIOCLASA	$NaAlSi_3O_8$ $CaAl_2Si_2O_8$	Todas las rocas
Vitreo	Transparente, blanco, rosa, violeta...	7	Ausente	2.5 - 2.6	Prismas hexagonales apuntados, granos redondeados	CUARZO	$SiO_2$	Todas las rocas
Opaco	Colores claros y oscuros	7	Ausente	2.6	Criptocristalino, masivo	SILEX	$SiO_2$	Fractura concoidea
Vitreo	Bandeada de diversos colores	7	Ausente	2.6	Microcristalina, forma bandeados	CALCEDONIA	$SiO_2$	La variedad azul tiene valor gemológico
Céreo	Bianco, rosado, gris	1 - 1.5	Ausente	2.6 - 2.7	Masivo	TALCO	$MgSi_4O_{10}(OH)_2$	Untuoso al tacto
Térreo	Bianco, a veces azulado	2 - 2.5	Ausente	2.6	Masas terrosas	CAOLINITA	$Al_4Si_4O_{10}(OH)_8$	Producto de alteración de feldespatos
Mate	Bianco, gris, amarillento	2 - 2.5	Ausente	2 - 2.3	Masas terrosas porosas	SEPIOLITA	$Mg_4Si_6O_{15}(OH)_2 \cdot 6H_2O$	



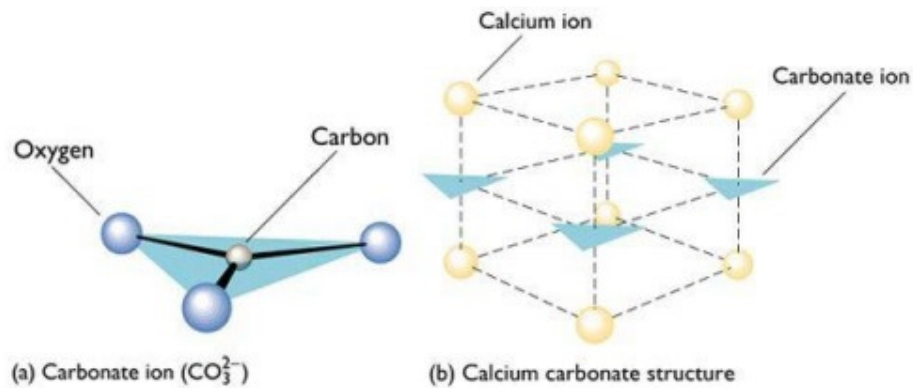
**Silicatos:** Los silicatos son los resultados de la combinación del oxígeno con el silicio que da lugar al sílice  $\text{SiO}_2$ . La estructura básica de todos los silicatos es el tetraedro de sílice. Estos tetraedros se unen entre sí mediante cationes o compartiendo oxígenos. Estos tetraedros pueden formar estructuras basadas en tetraedros aislados, cadenas sencillas, Cadenas dobles, laminas y estructuras tridimensionales.



		Formula of negatively charged ion group	Example
Isolated tetrahedra		$(\text{SiO}_4)^{-4}$	Olivine
Continuous chains of tetrahedra		$(\text{SiO}_3)^{-2}$	Pyroxene group (augite)
		$(\text{Si}_4\text{O}_{11})^{-6}$	Amphibole group (hornblende)
Continuous sheets		$(\text{Si}_4\text{O}_{10})^{-4}$	Micas (muscovite)
Three-dimensional networks	Too complex to be shown by a simple two-dimensional drawing	$(\text{SiO}_2)^0$ $(\text{Si}_3\text{AlO}_8)^{-1}$ $(\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_8)^{-2}$	Quartz Orthoclase feldspars Plagioclase feldspars

**Óxidos:** En estos minerales el oxígeno está unido a átomos o cationes de otros elementos, normalmente iones metálicos ( $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ).

**Carbonatos:** La estructura de estos minerales consiste en el ion carbonato ( $\text{CO}_3^{2-}$ ) en el cual el átomo de carbono está rodeado por tres átomos de oxígeno formando un triángulo plano.



**Sulfuros:** Son minerales compuestos por el ión sulfuro ( $\text{S}^{2-}$ ) unido a cationes metálicos.

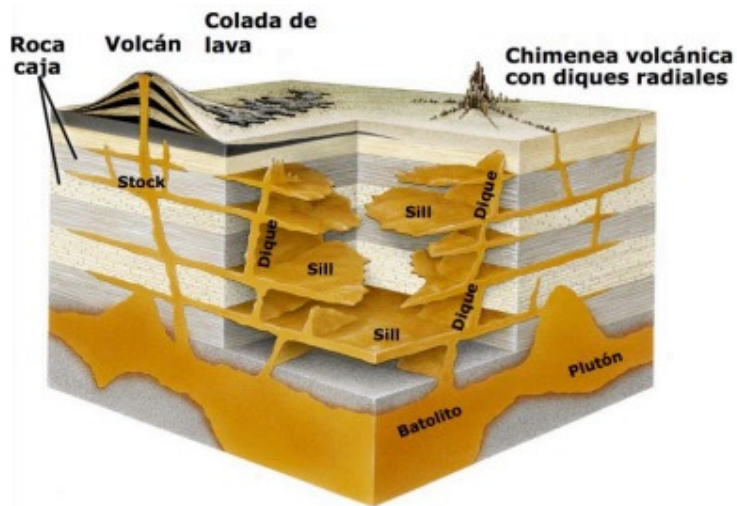
**Sulfatos:** En estos minerales el ión sulfato ( $\text{SO}_4^{2-}$ ) se encuentra rodeado por cuatro átomos de oxígeno formando un tetraedro que se une mediante cationes.

# Magmatismo. Volcanes y Plutones.

Las rocas ígneas forman un 80% de la corteza terrestre. Estas rocas se producen por la cristalización de un magma y forman rocas volcánicas (cristalización en la superficie), rocas plutónicas (cristalizan en el interior de la corteza) y rocas filoniana (cristalizan en una fractura de la roca caja).

Las rocas ígneas resultantes de actividades de magmatismo son los *piroclastos*, que solo se producen en las erupciones volcánicas, las *coladas* de lavas que son rocas masivas producto del enfriamiento del magma, las

*rocas ígneas extrusivas* que sufren un enfriamiento muy rápido por lo que poseen un grano muy fino y las *rocas intrusivas* las cuales debido a su lento enfriamiento forman cristales de grandes dimensiones.



El **magma** es una sustancia de composición silicatada donde se produce una coexistencia de fases sólidas, líquidas y gaseosas que pueden separarse bajo condiciones termodinámicas adecuadas. El magma proviene de una roca que se fundió para generarle a este. Esta se denomina material fuente.

El magma puede tener una composición química muy variada. Esta depende de los elementos mayores y los elementos traza presentes en su composición:

- Elementos mayores: La concentración de estos en el líquido magmático es mayor al 1%. Estos elementos son expresados como óxidos y son los siguientes:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  y  $\text{H}_2\text{O}$  (Esta agua se trata de agua estructural). Se encuentra en los minerales hidratándolos, como por ejemplo en los anfíboles y las micas)

- Elementos menores/traza: Su concentración es menor al 1%. Se expresan como elementos y se recuentan en partes por millón. Son los siguientes: Rb, Sr, Cr, Ni, Ba, Y, Zr y las tierras raras (elementos entre el La y el Lu).

Como el SiO<sub>2</sub> es el compuesto con mayor abundancia en el líquido magmático con diferencia, clasificaremos estas rocas en función de la cantidad del SiO<sub>2</sub> presente en ellas:

- Rocas ácidas/félsicas: Poseen un color claro y están compuestas en más de un 63 % de SiO<sub>2</sub>.
- Rocas intermedias: El porcentaje de SiO<sub>2</sub> que compone la roca oscila entre el 52 y el 63 %.
- Rocas básicas/máficas: El porcentaje de SiO<sub>2</sub> que compone la roca oscila entre el 45 y el 52 %.
- Rocas ultrabásicas/ultramáficas: El porcentaje de SiO<sub>2</sub> que compone la roca es inferior al 52 %.

### **Conceptos y clasificación de las rocas ígneas.**

El Índice de Color (IC) de una roca es el porcentaje de los minerales en la roca que son máficos (oscuros). No podemos aplicar el IC en aquellas rocas en las que no podemos distinguir los minerales que la componen; como por ejemplo, en la obsidiana.

El término vacuolar hace referencia a la porosidad en forma de cavidades o cantidad de burbujas presentes en la roca, las cuales son resultantes de la formación de burbujas en el fundido del que proviene esta roca.

Para clasificar las rocas usaremos la textura de estas. La textura de una roca es el modo en el que los minerales de una roca se encuentran relacionados entre sí con respecto a su disposición, tamaño y forma. Los términos texturales son propios de cada tipo de roca. Los términos exclusivos de las rocas ígneas son:

- Fanerítica: Los minerales que forman la roca se ven o bien a simple vista o bien con una lupa.
- Afanerítica: No podemos distinguir los minerales que componen la roca.



- **Vítrea:** Una parte o la totalidad de la roca está constituida por vidrio. Esto es propio de las rocas volcánicas. La diferencia entre el vidrio y un mineral es que el primero no presenta una estructura interna organizada y el segundo sí.

En función del tamaño absoluto de los minerales podemos distinguir los siguientes tipos de grano:

- **Grano muy grueso:** Con un tamaño mayor a los 30mm.
- **Grano grueso:** Con un tamaño comprendido entre los 5 y los 30 mm.
- **Grano medio:** El tamaño del mineral oscila entre 1 y 5 mm.
- **Grano fino:** Los minerales tienen un tamaño inferior a 1 mm.

En función del tamaño relativo de los minerales podemos distinguir las siguientes homogeneidades:

- **Equigranular:** Los tamaños de los granos son relativamente iguales.
- **Inequigranulares:** Los tamaños de granos son muy desiguales.
- **Inequigranulares porfídicas:** Posee unos cristales grandes (fenocristales\*) que destacan en una matriz de grano de tamaño fino.

\*El termino fenocristal es exclusivo de las rocas ígneas.

Los silicatos que forman mayoritariamente las rocas ígneas se agrupan en félsicos o máficos en función del color y la composición de estos; siendo los máficos los minerales oscuros y los félsicos los claros.

<b>Grupo por color</b>	<b>Mineral</b>	<b>Composición química</b>
<b>Félsicos</b>	Cuarzo	SiO <sub>2</sub>
	Feldespato pot.	KAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>
	Plagioclasas	NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> ; CaAl <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>
	Moscovita	KAl <sub>3</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>
<b>Máficos</b>	Biotita	Si <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub> (K, Mg, Fe, Al)
	Anfíboles	Si <sub>6</sub> O <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub> (Mg, Fe, Ca, Na)
	Piroxenos	SiO <sub>3</sub> (Mg, Fe, Ca, Al)
	Olivino	SiO <sub>4</sub> (mg, Fe) <sub>2</sub>

Oi: Olivino; Px: Piroxeno; Pl: Plagioclasa; Fks: Feldespato potásico; Qtz: Cuarzo; Anf: Anfibol; Bt: Biotita; Mos: Moscovita; Tur: Turmalina.  
**Foides:** Feldespatoides  
**TEXTURAS:** **Fanerítica:** Minerales identificables a simple vista. **Afanítica:** Minerales no identificables a simple vista. **Porfídica:** Minerales grandes (fenocristales) en una matriz de tamaño más fino. **Grano muy grueso** > 30 mm; **Grano Grueso** 5 – 30 mm; **Grano Medio:** 1 – 5 mm; **Grano Fino:** < 1 mm.

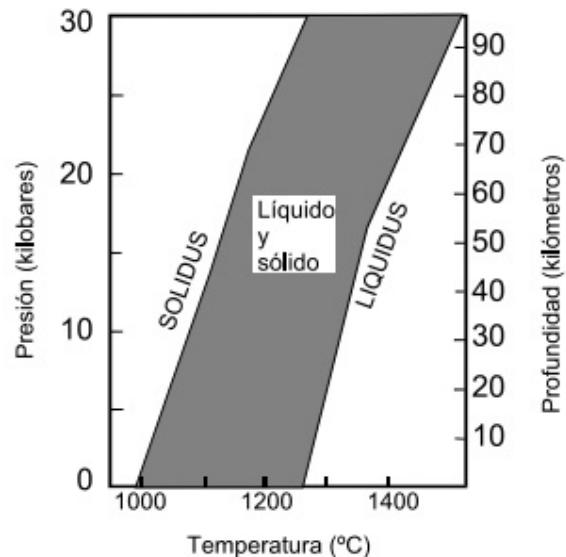
	Mineralogía principal		Textura	Color (IC)	NOMBRE
<b>PLUTÓNICAS</b>	Sin Qtz	Oi, Px	Fanerítica	Verde (90)	PERIDOTITA
		Oi, Px, Pl	Fanerítica	Oscuro (35 – 65)	GABRO
	Con Qtz	Fks, Bt, Anf (Foides)	Fanerítica	Gris-rosa (10 -30)	SIENITA
		Pl, Anf, (Bt, Px)	Fanerítica	Intermedio (25 – 50)	DIORITA
		Pl, Fks, Bt, Anf	Fanerítica (porfídica)	Claro (5- 25)	GRANODIORITA
<b>FILONIANAS</b>	Qtz, Fks, Bt, Pl		Fanerítica (porfídica)	Muy claro (5 – 20)	GRANITO
	Qtz, Fks, Bt, Mos		Porfídica	Variable	PÓRFIDO
	Qtz, Fks, Bt, Mos, Tur		Grano fino	Claro	APLITA
			Grano muy grueso	Claro	PEGMATITA
			Porfídica a afanítica	Negro – Gris	BASALTO
<b>VOLCÁNICAS</b>	Sin Qtz	Oi, Px, Anf	Porfídica	Intermedio	ANDESITA
		Fks (Px, Anf)	Porfídica a microporfídica	Intermedio	TRAQUITA
	Con Qtz	Pl, Px, Anf (Foides)	Afanítica a microporfídica	Gris - negra	TEFRITA
		Pl, Bt, Anf	Porfídica	Intermedio	DACITA
		Fks, (Bt)	Vitrea a porfídica	Claro	RIOLITA
	Vitreas	Vacuolar, ligera	Clara	PUMITA	
		Vacuolar	Negra, roja	ESCORIA	
		Brillo vítreo	Negra, parda	OBSIDIANA	
Si la roca está compuesta por fragmentos su clasificación es					
	Tamaño	No consolidada		Consolidada	
	> 64 mm	BOMBAS, BLOQUES		AGLOMERADOS	
	64 mm – 2 mm	LAPILLI		TOBA DE LAPILLI	
	< 2 mm	CENIZAS		TOBA DE CENIZAS	

	FK = 0 – 10%	Fk = 10 – 35%	Fk = 35 – 90	Fk = 90 – 100%
	PI = 90 – 100%	PI = 90 – 65%	PI = 65 - 10	PI = 10 – 0%
Qtz = 10 – 40 %	Tonalita (Prx, Anf, Bt)	Granodiorita (Anf, Bt)	Granito (Bt, Mscv)	Granito de Fpto K (Bt, Mscv)
	<b>Dacita</b> (Prx, Anf, Bt)		<b>Riolita</b> (Anf, Bt)	
Qtz = 0 – 10%	Diorita (Prx, Anf) Gabro (Ol, Prx)	Monzodiorita (Prx, Anf)	Monzonita (Prx, Anf, Bt)	Sienita (Prx, Anf, Bt)
	<b>Andesita</b> (Prx, Anf, Bt) <b>Basalto</b> (Ol, Prx)		<b>Traquita</b> ( Prx, Anf, Bt)	

### Propiedades físicas de los magmas.

- **Viscosidad:** Es la resistencia interna que presenta un fluido para ponerse en movimiento. La viscosidad varía en función de la composición. Los magmas básicos son poco viscosos mientras que los ácidos son muy viscosos. La viscosidad se produce cuando existen en el magma cadenas de silicatos que no se han separado y le aportan rigidez al fundido.

- **Temperatura:** La temperatura de fusión de un mineral coincide con su temperatura de cristalización. Las rocas debido a la variedad de minerales que contienen funden en un intervalo de temperaturas. Cuando una roca tiene parte de sus minerales fundidos y la otra parte están en estado sólido se la denomina fundido parcial. Un mineral puro funde a una temperatura más alta que un mineral con impurezas. Un mineral hidratado funde a una menor temperatura que uno deshidratado.



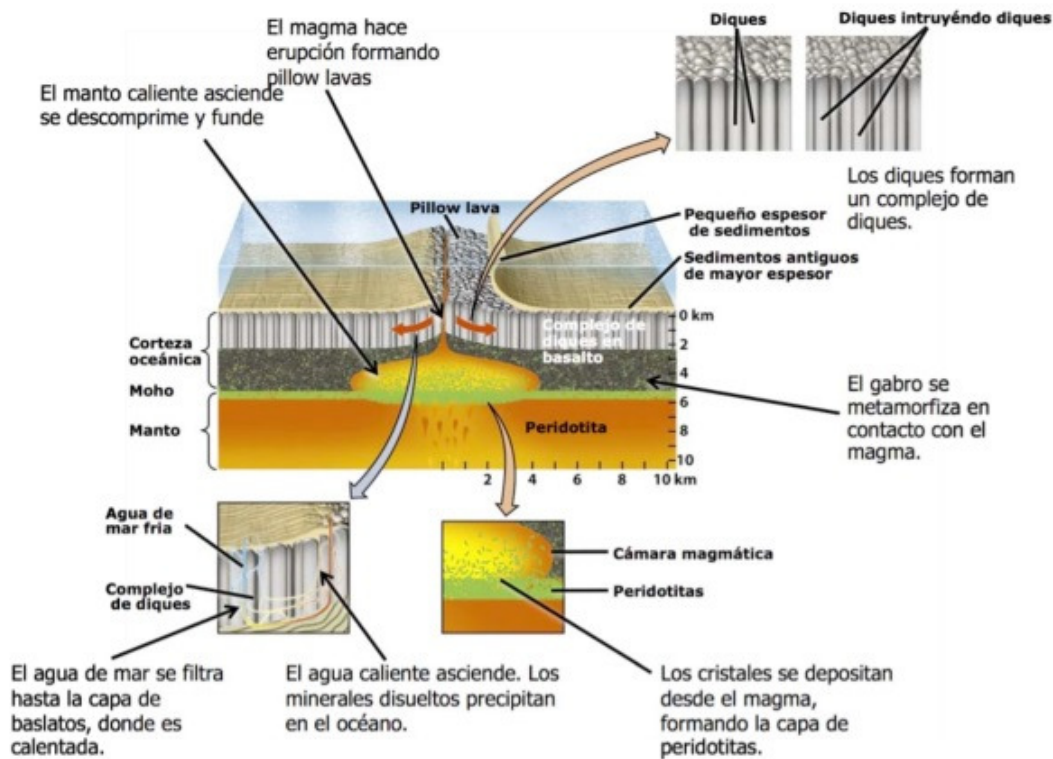
- **Contenido en volátiles:** Los volátiles constituyen la fase gaseosa que acompaña al magma. Son generalmente H<sub>2</sub>O y CO<sub>2</sub>. El contenido en volátil depende de la presión (siendo proporcional la cantidad de volátiles a la

presión a la que está el magma sometido) y de la composición de este (puede haber volátiles disueltos en las cadenas de sílice).

Generación de magmas.

Los factores que condicionan la formación de un magma son: incremento de la temperatura, descenso de la presión y contenido en volátiles.

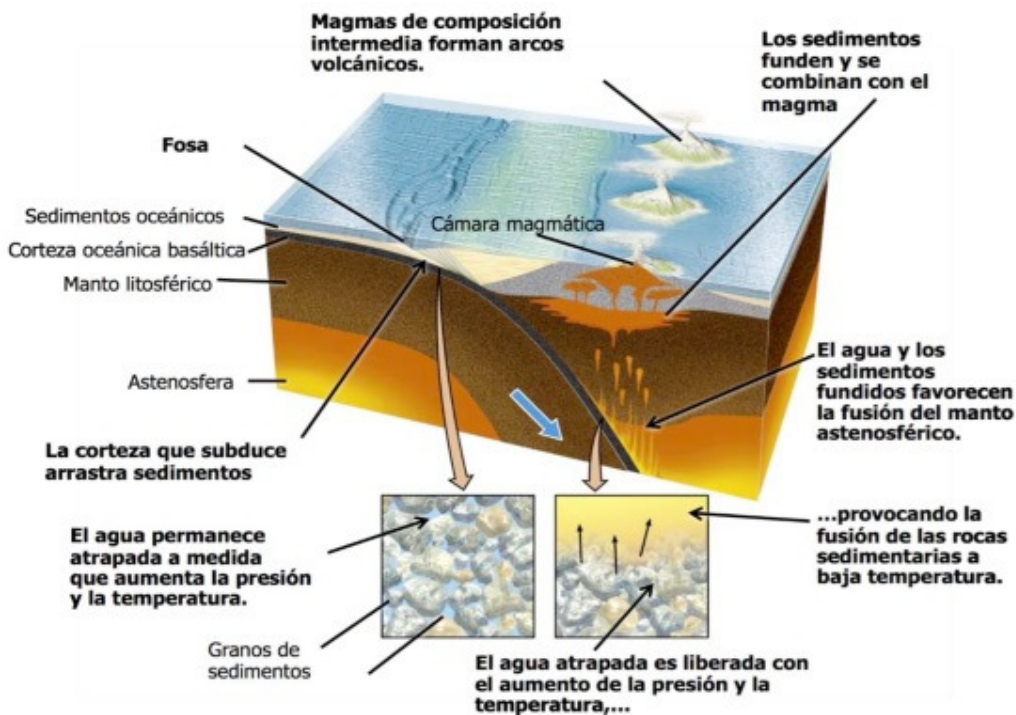
### Magmatismo en dorsales.



La distensión que genera la dorsal produce un descenso de la presión. Esto produce que el manto se descomprima, ascienda y se funda. Cuando este fundido alcanza el exterior, cristaliza y genera diques que dan lugar a la litosfera. No todo el magma sale al exterior. Parte de este cristaliza por debajo de esta litosfera generando una capa de basaltos.

El agua del mar se filtra en las grietas de los diques y se desplaza a través de esta hasta la región más caliente (zona de la dorsal), saliendo por ahí de nuevo al mar. Este proceso hidrata la corteza y ayuda a que se genere una gran cantidad de minerales.

## Magmatismo en zonas de subducción.



Cuando la corteza llega a la zona de subducción, lo hace hidratada. La litosfera cuando subduce, arrastra consigo gran cantidad de los sedimentos que se depositan en las zonas de subducción, los cuales arrastran partículas de agua en sus poros. cuando aumenta la presión y la temperatura los sedimentos se compactan y el agua se libera. Este agua pasa a la zona de fusión, donde al mezclarse con el magma, rebaja el punto de fusión de este. También a este agua se le suma parte del agua de hidratación de la litosfera que subduce.

## Magmatismo en puntos calientes.

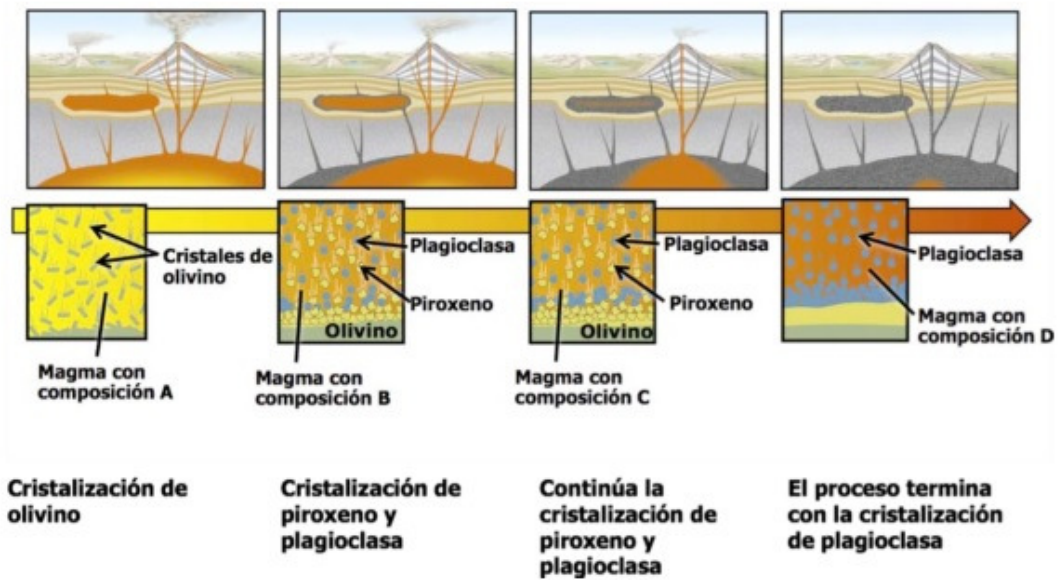
Consultar: Tema 4. Tectónica de placas, paginas 33-34.

## Evolución magmática.

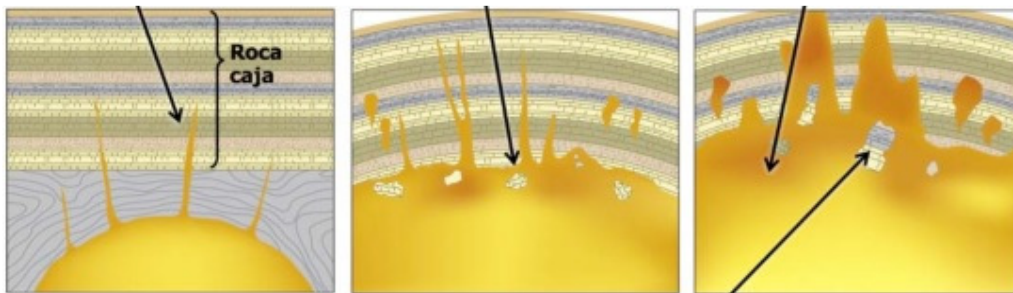
Los procesos de evolución magmática son aquellos procesos que producen cambios en la composición química del magma dando lugar a composiciones intermedias. Los procesos de evolución magmática enriquecen el magma en sílice ya que este se empobrece en los otros compuestos al formar estos minerales.



● Proceso de cristalización fraccionada: Partimos de un primer fundido basáltico A. Según la temperatura de este fundido desciende van apareciendo los minerales con una mayor temperatura de cristalización (olivino). Tras originarse estos, tenemos un nuevo fundido B empobrecido en Fe y Mg. Este nuevo líquido se ve enriquecido en sílice (el olivino apenas requiere sílice para formarse). Según el fundido B pierde temperatura se produce de nuevo una formación de minerales (piroxeno y plagioclasa) que empobrecen de nuevo en Fe y Mg y además en Ca al fundido, originando un nuevo fundido C aun más rico en sílice. La composición de este fundido C no permite la formación de Cuarzo. Al final tendremos un gabro (piroxeno, plagioclasa y olivino).



● Proceso de contaminación: El magma fractura la roca caja que lo envuelve y los trozos de esta que se desprenden y se funden alteran la composición del magma. También podemos encontrar Xenolitos, que son trozos de la roca caja que no se ha fundido y cuando este magma se enfría, se quedan como enclaves dentro de la roca solidificada.



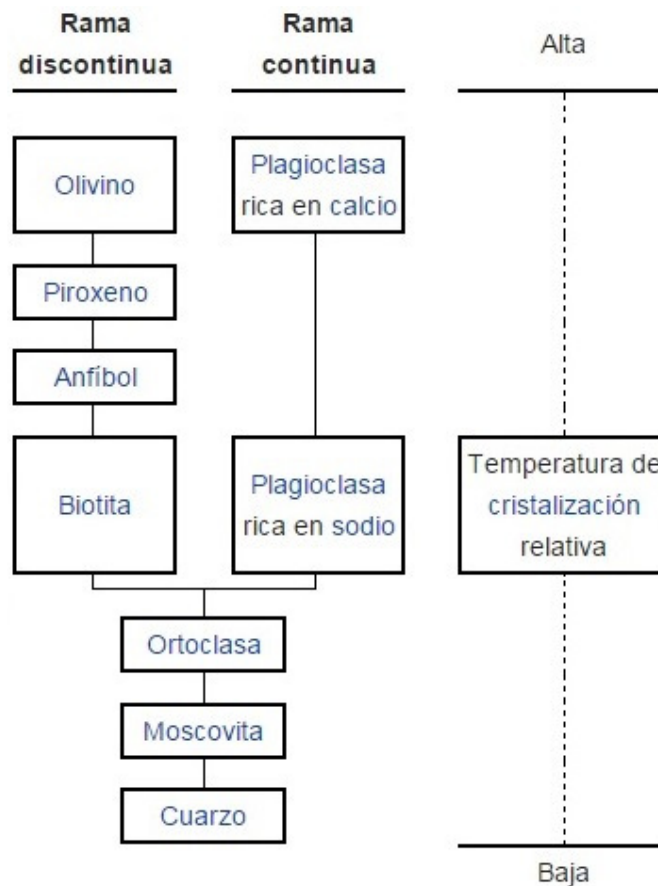


● Series de Bowen: En el proceso de cristalización fraccionada existen dos secuencias que describen el orden de cristalización de los minerales del grupo de los silicatos al ir enfriándose en magmas de tipo basáltico en el interior de la Tierra. Estas secuencias pueden ser identificadas por las relaciones texturales que se establecen entre los minerales.

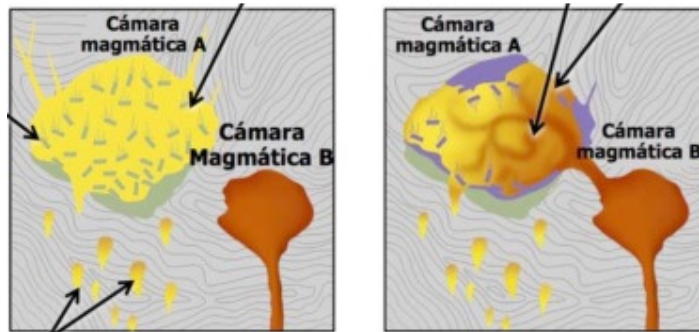
El orden de cristalización está determinado por dos factores principales:

- \* La termodinámica del proceso de cristalización.
- \* La composición del magma que cristaliza.

La cristalización de los minerales durante el enfriamiento de un magma sigue, en términos generales, una secuencia determinada que se subdivide en dos ramas: la rama discontinua (minerales ferromagnesianos) y la rama continua (plagioclasas), que convergen en un tronco común que corresponde a la cristalización de feldespato potásico y finalmente cuarzo, siendo siempre estos los últimos en cristalizar.



● Mezcla de magmas: Debido al proceso de cristalización fraccionada, en una misma región podemos tener bolsas de magma con una composición muy distinta entre ellas. La fracturación de la roca caja ocasionalmente produce que estos dos magmas se mezclen; generando así un nuevo fluido magmático con una composición diferente a la de los dos anteriores. Un claro ejemplo es el de un magma basáltico que fractura la roca caja que lo encierra, produciendo que un magma rico en silicio que esta encima de él



se filtre. La mezcla de estos dos magmas producirá un magma andesítico.

## **Volcanes.**

Un volcán es una formación geológica que consiste en una fisura de la corteza terrestre sobre la cual se acumula un cono de materia volcánica. En la cima del cono hay una chimenea cóncava llamada cráter. A través de este punto se expulsa al exterior material proveniente del interior de la Tierra.

Se denomina vulcanismo al fenómeno de llegada de un magma a la superficie terrestre así como a la ciencia que estudia tanto procesos como las rocas generadas en ellos.

La distribución de los volcanes se da por toda la superficie de la Tierra, sin embargo, dos terceras partes de todos ellos se localizan próximos a las dorsales y a las zonas de subducción.

Denominamos actividad volcánica al proceso de emisión de material magmático. Los distintos tipos de actividad volcánica dependen del contenido en volátiles de ellos así como de la viscosidad del fundido magmático.

La erupción volcánica es el tiempo durante el cual se está emitiendo material volcánico. Esta se compone de procesos con distintos intervalos de tiempo, desde unas pocas horas, como pueden ser la emisión del magma en forma de coladas de lava o bien en una explosión violenta, hasta un periodo de varios años, como es la filtración y pérdida del contenido en volátiles del magma.

Denominamos el VEI como el índice de explosividad volcánica. Este nos permite cuantificar la magnitud de una explosión volcánica en una escala logarítmica.

En función de la explosividad del volcán distinguimos los siguientes tipos:

- Hawaiiana (VEI=0)
- Vulcaniana (VEI=3-4)
- Hidromagmática (VEI=3-6)
- Estromboliana (VEI=1-2)
- Pliniana (VEI=5-8)

SiO <sub>2</sub>	Tipo de magma	Temperatura	Viscosidad	Contenido en gas	Estilo de erupción
50%	Básico	1100°	Baja	Bajo	No explosivo
60%	Intermedio	1000°	Intermedia	Intermedio	Intermedio
70%	Ácido	800°	Alta	Alto	Explosivo

Las explosiones de tipo Hawaiiano son características de los magmas basálticos, empobrecidos en gases y de viscosidad baja. En estas explosiones se producen fuentes de lava de baja altura (menos de 500 m) sin apenas contenido de material fragmentario. Las coladas de lavas son características de este tipo de volcán.

En las explosiones de tipo Estromboliano los magmas son ligeramente ácidos. La columna eruptiva alcanza unas alturas comprendidas entre los 0.5 y los 2 Km de altura. Característico de este tipo de explosiones son las nubes de cenizas y gas.

En las explosiones de tipo Vulcaniana se produce una gran emisión de materiales fragmentarios que da un color oscuro a la columna eruptiva, la cual alcanza unas alturas comprendidas entre los 2 y los 10 Km.

Las explosiones de tipo Pliniano son las más violentas de todas, se caracterizan por una columna eruptiva de una altura superior a los 10 Km, siendo las alturas máximas de estas los 50Km.

Las explosiones del tipo Hidromagmática se producen cuando el líquido magmático entra en contacto con el agua o con el hielo; ya que al pasar esta rápidamente de sólido a gas, produce un aumento del volumen que resulta en una explosión. Se puede producir con cualquier tipo de magma independientemente del contenido en volátiles de este así como su viscosidad. La explosividad depende exclusivamente del volumen de agua que pasa de estado sólido a gaseoso.

### **Productos volcánicos.**

Se denomina productos volcánicos a aquellos materiales que son expulsados durante una erupción volcánica. Estos pueden ser de dos tipos:

Lava: Producto consolidado de la extrusión del magma. Están constituidos por un material masivo con una cantidad variable de minerales en una matriz más o menos cristalizada. Puede contener vacuolas.

Piroclastos: Material fragmentario producidos durante la explosión. Pueden estar constituidos por cristales, fragmentos de lava o fragmentos de rocas. Se clasifican en función del tamaño en bombas y bloques, lapilli y cenizas. Las bombas son de tamaño más redondeado mientras que los bloques presentan angulosidades.

### **Tipos de lavas.**

Lavas cordadas o pahoehoe: Se producen en magmas de composición básica. tienen forma de cuerdas enrolladas. Se forman cuando la superficie del magma se enfría, pero por debajo este sigue fluyendo.



Coladas AA o malpais: Tienen un aspecto más rugoso y abrasivo. Son producto de magmas de cierta viscosidad. El magma según avanza fragmenta aquellas partes que se han ido solidificando.



Por lo general, en una colada, el frente de esta es del tipo AA y el resto son cordadas. Esto se debe a que según ha ido fluyendo el magma, este se ha desgasificado, por lo que su viscosidad ha ido aumentando.

Coladas en bloques: Se generan a raíz de un material magmático muy viscoso. Este material, cuando sale a la superficie, rápidamente se solidifica formando un bloque, el cual es empujado por el material que sigue fluyendo lentamente.





Por lo general, encontramos "canteras" de estos bloques a cierta distancia y en una altitud más baja del lugar por el cual salieron a la superficie ya que estos habrán caído rodando hasta esta zona al ser empujados.

Disyunción columnar: Cuando la colada comienza a enfriarse y a perder volumen, esta solidifica en columnas de base hexagonal. Este fenómeno solo se produce en grandes volúmenes de roca ya que son necesarios distintos gradientes de enfriamiento con diferencias notables entre sí en distintas regiones de la colada.





Domo: Se trata de un montículo que es producto de un material muy viscoso (magma ácido). Este material fluye muy despacio y se acumula en el orificio de salida generando así un tapón.

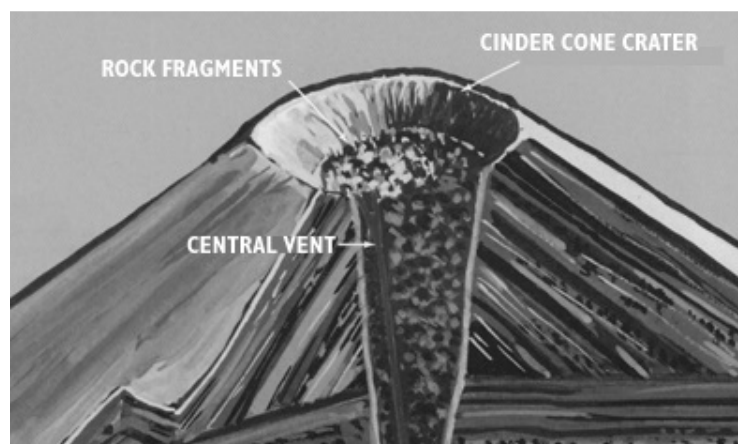


Lavas submarinas o pillow lavas: Es un tipo de lava con forma de cojines que se forman cuando la lava es extruida al fondo de un océano. Son lavas formadas normalmente por basalto. La composición de la lava afecta al tamaño de la almohada, ya que modifica la viscosidad de la lava.



### **Tipos de acumulaciones de piroclastos.**

Conos de escorias: Consiste en un montículo cónico formado por fragmentos de materiales volcánicos que se han acumulado alrededor y por dentro de una chimenea volcánica. Los fragmentos de rocas (cenizas o



escorias) son vidriosos y contienen burbujas de gas atrapadas. La altura de estos conos puede llegar a alcanzar los centenares de metros.

Piroclastos de caída: Se trata de, magma que se fragmenta, se expulsa y se distribuye por el viento ten forma de material suelto (esos fragmentos sueltos o compactados se les denomina piroclastos).

Coladas piroclásticas y nubes ardientes: Se denomina así a una mezcla de gases compuesta por azufre y CO<sub>2</sub> a alta temperatura. Estas nubes pueden deslizarse por la superficies de masas de agua como el océano.



Lahares: Se trata de un flujo de material volcánico movilizado por agua superficiales desde las laderas de un volcán. Se trata de un material muy poroso. Cuando se compacta, este posee la dureza del hormigón.

### **Morfología volcánica.**

Cráteres: Se trata de un orificio de salida del material volcánico. Son zonas deprimidas por las que sale el magma. Poseen una forma elipsoidal o circular bien definida.

Calderas: Son depresiones de mayor tamaño que los cráteres. Son producidas por el colapso de la cámara magmática. También tienen forma elipsoidal o circular.

Edificios volcánicos: Los edificios volcánicos están constituidos por la acumulación de material magmático y, en función de este, podemos distinguir dos tipos de edificios:

- Volcanes en escudo: Compuestos por magmas básicos provenientes de la acumulación de coladas de lava. Se trata de grandes edificios con pendientes suaves.

- Estratovolcanes: Se trata de un volcán compuesto por múltiples capas de lava endurecida intersecadas estas por capas de piroclastos. Esta alternancia de capas se debe a que el volcán ha sufrido fases de actividad de tipo explosiva alternada con emisiones de coladas de lava.

### **Plutones y diques.**

El término plutón es un término muy general que hace referencia a una roca intrusiva de textura granulada. La forma y el tamaño de los grandes cuerpos intrusivos son muy variables. La gran mayoría de ellos presenta contactos netos con su roca encajante de tipo discordante.

La ascensión de los plutones se debe a una diferencia de densidades con respecto a la roca caja que limita por arriba con el plutón, siendo la densidad de esta mayor que la del plutón. Esto permite que el batolito (cuerpo que intruye a la roca caja) ascienda a través de esta hasta que debido al enfriamiento por convección y pérdida de volátiles y cristalización de este, la densidad del batolito iguala a la roca caja y se detiene su ascenso. En función de su volumen se clasifican en:

- Cuerpos de gran tamaño como son los batolitos, los stocks y los complejos estratiforme.
- Cuerpos tabulares, como los diques y los sills.

Los batolitos se tratan de enormes complejos de alrededor de los 10 km<sup>2</sup> de extensión y de entre 10 y 15 km de profundidad. NO son homogéneos, por lo que están compuestos por distintos plutones. Son campos de granitos y granodioritas y en una menor proporción, de gabros.

Los complejos estratiformes están compuestos por rocas básicas y ocasionalmente, podemos tener un nivel formado por rocas ultrabásicas. En estos complejos abundan los gabros, las dioritas y las rocas de composición ultrabásicas. La presencia de rocas ígneas se da en una alternancia de bandas claras ricas en plagioclasas con unas bandas oscuras compuestas por piroxeno y olivino. Un ejemplo de un nivel estratiforme de gran volumen es el Skaergaard. Una peculiaridad de los complejos

estratiformes es que estos son yacimientos de minerales compuestos por platino, cromo y níquel.

Los cuerpos tabulares son aquellos en los cuales cristaliza líquido magmático a favor de una grietas o fracturas, dando lugar a las rocas filonianas.

Por lo general, los diques cortan estructuras preexistentes formando contactos discordantes. Estos presentan un fuerte buzamiento, lo que implica que cortan las estructuras de las rocas encajante. Pueden estar asociados formando grupos que reciben el nombre de enjambre.

Cuando los contactos son paralelos a la estratificación o foliación de la roca, el contacto es concordante. Los sills son propios de este tipo de contactos y suelen estar formados por rocas básicas.

### **Clasificación de rocas filonianas.**

Las rocas filonianas son aquellas que proceden de la solidificación de un magma en una grieta o en una fractura por lo cual, su morfología es tabular. Estas rocas por lo general cortan las estructuras de rocas preexistente.

Según la textura de estas rocas, podemos clasificarlas en:

- Rocas microgranudas: Son rocas de tamaño de grano muy fino que se han enfriado rápidamente por lo que los cristales no han tenido tiempo de crecer. Se utiliza el término aplita cuando la roca es de composición ácida y diabasa si es básica.

- Rocas porfídicas: Presentan textura porfídica, que consiste en cristales grandes dentro de una matriz de tamaño de grano fino. Cuando la composición de la roca es granítica y los fenocristales son de cuarzo, plagioclasa o feldespato, la roca recibe el nombre de pórfido. Si la composición es básica y los fenocristales son de anfíbol o piroxeno, la roca recibe el nombre de lampróvido.

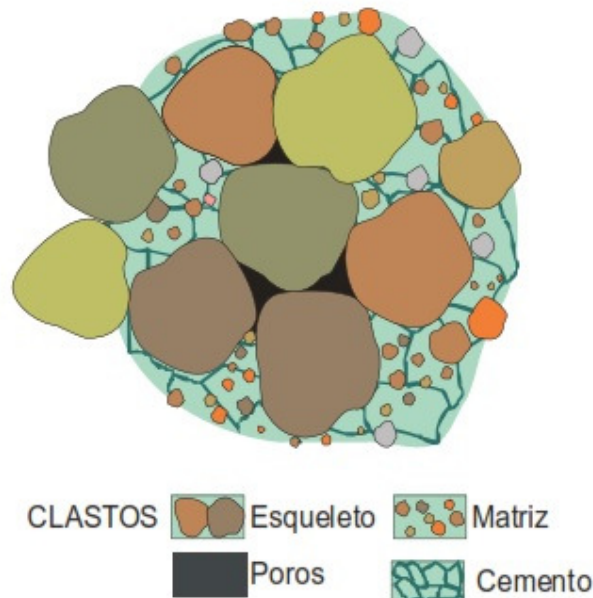
- Rocas grano grueso o pegmatitas: Se trata de rocas de composición granítica que presentan cristales de gran tamaño (pueden alcanzar los decímetros de tamaño).

## Sedimentación. Las rocas sedimentarias

Los sedimentos y las rocas sedimentarias cubren más del 80% de la superficie terrestre, aunque lo hacen formando una capa de muy pequeño espesor. Entre esta capa se localiza la mayor parte del agua subterránea, así como bolsas de gas natural y de petróleo. Las formaciones sedimentarias continen yacimientos de minerales metálicos y rocas de interés industrial.

### Rocas sedimentarias.

Las rocas sedimentarias son aquellas formadas por sedimentos detríticos que han sido transportados y sedimentados, por restos fosilizados de animales y plantas y/o por la precipitación de minerales a partir de soluciones acuosas. Pertenecen a la fábrica clástica y por lo general están compuestas por una matriz de minerales que no se pueden distinguir a simple vista o con lupa, un esqueleto, formado por los clastos más grandes, un cemento y que une los distintos componentes de la roca. Además, este tipo de rocas puede contener poros.



Los sedimentos son materiales rocosos no consolidados de rocas preexistentes que se han formado en o cerca de la superficie terrestre.

Los mecanismos de sedimentación tienen lugar en la superficie terrestre, tanto en ambientes marinos como en continentales. Los sedimentos se depositan, litificándose y endureciéndose (cementación). Esto hace que se transformen en rocas sedimentarias.

Según sea el tipo de partícula o el precipitado del mineral que forma la roca; podemos distinguir los siguientes grupos de rocas sedimentarias:

- Rocas detríticas o siliciclásticas: Son rocas formadas por clastos o granos de tamaño variable. La composición de los clastos y de los granos puede ser muy variable. Se forman al depositarse físicamente los sedimentos detríticos (terrígenos).

Se considera clastos a aquellas partículas cuyo tamaño sea mayor a 2 mm, granos a aquellas cuyo tamaño oscile entre los 2mm y los 0,062 mm y limo arcilla a aquellas cuyo tamaño sea inferior a 0,062 mm.

- Rocas carbonáticas o bioquímicas: Son rocas formadas mayoritariamente por restos fósiles (organismos que construyen su esqueleto con carbonato cálcico) y por una matriz de composición carbonáticas.

Se forma cuando se produce una precipitación inorgánica a partir de una solución, o un proceso bioquímico.

Hay calizas que contienen además de fósiles otros tipo de granos, como los oolitos, los peloides y los itraclastos. Algunas calizas se transforman, por diagénesis, en rocas sólo formadas por cristales. Esta transformación puede dar lugar a dolomías.

- Rocas evaporíticas o químicas: Son rocas formadas por cristales de sulfatos (yesos) y cloruros (halita o silvina).

- Rocas orgánicas: Son rocas formadas por restos de plantas y materia orgánica más o menos transformada como los carbones o el petróleo.

- Otras: Podemos tener rocas silíceas, fosfáticas y ferruginosas, las cuales son rocas sedimentarias pero no pertenecen a ninguno de los anteriores grupos.



## CLASIFICACIÓN DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS

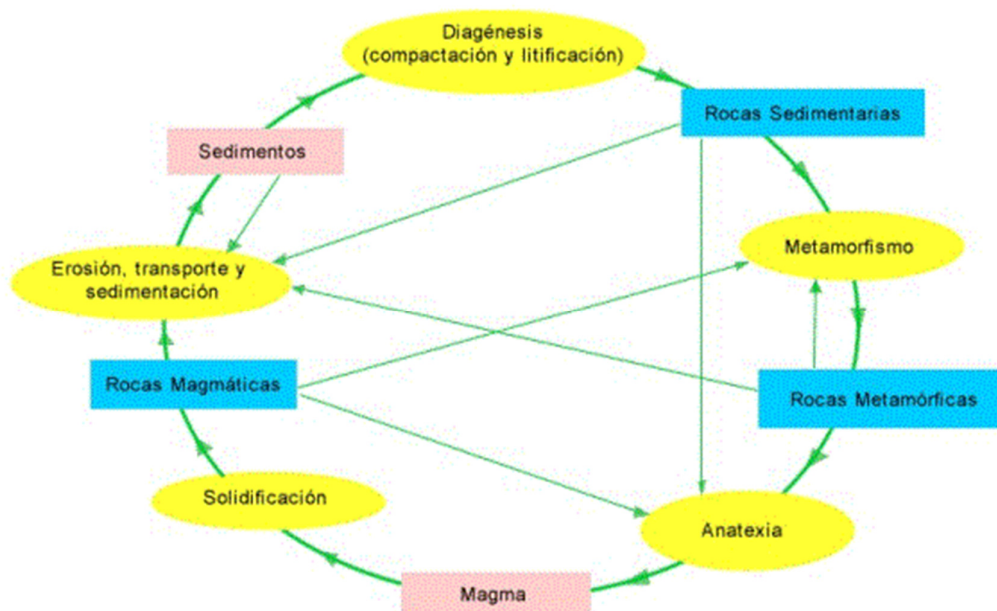
<b>TEXTURA CLÁSICA</b>	<b>ROCAS DETRÍTICAS</b>	<b>CONGLOMERADOS</b> Tamaño medio > 2 mm en mas del 50%	Clastos angulosos	Brecha		
			Clastos redondeados	Conglomerado (Pudinga)		
		<b>ARENISCAS.</b> Tamaño medio 2 – 0.062 mm, en más del 50%	Granos de cuarzo	Cuarzoarenita		
			Granos de feldspatos	Arcosa		
			Fragmentos de roca	Litoarenita		
		<b>LUTITAS.</b> Tamaño medio 0.062 – 0.0039 mm. en más del 50%	Granos visibles con lupa y perceptibles al tacto	Limolita		
			Granos no visibles con lupa ni perceptibles al tacto	Argilitas (arcillas)		
		<b>TEXTURA CRISTALINA Y/O CLÁSICA</b>	<b>ROCAS CARBONÁTICAS</b>	<b>CALIZAS</b> > 50% Ca CO <sub>3</sub>  <i>Las rocas carbonáticas con &lt; 50% Ca CO<sub>3</sub> se denominan margas.</i>	Restos de fósiles abundantes	Caliza fosilífera o bioclástica
					Otros tipos de granos	Caliza oolítica, peloidal...
					Predominio de microcristales	Caliza micrítica
Porosa, restos vegetales	Caliza tobácea					
Roca formada por cristales de calcita	Caliza cristalina					
<b>DOLOMIÁS</b> > 50% Mg,Ca(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	Cristales de tamaño variado			Dolomía cristalina		
<b>TEXTURA CRISTALINA</b>	<b>R. Evapo-ríticas</b>			Sulfatos		Yeso
		Cloruros	Cristales con baja dureza	Halita		
<b>TEXTURA MASIVA</b>	<b>R. orgánicas</b>	Formadas por materia orgánica más o menos transformada		Carbones (lignito, hulla, antracita...)		

Las rocas detríticas forman el 70% de la superficie terrestre. Un 50% de las rocas de esta clase son arcillas, un 25% conglomerados y areniscas, un 24% carbonatos y un 1% evaporitas.

Por lo general, encontramos las rocas sedimentarias formando un afloramiento estratigráfico horizontal o vertical. La estructura sedimentaria nos da información sobre el ambiente en el que se formaron. Un ejemplo de esto son los ripples en las playas (los ripples son estructuras fósiles que muestran las pisadas de los trilobites).

Las rocas sedimentarias se pueden formar en diversos ambientes de sedimentación. Los ambientes deltaicos, aluviales/fluviales y las plataformas marinas presentan el mismo tipo de ambiente hoy en día que el que presentaban en la prehistoria.

La formación de las rocas sedimentarias se encuentra dentro del ciclo litológico.



Nótese en el anterior dibujo que la solidificación del magma hace referencia a la cristalización de los minerales del magma y que la anatexis de el proceso de fusión bajo condiciones de ultrametamorfismo.

Se denomina fabrica al ambiente en el cual cada distinto tipo de roca se formó.

La fábrica clástica es aquella que da lugar a las rocas detríticas. En ella, los detritos se depositan formando sedimentos y clastos los cuales forman conglomerados que dan lugar a este tipo de roca.

A través de la fábrica química se generan las rocas carbonáticas mediante la evaporación intensa de una masa de agua con una alta concentración de sales.

Por último, la fábrica organogénica da lugar a las rocas orgánicas mediante la acumulación de materia orgánica. El fenómeno que permite que se generen este tipo de rocas se denomina bioconstrucción.

### **El ciclo de las rocas sedimentarias.**

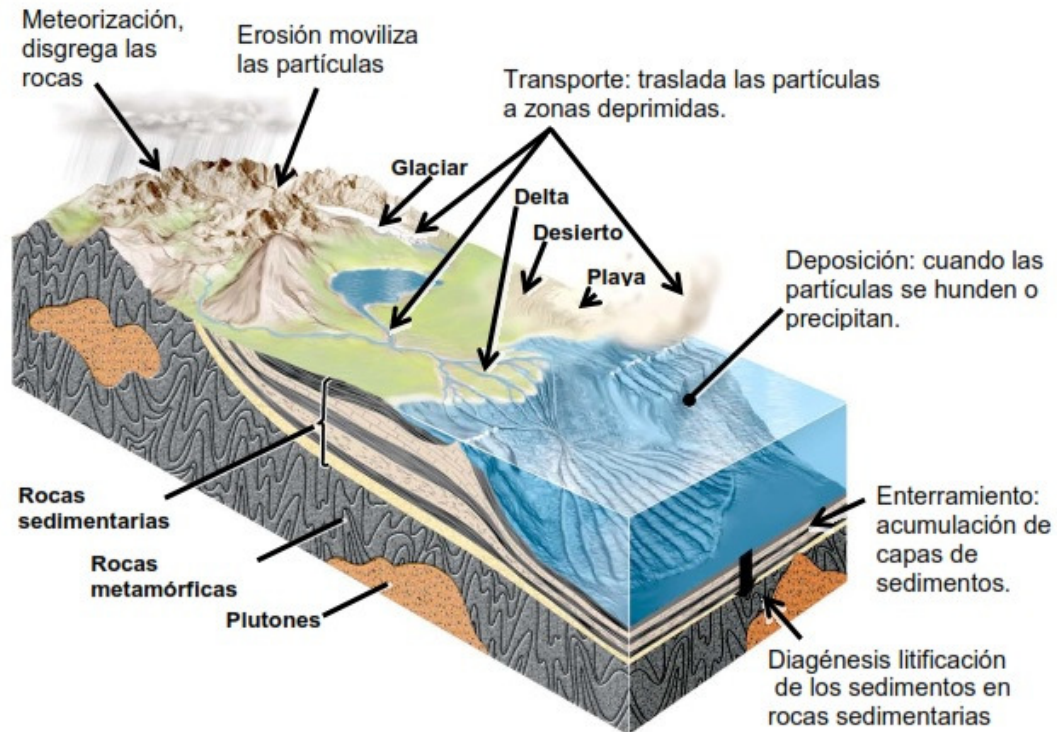
El ciclo de las rocas sedimentarias comienza con el material fuente, el cual proviene de una litología preexistente que se ha fragmentado debido a los procesos de meteorización (esto solo afecta a las rocas en la superficie terrestre). Estos materiales fuente son denominados sedimentos y transportados desde donde se originaron a zonas más deprimidas a través de los principales agentes de transporte; que son los ríos, la lluvia y el viento. Una vez los sedimentos se encuentran en las cuencas sedimentarias, comienzan los procesos de diagénesis (compactación y litificación) que dan lugar a las rocas sedimentarias.

La meteorización se describe como el proceso mediante el cual las rocas de la superficie terrestre se disgregan dando lugar a fragmentos o partículas que posteriormente son erosionadas y puestas en movimiento hacia una cuenca de sedimentación (o manteniéndose en ese emplazamiento formando suelo).

La meteorización puede ser de dos tipos:

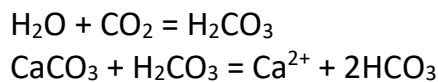
- Física: Consiste en la fragmentación de la roca.
- Química: Se trata de cualquier cambio en la composición de la roca o la disolución, parcial o completa, de esta.

La fragmentación de una roca producida por la meteorización física aumenta la superficie de la roca sobre la cual la meteorización química puede efectuarse.



La meteorización química produce la disolución o alteración de los minerales que forman la roca al reaccionar estos con el dióxido de carbono, el dióxido de azufre o el agua.

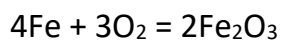
La disolución de la roca se produce en agua carbonatada ligeramente ácida (agua que lleva disuelta en sí  $\text{CO}_2$  atmosférico). Esta actúa sobre aquellos minerales susceptibles de disolverse. Un ejemplo es la disolución del  $\text{CaCO}_3$  (Aragonito).



La hidrólisis se produce en minerales silicatados. El ejemplo a continuación muestra la transformación del feldespato potásico en caolinita (arcilla).



La oxidación se produce en aquellos minerales basados en el Fe o en otros metales. Esto produce minerales oxidados. Abajo se muestra el ejemplo de oxidación del Hierro.



Un ejemplo es el granito oxidado, cuyo óxido proviene de la biotita.

La hidratación de un mineral consiste en que moléculas de agua se integran en la estructura de este. Un ejemplo de hidratación es el Bórax, el cual puede encontrarse pentahidratado (5 moles de agua) o decahidratado (10 moles de agua).

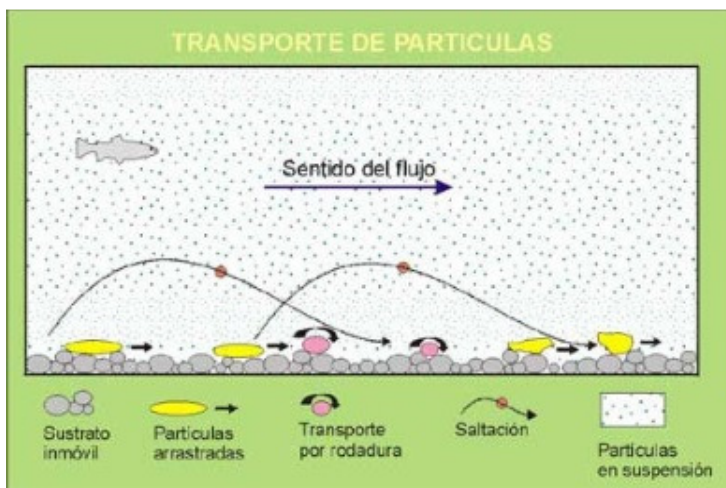
Los minerales poseen distinta estabilidad frente a la meteorización. Es su oposición a ser meteorizados. Cuanto más estable es el mineral mayor es su aguante frente a esta. La estabilidad depende de parámetros como el clima, la temperatura, la cantidad de precipitaciones por espacio de tiempo y otras.

La estabilidad de un mineral frente a la meteorización es inversamente proporcional a su temperatura de cristalización. Esto se debe a que un mineral que se encuentra a temperatura ambiente está muy alejado de su temperatura ideal, por lo que pierde estabilidad.

También influye el tipo de enlace atómico que presenta el mineral en las uniones de sus átomos.

Las partículas resultantes de la meteorización experimentan un transporte por parte de los agentes de transporte, los cuales actúan desde las regiones topográficamente más elevadas desplazándose hacia aquellas más deprimidas.

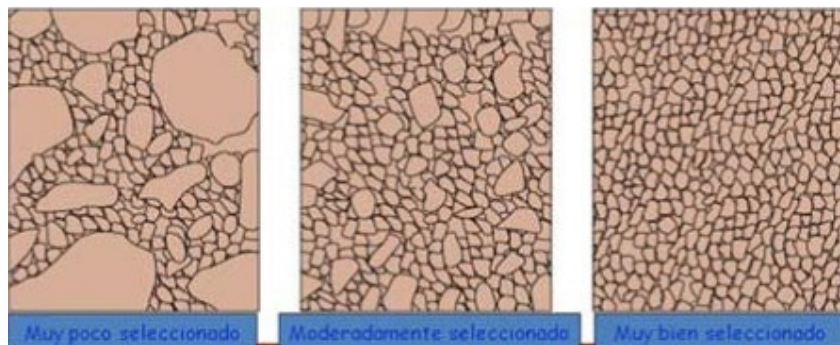
En función del tamaño de la partícula, esta puede experimentar distintos tipos de transporte.



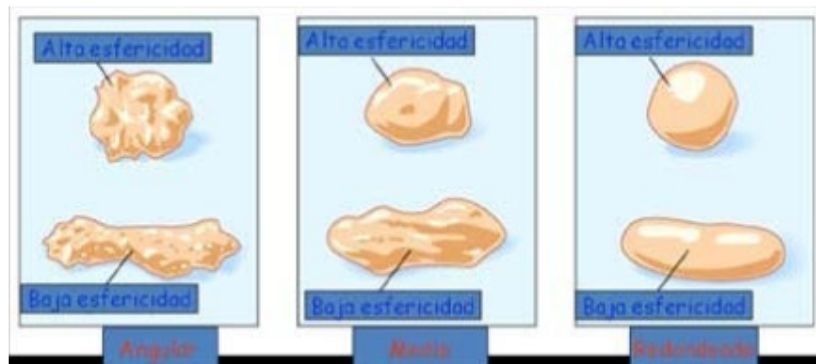


Los movimientos que pueden experimentar las partículas, según su tamaño disminuya, son el arrastre, la rodadura, la saltación y la suspensión.

Los agentes de transporte, en función de su energía de transporte, pueden causar la selección de las partículas que transportan según este vaya disminuyendo. Un ejemplo sería el de un río torrencial, el cual desplaza todas las partículas por igual, pero, según su energía desciende gradualmente, estas van depositándose en función de su tamaño, mientras que en un río suave las partículas se depositan al mismo tiempo al no tener este un mínimo de energía que permita el transporte de unas, y la precipitación de otras. En la imagen de abajo se puede apreciar la uniformidad o falta de esta entre los tamaños de las partículas depositadas. Una mayor uniformidad implica una mayor energía del medio que transportaba esas partículas en ese tramo.



También podemos saber si la partícula ha sido transportada durante mucho tiempo o poco tiempo en función de su redondez y esfericidad. Un mayor tiempo siendo transportada implica una mayor abrasión de su superficie y una mayor suavidad así como una mayor esfericidad.





La sedimentación de una partícula comienza cuando la energía del agente de transporte no ejerce suficiente fuerza como para continuar desplazando dicha partícula. Las partículas clásticas se depositan por gravedad y los sedimentos químicos lo hacen mediante precipitación.

Una vez una partícula se deposita, esta comenzará a experimentar un proceso de enterramiento por parte de los sedimentos depositados posteriormente sobre ella.

Cuando la temperatura y la presión son lo suficientemente elevadas, comenzarán los procesos diagenéticos. Estos procesos se caracterizan por ser superficiales, ya que se producen a una profundidad de entre 2 y 4 km y a unas temperaturas y presiones relativamente bajas (la temperatura nunca es superior a los 150 °C).

Existen minerales cuya formación se produce exclusivamente durante los procesos diagenéticos. Si además estos desaparecen y aparecen ellos mismos tras , sabemos que la profundidad alcanzado por estos durante los procesos de diagénesis rebasó los 4 km de profundidad.

La precipitación de las partículas y los procesos diagenéticos que experimentaran se producirán en las cuencas sedimentarias. Estas son regiones deprimidas en la corteza de la Tierra. Son de origen tectónico y en ellas se acumulan los sedimentos. Su tamaño mínimo es de 10000 Km<sup>2</sup>.

Las grandes cuencas sedimentarias presentan una prolongada subsidencia (proceso tectónico que favorece el hundimiento de la cuenca) de la corteza. Existen los siguientes tipos de cuencas sedimentarias:

- Cuenca de Rift: Este tipo de cuencas están asociadas a dorsales oceánicas o en aquellas regiones donde exista una distensión de la litosfera continental. Son largas y estrechas. Están rellenas de materiales detríticos, con basaltos integrados (ej: mar rojo). las cuencas de Rift evolucionan a cuencas de margen pasivo en las que además de sedimentos detríticos habrá otros carbonatados.

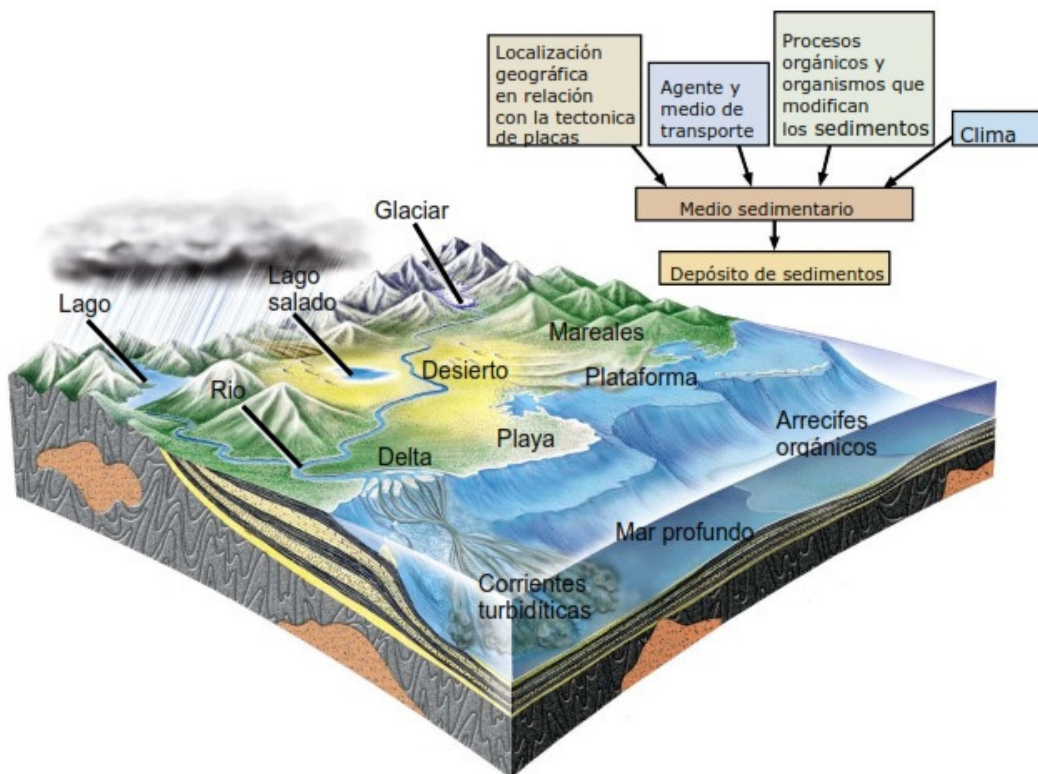
- Cuencas Pull Apart: Se producen a lo largo de las fallas trascurrentes (fallas de desgarre) y de las transformantes, tanto en aquellas presentes en la corteza como en la corteza oceánica. Tienden a tener forma romboidal. Los sedimentos presentes en ellas son tanto evaporíticas como detríticos o carbonatados.

- Cuenca de margen convergente: Son exclusivas de aquellas regiones donde se produce subducción de la litosfera. Los sedimentos se acumulan en la zona de la fosa y en las cuencas anterior y trasera del arco. Los sedimentos característicos en estas regiones son los sedimentos pelágicos (sedimentos provenientes de las partículas que se encuentran en suspensión en los mares), detríticos y volcanoclásticos.

- Cuenca intracratónicas o intercontinentales: Se localizan en la corteza continental. Son producto de una lenta subsidencia posterior a n calentamiento de la corteza. Los sedimentos que podemos encontrar en este tipo de cuencas son aquellos típicos de aguas poco profundas, como son las arcillas, las arenas y los carbonatos.

### Medios sedimentarios.

#### Medios sedimentarios



Se define un medio sedimentario como una localización geográfica que se caracteriza por poseer una combinación particular de condiciones climáticas y procesos físicos, químicos y biológicos. Las características de

estos medios sedimentarios están determinada por las siguientes variables:

- Tipo y cantidad de agua.
- Tipo de agente de transporte.
- Características del área fuente y de la cuenca sedimentaria.
- Cima.
- Topografía de la región.
- Actividad biológica.
- Medios continentales.

Lagos: Tanto los lagos de agua dulce como los lagos de agua salada son considerados medios sedimentarios. El agente de transporte son las pequeñas olas y corrientes que se producen dentro de esta masa de agua por acción del viento sobre la superficie del lago. En los lagos e agua dulce se produce sedimentación química y orgánica, mientras que en los lagos de agua salada se produce la precipitación de minerales evaporíticos.

Medio fluvial: Se considera como perteneciente al medio fluvial al cauce del río, sus márgenes y el valle donde este se encuentra. Fundamentalmente los sedimentos presentes en este medio son detríticos. En el limo es común la presencia de grandes cantidades de organismos que originaran sedimentos orgánicos.

Desierto: Se trata de un ambiente muy árido en el cual los vientos y los ríos muy probablemente fluyan de forma intermitente por lo que el transporte de la arena y el polvo es irregular. La presencia de organismos es tan baja que se considera que no tenemos su presencia en este medio en lo que respecta a los sedimentos orgánicos.

Medio glaciar: Este medio está totalmente condicionado por el fluir del hielo. Es exclusivo de un clima frío y la ausencia de organismos (sedimentos orgánicos) es alta. Se puede producir una evolución del medio glaciar al medio fluvial en el frene del glaciar (por un aumento de la temperatura que produzca la transformación de esta masa de agua sólida en agua líquida).

- Medios costeros (transición entre medios continentales y marinos).

Los agentes dinámicos de estos medios son las olas, las mareas y las corrientes de los ríos.

Medios deltaicos: Se producen en las desembocaduras de los ríos.

Medios mareales: Se produce en la arena de la costa que está sometida al flujo de los mares.

Medios de playa: Son áreas afectadas por el movimiento de las olas que redistribuyen los sedimentos arenosos. En ellos encontramos una relevante acción de organismos escarbadores.

- Medios marinos.

Estos se clasifican en función de la profundidad que alcanza el agua, ya que esta determina el tipo de corrientes.

Medios de plataforma continental: Se caracterizan por tratarse de zonas donde el agua es relativamente superficial. La sedimentación está influenciada por corrientes suaves. Los sedimentos propios de estas áreas son los detríticos y los carbonatos biológicos.

Arrecifes orgánicos: Estos arrecifes se generan a raíz de las segregaciones continuas de carbonatos por parte de una gran variedad de organismos (corales). Eso da lugar a la creación de estructuras en plataformas continentales o en islas volcánicas.

Margen y talud continental: Estas áreas se localizan en el borde del continente. La sedimentación se produce a causa de las corrientes turbidíticas (avalancha submarina). Los sedimentos propios de estas regiones son casi exclusivamente detríticos.

Mar profundo: Este término engloba todos los fondos marinos alejados de los continentes. Los sedimentos propios de estas áreas son los sedimentos carbonáticos, procedentes por ejemplo, de los esqueletos del plancton.

- Según el sedimento que predomina en cada medio, podríamos dividir el conjunto de todos los medios en dos tipos de medios sedimentarios:

Detríticos: incluyen a los medios continentales y a los costeros que actúan de transición entre continente y océano. Todos los sedimentos de estos medios reciben el nombre de terrígenos.

Químicos y biológicos: se caracterizan principalmente por la precipitación química y biológica de carbonatos, fundamentalmente produciéndose esta en medios marinos. En áreas continentales los carbonatos se generan en lagos, en medios kársticos y en medios evaporíticos; siendo los climas donde se producen estas precipitaciones principalmente áridos, ya que es necesaria una intensa evaporación del agua donde están disueltos los carbonatos. También se produce dicha evaporación en zonas de mar aisladas.

### **Estructuras que pueden aparecer en las rocas sedimentarias.**

Dentro de cada estrato podemos encontrar diferentes series sedimentarias que han sufrido distintas formas de sedimentación. Estas nos permiten deducir características del área fuente y del cómo se precipitaron.

La principal característica de una roca sedimentaria son los estratos. Un estrato representa el lugar donde se ha producido el fenómeno de sedimentación y registra un periodo de deposición de un material, por lo que nos puede aportar información del lugar donde este se formó.

Los planos que separan los estratos son identificables ya que son regiones entre los estratos donde se registra un cambio en el tipo de material que compone el estrato. Una ausencia o discontinuidad en el material puede representar un periodo de tiempo en el cual no se produjo sedimentación. El espesor de los estratos es variable. Si un estrato posee una anchura inferior a 1 cm se le denomina lamina. Por el contrario, si su anchura supera el cm de grosor se le denomina capa (a los estratos extremadamente gruesos se los denomina bancos). La deposición de los estratos se efectúa siempre de forma horizontal, por lo que encontrar un estrato vertical o con un buzamiento implica que este ha experimentado actividad tectónica que ha cambiado su posición.

La estratificación cruzada consiste en un conjunto de láminas entrecruzadas con un ángulo de inclinación de 30° o incluso más. Son producidas por agentes de transportes eólicos y fluviales y se dan principalmente en sedimentos detríticos y puntualmente en sedimentos carbonatados.

La granoselección está relacionada con la varianza del tamaño del grano dentro de un estrato. Cuando los granos más gruesos se encuentran en la parte inferior del estrato y gradualmente el tamaño de grano decrece según subimos en el estrato hasta tener el grano más fino arriba estamos ante una granoselección positiva. Este tipo de granoselección nos indica que ha habido un cambio en la energía del medio que transportaba estas partículas.

Los ripples son estructuras que se forman por la acción de una corriente de agua o viento sobre la arena. Tienen forma de dunas y su dimensión longitudinal es perpendicular a la dirección del viento o del oleaje.

Las huellas de bioturbación son propias de los ambientes marinos y consiste en restos de sedimentos rotos por la acción de organismos marinos.

### **Enterramiento y diagénesis.**

Cuando los sedimentos se depositan en una cuenca sedimentaria van siendo enterrados por acumulación de nuevos materiales. de esta forma, se inician los procesos de diagénesis.

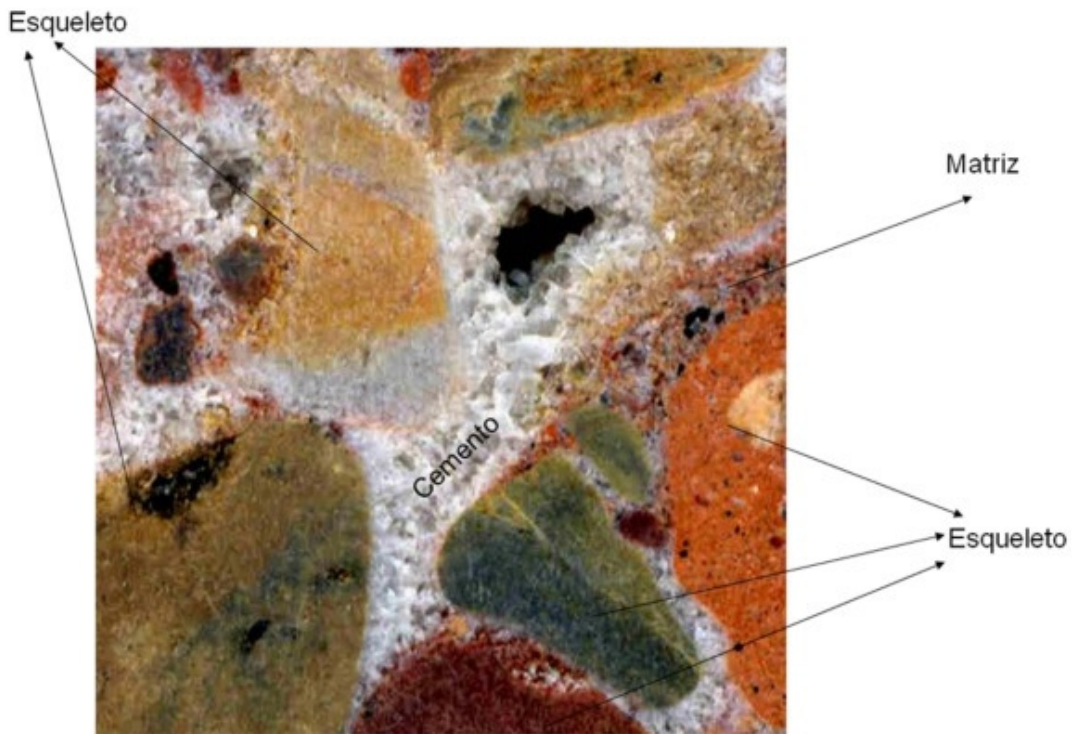
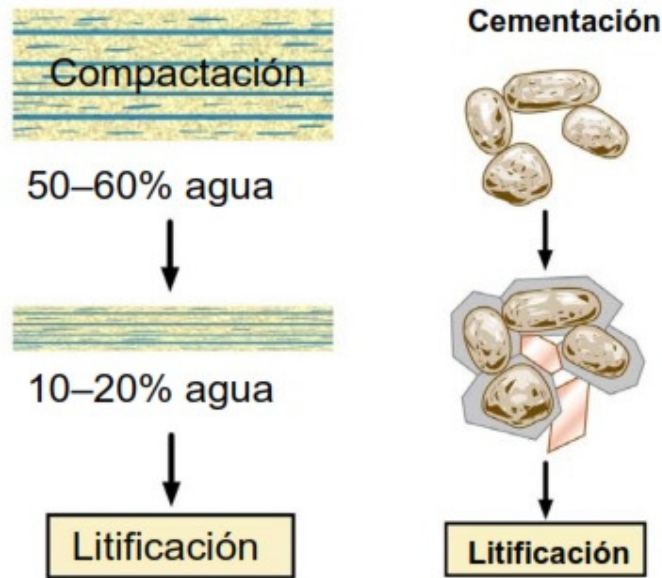
Se definen los procesos de diagénesis como todos aquellos procesos físicos o químicos que transforman un conjunto de sedimentos en una roca sedimentaria. Recordamos que son procesos superficiales, ya que la profundidad en la que se produce no es mayor nunca a los 4-5 km y las temperaturas no exceden de los 150 °C. Sin embargo, las presiones pueden llegar a alcanzar las 1000 atmosferas.

Los dos procesos de diagénesis son la cementación y la compactación, y a este conjunto se le denomina litificación.

La compactación es un proceso de carácter físico que consiste en la disminución del volumen por pérdida del agua debido a la presión ejercida por la columna de sedimentos encima del área donde este proceso se produce. De un 50% de agua en los sedimento pasamos a un 10% después de este proceso.



La cementación tiene lugar según se produce la compactación. Al perder agua, la que va quedando entre los sedimentos se va saturando de carbonatos (o silicatos) y hace que estos empiecen a precipitar. Esto crea un cemento que une las diferentes partículas que forman el sedimento. Los cementos son carbonatados o silíceos.



# Metamorfismo y rocas metamórficas.

Las rocas metamórficas se originan cuando una litología preexistente es sometida a cambios drásticos de presión, temperatura y/o su composición química es alterada por la entrada de un agente químico externo. Son rocas mayoritariamente con minerales orientados en planos, por lo que se las denomina anisótropas. Si no están orientadas en plano se conocen como isótropas.

Los minerales metamórficos que se desarrollan bajo un aumento de presión se orientan en la dirección de máximo crecimiento de esta condición (máximo esfuerzo).

## Características principales.

Fisibilidad: Es la capacidad o propiedad que tienen las rocas de dividirse en capas finas y paralelas.

Esquistosidad: Es una estructura planar que se define como el conjunto de planos lisos u ondulados paralelos entre sí producidos por la deformación a favor de los cuales la roca se puede partir.

No está presente en todas las rocas metamórficas y no se aprecia en todas ellas que poseen esta característica. La esquistosidad se pone de manifiesto en los minerales planares (ej: micas) y en los tabulares (ej: anfíboles) que cristalizan de forma paralela al plano que la define y perpendicular a la dirección de esfuerzo.

Foliación: Se trata de una estructura planar que posee baja fisibilidad.

Porfiroblastos: Son minerales metamórficos de mayor tamaño que destacan en la roca. Son muy característicos la estauroлита con su forma tubular y el granate con su forma hexagonal.

## Características texturales.

El tamaño del grano de la roca es proporcional a la temperatura que experimenta la roca durante su metamorfismo. Cuanto más elevada fue esta, mayor es el tamaño de grano que encontramos en la roca.

Es posible que los minerales en una roca metamórfica se hayan segregado formando bandas claras y oscuras, como es el caso del gneis.

TEXTURAS	CARACTERÍSTICAS	NOMBRE
Pizarrosidad: fisibilidad muy elevada	Granos muy finos visibles principalmente con la lupa	PIZARRA
Esquistosidad : fisibilidad elevada < que las pizarras	Tamaño de grano fino, minerales visibles con algunos porfiroblastos.	ESQUISTO
Foliación Baja fisibilidad: estructura planar bien definida. A menudo bandeadas	Tamaño de grano fino, minerales visibles con algunos porfiroblastos, las micas forman la mayor parte de la roca	MICACITA, MICAESQUISTO
No fisibles, rocas parcialmente fundidas.	Grano grueso con feldespatos abundantes, cuarzo y micas (Bt, Mscv)	GNEIS
No fisibles. Frecuentemente con una buena orientación mineral.	Dos partes: una oscura con biotita abundante y otra clara rica en cuarzo y feldespatos.	MIGMATITA
	Tamaño de grano fino, minerales visibles con algunos porfiroblastos, los anfíboles forman la mayor parte de la roca	ANFIBOLITA
	Cristales de cuarzo recristalizado	CUARCITA
	Mosaico de cristales de carbonatos con minerales silicatados subordinados	MÁRMOL
	Grano fino, muy dura y homogénea, con porfiroblastos	CORNEANA
	Formada por granate y piroxeno	ECLOGITA
Isótropas , sin esquistosidad ni foliación	Roca de grano fino a medio de color verde, formada por minerales de grupo de la serpentina y talco.	SERPENTINITA

## **Clasificación en función de la litología preexistente.**

Podemos clasificar las rocas metamórficas en función de la litología preexistente:

- Si la roca metamórfica proviene de una roca ígnea emplearemos el prefijo "Orto" para indicar su origen y nombraremos a la roca como ortoderivada.
- Si la roca metamórfica proviene de una roca sedimentaria emplearemos el prefijo "Para" para indicar su origen y nombraremos a la roca como paraderivada.

## **Comentarios sobre las rocas metamórficas.**

Las pizarras son rocas que se caracterizan por su alta fisibilidad y por poseer unos planos lisos muy marcados. Se aplica el término pizarrosidad exclusivamente en esta roca para hacer referencia a la esquistosidad propia de las pizarras, la cual es característicamente fina y los planos están muy próximos entre ellos. Son rocas que durante su proceso de metamorfismo no experimentaron altas temperaturas.

Los esquistos son rocas que se caracterizan por tener un tamaño de grano de 1 mm. Sus planos suelen ser más ondulados y no tan paralelos como los de las pizarras, así como la fisibilidad de los esquistos es inferior a la de las pizarras. Han experimentado un grado medio de metamorfismo. La esquistosidad es muy marcada y los planos paralelos están más separados que en las pizarras.

La micacita es un esquisto pero a diferencia de estos posee una gran cantidad de mica.

Los gneises son rocas con bandas claras y oscuras ligeramente onduladas. Las bandas claras están compuestas por cuarzo y feldespato, mientras que las bandas oscuras se componen por biotita. Existe un tipo de gneis denominado glandular en los cuales en las bandas claras existen macrocristales de un mineral, que por lo general, se trata de un cristal de feldespato potásico. La foliación está bien definida y los planos son relativamente paralelos. Han sufrido un grado de metamorfismo medio - alto y sus protolitos suelen ser granitoides y litoarenitas.

Las anfibolitas son rocas de tamaño de grano fino-medio. Se caracterizan por ser muy oscuras y porque sus minerales se encuentran orientados. Durante el proceso de metamorfismo, estas rocas experimentan temperaturas de 400 -500 °C.

La cuarcita es el resultado del metamorfismo de las cuarzoarenitas. Son rocas isótropas, sin esquistosidad ni foliación.

El mármol es el resultado del metamorfismo de las calcitas. Son rocas isótropas, sin esquistosidad ni foliación.

Las eclogitas son rocas que se caracterizan por sus colores, los cuales provienen de los minerales que las forman; el verde proviene del piroxeno y el rojo de los granates. Son rocas isótropas, sin esquistosidad ni foliación.

Las migmatitas se caracterizan por poseer una foliación mal definida y generalmente deformada. Han experimentado un alto grado de metamorfismo. La roca llega a fundir parcialmente.

### **Metamorfismo.**

El metamorfismo es un proceso que se da en el campo subsólido. Este conduce a cambios en la mineralogía y/o en la textura de la roca (cambio del tamaño del grano) debido a variaciones de presión y temperatura, así como cambios en su composición química. Estos cambios se producen de forma gradual, a esto se lo denomina metamorfismo progrado.

Los procesos que sufre la roca previa hasta que se transforma en la roca metamórfica se conocen como recristalizaciones.

### **Principales protolito.**

Un protolito es una roca premetamórfica que tras sufrir los procesos de metamorfismo pasara a ser una roca metamórfica. Se pueden distinguir los siguientes protolitos en función de su composición:

- Rocas ultramáficas: Son rocas provenientes del manto y algunas ígneas. Son ricas en MgO, FeO, Ni y Cr.
- Rocas máficas: Son rocas ígneas (ej: gabro y basalto) y algunas rocas grauvacas (rocas detríticas formada por los minerales resultantes de la disgregación del granito). Son ricas en FeO, MgO y CaO.
- Rocas pelíticas: Son rocas sedimentarias de tipo lúlitico (arcillas). Son ricas en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O y SiO<sub>2</sub>.
- Carbonatos y rocas calcáreas: Son principalmente calizas y dolomías. Ricas en CaO, MgO y CO<sub>2</sub>.
- Rocas con cuarzo: Son mayoritariamente arenas ricas en SiO<sub>2</sub>.
- Rocas cuarzo-feldespáticas: Son los granitoides, las riolitas y las arcosas. Ricas en SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

### **Factores del metamorfismo.**

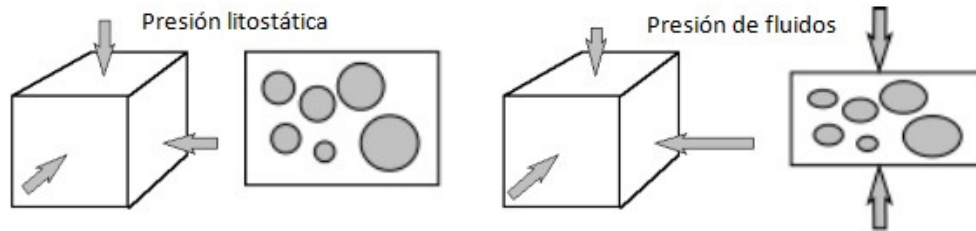
Son los parámetros que van a determinar el proceso de metamorfosis. Estos son la presión, la temperatura y la presencia de fluidos.

La temperatura es un factor que depende del gradiente geotérmico. Se establecen como condiciones de baja temperatura aquellas comprendidas entre los 150 y los 400 °C, moderadas aquellas entre 400 y 600 °C y altas aquellas que superan los 600 °C. Varía en función de la región donde nos encontremos puesto que los gradientes geotérmicos son muy distintos en función de la zona (ej: 10 °C/km zonas de subducción y 100 °C/km zonas de dorsal o de arco volcánico).

La presión se define como la fuerza por unidad de área que actúa sobre una superficie. Distinguimos entre presión litostática, que es la presión que ejerce el exterior sobre la roca y es un esfuerzo no dirigido (presión uniforme), y la presión de fluidos, que es la presión que ejercen los fluidos dentro de la roca y se trata de un esfuerzo dirigido (no uniforme). Para cuantificar la presión empleamos el kilobar. El gradiente medio de presión es 1Kb/3,3Km. Consideramos las presiones que se ejercen entre la superficie y los 6 Km de profundidad como bajas, medias las que se localizan entre los 6 y los 20 Km y altas aquellas que se experimentan a una profundidad superior a los 20 Km.



Nótese en el dibujo de la próxima página que los esfuerzos experimentados en la presión de fluidos no son iguales en los distintos ejes.



La fase fluida intergranular hace referencia a el conjunto de fluidos que se encuentra ocupando los poros de la roca. Esta fase se compone principalmente por H<sub>2</sub>O y CO<sub>2</sub>, aunque en menor medida, pero de forma relevante, participan compuestos o elementos como el SiO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, K, Na, S, Ba y Cl. Este conjunto de fluidos actúa como catalizador de las reacciones metamórficas.

### Reacciones metamórficas.

Son los procesos mediante los cuales hay una reconstrucción a escala mineralógica de la roca. En estas reacciones se genera una nueva asociación mineral de menor volumen y mayor densidad que la inicial. Tenemos los siguientes tipos de reacciones:

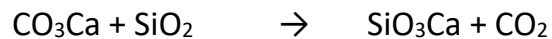
- Reacciones sólido - sólido: Tiene lugar entre fases sólidas y no desprenden volátiles. Un ejemplo es el de la Albita Jadeíta mas Cuarzo:



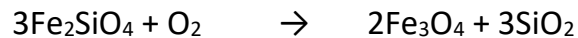
- Reacciones de deshidratación: Estas reacciones liberan agua con el aumento de la temperatura. La mayoría de las reacciones metamórficas son de esta categoría. Un ejemplo es el de la transformaci3n de la Moscovita mas Cuarzo en Feldespato Potásico mas Silicio con una fase alumínica mas Agua:



- Reacciones de descarbonatación: Estas reacciones liberan CO<sub>2</sub> según aumenta la temperatura. Un ejemplo es la transformación de la Calcita más el Cuarzo en Wollastonita más dióxido de carbono (gas):



- Reacciones de reducción-oxidación: Se trata de una reacción redox. Un ejemplo es la transformación de la Fayalita más el Oxígeno en Magnetita más Cuarzo:



### **Paragénesis Metamórfica.**

Se denomina así a la asociación de varias fases minerales estables en un mismo intervalo de presión y temperatura.

### **Grados metamórficos.**

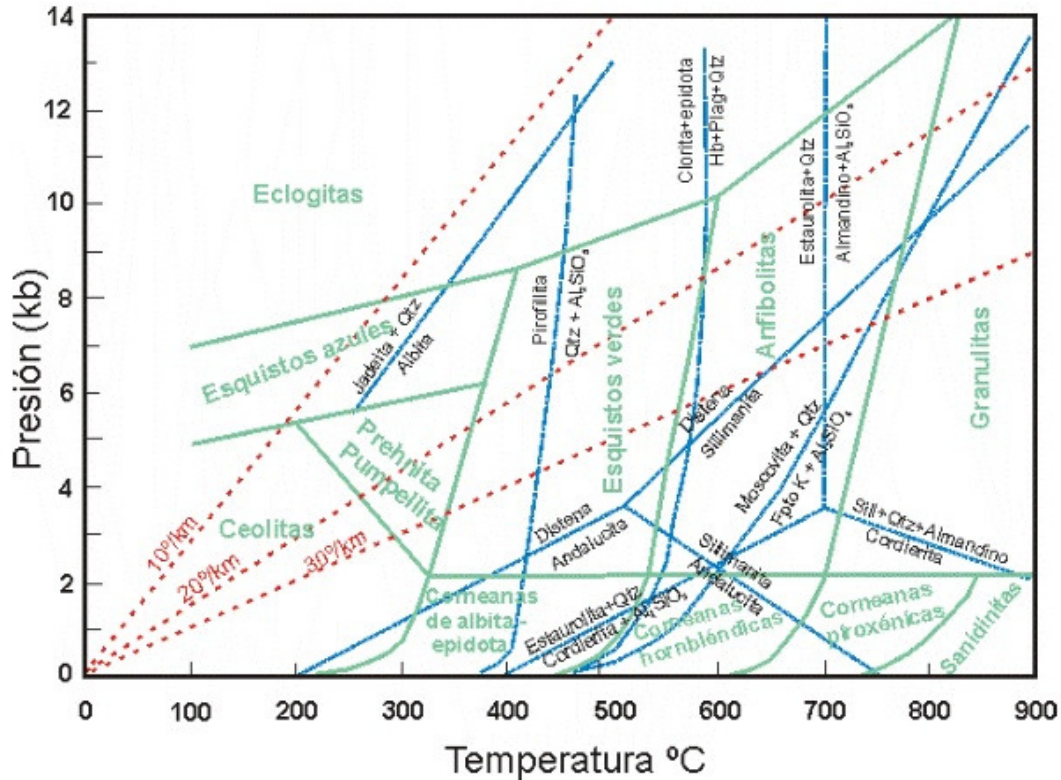
Los grados metamórficos se definen en función de la temperatura. Estos son cambios en la composición mineralógica para las rocas pelíticas. Según se incrementa el grado metamórfico, la composición del mineral cambia. La asociación de minerales define las facies metamórficas. En una roca de composición básica, el cambio de composición mineralógica es diferente.

Se definen las facies metamórficas como aquel conjunto de rocas con una serie de asociaciones minerales determinadas, las cuales a su vez pueden ser relacionadas con unas condiciones específicas de presión y temperatura experimentadas durante el metamorfismo. Esto implica que cada conjunto de rocas asociadas a un rango determinado de presión y temperaturas es único y característico.

Las facies pueden ser empleadas para determinar el contexto tectónicos en los cuales se formó una roca metamórfica (ej: zona de colisión o zona de subducción).

En el gráfico que se encuentra más abajo podemos apreciar la paragénesis metamórfica de los diferentes grupos de rocas asociados a unas mismas condiciones de presión y temperatura (regiones azules). A su vez, en

verde, tenemos las distintas facies ubicadas en sus rangos de presión y temperatura.



### Facies metamórficas.

- Facies de las corneanas: Esta facies incluye rocas de grano fino no foliadas y rocas de grano grueso con textura granoblástica. Estas rocas metamórficas se forman en torno a las intrusiones ígneas.

- Facies de las zeolitas: Son facies características de un metamorfismo de grado bajo (temperaturas entre los 150 y los 300 °C y presiones de 5 Kbares, correspondientes a una profundidad de 15 Km). Las rocas de esta facies son típicas del metamorfismo hidrotermal y del de enterramiento.

- Facies de los esquistos verdes: Las rocas de esta facies son propias de temperaturas entre los 350 y 500 °C y presiones de entre 3 y 10 Kbares. Estas condiciones están asociadas al metamorfismo que se produce en los márgenes continentales.

- Facies de las anfibilolitas: Las rocas pertenecientes a esta facies se originan a altas temperaturas (de 500 a 750 °C) y moderadamente

elevadas presiones (entre 4 y 12 Kbares, correspondientes con una profundidad de entre 12 y 40 Km). Estas rocas son propias de los márgenes convergentes y los cinturones orogénicos.

- Facies de las granulitas: Son rocas características de zonas de muy altas temperaturas (de 700 a 900 °C) y presiones moderadamente altas (entre 3 y 15 Kbares, lo que se corresponde con una profundidad de entre 10 y 50 Km). Se encuentran en márgenes convergentes en la base de la corteza continental (cuando esta se encuentra engrosada) y en la zona más superior del manto.

- Facies de los esquistos azules: Son rocas metamórficas que han experimentado una presión muy elevada (entre 4 y 20 Kbares, lo que nos da un intervalo de profundidad de entre 13 y 65 Km). Curiosamente los gradientes geotérmicos de las zonas donde se localizan son bajos, por lo cual la temperatura a la que están sometidas no es demasiado elevada. Son propias de las zonas de subducción.

- Facies de las eclogitas: Son rocas que han experimentado altas temperaturas (entre 400 y 900 °C) y altas presiones (entre 12 y 15 Kbares, lo que se corresponde con unas profundidades de entre 40 y 82 Km). Sus enclaves se localizan en la corteza continental inferior y en complejos ofiolíticos entre otros.

En el gráfico que tenemos a continuación podemos ver minerales pertenecientes a cada facies en función del tipo de roca.

<b>Facies metamórficas</b>	<b>Minerales producidos en rocas ácidas (pelíticas)</b>	<b>Minerales producidos en rocas básicas</b>
Esquistos verdes (grado bajo)	Moscovita, clorita, cuarzo, albita	Albita, epidota, clorita
Anfibolitas (grado medio)	Moscovita, biotita, granate, cuarzo, albita, esturolita, distena, sillimanita	Anfibol, plagioclasa
Granulitas (grado alto)	Granate, sillimanita, albita, ortoclasa, cuarzo, biotita.	Piroxeno rico en calcio, plagioclasa rica en calcio.
Eclogitas (grado alto)	Granate, piroxeno rico en sodio, cuarzo, distena	Piroxeno rico en sodio, granate

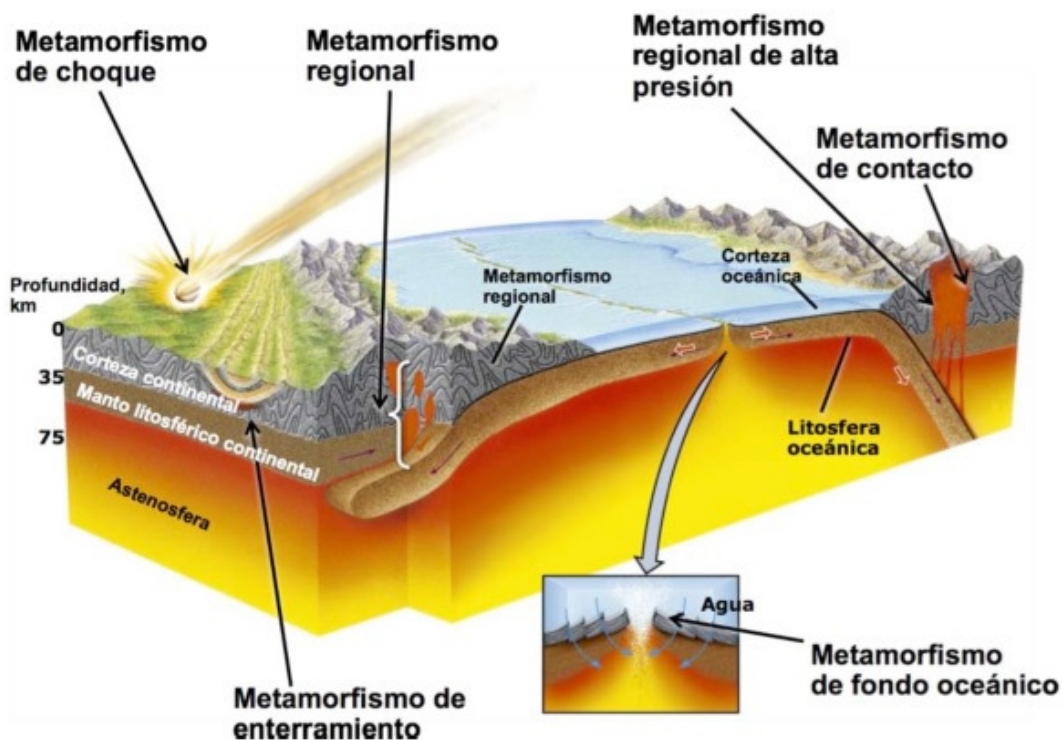
## Textura de las rocas metamórficas.

El principal rasgo que presentan las rocas metamórficas es la esquistosidad y la foliación. La estratificación original se conserva en las capas de arenas. El metamorfismo regional es el causante de la formación de planos de foliación.

La foliación es el resultado de la acción de fuerzas de compresión. Los minerales se alargan perpendicularmente a la dirección de las fuerzas de compresión. El incremento de la intensidad del metamorfismo (aumento de grado) conlleva un aumento del tamaño del grano y esto supone un aumento del espaciado.

## Tipos de metamorfismo.

Los distintos fenómenos de metamorfismo pueden producirse a diferentes escalas, afectando desde solo a una pequeña región terrestre a grandes extensiones de terreno. En función de ello, podemos clasificar los fenómenos de metamorfismo en:

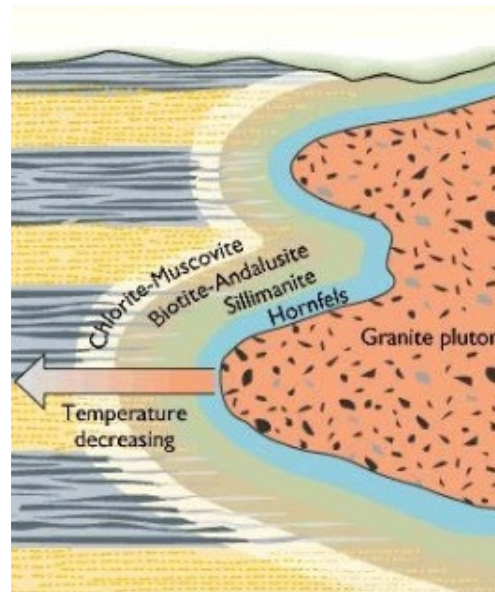


- Metamorfismo local: Hace referencia a aquellos fenómenos metamórficos en los cuales las áreas involucrada no superan los 100 Km<sup>2</sup>. El metamorfismo dinámico, el de impacto y el termal son aquellos que afectan a zonas de esta extensión.

El metamorfismo dinámico (también conocido como metamorfismo de cizallamiento) es exclusivo de las zonas de fractura. Este metamorfismo está muy condicionado por la presión. Las rocas características de este metamorfismo son las cataclasitas, las pseudotaquilitas y las minolitas

El metamorfismo de impacto (también conocido como metamorfismo de choque) es característico de los impactos de meteoritos. Las rocas resultantes de este proceso son las brechas que contienen materiales de ultra-alta presión como son la coesita y la stishavita.

El metamorfismo termal (también conocido como metamorfismo de contacto) es aquel que experimentan las rocas mas "superficiales" cuando se produce con la intrusión y ascensión de un cuerpo ígneo (batolito). Las rocas en contacto con el batolito experimentan este proceso. Alrededor del batolito se forma una aureola térmica en la cual se forman los distintos minerales. Se caracteriza por ser un proceso de temperatura variable y de baja presión. Las rocas propias de este metamorfismo son las corneanas.



- Metamorfismo regional: Son aquellos fenómenos metamórficos que afectan a regiones de un área superior a los 100 Km<sup>2</sup>. Este tipo de metamorfismo se corresponde con el metamorfismo de enterramiento, el dinamotérmico y el metamorfismo de fondo oceánico.

El metamorfismo de enterramiento se produce en las bases de las cuencas sedimentarias. Se trata de un metamorfismo de presión moderada y baja temperatura. Se produce cuando en los procesos de



diagénesis se rebasa la profundidad de los 4 km. Las rocas resultantes de estos procesos tienen minerales asociados a la baja temperatura como la ceolita o la clorita.

El metamorfismo dinamotérmico o regional se produce cuando existe un incremento conjunto de presión y temperatura en zonas orogénicas. Este ocurre en dos lugares distintos:

- Orógenos de subducción: existen dos cinturones de rocas metamórficas paralelas a la dirección del orógeno, caracterizados por poseer cada cinturón diferente facies. El cinturón que se desarrolla en el lado del océano se caracteriza por poseer las facies asociadas a una alta presión y a una baja temperatura (facies de los esquistos azules, esquistos verdes y eclogitas) y el cinturón que se desarrolla en el lado del continente presentará aquellas facies asociadas a una alta temperatura y baja presión (facies de los esquistos verdes y anfibolitas, asociadas a rocas ígneas).

- Orógenos de colisión: La distribución no está tan diferenciada como en los orógenos de subducción. Encontramos rocas propias de las altas presiones y temperaturas medias, rocas de temperaturas y presiones intermedias (como la distena y la silimalita) y rocas de bajas presiones y altas temperaturas (como la silimalita y la andalucita).

El metamorfismo de fondo oceánico se produce en las zonas de dorsal oceánica por circulación de aguas hidrotermales, lo cual produce una hidratación y el enriquecimiento en sodio y magnesio de los basaltos oceánicos. En este proceso, la temperatura predomina sobre la presión.

### **Tectónica de placas y metamorfismo.**

Cada región tectónica tiene una serie de procesos de metamorfismo asociados a sí misma.

Del interior de los continentes es característico el metamorfismo de contacto y el de enterramiento. En algunas áreas se produce metamorfismo dinamotérmico. El metamorfismo de impacto se conserva mejor en las áreas continentales. También se produce el metamorfismo de cizallamiento.

En los límites de placa divergentes se produce el metamorfismo de fondo oceánico el metamorfismo de contacto alrededor de los plutones que intruyen la corteza oceánica.

En los límites de placa convergentes se produce el metamorfismo regional de alta presión y el metamorfismo de contacto alrededor de los plutones que intruyen.

En las fallas transformantes se produce el metamorfismo de cizallamiento y en las áreas oceánicas el metamorfismo de fondo oceánico.

# Prácticas.

## Ángulos.

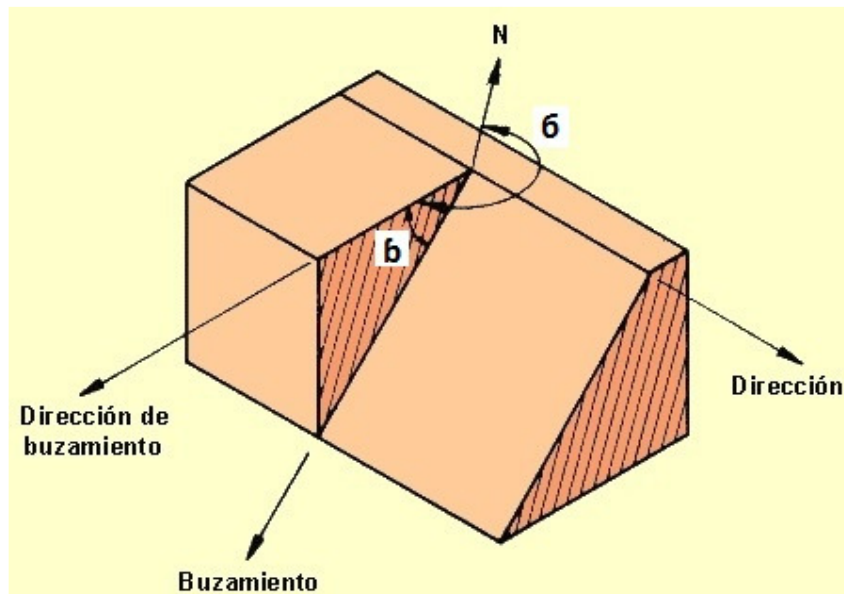
Cuando tengamos ante nosotros un plano, este se caracterizará por poseer dos ángulos que describen como aparece en la geología del terreno.

El ángulo de dirección es aquel ángulo que forma con respecto al norte geográfico la línea de intersección del plano que queremos medir con un plano horizontal. Se denota como  $\sigma$  (sigma). La dirección esta acotada entre  $0^\circ$  y  $180^\circ$ .

Un ejemplo de ángulo de dirección sería  $\sigma N60^\circ E$ , el cual se interpretaría como que la dirección del plano forma  $60^\circ$  con el Norte estando la dirección desplazada hacia el Este (la dirección está a la derecha del norte).

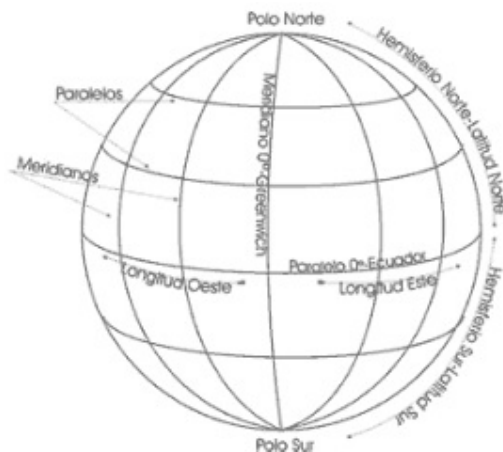
El ángulo de buzamiento es aquel ángulo que forma la línea de máxima pendiente del plano con el plano horizontal que comprende a la dirección. Se denota como  $\beta$  (beta). Un ángulo de buzamiento está acotado entre  $0^\circ$  y  $90^\circ$ . El buzamiento siempre se mide en el muro o en el techo de un estrato. Nunca dentro de este.

Un ejemplo de ángulo de buzamiento sería  $\beta 40^\circ SO$ , el cual nos da a entender que con respecto a la dirección del estrato, la pendiente decrece en este plano hacia el SO y que esta es una pendiente de  $40^\circ$ .



## Mapa topográfico.

Un mapa es una representación, selectiva y a escala de la superficie total o parcial del globo terráqueo. Para efectuar estas representaciones necesitamos basarnos en una serie de referencias geográficas definidas por la red geográfica, la cual está formada por un conjunto de semicircunferencias máximas que van de polo a polo (meridianos) y otro conjunto de circunferencias paralelas al ecuador (los paralelos).



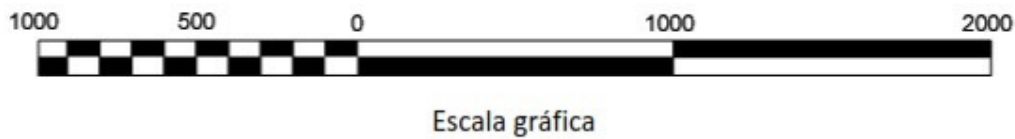
Los meridianos son semicircunferencias máximas que convergen en los polos y todos tienen la misma dimensión. Los paralelos son círculos menores completos, paralelos al ecuador, con dimensiones diferentes, en disminución desde el ecuador a los polos.

Con este método elaboramos un reticulado del globo terráqueo para poder localizar sobre el cualquier punto. Para ello empleamos las coordenadas geográficas, definidas mediante la latitud (Norte-Sur) y la longitud (Este-Oeste).

La longitud de un punto, o distancia medida en grados sobre el arco de paralelo que le separa del meridiano 0° (meridiano de Greenwich), se establece hacia el Este o hacia el Oeste de dicho meridiano, por lo que la longitud oscila entre 0° y 180°. La latitud de un lugar es a distancia angular entre ese punto y el ecuador. La latitud puede oscilar entre 0° en el ecuador y 90° en los polos Norte o Sur.

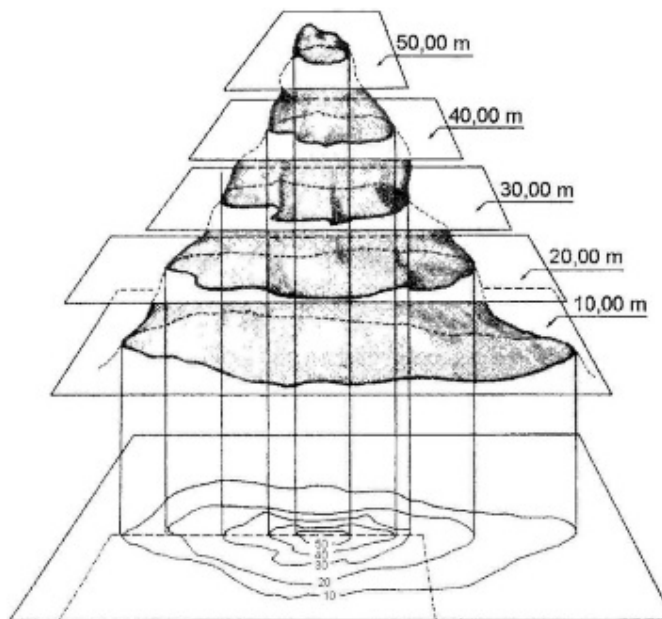
La escala es la relación constante que se da entre una unidad de medida en el mapa y su equivalente en la realidad. La escala solo indica relaciones de longitud. Se puede expresar numéricamente en forma de

fracción (por ej: 1:50000 significa que 1 cm en el mapa son 50000 en la realidad) y también de forma grafica mediante un segmento dividido en segmentos numerados.



Cuando hacemos un mapa se nos presenta el problema de plasmar la Tierra (una esfera) en un plano. Para ello utilizamos las proyecciones cartográficas, las cuales tratan de plasmar en el plano la información de la Tierra minimizando las deformaciones.

En cartografía, una proyección es un sistema ordenado de paralelos y meridianos que permite representar una esfera tridimensional en un mapa de dos dimensiones. El sistema de proyección que se utiliza en todos los países es la proyección UTM (Universal Transversa Mercator). Este sistema divide la superficie en una serie de cuadrículas que tienen 1000 metros de lado, lo cual nos permite situar un punto en base a las coordenadas UTM, que se basan en una escala decimal.



El objetivo de los mapas topográficos es representar exacta y detalladamente los aspectos visibles del terreno (tanto físicos como humanos). Para representar el relieve, se emplean las curvas de nivel, que son la forma habitual de indicar la altitud. Las curvas de nivel son el

resultado de la intersección de la superficie del terreno con una serie de planos paralelos y horizontales. Estos planos guardan entre si una determinada distancia, denominada equidistancia, que varía en función del mapa. Una curva de nivel une los puntos situados a la misma altitud y por ello están comprendidas en los planos de intersección. La equidistancia es por tanto la distancia vertical que separa dos curvas de nivel sucesivas.

Cuando las curvas de nivel son proyectadas sobre un plano obtenemos un mapa topográfico.

Las cúspides de una montaña se marcan con una x y se indica a su lado la altitud. No mantienen las equidistancias.

Las curvas maestras son curvas de nivel que se marcan a intervalos notables para facilitar la visualización en los mapas. En función del mapa se elige una equidistancia para estas, la cual no tiene por qué estar relacionada con la equidistancia de las curvas de nivel. Por ejemplo, si tenemos una equidistancia de las curvas de nivel de veinte metros, se puede elegir que la equidistancia de las curvas maestras sea de 40, 60 o 100 metros. Si que tiene que cumplirse que la equidistancia de las curvas maestras sea un múltiplo de la equidistancia de las curvas de nivel.

Además del relieve, en los mapas topográficos representamos símbolos planimétricos (ej: acantilados o zonas de mayor pendiente) y símbolos que representan la ocupación humana (ej: poblaciones, cultivos o límites administrativos)



Mapa topográfico. Las curvas de nivel están en color marrón. Las líneas verticales y la horizontal de color azul corresponden la cuadrícula UTM.



En los mapas topográficos, hay una serie de colores que están reservados:

- Azul: Se emplea para representar aguas (Ej: mares, ríos y lagos).
- Rojo: Se emplea para representar las obras construidas por el hombre.
- Negro: Indica límites o fronteras, pero sobre todo, su uso es para los rótulos.

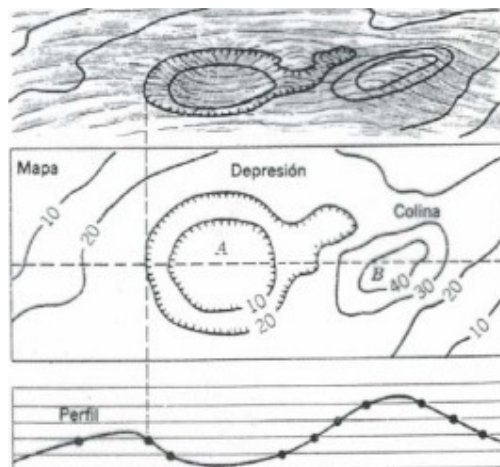
Todos los símbolos empleados en un mapa vendrán descritos en la leyenda de este.

La curva de nivel 0 se corresponde con el nivel del mar. A partir de ella se consideran todas las equidistancias, independientemente del mapa.

Las curvas de nivel son líneas curvas cerradas y nunca se cortan entre ellas. Son isolíneas, eso quieren decir que todos los puntos pertenecientes a una curva de nivel se encuentran a la misma altura. Los puntos localizados entre dos curvas de nivel poseen una altura comprendida entre ellas.

La pendiente es proporcional a la proximidad entre las curvas de nivel, ya que dos curvas muy próximas nos indican de que la ascensión en la vertical con respecto a la horizontal es muy grande.

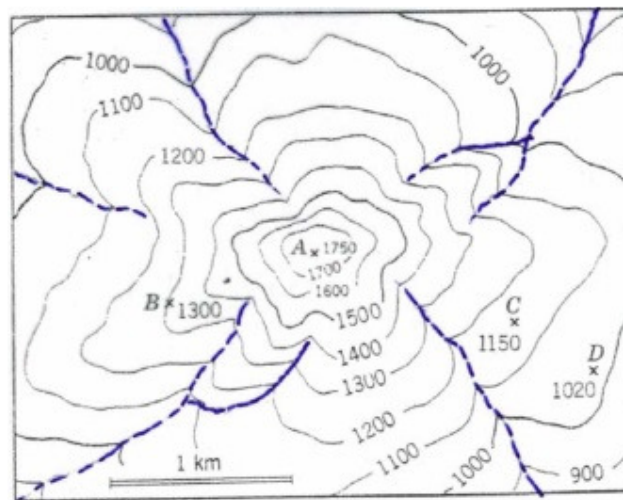
Las curvas de menor valor encierran a las de mayor valor salvo que se trate de una depresión, en cuyo caso, las curvas de nivel tendrían una serie de líneas perpendiculares a ella que se dirigirían hacia el centro de depresión.



Cuando hay una repetición de curvas de nivel en un mapa topográfico, lo que ocurre es que está cambiando el sentido de la pendiente de crecer en altitud a descender en altitud o viceversa.

En los valles las curvas de nivel presentan inflexiones en forma de "V", de tal forma que el pico de la "V" indica la parte más elevada del mismo, por lo que las corrientes de agua se desplazan en sentido opuesto.

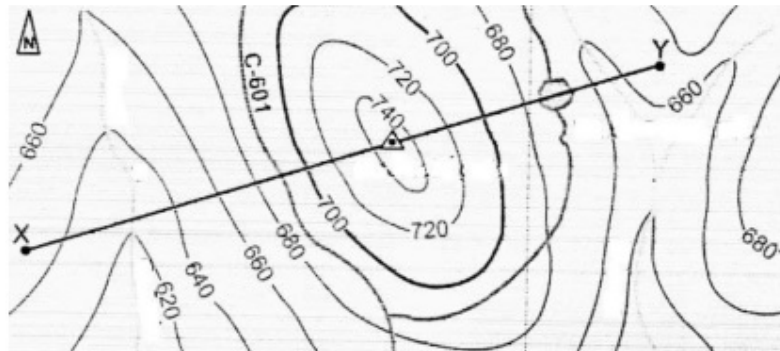
En las laderas también aparecen inflexiones en forma de "V", pero estas son menos acusadas. En el caso de estas "V", ellas apuntan hacia la zona menos elevada.



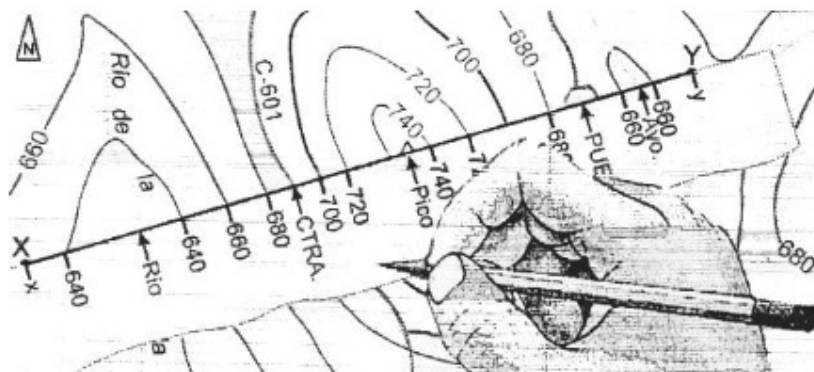
## Perfiles topográficos.

El perfil topográfico expresa gráficamente y a escala la forma del contorno de la superficie terrestre en una dirección establecida. Es una sección vertical que hacemos del terreno en una dirección determinada

Para realizarlo, lo primero que debemos hacer es trazar sobre el mapa una línea (línea de perfil) entre dos puntos cuyo perfil queremos conocer.

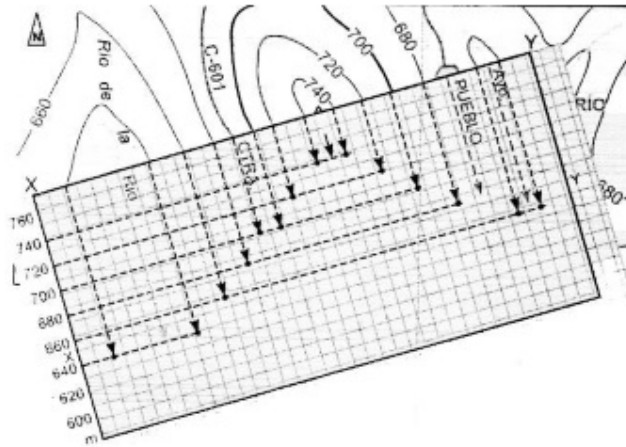


A continuación colocamos una hoja de papel milimetrado de tal manera que coincida el borde de esta con la línea de perfil. Marcamos y anotamos sobre el papel milimetrado todas las curvas de nivel que cortan a la línea de perfil, así como aquellos picos, ríos u otros elementos topográficos relevantes que nos puedan ser útiles.



Sobre el papel milimetrado trazamos el eje vertical de la altura, el cual tendrá la misma escala que el mapa (ej: si estamos en un mapa 1:25000, en la vertical 1 centímetro serán 250 metros). En este eje se marcan las cotas de las curvas de nivel con la equidistancia del mapa, considerando las cotas máximas y mínimas que se han cortado con a línea del perfil. Proyectaremos los puntos obtenidos en la horizontal

haciéndolos coincidir con sus valores de altitud representados en el eje vertical. Así, tras unir los puntos, obtendremos la silueta del perfil.



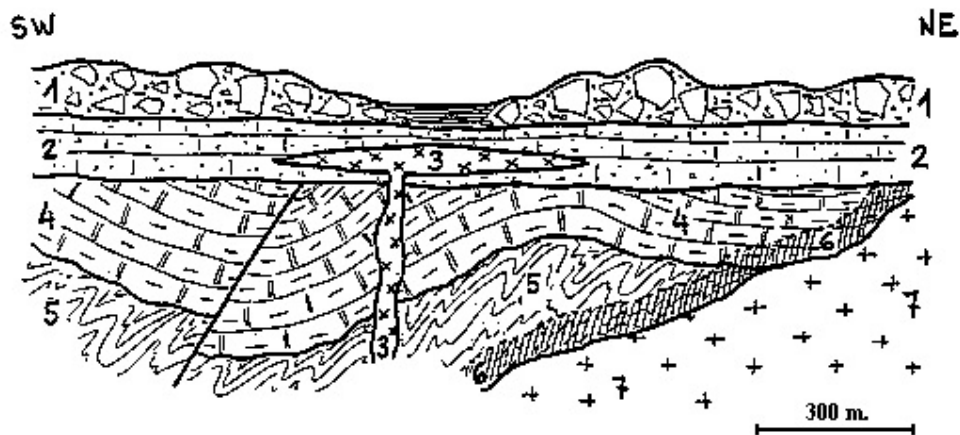
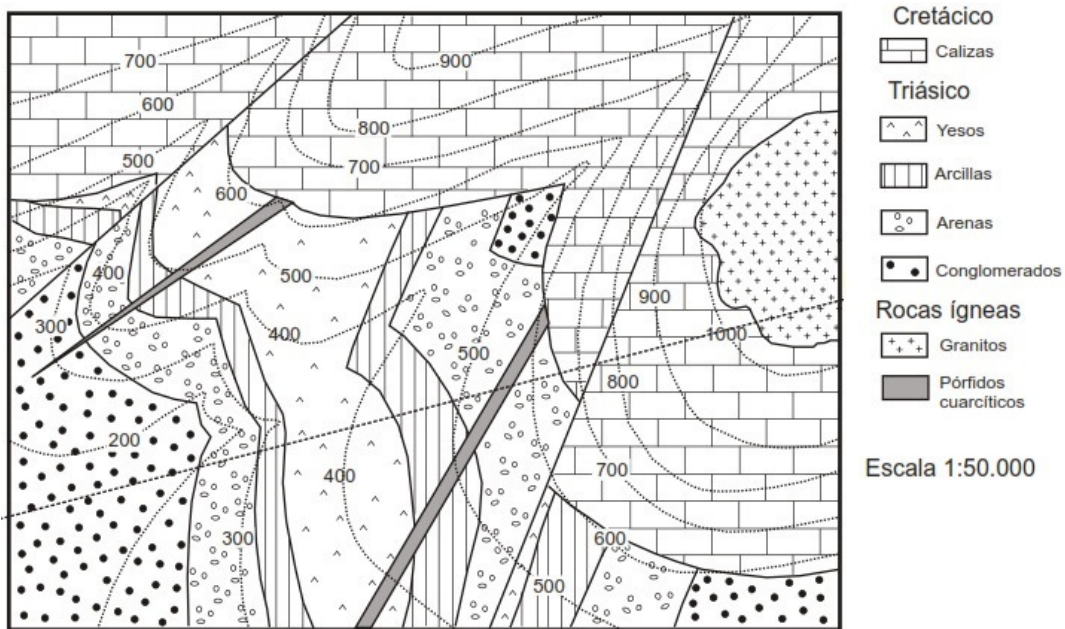
Un perfil nunca se cierra por debajo. Además, hay que indicar la dirección de este (por ej: si el perfil va desde un punto que se encuentra al Sur-Oeste del destino, hay que indicar que el perfil es desde el SW al NE).



Nota: En este perfil a la escala vertical se la ha modificado y no es igual a la escala horizontal. Podemos aplicar una escala distinta en la vertical y en la horizontal pero hay que informar de ello. Por ejemplo, en un mapa 1:50000 podemos realizar la escala vertical a 1:20000 para apreciar mejor las litologías, aunque lo correcto para apreciar el perfil real seria realizar ambas escalas a 1:50000.

## Mapas geológicos.





Definimos el concepto de mapa geológico como la representación sobre un mapa topográfico de los materiales que afloran en la superficie terrestre así como el corte geológico consiste en la representación de las litologías además de una extrapolación interpretativa de estas sobre el perfil topográfico.



En un mapa geológico podemos ver la naturaleza, la edad relativa y las estructuras tectónicas que forman los distintos materiales. En la leyenda del mapa se describen las tramas de las litologías así como la antigüedad de estas. En el propio mapa se indican las direcciones y buzamientos de los plegamientos, las fallas, las intrusiones de carácter ígneo entre otros datos.

Existe una serie de símbolos que se emplean en los mapas geológicos y que nos aportan información. Estos son descritos a continuación:

- Una litología horizontal se representa con una cruz.
- Una litología vertical se representa con una cruz cuyos brazos laterales son más pequeños.
- Una litología que se encuentra buzando se representa con una recta su dirección (la recta esta girada apuntando a la dirección) y un pequeño saliente que marca hacia donde buza. En el saliente se indica cuantos grados mide el buzamiento.

	Capas horizontales		Dirección (o rumbo) y buzamiento
	Capas verticales		Dirección (o rumbo) y buzamiento invertido

Antes de continuar, debemos definir dos conceptos:

Se define el termino estrato como una unidad litológica que se distingue de forma visual. Tiene un carácter homogéneo en lo que se refiere al material que lo compone. Este se encuentra separado de los estratos adyacentes por dos planos de estratificación denominados como techo (límite superior del estrato) y muro (límite inferior del estrato). El espesor de un estrato es la distancia mínima entre el muro y el techo de ese estrato.

El mapa geológico también nos da información de los contactos entre distintos materiales. Un contacto es una superficie de unión o separación entre dos unidades geológicas a diferenciar en el mapa. Existen diferente tipos de contactos:

- Normal o concordante: Este tipo de contacto une o separa dos unidades contiguas en el espacio y en el tiempo, que por haber sufrido conjunta y simultáneamente los mismos fenómenos geológicos sucedidos desde su origen, presentan una misma geometría. Se identifican porque siempre separan las mismas unidades y además guarda paralelismo con otros contactos normales que separan materiales de la misma sucesión. Se representa mediante una línea de puntos o una línea fina continua y recta.



- **Discordante:** En este tipo de contactos se separan materiales que no son consecutivos en el tiempo que además han sufrido distintos procesos geológicos. Esto implica que la disposición geométrica de estos materiales diverge significativamente. Los contactos discordantes se identifican en que estos cortan a los otros contactos. Los contactos discordantes se representan con una línea fina ondulada o una línea discontinua.

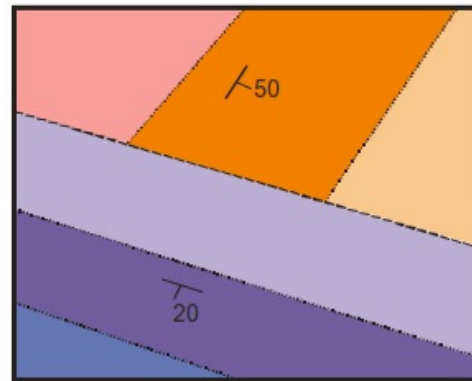
- **Mecánico:** Se caracterizan por ser superficies de contacto entre dos unidades cualesquiera que no se encuentran en su posición original (típico de fallas). Se caracteriza en que corta contactos a ambos lados y la sucesión de materiales se repite a un lado y a otro del contacto. Se representa con una línea continua.

- **Intrusivo:** Es un contacto entre dos unidades de las cuales una suele tener un origen ígneo. Por lo general se produce cuando una unidad ígnea intruye a otra unidad. Se caracteriza porque corta todos los contactos. Se representa mediante una línea continua que encierra a la unidad intrusiva.

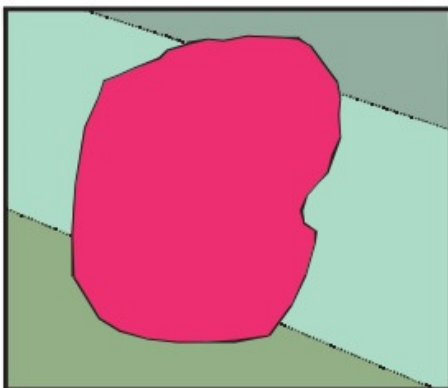
Normal



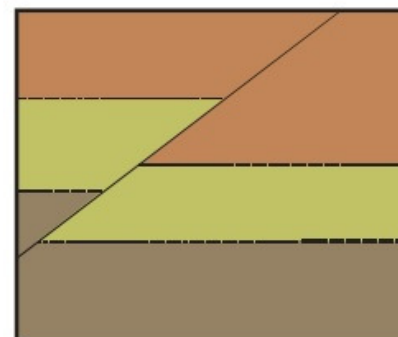
Discordante



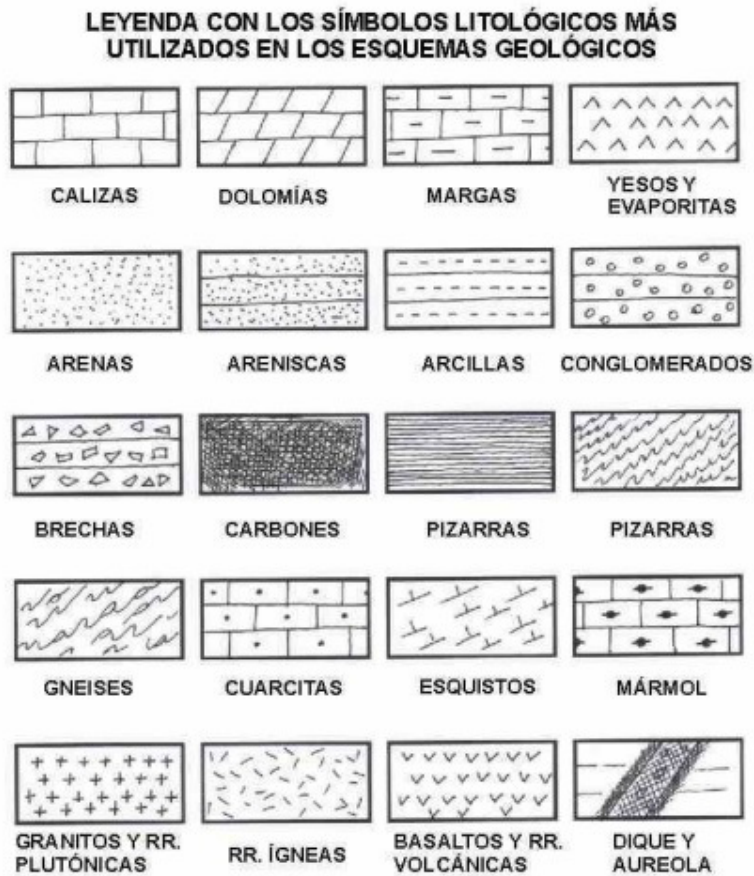
Intrusivo



Mecánico



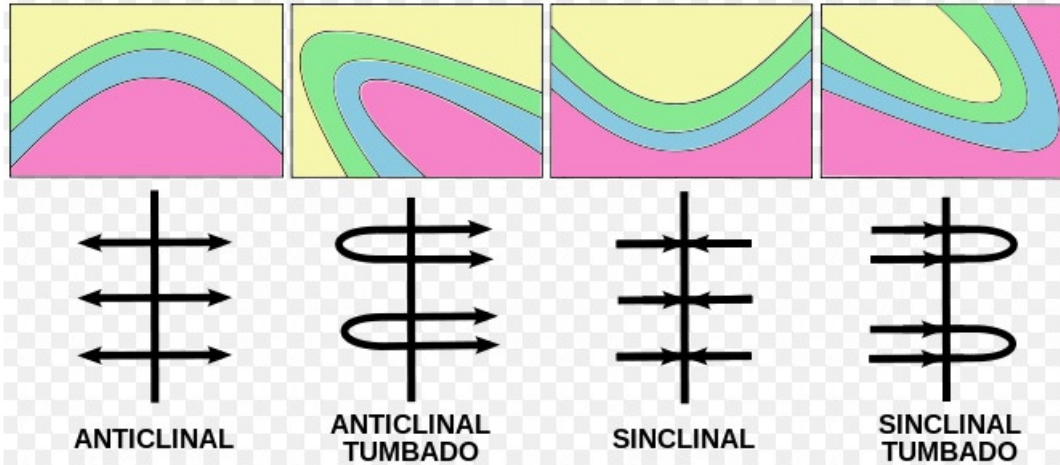
Representamos los materiales geológicos en un mapa mediante colores y tramas. Los colores indican la edad relativa de los materiales dentro de la escala de los tiempo geológicos, y se emplean solo aquellos colores que pertenecen a esa escala. Las tramas son símbolos que describen que litología tenemos en que región del mapa.



Las capas plegadas se reconocen porque existe una repetición simétrica de los mismos materiales a partir del eje del pliegue. En un pliegue anticlinal, el material en el centro de este es el más antiguo, mientras que en un pliegue sinclinal es el más nuevo.

Cuando los flancos del pliegue buzan en el mismo sentido se generan pliegues tumbados en los que un flanco está invertido (el muro se encuentra en la posición del techo y viceversa).

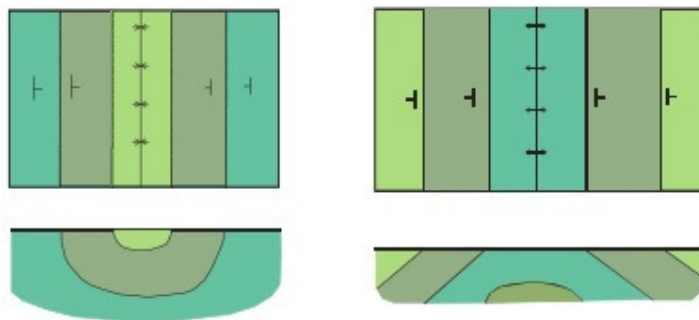
Si tenemos una trama en un pliegue, esta estará dibujada de tal forma que será paralela a los contactos del pliegue (muro y techo).



Un criterio para saber si estamos ante el material que se localiza en el centro de un pliegue es ver si una litología tiene a ambos lados el mismo material.

También tenemos que recordar que la repetición de pliegues siempre es anticlinal, sinclinal. Por lo que nunca encontraremos dos anticlinales o sinclinales consecutivos.

Si nos dan el buzamiento de las placas podemos también deducir si estamos ante un pliegue sinclinal o anticlinal. Si el buzamiento apunta hacia el eje estamos ante un sinclinal, si no es así, se trata de un anticlinal.



En los mapas geológicos la morfología de los contactos va a ser muy variada en función de como sea la superficie topográfica y el buzamiento de los materiales. También dependerá de la forma de intersección de los planos que limitan los materiales con la superficie topográfica.

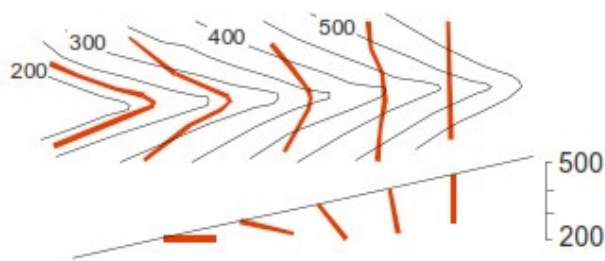
Si los estratos, o cualquier otro plano, poseen un cierto buzamiento, cortarán a la topografía según líneas curvas irregulares que darán proyecciones de líneas curvas irregulares, que determinarán, según

sea su trazado, el sentido de buzamiento de los estratos mediante lo que se conoce en cartografía como "Regla de la V". Podemos distinguir dos tipos de capas inclinadas:

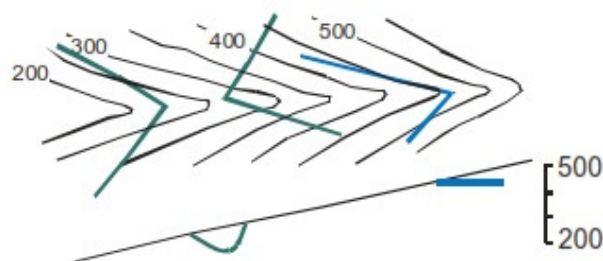
La "Regla de la V" determina que si el plano inclinado corta con una superficie topográfica de valle, el contacto del plano con el relieve dibuja una "V" cuyo vértice apunta hacia donde buza el estrato.

Asimismo, si el plano inclinado corta con una superficie topográfica de loma, el contacto del plano con el relieve dibuja un arco amplio con la parte cóncava situada hacia donde buza el plano.

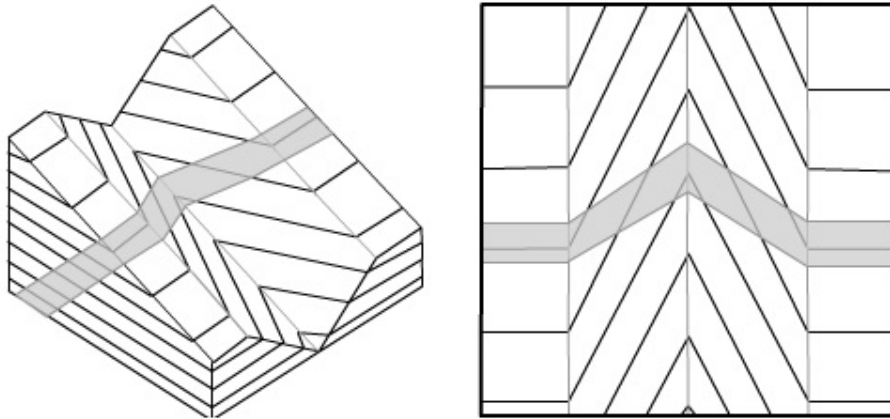
En los valles, la apertura de la "V" depende del buzamiento del plano.



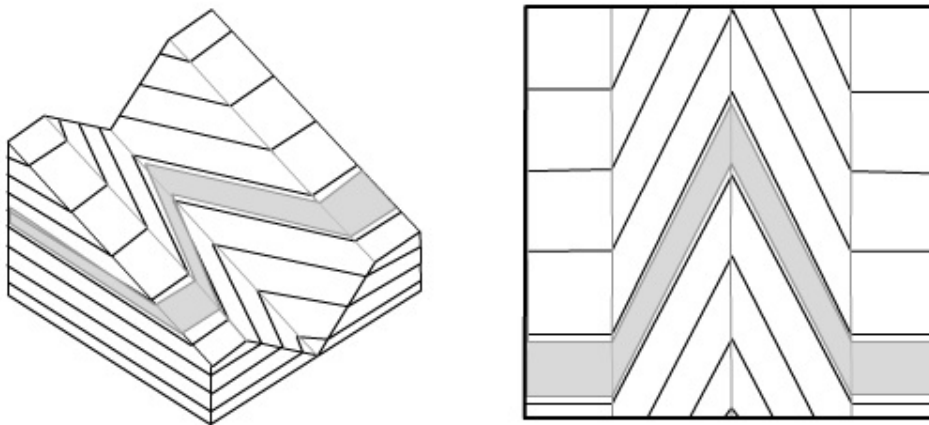
Asimismo, las "v" son simétricas cuando la dirección de la capa es perpendicular al valle. En series plegadas también se cumple la regla de las "V", teniendo en cuenta que en los anticlinales las "V" de las capas serán divergentes y en los sinclinales convergentes.



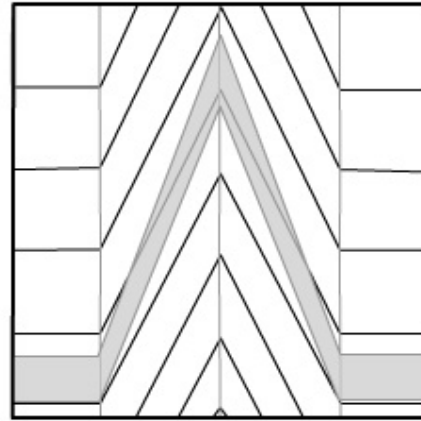
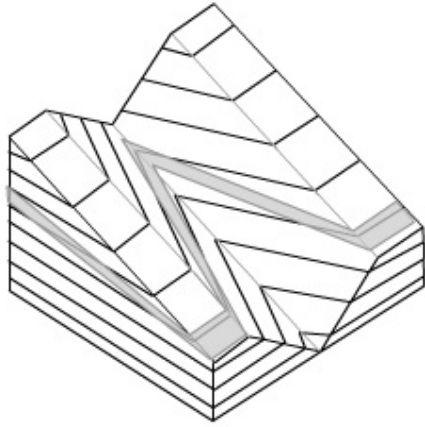
- Cuando las capas buzcan en sentido contrario a la pendiente, la "V" cierra hacia la parte superior de la pendiente; siendo esta más abierta que las curvas de nivel.



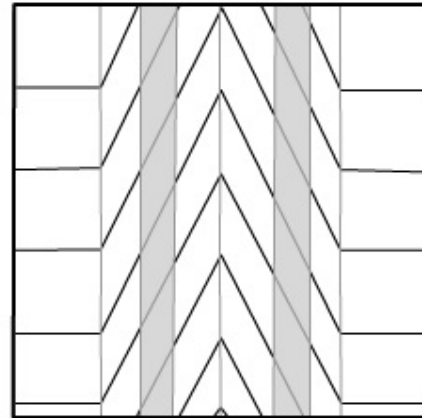
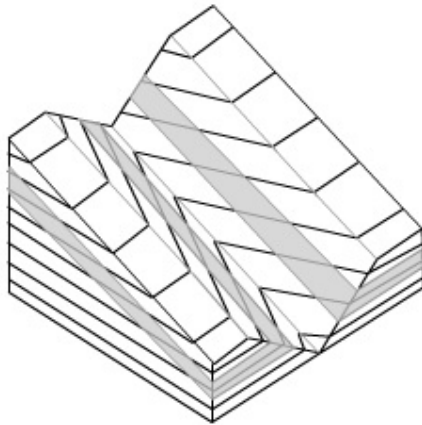
- Cuando las capas estas dispuestas de forma horizontal, la "V" cierra hacia la parte superior de la pendiente, siendo además paralela esta a las curvas de nivel.



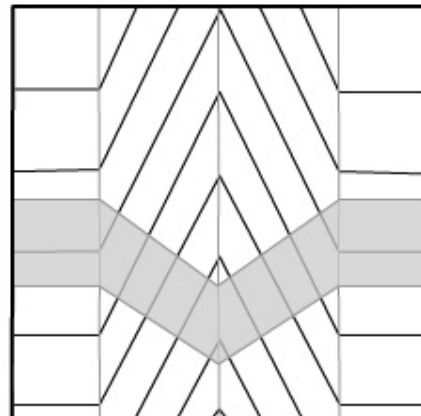
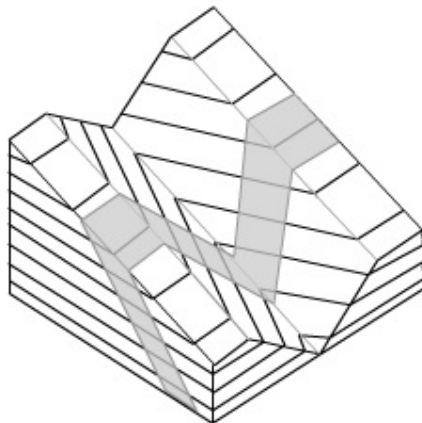
- Cuando las capas poseen un buzamiento a favor de la pendiente pero este es menor que la pendiente del valle, la "V" cierra hacia la parte superior de la pendiente pero el pico de esta no apunta hacia donde buza. La "V" se caracteriza por ser más cerrada que las curvas de nivel.



- Cuando las capas poseen un buzamiento a favor de la pendiente y similar a la pendiente del valle no aparece la V.

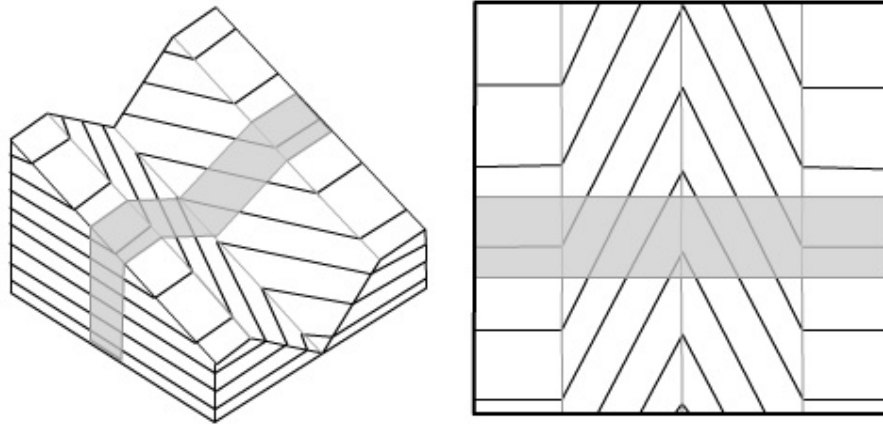


- Cuando las capas poseen un buzamiento a favor de la pendiente y el buzamiento de la capa es significativamente mayor que el de la pendiente, la "V" cierra hacia la parte inferior de la pendiente.

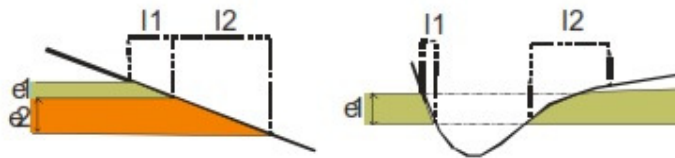




- Cuando la capa aflora verticalmente, no aparece la "V" y el plano queda representado en el mapa como líneas que cortan a las curvas de nivel.

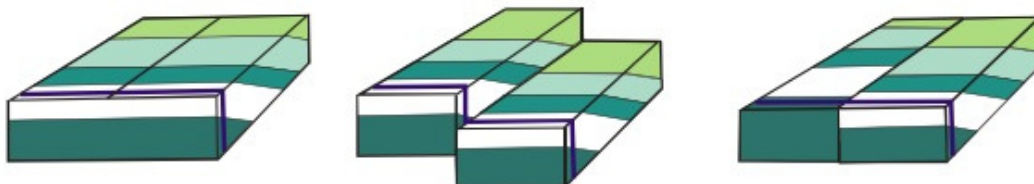


Hay que tener en cuenta que cuando hacemos un corte geológico, si este no es perpendicular a la dirección de los estratos, no vamos a ver el espesor real de los mismos, sino un espesor aparente.



Cuando se produce una falla hay un labio levantado y otro hundido, pero con el tiempo, los procesos de erosión igualan los dos bloques, presentando un mayor grado de erosión el bloque levantado. En este caso podemos aplicar la siguiente regla para decidir el sentido de movimiento de la falla, o lo que es lo mismo, averiguar cuál era el labio levantado y cual el hundido.

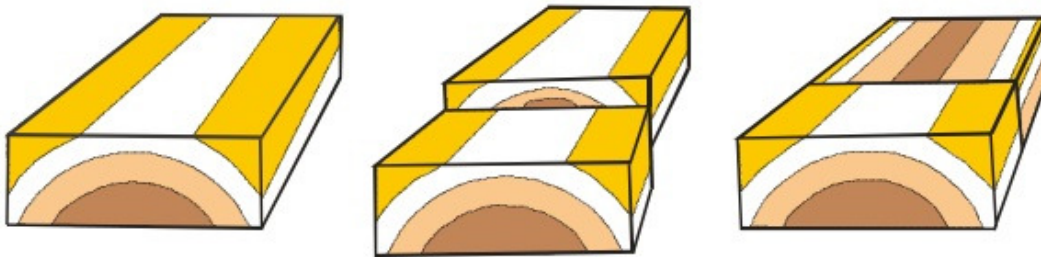
Si la falla afecta a una serie inclinada en el labio levantado, las capas avanzan en el sentido del buzamiento de las mismas.



Si los materiales son verticales no podremos deducir el sentido del movimiento.

En materiales horizontales en el labio levantado veremos los materiales más antiguos (en caso de que el conjunto de litologías no haya sufrido plegamiento y otra actividad tectónica).

Si las fallas afectan a series plegadas también podemos deducir el sentido de movimiento, ya que los anticlinales en el labio levantado aumentan la longitud de afloramiento y podremos ver los materiales más antiguos, mientras que en los sinclinales disminuye la longitud de afloramiento a la vez que también veremos las capas más antiguas. Para cada flanco también se cumple la regla de que en el labio levantado las capas avanzan en el sentido del buzamiento.



Estas reglas se cumplen siempre que la falla sea perpendicular a la dirección de las capas. Si forma un ángulo de bajo grado con ellas, estas no se cumplirán.