

Tema 1. Estructura y composición de la Tierra.

Para conocer los procesos que tiene lugar o que se han desarrollado a lo largo del tiempo en nuestro planeta es conveniente el conocimiento de su constitución. Los materiales situados próximos a la superficie podemos conocerlos directamente obteniendo las muestras necesarias. Esto sólo podemos hacerlo en las zonas muy superficiales ya que, mediante sondeos, la máxima profundidad que se ha alcanzado es de unos 13 km., lo que, comparado con el radio terrestre, es muy poco. Por ello, se ha tenido que recurrir a la utilización de **métodos indirectos** que nos permitan deducir las características de los materiales del interior de la Tierra.

Los principales métodos que podemos utilizar son los siguientes:

Densidad. Podemos conocer el valor de la densidad de los materiales de la Tierra en su conjunto, puesto que sabemos su masa y su volumen. Este valor es de unos 5,5 g/cm³, pero cuando calculamos la densidad de los materiales que están directamente a nuestro alcance, y que son lo que se encuentran en las zonas más superficiales, obtenemos un valor medio de 2,8 g/cm³. Si la densidad de toda la Tierra es de 5,5 g/cm³ y la de la superficie es de 2,8 g/cm³, tendremos que admitir que los materiales situados en el interior han de ser más densos que los más superficiales. Por otra parte, esto se corresponde, desde una consideración simple, con la distribución que había tenido lugar en los primeros tiempos de la formación de la Tierra cuando, al ser un cuerpo en estado fluido que se iría enfriando, los componentes materiales se distribuirían de modo que los más densos se dispondrían en el interior.

Rotación. Es un método que viene a confirmar lo anterior. Del movimiento de rotación conocemos cuál es su valor. Si construimos modelos terrestres homogéneos y calculamos su velocidad de rotación obtenemos valores que se apartan mucho del valor real, pero si estos modelos los modificamos utilizando materiales más densos en el interior podemos acercarnos a ese valor real.

Meteoritos. Se han encontrado en la superficie terrestre fragmentos de tamaños variables del espacio exterior terrestre. Estos fragmentos no son homogéneos sino que presentan tres tipos:

a) Sideritos, constituidos fundamentalmente por compuestos de hierro

b) Siderolitos, constituidos fundamentalmente por compuestos de
magnesio

Estos tres tipos se pueden asimilar con la composición que, parece ser, presentan las tres capas que forman la estructura terrestre.

c) Aerolitos o lititos, predominantemente de silicatos de aluminio

Gradiente geotérmico. A partir de la superficie terrestre la temperatura aumenta en profundidad los 3° cada 100 m., lo que se conoce como gradiente geotérmico. Este aumento no se mantiene constante hasta el centro de la Tierra puesto que, si esto fuera así, se alcanzarían temperaturas próximas a los 200.000°, lo que es imposible, interviniendo otra serie de factores que limitan este aumento. El aumento de temperatura puede ser debido al calor residual o a la presencia de materiales radioactivos.

Gravedad. El valor de la aceleración de la gravedad terrestre medida en el ecuador es de 9,8 m/s². Este valor aumenta ligeramente hacia los polos y es mayor en las áreas oceánicas que en las continentales. Cada punto de la Tierra, según su situación, tendrá un valor teórico de gravedad. Si el valor real se aparta del teórico, decimos que existe una anomalía gravitatoria, que podrá ser positiva (si el valor es mayor que el teórico) o

negativa (en caso contrario). La causa de estas anomalías es la presencia de materiales de muy alta o muy baja densidad, lo que nos permite localizar su situación aunque sólo podamos hacerlo para materiales no muy profundos.

Magnetismo. Existe un magnetismo terrestre cuyo origen se encuentra en la constitución de los materiales del interior de la Tierra. Este magnetismo hace que se genere un campo magnético con un polo positivo próximo al polo norte geográfico y un polo negativo próximo al polo sur geográfico, aunque no coinciden los polos magnéticos y geográficos. Además, la situación de los polos magnéticos no es invariable, habiéndose modificado su situación a lo largo del tiempo incluso invirtiéndose la polaridad. El valor del magnetismo en un punto cualquiera se expresa mediante la intensidad, la declinación y la inclinación magnéticas. El valor real puede apartarse del valor teórico existiendo, entonces, anomalías magnéticas positivas o negativas, permitiéndonos la localización de masas de diferente intensidad magnética.

Ondas sísmicas. Es el método que nos va a proporcionar el mayor número de datos y nos va a permitir establecer la presencia de las diferentes capas que constituyen la estructura de la Tierra. Las ondas sísmicas, como su nombre indica, se originan cuando se produce un sismo o terremoto, bien natural o bien artificial mediante una explosión colocada. Cuando se produce el terremoto, se originan tres tipos de ondas: longitudinales o primarias (P), transversales o secundarias (S) y superficiales.

Estas ondas viajan por el interior de la Tierra (excepto las superficiales) formando trenes de ondas que se reflejan y se refractan siguiendo las leyes normales según la naturaleza de los materiales, fundamentalmente de la elasticidad y densidad de éstos o bien de su rigidez y compresibilidad; a mayor rigidez mayor velocidad y a mayor densidad menor velocidad.

a) Ondas P. Son las más rápidas y, por tanto, las primeras en llegar a los registros. La vibración de las partículas en estas ondas es en la misma dirección de la propagación. Se transmiten en todos los medios, tanto sólidos como fluidos. Su velocidad de propagación viene dada por $v_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}R}{D}}$, donde: K = compresibilidad, R = rigidez y D = densidad.

b) Ondas S. Son más lentas que las P. La vibración de las partículas es perpendicular a la dirección de propagación. Solamente se transmiten por medios sólidos y su velocidad viene dada por $v_s = \sqrt{\frac{R}{D}}$.

Estructura de la Tierra

Mediante el estudio de la propagación de las ondas sísmicas se ha conseguido establecer la existencia de una serie de capas que constituyen la estructura interna de la Tierra. Cuando se produce un terremoto o provocamos una explosión se originan ondas P, S que se propagan hacia el interior. Las ondas P viajan a una velocidad de unos 6,8 Km./s, mientras que las ondas S viajan a unos 3,5 Km./s.

Esta velocidad se mantiene prácticamente constante hasta una profundidad media de unos 35 Km. Esta profundidad no es la misma en todas las zonas: mientras en las áreas oceánicas no llega a superar los 8 Km., en las áreas continentales puede llegar a ser de más de 60 Km. Cuando las ondas P llegan hasta esta profundidad tiene lugar un cambio brusco en su velocidad de propagación, pasando a 8,1 Km./s. Como la velocidad de propagación depende de la naturaleza de los materiales, este cambio brusco

significa que se ha pasado de unos materiales a otros cuya constitución es muy diferente, por lo que a dicha profundidad situamos una discontinuidad, que es la de **Mohorovicic**. La parte de la Tierra situada por encima de la discontinuidad de Mohorovicic constituye la **corteza**, que es la primera capa estructural.

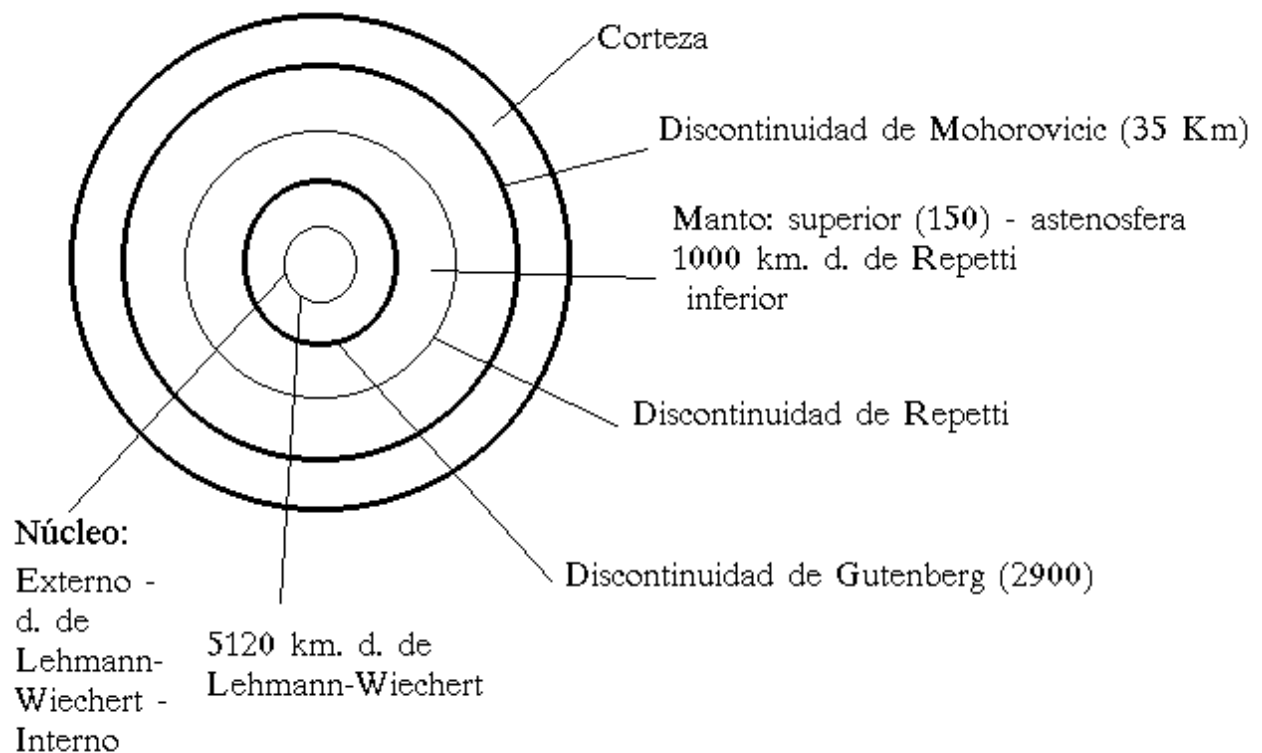
A partir de la discontinuidad de Mohorovicic, la velocidad de las ondas P va aumentando aunque lentamente y de un modo progresivo llegando a alcanzar los 13,6 Km./s a los 2.900 Km. de profundidad. En este momento se produce nuevamente un cambio brusco en la velocidad de propagación de las ondas, que desciende hasta

los 8,1 Km./s. Este cambio brusco nos permite situar una nueva discontinuidad, llamada discontinuidad de Gutenberg. La parte de la Tierra comprendida entre las dos discontinuidades es el manto, que constituye una nueva capa estructural. Dentro del manto y a unos 1.000 Km. de profundidad se produce una variación en la velocidad de propagación aunque no de un modo muy brusco, por ello situamos aquí una discontinuidad de segundo orden llamada discontinuidad de Repetti, que no está admitida por todos. La existencia de esta discontinuidad permite el considerar un manto superior (situado por encima de ella)

y un manto inferior (por debajo). Dentro del manto superior se puede apreciar otra alteración a una profundidad de unos 150 Km., donde se produce un considerable descenso en la velocidad de las ondas P mientras las ondas S casi desaparecen, deduciéndose de esto la existencia de una capa donde los materiales deben encontrarse en un estado semi-fundido. Esta capa de baja

velocidad del manto es la astenosfera.

A partir de la discontinuidad de Gutenberg se encuentra la zona central de la Tierra que constituye el núcleo, que es la última capa estructural. Cuando las ondas llegan al núcleo, la velocidad de las ondas P desciende mientras las ondas S desaparecen; este hecho nos permite deducir que, al menos, la parte externa del núcleo es líquida ya que las ondas S únicamente se transmiten por medios sólidos. A una profundidad de 5.120 Km. se produce un nuevo cambio en la velocidad, que aumenta hasta los 10,3 Km./s, por lo que encontramos una nueva discontinuidad de segundo orden llamada discontinuidad de Lehmann-Wiechert. Esta discontinuidad divide al núcleo en externo e interno.



Modelo dinámico de la Tierra

Además, del modelo estructural podemos considerar la existencia de un modelo dinámico. La presencia de la astenosfera, constituida por materiales semi-fundidos de gran plasticidad, permite un desplazamiento de los materiales situados por encima, de modo que esto nos permite considerar una distribución de las capas diferente aunque próxima al modelo estructural:

La zona situada por encima de la astenosfera y que comprende la corteza y parte del manto superior constituye la litosfera.

A continuación se encuentra la astenosfera y por debajo la mesosfera, que comprende el manto superior por debajo de la astenosfera y el manto inferior.

Por último, la endosfera, que comprende el núcleo.

Características de las capas estructurales

– La corteza es la capa de menor volumen y la más superficial, siendo la más importante para nosotros puesto que en ella se manifiestan todos los fenómenos geológicos. Se pueden diferenciar tres tipos de corteza: continental, oceánica e intermedia.

a) Corteza continental. Forma las áreas continentales y la plataforma continental, que es la parte del continente que se extiende bajo el océano con extensión variable dependiendo del tipo de costa hasta una profundidad aproximada de 200 m.

La estructura de la corteza continental presenta en la vertical tres capas:

1.– capa sedimentaria, formada por materiales sedimentarios más o menos transformados y con espesores variables que pueden llegar a los 3.000 m.

2.– capa granítica, formada por materiales cuya composición es fundamentalmente de silicatos de aluminio, por lo que también se le llama sial. Las rocas predominantes son las de la familia de los granitos, así como rocas metamórficas

3.– capa basáltica. La composición de los materiales de esta capa es fundamentalmente de silicatos de magnesio, por lo que también se le llama sima. Las rocas predominantes son basaltos, gabros y dioritas.

Entre el sial y el sima, a unos 17 km., se encuentra una discontinuidad de segundo orden, que es la de Conrad.

También, en la horizontal, se pueden distinguir varias zonas tales como los cratones y las cordilleras orogénicas.

· Los cratones constituyen las zonas estables de los continentes, formadas por los escudos y las plataformas. Los escudos se han originado por la erosión de antiguas cordilleras correspondiendo fundamentalmente a las zonas centrales de éstas, por lo que abundan en ellos las rocas metamórficas y magmáticas. Las plataformas son zonas sin relieve que pueden presentar una capa sedimentaria poco deformada.

· Las cordilleras orogénicas constituyen las cadenas montañosas más recientes. Presentan una orientación predominantemente norte-sur o este-oeste. En estas zonas, el sial presenta un gran espesor que puede llegar a los 60 km. debido a que se encuentra enraizado en el sima. También tiene lugar una separación poco nítida entre el sial y el sima de modo que la discontinuidad de Conrad es difícil de localizar y frecuentemente no aparece.

b) Corteza oceánica. Se puede diferenciar una corteza abisal, corteza de las dorsales oceánicas y corteza de mares interiores.

1.– Corteza abisal, corresponde a los grandes fondos oceánicos.

Presenta una capa sedimentaria de poco espesor que no supera los 300 m. y que disminuye hacia el interior del

océano, y, por

debajo, el sima, en el que se puede diferenciar un sima superior constituido por basaltos con algunos sedimentos intercalados y un sima formado por gabros.

2.- Corteza de las dorsales. Estas alineaciones montañosas submarinas recorren las zonas centrales de los océanos, no presentan capa sedimentaria y su constitución es solamente de basaltos.

3.- Corteza de mares interiores. La única diferencia con la corteza abisal es la presencia de una capa sedimentaria de mayor potencia que puede llegar a alcanzar los 3.000 m.

c) Corteza intermedia. Existen algunas en la Tierra constituidas por conjuntos de islas dispuestas en arco con la concavidad hacia el continente más próximo que constituyen los llamados arcos insulares, donde la corteza continental tiene un gran espesor pero no es la misma que la del continente más cercano, por el contrario, la corteza oceánica tiene muy poca potencia. Estas formaciones, para muchos autores, corresponden a la etapa intermedia de la evolución del geosinclinal.

Composición de la Tierra

· En la corteza terrestre se encuentran, prácticamente, todos los elementos del sistema periódico aunque en muy diferente porcentaje. Existen una serie de elementos que abundan más del 1% y que se denominan elementos geoquímicos. Estos elementos son oxígeno, silicio, aluminio, hierro, calcio, sodio, potasio y magnesio; de ellos, el más abundante es el oxígeno, que llega casi al 50%. Estos elementos no se encuentran aislados sino que se combinan entre sí. Como el más abundante es el oxígeno y además tiene mayor afinidad química, los compuestos que más fácilmente se formarán serán óxidos de los distintos elementos, preferentemente de silicio. Estos óxidos podrán combinarse formando compuestos más complejos que son los minerales. Si los más abundantes son los que contienen silicio, los más abundantes serán los silicatos. Siempre que exista sílice se formarán silicatos; cuando no esté presente se formarán los demás compuestos. Los minerales se agrupan de modo natural originando las rocas que son las unidades estructurales de la corteza.

· La constitución del manto es más difícil de establecer. Para la mayoría, el manto está constituido, al menos en su parte superior, por rocas llamadas peridotitas. Otros, sin embargo, piensan que puede estar constituido por eclogitas y dunitas. Esta constitución se deduce considerando la velocidad de propagación de las ondas. A favor de las peridotitas está el hecho de que se han encontrado rocas de este tipo en las zonas correspondientes a la parte central de las cordilleras, que serían de mayor profundidad y las peridotitas podrían proceder del mar.

· La composición del núcleo se piensa que es de hierro y níquel, de ahí que también reciba el nombre de nife; esta constitución se deduce por la velocidad de las ondas y está, además, de acuerdo con una distribución por densidades de los elementos en la Tierra.

Si, considerando únicamente la corteza, el elemento más abundante era el oxígeno, considerando toda la Tierra el primer lugar lo ocupa el hierro.

Clasificación y diferenciación geoquímica

La distribución de los elementos en la Tierra no se ha realizado únicamente por sus densidades con una distribución gravimétrica sino que también intervienen las afinidades químicas de los diferentes elementos que está relacionada con su estructura atómica. De acuerdo con esto, se pueden agrupar los elementos según su afinidad en siderófilos (con afinidad para el hierro metálico), calcófilos (afinidad para formar sulfuros), litófilos (afinidad para formar silicatos) y atmófilos (para encontrarse en la atmósfera). Esta distribución no es

estricta y un determinado elemento puede encontrarse en más de un grupo.

En cuanto a la diferenciación geoquímica han existido varias etapas relacionadas con la disposición de los elementos a lo largo del tiempo. En su origen, la Tierra fue un cuerpo incandescente en estado fundido con temperaturas muy elevadas. Al producirse su enfriamiento y llegar a unos 3.000° sería posible la existencia de elementos aislados no combinados. Al continuar el descenso de la temperatura se produciría una distribución de estos elementos de acuerdo con las afinidades químicas que poseen diferenciándose, en esta etapa, la corteza, el manto y el núcleo constituyendo la diferenciación geoquímica primaria.

Cuando la temperatura descendió a los 2.000°, en las zonas más superficiales, que se enfriarían antes, se formarían cristales que hubiesen permanecido estables sino hubiese movimientos pero, al no ser así, se producirían refundiciones. Continuando este proceso llegaría a formarse una capa sólida que constituiría la corteza primitiva siendo el comienzo de los tiempos geológicos hace unos 4.500 millones de años. Posteriormente, a temperaturas inferiores a 1.000° se diferencian la corteza continental y la oceánica constituyendo la diferenciación geoquímica secundaria.

Tema 2. La materia mineral.

Podemos definir los minerales como sustancias naturales sólidas, inertes, inorgánicas y homogéneas en sus propiedades físicas, químicas y estructurales. Las sustancias minerales pueden presentarse de dos formas: como sustancias amorphas y como sustancias cristalinas.

– Las sustancias amorfas son aquellas en las que las partículas materiales se encuentran distribuidas al azar de modo que no existe una disposición regular, por lo que las distancias entre ellas son variables en todas las direcciones. Esta disposición estructural irregular se manifestará exteriormente de modo que la sustancia no presentará una forma geométrica por lo que se dice que es amorfa.

– Las sustancias cristalinas son aquellas en las que las partículas que las constituyen presentan una disposición interna regular, de modo que no se disponen al azar sino que ocupan un lugar determinado en la estructura interna de la sustancia. Las distancias entre las partículas se mantienen constantes en una dirección determinada. En las sustancias cristalinas puede suceder que la disposición regular del interior no se manifieste exteriormente pero también puede suceder que esta disposición interna regular trascienda al exterior formando un poliedro con una forma geométrica determinada. En este caso, la sustancia se dice que está cristalizada o que se ha formado un cristal, para la cual es necesario que existan las condiciones apropiadas de espacio, tiempo y reposo.

La distinción entre sustancias amorfas y cristalinas puede realizarse mediante el estudio de la curva de solidificación y la isotropía. En las sustancias amorfas la curva de solidificación no presenta inflexiones, mientras en las sustancias cristalinas la curva presenta dos puntos de inflexión que corresponden al principio y al final de la cristalización entre los cuales la temperatura se mantiene constante. Esto es debido a que en ese intervalo la pérdida de temperatura se ve compensada por la pérdida de calor que tiene lugar en la cristalización. En cuanto a la isotropía, todas las sustancias amorfas son *isótopas* lo que significa que sus propiedades físicas no cambian con la dirección. Mientras, las sustancias cristalinas son *anisótopas*, o sea, que sus propiedades cambian con la dirección.

El cristal

Podemos definir un cristal como una sustancia sólida, homogénea y anisótropa de composición química definida cuyos átomos forman una red tridimensional que trasciende al exterior.

El cristal está constituido, por tanto, por una serie de átomos o puntos materiales que se disponen de una modo determinado. Cada uno de estos puntos materiales se denomina nudo. En cualquier dirección que tomemos la

distancia entre los nudos se mantiene constante; esta distancia se llama período de identidad. El conjunto de nudos que se disponen en una dirección determinada constituyen una fila reticular. El conjunto de filas reticulares constituyen un plano reticular. La porción de plano reticular limitada por cuatro filas reticulares paralelas dos a dos que se cortan entre sí forman una malla, que siempre será un polígono. La repetición de planos reticulares en tres dimensiones constituye una red cristalina. En la red puede delimitarse una porción mediante seis planos paralelos dos a dos que se corten entre sí formando una celdilla.

El cristal presenta dos características fundamentales: la periodicidad y la simetría. La periodicidad es la repetición que tiene lugar en una determinada dirección. La simetría es la repetición que se realiza por la presencia de unos elementos de simetría que son eje, centro y plano, actuando por separado o en conjunto.

La celdilla más simple que se puede formar se denomina celdilla fundamental y es la que, al repetirse indefinidamente, da origen a todo el cristal. Siempre tiene una forma poliédrica. Podemos definir la celdilla elemental mediante tres parámetros que son las distancias más cortas entre dos nudos consecutivos de tres filas reticulares que no están en el mismo plano y los ángulos que forman los parámetros entre sí. En la práctica, sólo son posibles siete posiciones desde el punto de vista geométrico, que van a constituir las siete redes cristalinas que definen los siete sistemas cristalográficos. A partir de estas siete posiciones, podrían ampliarse con el aporte de nuevas partículas el número de redes espaciales, que podría ser indefinido pero en la práctica sólo existen catorce posiciones que conserven la periodicidad y la simetría constituyendo las redes de Bravais.

Forma y hábito de los cristales

La forma externa del cristal es un poliedro reflejo de su configuración interna de modo que las caras corresponderían a planos reticulares, las aristas a filas reticulares y los vértices serían nudos. Por ello, un mineral cristaliza siempre de la misma manera, sin embargo puede suceder que una sustancia cristalice en más de una forma, denominándose a este hecho hábito.

En un cristal pueden aparecer alteraciones después de haberse originado como el truncamiento o sustitución de un vértice por una cara, biselamiento o sustitución de un ángulo diédrico por otro y apuntamiento o sustitución de las caras de un vértice por otras.

Elementos cristalográficos

Para situar las caras de un cristal en el espacio se utilizan tres ejes de referencia que se cortan en el interior del cristal en un punto que se considera como origen, constituyendo los ejes cristalográficos. Estos ejes se toman paralelos a las aristas de la celda unidad, por lo que coinciden con ejes de simetría cuando existen. Los ejes se denominan X (anteroposterior), Y (transversal), Z (vertical). En cada eje, partiendo del origen, consideramos una parte positiva y otra negativa. Los parámetros que corresponden a cada eje se denominan, respectivamente, a, b, c. Los ángulos que forman entre sí se denominan alfa (bc), beta (ca) y gamma (ab). Un parámetro significa la distancia a la que una cara real o posible del cristal corta al sistema de ejes o a su prolongación; la cara puede cortar a uno, dos o tres ejes.

Leyes fundamentales de la cristalografía

Existen dos leyes fundamentales:

1ª Ley de la constancia de los ángulos diedros. Los ángulos que forman entre sí dos caras de una determinada especie mineral se mantienen siempre constantes.

2ª Ley de la racionalidad de los índices. La relación entre los parámetros de dos caras reales o posibles del cristal son siempre números racionales generalmente sencillos. La importancia de esta ley radica en que, de

acuerdo con ella, se limita el número de caras reales en los cristales ya que sólo serían posibles las que están situadas a unas distancias determinada que cumplan la relación.

Notación de las caras

Para denominar las caras de un cristal se utilizan unos símbolos que constituyen los llamados índices de Miller, que se representan como (h k l) y significan las distancias a las que las caras cortan a los ejes cristalográficos. Los índices de Miller se obtienen a partir de los coeficientes de Weiss, expresados según la relación $ma:nb:pc$, donde m, n, p son los parámetros numéricos de la cara y a, b, c las constantes de la celda unidad. A partir de aquí, para obtener los índices de Miller se hallan los inversos de los coeficientes, su mínimo común denominador y se multiplica por él.

Simetría

Se entiende por simetría la regularidad que se observa en la disposición de los objetos o de sus partes en el plano o en el espacio. Existirá también simetría cuando podamos hacer coincidir un determinado motivo de un objeto consigo mismo. En cristalografía, la simetría existe por la presencia de los elementos de simetría que son los planos, los ejes y el centro, que dan origen a unas determinadas operaciones de simetría actuando por separado o combinados entre sí.

– Operaciones de simetría

a) Reflexión. Si existe un sistema de puntos que puede ser reflejado como en un espejo a través de un plano, éste será un plano de simetría y se le denomina m.

b) Rotación. Si hacemos girar un cristal a través de un eje y en este giro un motivo se repite un número determinado de veces, el eje es un eje de simetría. El eje de simetría viene dado por un orden que indica el ángulo de giro que debemos efectuar para que se repita el motivo. Este ángulo resulta del cociente entre un giro completo (360°) y n (número de veces que se repite el motivo). De acuerdo con esto, los ejes de simetría pueden ser: binarios (con ángulo de 180°), ternarios (ángulo de 120°), cuaternarios (90°) y senarios (60°). Los ejes se denominan bien mediante un número (1,2,3,4,6) o mediante la letra e y el número como exponente.

c) Inversión. Es una operación parecida a la reflexión pero, en este caso, la operación se realiza a través de un punto llamado centro, de modo que el motivo se presenta invertido.

· Ejes de inversión. Es la combinación entre un eje de simetría y un centro de inversión, actuando conjuntamente. Los ejes de inversión se denominan igual que los ejes de simetría con un guión encima.

– Clases de simetría

Los cristales que poseen los mismos elementos de simetría se agrupan en una determinada clase de simetría. Las diferentes clases de simetría se obtienen combinando entre sí los diferentes elementos de simetría, de modo que tomamos los diferentes ejes según su orden y los combinamos con el centro y con los planos. Todas las posibles combinaciones que podemos realizar vienen expresadas de esta manera:

$$n \text{ (1,2,3,4,6)}$$

$$n + \text{centro} = \bar{n}$$

$$n + \text{eje binario} = 2n$$

$$n + \text{plano normal} = n/m$$

$n + \text{plano paralelo} = nm$

$\tilde{n} + \text{plano paralelo} = \tilde{n}m$

$n + \text{plano normal} + \text{plano paralelo} = n/mm$

– Sistema cristalinos

Las 32 clases de simetría se agrupan en 7 sistemas cristalinos, cada uno de los cuales está caracterizado por una determinada celdilla elemental. De este modo, cada sistema tiene unas determinadas relaciones paramétricas que son las que le corresponden a su celdilla. Estos sistemas son:

a) Triclínico: $a \neq b \neq c$

$\alpha \neq \beta \neq \gamma$

b) Monoclínico: $a \neq b \neq c$

$\alpha = \gamma = 90^\circ \neq \beta$

c) Rómbico: $a \neq b \neq c$

$\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$

d) Tetragonal: $a = b \neq c$

$\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$

e) Trigonal y Hexagonal: $a = b \neq c$

$\alpha = \beta = 90^\circ; \gamma = 120^\circ$

f) Cúbico regular: $a = b = c$

$\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$

Proyección estereográfica

La representación en el plano de las caras de un cristal puede hacerse por diferentes medios. El más utilizado es la proyección estereográfica. Para realizar esta proyección se considera el cristal situado en el centro de una esfera. De los infinitos radios de la esfera existirá uno que sea normal a una cara del cristal. La intersección de este radio con la superficie de la esfera originará un punto que será la proyección esférica de esa cara. Si unimos este punto con el polo del hemisferio opuesto, la intersección con el plano ecuatorial origina un punto que es la proyección estereográfica. Cuando la cara es paralela a uno de los ejes de la esfera, la proyección estereográfica coincide con la proyección esférica.

De acuerdo con la ley de racionalidad de los índices, las posibles infinitas caras de un cristal quedan reducidas a solamente aquellas que cumplen dicha ley. Todas las caras del cristal podemos obtenerlas mediante la actuación de los elementos de simetría partiendo de las posiciones originales de una cara determinada y completando, de este modo, las demás caras. Los cristales pueden constituir formas cerradas, cuando todas las caras son iguales y se han originado del mismo modo, y formas abiertas, cuando es la combinación de varias figuras. Las formas que pueden adoptar las caras son: pedión (que es una cara aislada), pinacoide (dos caras

simétricas con relación a un centro), esfenoide (dos caras simétricas respecto a un eje), domo (dos caras simétricas respecto a un plano) y prisma (conjunto de caras que se repiten respecto a un eje).

La situación de las caras de un cristal en relación a los ejes solamente son posibles en siete posiciones.

En cada sistema, la posición de la proyección de cada cara es diferente puesto que poseen diferentes elementos de simetría. A partir de la posición de las caras en cada una de las clases de simetría podremos obtener todos los cristales posibles en el sistema.

Formación de los cristales

Los cristales pueden originarse mediante tres procesos: a partir de disoluciones, a partir de fundidos o a partir de gases.

En disolución, se encuentran gran número de sustancias que, en principio, pueden cristalizar, sobre todo disueltas en agua aunque también en otros disolventes en mucha menor proporción. Para que tenga lugar la cristalización es preciso que se produzca un descenso constante de la temperatura, de modo que los átomos de las sustancias disueltas puedan situarse de un modo adecuado en los lugares correspondientes de la red cristalina. El descenso de temperatura no puede tener lugar de un modo brusco sino que ha de ser graduado.

El origen a partir de un fundido es el más frecuente y el proceso es parecido al anterior. Se tiene que producir un descenso gradual de la temperatura para que disminuya la agitación térmica entre las partículas, de modo que la fuerza de atracción entre ellas sea superior a la agitación, ya que, en caso contrario no existe la estabilidad suficiente para que las partículas se sitúen en el lugar apropiado. Cuando se forman cristales con este método es importante el que exista espacio suficiente durante la cristalización de todo el fundido, lo que no sucede frecuentemente, por lo cual, los minerales de más alto punto de fusión que cristalizan en primer lugar pueden formar cristales más perfectos que los que cristalizan con posterioridad, puesto que cuando lo hacen éstos, están condicionados por la presencia de los que han cristalizado anteriormente.

Cuando la cristalización se produce a partir de gases mediante la sublimación, no se originan cristales regulares ya que, al ser el proceso instantáneo, no hay tiempo suficiente para que las partículas se dispongan adecuadamente, con lo cual las formas de cristalización son irregulares, ramificadas, sin una disposición poliédrica. Para que se formen buenos cristales se necesitan fundamentalmente tres condiciones: espacio, tiempo y reposo.

Los cristales se originan a partir de unidades submicroscópicas que constituyen los gérmenes cristalinos sobre los cuales se van a incorporar nuevas partículas nuevas partículas posibilitando el crecimiento del cristal. Cuando una partícula se incorpora a la red cristalina, tenderá a situarse en una posición en la que tenga la máxima estabilidad y por tanto sea mayor la atracción de las partículas que la rodean. Esto hace que, en teoría, el crecimiento del edificio cristalino se realice de modo que no se forma un nuevo plano hasta que esté completo el anterior.

Hemos de considerar las diferencias que existen entre el cristal ideal y el cristal real. El cristal ideal, en la práctica, no es posible puesto que sería aquel en el que los átomos de la red se dispusieran todos en el lugar correspondiente y las cargas positivas y negativas estuvieran totalmente compensadas, lo cual no puede suceder jamás ya que la existencia de caras en un cristal significa una interrupción en la red, con lo que existiría constantemente cargas libres, permitiendo un desplazamiento permanente de partículas con carga. Por ello, hemos de referirnos al cristal real en el que están presentes una serie de imperfecciones que posibilitan el desarrollo del cristal. Las imperfecciones más interesantes son las dislocaciones, las posiciones vacantes y los átomos intersticiales.

Las dislocaciones consisten en la presencia dentro de la estructura cristalina de planos permanentemente

desplazados, con lo que existirá constantemente un escalón donde la reacción entre las partículas es mayor y donde se irán disponiendo nuevos átomos; esto hace que el crecimiento sea de forma helicoidal.

Las posiciones vacantes, llamadas defectos de Schottky, consisten en la presencia constante de un hueco entre las cargas como consecuencia de un deslizamiento de una de las cargas, permitiendo, de este modo, la incorporación de nuevas partículas.

En cuanto a los átomos intersticiales o defectos de Frenkel, se deben a que una carga se desplaza de su posición situándose en una zona intermedia y llevando consigo este hecho la presencia de un hueco.

La formación de las diferentes caras en un cristal está condicionada por la ley de la racionalidad de los índices, que limita el número de caras posibles en un cristal. En el crecimiento del cristal, el aporte de nuevas partículas no se realiza igual en todas las direcciones, por lo que será diferente el desarrollo de las distintas caras. Las primeras que se formen serán aquellas que presenten menor densidad reticular, mientras que las de mayor densidad se desarrollarán más lentamente, aunque las caras reales serán, precisamente, las de mayor densidad ya que, por esto, serán más estables, mientras, las que presentan densidad pequeña tendrán poca estabilidad y podrán desaparecer siendo sustituidas por las otras.

Agrupaciones cristalinas

Normalmente no existe un único germen cristalino aislado que dé origen a un solo cristal, sino que, en un mismo lugar, existirán varios gérmenes que se desarrollarán originándose un conjunto de cristales que guardarán o no entre sí unas determinadas relaciones cristalográficas. Cuando entre los cristales no existe ninguna relación, se trata de agrupaciones irregulares, que no tienen importancia, mientras que cuando existe algún tipo de relación entre los cristales se originan las agrupaciones regulares. Las agrupaciones regulares están constituidas por dos o más cristales de la misma o de diferente especie que tienen en común algún elemento de simetría; comprenden las formaciones paralelas y las maclas.

Las formaciones paralelas están constituidas por una serie de cristales de la misma especie que tienen en común caras, aristas y vértices, formando entre ellos un cristal único de gran tamaño.

Las maclas son asociaciones cristalinas de dos o más individuos que muestran posiciones perfectamente determinadas y que quedan definidas por elementos cristalográficos que se mantienen constantes. En las maclas, los cristales que las constituyen pueden hacerse coincidir por un elemento de simetría cuya existencia define la macla; hay que tener en cuenta que el elemento de simetría no puede ser en ningún caso un plano que coincida o sea paralelo a una cara del cristal, puesto que en este caso lo que tendríamos es un cristal único simétrico con respecto al plano. Tampoco es posible un eje de simetría de orden par puesto que, en este caso, sucedería lo mismo que en el anterior. Normalmente las maclas están formadas únicamente por un par de individuos, pero en ocasiones pueden agruparse tres o más individuos, denominándose en este caso polisintéticas. También, en ocasiones, al constituirse la macla agrupándose varios cristales se produce un aumento de simetría de modo que ésta es superior a la del cristal aislado. En este caso se dice que existe mimetismo.

– Tipos de maclas

De acuerdo con los elementos de simetría, las maclas pueden ser:

· Según la posición del plano (plano de composición) situado entre los ejemplares de la macla:

si está determinado por una superficie plana regular, la macla se llama de contacto

si la superficie es irregular se llama de penetración

· Según la posición de los ejes pueden ser:

normales, si el eje es normal a una cara

paralelas, si el eje es paralelo a un arista real o posible

complejas, si el eje es normal a una arista

· De acuerdo con su origen las maclas pueden ser:

de crecimiento, se forman cuando dos gérmenes cristalinos se encuentran muy próximos entre sí, de modo que al desarrollarse lo hacen conjuntamente formando la macla; también puede suceder que exista un único germen cristalino que durante el crecimiento forme dos cristales

maclas de transformación, se originan cuando la estructura cristalina de un cristal sufre transformaciones como consecuencia de variaciones físico-químicas, apareciendo en diferentes zonas del cristal modificaciones que no llegan a poder constituir un nuevo ejemplar independiente sino que se desarrollan al mismo tiempo constituyendo la macla

maclas de deformación, se originan cuando, por una acción mecánica, tiene lugar una deformación de la red cristalina aunque sin llegar a la fracturación.

Cuando se desarrollan juntas sustancias de diferentes especies minerales, normalmente no existe una relación entre los cristales que originan, pero en algunos casos, y entre determinadas sustancias, puede establecerse una influencia de modo que sí existe una sustancia que actúa como sustrato sobre la cual se desarrollan los cristales de otra sustancia; la presencia del sustrato determina la orientación de los cristales; a este fenómeno se le denomina epitaxia y en casos extremos puede incluso condicionarse la morfología del cristal que se forma.

Cristaloquímica

Trata de establecer la relación entre la composición química de una sustancia y sus propiedades físicas, o sea, la relación entre la estructura interna y la forma externa de los cristales.

Las partículas materiales del cristal están unidas entre sí mediante una serie de enlaces, que pueden ser iónico, covalente, metálico o de Vander Waals.

– Enlace iónico: cuando las partículas materiales del cristal son iones, la unión entre ellas se establece mediante la fuerza electrostática originada por las cargas de los iones. Podemos considerar los iones como pequeñas esferas cargadas positiva o negativamente y por tanto la fuerza de atracción entre ellas vendrá dada por la ley de Coulomb, según la cual esta fuerza es directamente proporcional al producto de las cargas e inversamente proporcional al cuadrado de la suma de las distancias.

Cuando existe enlace iónico, la disposición de las partículas tiende a situarse de modo que se adquiera una configuración esférica disponiéndose el mayor número posible de iones rodeando a otro de carga opuesta. Al mismo tiempo, los iones de distinto signo tienden a alejarse el máximo posible entre ellos y además la suma de las cargas debe ser cero, compensándose las positivas y las negativas.

Al considerar los iones como pequeñas esferas se pueden establecer distancias entre los centros de los iones y como, entre ellos están tangentes, las distancias serán la suma de los radios que denominamos radios iónicos. Según sean los radios iónicos, un ion con una carga determinada podrá rodearse de un número de iones de cargas opuesta, lo que se denomina número de coordinación. De acuerdo con esto, existirán varios tipos de

coordinación y así tenemos:

a) coordinación tres, en la que un ion se rodea de otros tres que ocuparían los vértices de un triángulo equilátero

b) coordinación cuatro, un ion central rodeado de otros cuatro que ocuparían los vértices de un tetraedro

c) coordinación seis, un ion central rodeado de otros seis que se disponen en los vértices de un octaedro

d) coordinación ocho, en la que se disponen en los vértices de una cubo

– Enlace covalente: se realiza mediante dos electrones de átomos diferentes que son compartidos de modo que cada átomo proporciona uno de los electrones de su capa externa para formar el "doblete" o par compartido.

– Enlace metálico: es semejante al covalente puesto que también resulta de compartir dos electrones pero, mientras en el covalente los electrones compartidos son siempre los mismos, en el metálico el par de electrones puede ser cualquiera de los que constituyen la sustancia.

– Enlace de Vander Waals: es un enlace muy débil que se establece entre sustancias neutras y que es consecuencia de la presencia de unas fuerzas dirigidas y unas fuerzas inducidas.

Isomorfismo

El isomorfismo significa que sustancias de diferente composición química que deberían presentar distinta cristalización sin embargo van a cristalizar de la misma forma. Esto no quiere decir que lo presenten en general todas las sustancias ya que solamente sucede en casos excepcionales. Como la forma externa del cristal es una consecuencia de su estructura interna, tendremos que buscar en ésta la explicación del isomorfismo. Por tanto, para que dos sustancias sean isomorfas. Lógicamente tendrán que presentar la misma red estructural y por ello los iones que se disponen en dicha red han de tener las mismas características de modo que la sustitución entre ellos no cause una modificación en la red y, de este modo, la estructura se mantenga. Esto sólo es posible si las sustancias poseen el mismo tipo de iones, o sea, tiene una fórmula química muy parecida. Tampoco es suficiente que presenten el mismo tipo estructural, por ejemplo el diamante y la blenda tienen el mismo tipo estructural pero no son isomorfas, debido a que en el diamante todos los iones son del mismo tamaño y en la blenda no. Podemos resumir de este modo las condiciones necesarias para que dos sustancias puedan ser consideradas isomorfas: compatibilidad en el tamaño de las partículas, idéntica red estructural y forma externa semejante.

Polimorfismo

Las sustancias minerales con una composición química determinada presentan una forma de cristalizar que les es características y que es de este modo en cualesquiera condiciones, pero algunas sustancias cristalizan de diferente manera cuando varían las condiciones físico-químicas del medio en el que se originan. Estas sustancias se denominan polimorfas. En el polimorfismo intervienen las condiciones en las que se origina el cristal, por ello la presencia de un polimorfo de una determinada sustancia nos permite deducir las condiciones en que se ha originado. Existe un polimorfismo enantiotrópico, en el que es posible la transformación de una sustancia en otra, o sea, es reversible; y el monotrópico, que no es reversible.

Propiedades físicas de los minerales

Las propiedades físicas son una consecuencia de la estructura interna del mineral de modo que estarán condicionadas por la disposición que adopten las partículas en el mineral.

– Exfoliación

Existe exfoliación cuando al aplicar una fuerza a un mineral, se rompe originando superficies planas. Cuando la exfoliación se realiza originando una serie de láminas se denomina laminar. Cuando el resultado son poliedros se denomina poliédrica. Las superficies de exfoliación corresponden siempre a caras reales o posibles del cristal. También, cuando existe exfoliación, todas las caras paralelas a las superficies de exfoliación son posibles zonas de exfoliación. La explicación a la existencia de exfoliación viene dada por el hecho de que la unión entre las partículas del cristal no es igual en todas las direcciones, por lo que cuando ejercemos una fuerza el cristal se rompe por las zonas más débiles. Otra característica es que cuando un mineral presenta exfoliación, todos los ejemplares de dicho mineral también la presentan.

– Partición

Cuando aplicamos una fuerza a un mineral y éste se rompe de forma irregular, es debido a que se crean zonas de mínima resistencia en lugares que no son siempre los mismos. Se diferencia de la exfoliación en que las superficies que se originan no son regulares (planas) ni tampoco tienen siempre la misma posición. Otra diferencia fundamental es que no todos los ejemplares de una sustancia mineral la presentan sino solamente aquellos que tengan zonas de mínima resistencia.

– Fractura

Se presenta cuando un mineral se rompe sin exfoliarse ni partirse. Según su aspecto puede ser concoidea, astillosa, fibrosa, desigual, etc.

– Dureza

Es la resistencia que presenta la superficie lisa de un mineral al ser rayado. El cálculo de la dureza de un mineral se realiza observando la resistencia relativa que ofrece a otros minerales. Para ello se utilizan diez minerales tipo que tienen una dureza determinada mediante los cuales podemos conocer cuál es, aproximadamente, la dureza de un mineral comparándolo con los de la escala, ya que estará comprendida entre el último al que raya y el primero por el que es rayado. Este grupo de minerales constituyen la escala de Mohs, que está formada por: talco, yeso, calcita, fluorita, apatito, ortosa, cuarzo, topacio, corindón y diamante. Como la dureza depende de la disposición de las partículas, puede suceder que un mineral presente distinto grado de dureza según la dirección.

– Tenacidad

Se refiere a las propiedades que dependen de la cohesión entre las partículas como fragilidad, maleabilidad, dúctil, flexibilidad, elasticidad, etc.

– Peso específico

Es la relación que existe entre el peso de una muestra de un mineral y el peso del volumen de agua que desaloja. Es una propiedad que no varía con la dirección y es siempre la misma para un determinado mineral.

– Propiedades ópticas

a) Color. Cuando la luz llega hasta la superficie de un mineral puede suceder:

que la luz atraviese el mineral como si no existiera, entonces es traslúcido

que la luz sea absorbida en su totalidad, será negro

o bien, que parte de la luz sea reflejada, de modo que en este caso el mineral presentará una coloración que corresponde con las longitudes de onda de los rayos reflejados. El color debe observarse en una superficie fresca del mineral ya que si no es así puede haber sufrido alteraciones. También es frecuente que en un ejemplar no se presente el color característico de ese mineral debido a la presencia de impurezas

b) Brillo. Es el aspecto que presente la superficie de un mineral cuando refleja la luz. Puede ser metálico o no metálico y el aspecto vítreo, sedoso, resinoso, alamantino, etc.

c) Raya. Es el color que presenta el polvo fino obtenido al rayar el mineral. Generalmente es constante y no tiene por qué coincidir con el color.

d) Pleogroismo. Es la propiedad que tienen algunos minerales de presentar una modificación en su colocación según la dirección en que reciban la luz.

e) Birrefringencia. Cuando la luz pasa de un medio a otro tiene lugar una refracción desviándose el rayo luminoso. En los minerales, excepto en los que cristalizan en el sistema cúbico, cuando tiene lugar la refracción se originan dos rayos refractados; uno de ellos es el rayo ordinario, que sigue las leyes normales de la refracción y el otro, el extraordinario, que no las sigue. Todo esto sucede cuando se utiliza luz polarizada. La birrefracción nos proporciona datos sobre todo en las observaciones al microscopio de los minerales. La birrefracción no se aprecia a simple vista ya que los dos rayos refractados viajan muy próximos entre ellos y el ojo no puede diferenciar las imágenes que nos proporcionan. Existen, no obstante, algunos minerales como el espato de Islandia (calcita) donde la birrefracción es suficientemente acusada para diferenciar las dos imágenes.

En todos los cristales existen, no obstante, una o dos direcciones en las que la luz no sufre ninguna alteración atravesando el cristal sin modificarse. A estas direcciones se les denomina ejes ópticos. Los cristales que tienen un eje óptico se denominan uniáxicos; los que tienen dos ejes ópticos: biáxicos.

– Otras propiedades que pueden presentar los minerales son:

a) la piroelectricidad, si el mineral se carga eléctricamente cuando aumenta la temperatura.

b) la piezoelectricidad, cuando sucede mediante presión.

También hay minerales que poseen magnetismo natural. Tema 3. Procesos geológicos externos.

Aunque aparentemente la superficie de la Tierra se mantiene sin alteraciones, realmente, en ella, se han producido a lo largo del tiempo modificaciones que han alterado el aspecto que presenta a nuestros ojos. Estas modificaciones podemos estudiarlas mediante la observación de los materiales correspondientes a épocas que pueden estar muy alejados de nosotros en el tiempo. Esto puede hacerse si aceptamos el principio del actualismo, según el cual los procesos que han tenido lugar en la Tierra a lo largo del tiempo se han realizado del mismo modo a como sucede en la actualidad, teniendo en cuenta el factor tiempo. El estudio de todos los procesos que se han realizado en la Tierra lo hacemos considerando, en principio, que todos ellos forman parte de un gran ciclo geológico.

Ciclo geológico

El conjunto de los procesos geológicos desarrollados a lo largo del tiempo de un modo continuo que afectan a la superficie terrestre constituyen el ciclo geológico. Se desarrolla en tres etapas:

Orogénesis, comprende todos los procesos que dan origen a la formación del relieve, fundamentalmente las cordilleras.

Cliptogénesis, procesos mediante los cuales tienen lugar la erosión del relieve y el transporte de los materiales resultantes.

Litogénesis, depósito y transformación de los materiales transportados junto a los que proceden del manto.

La denominación de ciclo no significa que se realice una sucesión continua de las distintas fases y que al término de un ciclo comience otro nuevo. Si consideramos la Tierra en su conjunto, el ciclo se está realizando continuamente y en las diferentes zonas se estarán produciendo procesos correspondientes a cada una de las fases. Tampoco significa que una fase determinada no comience hasta que concluye la anterior, ya que están solapadas unas con otras. Para una zona determinada de la Tierra, el ciclo puede estar interrumpido en cualquier momento o haber terminado sin que vuelva a comenzar.

Este concepto de ciclo tiende a no ser considerado siendo sustituido por otros conceptos cuya terminología es más precisa, por lo que se habla más frecuentemente de procesos geológicos externos, que constituyen la geodinámica externa y procesos geológicos internos, que constituyen la geodinámica interna.

Procesos geológicos externos

Son los que tienen lugar en la parte más superficial de la corteza, entre la atmósfera, la litosfera y la biosfera. Tienen a eliminar el relieve suavizando la superficie. Las acciones las realizan los agentes geológicos externos, que actúan mediante tres formas:

- Erosión y meteorización de los materiales que a continuación serán transportados teniendo lugar una alteración mecánica y química de estos materiales.
- Depósito de los materiales transportados en zonas deprimidas de la corteza fundamentalmente en los océanos.
- Formación de sedimentos que serán transformados en rocas sedimentarias.

La energía necesaria para la realización de estos procesos tiene dos fuentes: la radiación solar que permite la existencia de fenómenos atmosféricos y la fuerza de la gravedad que impulsa a los materiales hacia las zonas bajas.

La consecuencia de los procesos externos es la nivelación del terreno eliminando los relieves y rellenando las zonas hundidas.

Los procesos externos se realizan constantemente tanto en el tiempo como en el espacio.

Procesos geológicos internos

Son los que tienen lugar, o al menos se originan, en la zona inferior de la corteza e incluso en el manto. Mediante ellos aparecen nuevas formas y nuevos tipos de materiales. Aunque constituyen unos procesos unitarios, se pueden considerar dos grupos de acciones:

- 1.– Movimientos. Comprenden los diferentes movimientos que afectan a la corteza. Pueden ser orogénicos, epirogénicos, epiroforicos, sísmicos, eustáticos, de convección del manto,...
- 2.– Formación de nuevos materiales. Significa la aparición de nuevos tipos de rocas mediante el metamorfismo y el magmatismo. El metamorfismo comprende el conjunto de transformaciones físico-químicas mediante las cuales se forman las rocas metamórficas. El magmatismo es la formación de rocas magmáticas mediante la consolidación de los magmas.

La energía para la realización de los procesos internos la proporcionan el calor interno del planeta procedente del calor residual o de procesos radioactivos o de transformaciones químicas y la gravedad.

Los procesos internos tienden a formar nuevos relieves y son continuos en el tiempo y discontinuos en el espacio.

Modelado del relieve

El aspecto que presenta la superficie terrestre con sus correspondientes accidentes constituye el paisaje. Éste presenta una disposición que es transitoria, ya que constantemente se está modificando a lo largo del tiempo. Estas modificaciones se realizan de modo que podemos observarlas directamente, aunque, al ser muy lentas, aparentemente no presentan alteraciones. A pesar de que es posible observar directamente los cambios en la superficie, hasta finales del s XVIII no se enunciaron teorías que pretendan explicar las modificaciones. Una de las teorías con más aceptación es la del catastrofismo, según la cual los cambios han tenido lugar mediante sucesivas catástrofes, la última de las cuales había sido el diluvio universal, de modo que el paisaje sería el resultado de la acción de las aguas al retirarse. Las teorías catastrofistas fueron rechazadas cuando se enunció el principio del actualismo.

A finales del siglo pasado se enuncia la teoría de Davis, que es la primera que explica las modificaciones de la topografía mediante la acción continuada de los cursos fluviales, pasando por una etapa juvenil, madura y senil. Según esta teoría, el proceso comenzaría con el levantamiento suave de una región, seguido de una etapa de total tranquilidad tectónica. Este levantamiento daría origen a la formación de una altiplanicie, donde se establecerían los cursos de agua aprovechando los desniveles del terreno. Estos cursos se dispondrían perpendiculares a la costa, con una disposición consecuente. En el punto de su desembocadura, existiría una gran diferencia de pendiente, que el río tiende a eliminar mediante su acción erosiva. La erosión se desplazaría desde la desembocadura hacia el nacimiento, mediante un proceso de erosión remontante. De este modo, los ríos se encajarían en el terreno y la superficie inicial quedaría diseccionada por los cursos de agua, originándose un relieve muy abrupto, constituyendo la fase juvenil. Los ríos tienden a conseguir su perfil de equilibrio correspondiente a una etapa en la que no se realiza erosión. Si continua el proceso se irían suavizando los relieves mediante la erosión remontante entrándose en la etapa de madurez, donde las formas de relieve ya no serían tan acusadas, sino más redondeadas, de modo que sólo los puntos más altos serían testigos de la primitiva altiplanicie. Además, los ríos que se establecen adoptan una disposición subsecuente, perpendiculares a los ríos principales discurriendo por las zonas más débiles o fracturadas, no dependiendo únicamente de la litología. Por último se llegaría a la etapa senil, en la que los ríos solamente tienen fuerza para discurrir, presentándose un paisaje de amplios valles fluviales separados por pequeñas elevaciones muy redondeadas, con una topografía prácticamente llana, constituyendo la etapa senil. Se ha llegado, de este modo, desde una altiplanicie a una perillanura.

En el desarrollo de su teoría, Davis consideró la existencia de unas condiciones como un largo periodo de estabilidad tectónica y unas determinadas condiciones climáticas. Como esto no siempre se cumple, tuvo que admitir algunas excepciones. Así sucede con la existencia de la relieves policíclicos, en los que existen diversas zonas escalonadas que, según Davis, serían una excepción dentro de la estabilidad general, de modo que habría sucesivas etapas de levantamientos locales en cada una de las cuales se establecerían los correspondientes cursos fluviales responsables de cada uno de los tramos. En cuanto a las condiciones climáticas, consideraba como normales los climas húmedos y templados pero tuvo que admitir excepciones como las correspondientes regiones desérticas o polares, en las que los cursos fluviales no están suficientemente desarrollados y otras como los paisajes volcánicos y calizos donde escasean las aguas superficiales.

Con posterioridad a esta teoría, surgen otras que, o bien la rechazan en su totalidad o solamente la admiten parcialmente. Así, existe una escuela alemana que, en principio, rechaza la existencia de un levantamiento inicial y un largo periodo de estabilidad en el que actúan los cursos fluviales y, por el contrario, considera que

son simultáneos los levantamientos y las acciones que realizan los agentes externos, de modo que se están produciendo al mismo tiempo y el paisaje resultante dependerá del predominio de una fuerza u otras. Consideran la existencia de unas fuerzas endógenas crecientes, cuya acción tiende a formar los relieves y unas fuerzas exógenas decrecientes cuyas acciones tienden a eliminar los relieves. Cuando predominan las fuerzas endógenas, existirán relieves acusados, mientras que cuando predominan las exógenas, el relieve será suave.

También tuvo importancia la escuela francesa, que basaba la existencia de una determinada topografía según las condiciones climáticas, siendo, por tanto, el clima el máximo responsable del aspecto de una zona determinada. Según ellos, cada clima reúne unas condiciones determinadas que denominaron: zonales las que son propias de un clima, polizonales si se dan en varios climas, azonales si son propias de cualquier clima y extrazonales si no son propias de un clima y aparecen en otro. Se puede admitir la influencia del clima en el paisaje siempre que se tuviera en cuenta que la delimitación entre diferentes zonas climáticas no es estricta, ni tampoco que en una determinada región haya existido siempre el mismo clima y que también pueden encontrarse formas típicas de un clima que no es el que en estos momentos existe en esa zona. Por todas estas circunstancias, es por lo que, en lugar de referirse a zonas climáticas estrictas, se establecieron unos grandes dominios climáticos que serían: el normal (que correspondería a las condiciones normales que consideraba Davis), árido y subárido, glacial y periglacial, ecuatorial e intertropical.

En la actualidad, se explica la existencia de una determinada topografía de un modo más práctico, y en ella influye el clima, la situación, la meteorología, la litología, la estructura, etc.

La atmósfera

Es la capa gaseosa que envuelve la Tierra con un predominio de nitrógeno y oxígeno y menor abundancia de otros gases como CO₂ y vapor de agua que, sin embargo, tienen una gran importancia. Los gases no se encuentran estratificados debido a que la agitación térmica los mantiene mezclados entre sí. Aunque es una capa homogénea, debido a que se producen inversiones térmicas en altura podemos diferenciar varias capas:

Troposfera

Es la capa más próxima a la Tierra en contacto directo con la superficie. Por la acción de la gravedad contiene los gases más densos y en ella se producen todos los fenómenos meteorológicos. A partir de la superficie hay una disminución de la temperatura con la altura, que es de unos 0,65°C cada 100 m. No obstante, las capas más bajas (hasta 2 ó 3 mil metros) están influenciadas por las partículas materiales procedentes de la superficie terrestre. Su límite superior es la tropopausa, donde tiene lugar una inversión térmica con un aumento brusco de la temperatura.

Estratosfera

En esta capa los gases se mantienen aún en las mismas condiciones, aunque presentan una disposición en la que se sitúan en estratos o capas de acuerdo con sus densidades. La importancia de esta capa es que en ella tiene lugar la constante transformación de oxígeno en ozono y viceversa, posibilitando la presencia del ozono el que las radiaciones ultravioletas procedentes del sol no lleguen hasta la superficie terrestre. Su límite es la estratopausa, donde hay un gran aumento de la temperatura.

Mesosfera

Es la última capa, donde los gases se encuentran en las mismas condiciones que en la superficie. Su límite superior es la mesopausa, donde se recupera la inversión térmica negativa y se pasa a la ionosfera, donde los gases están ionizados.

El calentamiento de la atmósfera se debe a la radiación solar, pero la troposfera es totalmente transparente a

esta radiación, por lo que su calentamiento se debe al que refleja la superficie, que es captado por el CO₂ y el vapor de agua y devuelto en parte a la superficie en una contra-radiación, actuando de modo que se produce un efecto de invernadero.

Debido al movimiento de rotación terrestre y a que el ecuador no coincide exactamente con la órbita, el calentamiento de los diferentes hemisferios es distinto a lo largo del año y del día y la noche, de ahí la existencia de las estaciones.

Presión atmosférica

La masa de aire ejerce una presión sobre la superficie, que tiene un valor medio de 1.013 milibares; sin embargo, esta presión no es la misma en todos los puntos de la superficie, puesto que el aire caliente tiende a ascender provocando una disminución de la presión, originándose zonas de bajas presiones, mientras que el aire frío tiende a descender aumentando, de este modo, la presión originando zonas de altas presiones. El ascenso de las masas de aire sólo es posible si hay una disminución de la temperatura con la altura. En ocasiones existe una capa de aire cálido en altura, provocando una inversión térmica que impide una correcta circulación del aire.

Circulación atmosférica

En teoría, el desplazamiento de las masas de aire en la superficie terrestre sería de tal modo que se moverían las altas desde las altas presiones polares hasta las bajas ecuatoriales, estableciéndose una única celda. Sin embargo, existen unas determinadas fuerzas que actúan sobre cualquier partícula que no sea solidaria con la superficie terrestre. La principal de estas fuerzas es la aceleración de Coriolis, que actúa de modo que una partícula que se desplace en el hemisferio norte a lo largo de un meridiano o un paralelo es desviada hacia la derecha, mientras en el hemisferio sur la desviación es hacia la izquierda. Como consecuencia de la aceleración de Coriolis, se va a modificar la teórica circulación atmosférica constituida por una única celda, de modo que se establecerán tres celdas que quedan distribuidas en latitudes correspondientes a las que provocan la desviación. Estas tres celdas marcan una circulación general de acuerdo con la cual existen zonas permanentes de altas y bajas presiones en determinadas latitudes. Una celda quedará establecida entre la zona polar y la zona subpolar; otra zona entre la zona subtropical y la zona ecuatorial y la tercera, intermedia entre las dos, está forzada por la presencia de éstas, siendo la dirección del desplazamiento entre la zona subtropical y la zona subpolar. La circulación del aire desde las zonas de altas presiones a bajas presiones también está afectada por la aceleración de Coriolis, de modo que no es perpendicular a las isobaras. En las zonas de altas presiones, la circulación del aire es centrífuga, mientras en las de bajas presiones es centrípeta.

Humedad atmosférica

La cantidad de vapor de agua que contiene un volumen determinado de aire depende de la temperatura. La máxima cantidad de vapor que contiene un volumen determinado de aire constituye la humedad de saturación. La cantidad de vapor de agua que contiene un volumen de aire es la humedad absoluta. En la práctica, se suele utilizar el valor de la humedad relativa, que es el cociente entre la humedad absoluta y la de saturación.

Formación de nubes

Cuando una masa de aire asciende encuentra cada vez menor presión, por lo que se expande y al hacerlo, se enfría. Cuando el enfriamiento alcanza el denominado punto de rocío, el vapor de agua se condensa y forma pequeñas gotas de agua que caerán hacia la superficie. Si en su camino encuentra capas sólidas, volverá a evaporarse ascendiendo hasta volver a condensarse y formar parte de las nubes, que son vapor de agua condensado. Cuando varias gotas se unen, o no existen capas cálidas, llegan a la superficie formando las precipitaciones. Para que se formen nubes será necesario, por tanto, un ascenso constante de masa de aire cargadas de humedad. La condensación puede alcanzar el punto de rocío en la misma superficie, formándose

el rocío; si esto sucede por debajo de 0°C, se forma la escarcha; si la condensación es cerca de la superficie, se forma la nieve.

Para que se formen nubes y precipitaciones suceden tres hechos:

- 1.- Choque entre dos masas de aire (una cálida y otra fría), que origina frentes cálidos o fríos, con precipitaciones.
- 2.- Ascenso de una masa de aire por una ladera, lo que provoca su enfriamiento y condensación.
- 3.- Precipitaciones por convección mediante recalentamiento.

Acción geológica de la atmósfera

Se llama meteorización a la acción que realiza la atmósfera sobre los materiales mediante sus componentes y por las variaciones de temperatura. Estas acciones se manifiestan por transformaciones físico-químicas en las rocas como consecuencia de las diferentes condiciones en las que se originaron y las que presentan en la superficie. La meteorización actúa de modo que podemos considerar una acción mecánica y una acción química.

– Meteorización mecánica. Tiene lugar, fundamentalmente, por las diferencias de temperatura, por tanto se realizará, sobre todo, en zonas con grandes variaciones térmicas. El resultado es la aparición de fragmentos de pequeño tamaño sin grandes alteraciones. Existen varias formas de meteorización mecánica:

- a) Lajación por descarga. Se produce cuando una roca es erosionada de modo que la erosión elimina materiales de esta roca y, de este modo, disminuye la presión sobre los que están situados por debajo, provocando una descompresión que da origen a la separación de pequeñas láminas.
- b) Gelivación. En zonas de alta montaña, el agua penetra en las grietas de las rocas. Cuando desciende la temperatura, el agua se congela aumentando de volumen, por lo cual ejercerá una presión sobre las paredes de las grietas, llegando a fragmentar la roca; estos fragmentos pueden acumularse originando los canchales.
- c) Formación de sales. Es un proceso parecido a la gelivación, sólo que originado mediante la formación de sales en la roca con un aumento de volumen.
- d) Expansiones y contracciones térmicas. En los desiertos, donde existen grandes variaciones de temperatura entre el día y la noche, los materiales están sometidos a constantes expansiones y contracciones, que podrán llegar a disgregarlos.

– Meteorización química. Es la que realizan los componentes de la atmósfera, provocando alteraciones químicas en los materiales. Su acción es más intensa en las zonas de clima húmedo y templado. Se manifiesta de varias formas:

- a) Disolución. Cuando en la superficie existen materiales muy solubles puede tener lugar su disolución por medio del vapor de agua presente en la atmósfera.
- b) Hidratación. En ocasiones, determinados compuestos absorben agua incorporándola a su estructura, con la consiguiente transformación. El caso más típico es el de la anhidrita, que se transforma en yeso aumentando de volumen.
- c) Hidrólisis. Tiene lugar cuando la molécula de agua de los minerales se rompe originando una transformación que a veces tiene gran importancia en la erosión de determinadas rocas, como sucede en

algunas rocas magmáticas en las que los feldespatos se transforman en arcillas.

d) Carbonatación. Es la combinación del CO₂ de la atmósfera con el CaCO₃ de las calizas en presencia de agua, transformándolo en bicarbonato cálcico. La importancia de este hecho es que el carbonato, que es insoluble, se transforma en bicarbonato, que es soluble.

e) Oxidación. Consiste en la combinación del oxígeno atmosférico con determinados minerales, sobre todo compuesto de hierro, provocando su alteración.

Las acciones de la meteorización no son muy aparentes y, frecuentemente, suponen, más que una acción directa, una preparación para la actuación de otros agentes.

Suelos

El suelo es una capa no estructural que recubre prácticamente toda la superficie terrestre. Tiene una constitución muy compleja y, en su formación, intervienen la litosfera, la biosfera y la atmósfera. No podemos considerarlo como solamente un conjunto de materia mineral y materia orgánica, ya que entre éstas se establecen interrelaciones muy complejas. Por otra parte, no es una formación que permanezca invariable, sino que constantemente está evolucionando.

La formación de un suelo comienza con la disgregación o alteración de las rocas mediante las cuales se forman pequeñas partículas que se irán acumulando junto a otras que hayan sido transportadas hasta allí. Así se origina el esqueleto mineral del suelo. Posteriormente, sobre este contenido mineral, se establecerán vegetales procedentes de semillas que hayan sido transportadas. A partir de estos vegetales, se origina la materia orgánica, que se incorpora junto a la materia mineral, haciendo posible la aparición de microorganismos que originan transformaciones en esta materia. Por último, se instalarán animales que proporcionarán más materia orgánica y removilizarán las partículas.

Factores que influyen en el tipo de suelo

En el tipo de suelo que se puede originar influyen una serie de factores que condicionan su evolución. En primer lugar depende de la roca madre original, cuya naturaleza condicionará el esqueleto mineral y, por tanto, la base del suelo. Las rocas de textura granuda darán origen a suelos arenosos con componentes que se han originado, preferentemente, por una alteración mecánica, mientras rocas como arcillas o calizas sufren, fundamentalmente, alteración química y originan suelos arcillosos. Por tanto, desde este punto de vista, influyen tanto la naturaleza de la roca original como el tipo de erosión que sufre. La influencia de la roca madre en el tipo de suelo es importante en las primeras etapas de formación del suelo, pero disminuye en el transcurso del tiempo, teniendo más influencia el clima.

El tipo de clima condiciona la acción de los agentes geológicos que actúan sobre las rocas. Si los climas son áridos y secos, la acción erosiva será, preferentemente, de tipo mecánico, mientras en climas húmedos predominará la acción química, produciéndose transformaciones en los materiales. La influencia del clima es de tal manera que incluso diferentes tipos de rocas bajo un mismo clima pueden originar el mismo tipo de suelo, mientras las mismas rocas en distintos climas forman suelos diferentes.

Otro factor que podemos considerar es la vegetación, puesto que ésta proporciona la mayor parte de la materia orgánica del suelo, condicionando, de este modo, el contenido de humus; frecuentemente hay una relación directa entre la constitución del suelo y el tipo de vegetación que se desarrolla sobre él.

Por último, también tiene una cierta influencia la topografía, ya que, en cierto modo, la mayor o menor inclinación del terreno permitirá la acumulación de partículas condicionando el espesor del suelo.

Composición del suelo

En un suelo se pueden diferenciar dos grupos de componentes: una fracción mineral y una fracción orgánica.

La fracción mineral es un conjunto de partículas de muy diversa naturaleza y composición. En ella, se pueden distinguir:

- a) un conjunto de fragmentos minerales procedentes de la roca original con distintos tamaños como gravas, arenas y arcillas
- b) una porción arenosa sin transformación química constituida por granos de cuarzo
- c) una porción arcillosa cuyos componentes son el resultado de la alteración química y pueden continuar sufriendola durante toda la evolución
- d) un conjunto de iones minerales de diferentes cargas que constituyen la base de la nutrición de los vegetales, que solamente pueden absorberlas si se encuentran en determinadas condiciones

La fracción orgánica del suelo se llama humus o mantilla y está constituida por los restos tanto vegetales como animales. Podemos distinguir dos tipos de humus:

- a) Humus bruto, constituido por restos sin alterar o poco transformados, de modo que en ellos aún se puede apreciar su morfología y el organismo del que proceden
- b) El Humus elaborado está constituido por materia orgánica en descomposición, que no sólo proporciona un contenido orgánico sino que, como consecuencia de esta descomposición, se desprenden una serie de ácidos húmicos que actúan sobre las partículas minerales llegando a producir algunas transformaciones

Textura y estructura del suelo

La textura se refiere al tipo de partículas minerales que constituyen el suelo. La estructura se refiere a cómo están dispuestas estas partículas.

La estructura y la textura del suelo condicionan su porosidad, su capacidad de absorción y su PH.

Perfil del suelo

Como consecuencia de los procesos de evolución del suelo se van a poder diferenciar una serie de capas que no son estructurales y que se denominan horizontes. En un suelo típico se diferencian tres horizontes: horizonte A (también llamado eluvial o de lavado), horizonte B (llamado iluvial o de depósito) y horizonte C.

El horizonte A es el más superficial. Es rico en humus y está empobrecido en materia mineral ya que parte de ella puede haber sido arrastrada hacia abajo por el agua que circula. Se pueden distinguir subhorizontes de acuerdo con el estado de la materia orgánica. En el superior, el humus estará constituido por restos orgánicos muy poco transformados en los que se puede apreciar siempre su estructura y morfología. Los otros subhorizontes tienen un humus más elaborado, constituido por restos en descomposición.

El horizonte B es rico en materia mineral debido a que en él precipitan sustancias procedentes de las disoluciones en el horizonte A. Por el contrario, es muy pobre en humus.

El horizonte C solamente tiene materia mineral, que procede directamente de la evolución de la roca original.

Tipos de suelo

Se pueden hacer diversas clasificaciones. De acuerdo con su evolución, se pueden distinguir:

- a) Suelos brutos, sin evolucionar, no hay una diferenciación en horizontes
- b) Suelos poco evolucionados, presentan un horizonte del tipo AC; entre ellos tenemos: ranker, chernozen, rendzinas
- c) Suelos evolucionados, horizonte del tipo ABC; entre ellos tenemos: tierras pardas, podsoles, tierras rojas, suelos salinos, gley

Acción del viento

El viento realiza, preferentemente, una acción dinámica aunque también una pequeña acción debida a los componentes atmosféricos. La acción del viento va a tener lugar, sobre todo, en zonas que tienen unas determinadas condiciones como gran abundancia de partículas sueltas, presencia de vientos constantes y poca humedad que evite el que las partículas se unan. Por tanto, las zonas más favorables serán los desiertos y algunas playas.

Erosión

La acción erosiva del viento se manifiesta de tres formas:

- a) Corrosión. Es la acción erosiva que realizan las partículas al chocar contra las rocas. Sobre la superficie de las rocas y debido al rozamiento de las partículas, tiene lugar una pulimentación. Cuando en las rocas existen minerales de diferente dureza, serán erosionados en primer lugar los más blandos, apareciendo una serie de huecos y originándose así las rocas alveoladas. Como la mayor parte de las partículas son transportadas cerca de la superficie, la erosión de la roca será más intensa en la parte más baja originándose las rocas en seta. Cuando el viento actúa sobre cantos sueltos y existen vientos de direcciones variables, en los cantos se originan una serie de aristas, denominándose a estos cantos ventifactos. Si existe alternancia de materiales duros y blandos, tiene lugar una erosión diferencial, de modo que si las capas están horizontales se formarán superficies escalonadas, si las capas están verticales se forman túneles o corredores llamados yardang.
- b) Deflacción. Cuando existen partículas sueltas, el viento puede arrastrarlas de modo que solamente permanecen los cantos, formando los desiertos de piedra. En ocasiones, cuando son arrastradas las partículas, se originan hondonadas llamadas graras o sebjas, que, ocasionalmente, pueden llenarse de agua y cuando ésta se evapora se forma una costra salina. También puede suceder que, al arrastrarse las partículas, se llegue hasta el nivel freático del agua subterránea, formándose un oasis.
- c) Atricción. Es la erosión que sufren las partículas al chocar con los obstáculos.

Transporte

La forma en que el viento transporta a las partículas depende de la fuerza del viento y del tamaño de las partículas. Según esto, el transporte puede ser: en suspensión, en arrastre, en saltación y en reflexión.

Sedimentación

Los depósitos originados por el viento son de dos tipos: arenas y loes.

- a) Arenas. Son depósitos, generalmente, de gran extensión, característicos de los desiertos y las playas,

constituidos, fundamentalmente, por granos de cuarzo muy seleccionados, prácticamente esféricos. La acumulación de estos granos forma llanuras arenosas, acumulaciones irregulares (llamadas "goze"), mares de arena y, sobre todo, dunas.

Las dunas son acumulaciones de arena que se originan cuando existe un obstáculo sobre el que se irán acumulando sucesivamente los granos o bien, cuando al cesar momentáneamente el viento se acumulan pequeños montículos arenosos que actúan como obstáculos. Una duna típica presenta una pendiente suave, que corresponde a la dirección en la que sopla el viento (por lo que las partículas se irán amontonando poco a poco) y una pendiente más acusada en el lado opuesto, debido a que en este paso las partículas se desmoronan. Las dunas son fijas cuando permanecen indefinidamente en el mismo lugar y se denominan móviles si se desplazan a lo largo del tiempo. Los tipos principales de dunas son:

Dunas transversales, características de las playas; se originan por la presencia de vientos constantes de no mucha intensidad, disponiéndose las partículas en sentido vertical a la dirección del viento

Dunas longitudinales, características de los desiertos y originadas por vientos constantes que son interceptados por vientos que soplan lateralmente; ocasionalmente, pueden romperse estas dunas cuando los vientos transversales sin muy fuertes formándose cadenas de dunas

Barjanes, son dunas en forma de media luna que se originan cuando el viento sopla en una dirección desplazándose hacia los lados formando unos salientes que les da el aspecto característico

b) Loes. Son acumulaciones de partículas muy finas de naturaleza arcillosa que pueden contener cuarzo y carbonato cálcico. En relación con su origen, en principio se pensó en un origen volcánico pero en la actualidad se cree que tienen origen glaciario y desértico. El loes ocupa grandes extensiones en las zonas centrales de los continentes y en la periferia de los desiertos. Su espesor es muy variable y no aparece estratificado. Es fácil de erosionar y frecuentemente está agrietado. Su color es amarillento y, en ocasiones, presenta en la superficie una formación muy característica llamada muñequitas de loes, que son concreciones de caliza que han ascendido por capilaridad hasta la superficie.

Las zonas más favorables para la acción del viento son los desiertos, donde se puede apreciar una distribución de zonas en relación con el viento. En un desierto típico, existe una zona central montañosa que es el origen de las demás y en la que hay una constante situación anticiclónica, de modo que los vientos soplan siempre hacia el exterior. Esta zona se denomina hamada. Alrededor de ella se dispone el desierto de piedra o raj. A continuación, el desierto de arena o erg y, por último, el loes. Esta disposición responde a la dirección en la que el viento sopla constantemente.

Acción de las aguas continentales

Las aguas continentales forman parte del ciclo general del agua que se establece a partir de las precipitaciones, la escorrentía, la evaporación y precipitación. Se pueden considerar diversos tipos de manifestaciones del agua en los continentes:

Aguas superficiales A. Corrientes A. Salvajes

A. Encauzadas Ríos

Torrentes

Glaciares

Lagos

Aguas Subterráneas

Aguas salvajes

Son las que proceden directamente del agua de lluvia y discurren por la superficie del terreno sin un cauce fijo. Se denominan también aguas de arroyada. La acción de estas aguas es, fundamentalmente, erosiva, sobre todo en materiales sueltos o poco consistentes y en materiales solubles. Dan origen a corrimientos de tierra cuando existen capas que, al absorber agua, se hacen más plásticas, favoreciendo los deslizamientos. La acción sobre materiales sueltos o poco consistentes se manifiesta de modo que en las laderas se forman pequeñas corrientes de agua que irán profundizando en el terreno, formándose una serie de crestas, originándose de este modo los barrancos o cárcavas, sobre todo en regiones mediterráneas, con lluvias aisladas o torrenciales.

El suelo forma una superficie irregular denominándose badlands. Cuando, sobre materiales poco compactados existen cantos sueltos, estos cantos protegen a los materiales situados bajo ellos, de modo que el resto de los materiales son arrastrados formándose pirámides de tierra con un canto en la parte superior que se denominan chimeneas de hadas. Estas formaciones son muy inestables y terminan por desmoronarse debido a la socavación de la base. En los materiales solubles las aguas de lluvia producen una disolución superficial apareciendo una serie de pequeñas grietas, o bien huecos formándose, de este modo, los lenares y lapiaces.

Aguas encauzadas

Son las que discurren por un cauce fijo. La acción que realizan depende de su potencia. La potencia viene dada por $P=KSV^3$, siendo S la superficie inundada del cauce y V la velocidad del agua. Esta potencia dependerá, entonces, del caudal y del régimen hidráulico, siendo importante también las variaciones que se producen en las crecidas con el consiguiente cambio de régimen. La potencia neta de una corriente viene dada por la potencia total menos las pérdidas de potencia que se producen debidas al rozamiento y al transporte: $P_n = P_t - (P_r + P_{tv})$. Según sea la potencia neta se realizarán unas determinadas acciones.

Si la potencia neta es mayor que cero, se producirá erosión, ya que la corriente tiene un exceso de energía. Esta acción erosiva es debida a la fuerza del agua, a su velocidad y a su masa, influyendo la cantidad de materiales transportados y la presión del agua sobre los materiales. Los efectos que realiza serán el desgaste, rotura y disolución de los materiales transportados y de los materiales recorridos.

Si la potencia neta es cero, el agua no tiene fuerzas para erosionar y únicamente podrá realizar el transporte de los materiales. Este transporte puede realizarse en disolución, en flotación, en suspensión, en arrastre o en saltación.

Si la potencia neta es menor que cero, el agua no tiene fuerzas ni siquiera para transportar los materiales, por lo cual se produce su depósito.

– Torrentes

Son corrientes de agua con un régimen de alimentación torrencial que tienen un cauce fijo y un caudal intermitente. Podemos distinguir dos tipos de torrentes: los torrentes de montaña y los torrentes de regiones áridas.

a) Torrentes de montaña. Su alimentación es de lluvia o de nieve. Se encuentran en zonas de montaña pudiendo constituir entidades independientes o ser la cabecera de algunos ríos. En ellos se pueden diferenciar tres zonas:

1.– Cuenca de recepción, donde se reúnen las aguas de lluvia o de deshielo constituyendo la cabecera del

torrente

2.- Canal de desagüe, que es el verdadero cauce del torrente; tiene una pendiente muy acusada por donde circula el agua violentamente con régimen turbillonar. Los materiales son transportados de modo que no existe ningún tipo de selección debido a la gran potencia de la corriente; estos materiales proceden tanto de la erosión del cauce como de las laderas

3.- Cono de deyección, se sitúa al final del torrente, que puede desembocar en un río o no; en cualquier caso es la zona en la que disminuye la pendiente de modo brusco por lo que la pérdida de potencia es instantánea depositándose bruscamente los materiales transportados. Debido a que el cauce es muy estrecho y la salida del agua es brusca, se expansiona formando una especie de abanico o de cono. Estos depósitos no presentan selección ya que son transportados juntos los de tamaños diferentes y el depósito es instantáneo. Los cantos son angulosos ya que, aunque el transporte es violento y habrá muchos choques entre los cantos, no llegan a eliminarse las aristas debido a que el transporte es muy corto. Es frecuente que los depósitos de varios torrentes vecinos se unan entre sí constituyendo, entonces, los depósitos de pie de monte

b) Torrentes de regiones áridas. Tienen alimentación de agua de lluvia con régimen muy esporádico y lluvias torrenciales. A este tipo pertenecen las ramblas mediterráneas (con pendientes no muy acusadas) y los torrentes del desierto o ouad, que tienen un fondo prácticamente plano de modo que, en ocasiones, pueden discurrir en ambos sentidos. Los sedimentos de estos torrentes forman unos depósitos típicos llamados fanglomerados.

– Ríos

Son cursos de agua de cauce fijo y caudal continuo aunque no permanente ya que es variable. Su régimen de alimentación es muy variado: de lluvia, de nieve, de hielo, mixto, etc.

· Erosión fluvial

Se manifiesta, fundamentalmente, en las modificaciones que sufre el valle fluvial. Mediante su ahondamiento, ensanchamiento y alargamiento.

a) Ahondamiento del valle. Se realiza siempre que la erosión de fondo predomine sobre la de las orillas, por lo cual el resultado será la formación de un valle en V, siendo el resultado de la formación de varios fenómenos como:

1.- Gargantas, son desfiladeros que, generalmente, son originados materiales duros, donde el río se encaja; si los materiales son heterogéneos puede producirse una erosión diferencial formándose terrazas estructurales de erosión

2.- Pílancones o marmitas de gigante; cuando en el cauce existen cantos sueltos y el régimen de la corriente es turbillonar, los cantos están sometidos a giros continuos, de modo que su rozamiento con el fondo del cauce provocará el ahondamiento de éste

3.- Cataratas o cascadas, son puntos del cauce donde tiene lugar una ruptura de pendiente muy acusada y de forma brusca por donde el agua se desploma desde una cierta altura. El origen de las cataratas es muy variado, tales como: fallas, presencia de diques, hundimientos, elevaciones, erosión diferencial, etc. Las cataratas son formaciones temporales, desapareciendo más o menos tarde; esto es debido a que, al desplomarse el agua, se producirá una erosión intensa de la base de la catarata, de modo que terminará por desplomarse dando origen a un rápido, al mismo tiempo que el río se encajona

b) Ensanchamiento. Se produce cuando existe un predominio de la erosión de las orillas sobre la de fondo. De

este modo se origina un valle más amplio de paredes más suaves llamado valle en artesa.

Una formación característica de este tramo del río son los meandros, que son sinuosidades (curvaturas) que aparecen en el cauce debido a un equilibrio entre la potencia y la resistencia, de modo que cuando aparece un obstáculo, el río no tiene fuerza suficiente para eliminarlo viéndose obligado a rodearlo originándose, de este modo, una curva. La incidencia de la corriente es de modo que choca directamente con la parte cóncava de la curva, por lo cual realizará una acción erosiva sobre ella, haciendo que la curvatura se pronuncie cada vez más. A medida que evoluciona el meandro, puede suceder que dos curvas sucesivas se pongan en contacto y el río, en una crecida, supere el punto de tangencia quedando abandonado un meandro que formará un lago semilunar. Los meandros que evolucionan y que son típicos de los tramos medios del río se denominan meandros divagantes; los meandros típicos del curso alto originados sobre materiales duros se denominan meandros encajados, que, cuando son abandonados, forman arcos naturales.

c) Alargamiento. Como consecuencia de la erosión remontante, la acción erosiva progresa desde la desembocadura hacia el nacimiento. Por ello, en muchos ríos actuales, la acción erosiva es más intensa en la zona próxima al nacimiento. Puede suceder que un río que tenga suficiente capacidad erosiva capture a otro que discorra próximo a él, produciéndose de este modo un alargamiento de valle y apareciendo un valle abandonado del río capturado. La zona de captura forma un ángulo más o menos recto.

· Sedimentación

Los depósitos fluviales constituyen, en general, los aluviones. En ellos se observa una selección por tamaños de modo que en la vertical encontramos los más gruesos o gravas en el fondo; a continuación los intermedios o arenas; y encima los más finos o arcillas. Esta disposición puede estar alterada debido a las riadas. También hay una selección horizontal, de modo que los más gruesos predominan en el centro del cauce, disminuyendo el tamaño hacia las orillas. Lo mismo sucede a lo largo del cauce, predominando los más gruesos en el curso alto. Estos materiales se disponen formando llanuras fluviales, a veces de gran amplitud y en las que el río discurre sobre sus sedimentos de modo que pueden originarse inundaciones cuando se produce una crecida. También forman lentejones o islotes en el cauce.

Los deltas son depósitos que se forman en la desembocadura de algunos ríos, constituidos por partículas de pequeño tamaño. Para que se forme un delta es necesario que la desembocadura tenga lugar en zonas donde la potencia del mar y la del río estén equilibradas, de modo que los materiales transportados se depositen en la misma desembocadura. También es necesario que el río transporte gran cantidad de partículas finas. La formación del delta comienza con el depósito de las partículas en el fondo, que irá aumentando hasta llegar a superar la superficie, formándose islotes de modo que el río se bifurca en una serie de brazos. Los deltas tienen forma típica de triángulo con un vértice hacia el río y evolucionan hacia el interior del mar con una pendiente muy suave.

· Perfil longitudinal

Es el perfil que describe el cauce del río desde el nacimiento hasta la desembocadura. Todos los puntos del perfil son variables, excepto uno que tomamos de referencia y que es el correspondiente a la desembocadura. Este punto se denomina nivel de base. Pueden considerarse niveles de base locales cualquier zona donde el río se remansa; para los afluentes, el nivel de base es su desembocadura en el río principal.

El río tiende a eliminar los accidentes de su cauce, suavizando el perfil. Se llama pendiente de equilibrio al punto en el que el río alcanza un estado en el que solamente transporta materiales sin que realice erosión.

Se llama perfil de equilibrio provisional a aquel en el que a lo largo de todo el cauce se ha alcanzado la pendiente de equilibrio, de modo que el río sólo transporta materiales. El perfil de equilibrio definitivo sería aquel en el que el río solamente tuviera fuerza para discurrir, sin erosionar ni transportar. Este es un concepto

teórico y nunca llega a alcanzarse debido a la existencia de rejuvenecimientos y envejecimientos:

a) Rejuvenecimientos. Existen diversos factores que pueden modificar la potencia del río y, en este caso, aumentarla. Entre estos factores tenemos modificaciones en el nivel de base cuando asciende el continente o desciende el océano, comenzando un nuevo ciclo erosivo. Otras causas pueden ser: aumento del caudal por mayor aporte de los afluentes o por un cambio climático con aumento de precipitaciones. También puede darse una disminución de la carga, de modo que el exceso se potencia sea utilizado para erosionar.

b) Envejecimientos. Suponen una disminución de la potencia. Tienen lugar por modificaciones del nivel de base cuando desciende el continente o asciende el océano, por cambios climáticos a otros más secos, por menor aporte de los afluentes, por aumento de la carga, etc.

En los ríos actuales se han producido cuatro épocas de rejuvenecimientos y envejecimientos alternativos, que se corresponden con los cuatro periodos glaciares e interglaciares que han tenido lugar en el Cuaternario. Esta alteración de rejuvenecimientos y envejecimientos da origen a la formación de las terrazas fluviales: cuando tiene lugar un envejecimiento, al perder potencia, el río depositará materiales. Cuando se rejuvenece aumenta la erosión y el río se encaja abandonando parte del cauce primitivo y así se repite el proceso hasta en cuatro ocasiones.

Lagos

Son acumulaciones de agua en zonas más o menos deprimidas del terreno y que persisten durante un tiempo determinado. El agua puede proceder de lluvia, manantiales, ríos, etc. Para que exista un lago es necesario, además, que tenga un fondo impermeable que evite que las pérdidas por infiltración sean superiores a la alimentación. Tipos:

Según su régimen pueden ser:

- a) Exorreícos. Tienen un emisario que puede ser un manantial o un río. también presentan un afluente.
- b) Endorreícos. Tienen afluente pero carecen de emisario.
- c) Arreícos. No tienen ni afluente ni emisario.

Según la causa que los origina pueden ser muy variados:

- a) Glaciares: – de morrena
 - de barrera de hielo
 - de sobreexcavación
- b) Coralinos: como los atolones
- c) Por obstrucción de un valle
- d) Volcánicos: – de cráter
 - de barrera de lava
- e) Fluviales: – meandros abandonados

– lagos deltaícos

f) Eólicos: por deflación

g) Litorales: albuferas

h) Tectónicos: debidos a sistemas de fallas

En los lagos se realizan las mismas acciones que en el mar pero a menor nivel.

Los lagos son formaciones temporales que terminan por desaparecer. Las causas de su desaparición pueden ser varias:

a) Evaporación superior a la alimentación

b) Infiltración superior a la alimentación

c) Relleno de materiales

La evolución de un lago da origen a la formación de una zona pantanosa antes de su desaparición.

Aguas subterráneas

Son las que discurren por debajo de la superficie del terreno. Su procedencia es variada. La mayor parte procede de aguas meteóricas, que son las de lluvia, ríos, lagos, etc. También de agua de constitución, que son las que forman parte de los minerales; de aguas juveniles que proceden de los magmas; y de agua congénitas, que son las que quedan atrapadas en los sedimentos.

– Infiltración

Las aguas superficiales pueden penetrar en el terreno de acuerdo con una serie de factores:

a) Topografía. Según sea la pendiente, el agua permanece más o menos tiempo retenida en la superficie, condicionando la posibilidad de que se infiltre.

b) Vegetación. Como los vegetales retienen el agua, favorecerán la infiltración.

c) Litología. La naturaleza de los materiales es el factor fundamental en relación con la infiltración. Podemos considerar, desde este punto de vista, dos tipos de rocas:

1.– Permeables. Son aquellas que permiten que el agua circule a través de ellas. Son las rocas porosas (que presentan huecos entre los granos por donde circula el agua) y las no porosas que presentan una serie de fracturas comunicadas entre sí por donde circule el agua.

2.– Impermeables. No permiten la circulación del agua. Son las arcillas (que tienen poros pero éstos no están comunicados entre sí, por lo que absorben agua pero ésta no circula) y las no porosas no fracturadas.

– Acumulación

El agua penetra en el terreno y desciende por gravedad hasta encontrar una capa impermeable sobre la que se acumula. Se llama nivel freático al nivel a partir del cual los materiales se encuentran empapadas de agua. Sigue más o menos la topografía del terreno y, en cuanto a su situación, intervienen factores como el clima, la

litología, topografía, vegetación, etc. Presenta variaciones estacionales aunque retrasadas un tiempo con relación a la superficie.

Se pueden distinguir varias zonas en relación a la situación del agua subterránea:

1ª.- Zona de evaporación

2ª.- Zona de aireación, donde se producen variaciones verticales

3ª.- Nivel freático

4ª.- Zona de saturación, con desplazamientos horizontales

5ª.- Zona de estancamiento

· Acuíferos

Son las capas o zonas del terreno que acumulan agua. En un acuífero se pueden distinguir:

zona de captación, por donde penetra el agua

zona de conducción, por donde circula el agua

zona de descarga, por donde el agua sale al exterior

Los acuíferos pueden ser libres, cuando están limitados por una sola capa impermeable, y cautivos, cuando están limitados por dos capas impermeables. En este caso, si se realiza una perforación, el agua puede salir por sí misma formando los pozos artesianos.

– Afloramiento

Se produce siempre que la topografía del terreno intercepte al acuífero de modo que el agua saldrá a la superficie. De este modo, se formarán fuentes o manantiales que, de acuerdo con su situación, podrán ser de ladera o de valle. También pueden formarse fuentes en aguas procedentes de las que se acumulan en los aluviones de los ríos, llamadas aguas subálveas. El afloramiento también se produce cuando realizamos una perforación hasta alcanzar el acuífero, constituyendo un pozo.

Las fuentes termales contienen aguas a altas temperaturas que proceden de zonas profundas y que, frecuentemente, llevan en disolución compuestos minerales que les proporcionan propiedades medicinales.

· Acción cárstica

La acción de las aguas subterráneas tiene lugar, fundamentalmente, en rocas solubles y, sobre todo, en las calizas. El fundamento de la acción cárstica es una reacción en la cual el carbonato cálcico que forma las calizas (que es insoluble) al combinarse con dióxido de carbono y agua se transforma en bicarbonato cálcico (que es soluble):



En esta reacción, influyen las condiciones de temperatura y presión, ya que sus variaciones favorecen o dificultan la disolución. La acción sobre las calizas comienza con la disolución superficial de éstas originando lenares y lapiazes. Posteriormente, el agua penetrará en el interior de las calizas por medio de grietas o de

disoluciones originándose así los sumideros o ponors. Ya en el interior del macizo calizo, y por medio de disoluciones y derrumbamientos, se van a originar unas formas de erosión más o menos espectaculares, como:

- a) Simas, son hendiduras en forma de embudo muy estrechas y de profundidad variable
- b) Galerías, a modo de corredores que pueden originarse por la disolución realizada por una corriente de agua que recorre el macizo o bien por derrumbamiento de una galería
- c) Torcas o dolinas, son depresiones de paredes verticales con arcillas de decalcificación que parecen originarse por derrumbamiento
- d) Uvalas, resultan de la unión de dos o más torcas
- e) Poljés, son superficies recorridas por un río que se pierde por un sumidero; están limitadas por paredes de pendiente acusada y, en ocasiones, pueden llegar a obstruirse los sumideros elevándose el nivel freático originando encharcamientos
- f) Cuevas, se originan como consecuencia de la expansión de las galerías

En los macizos calizos se van a originar unos depósitos que puede ser detríticos, orgánicos o químicos:

Los detríticos se forman por la acumulación de fragmentos procedentes de derrumbamientos o bien arrastrados por los ríos desde el exterior del macizo.

Los orgánicos se originan por los restos de seres vivos o de la actividad de éstos que viven en el interior de las cuevas.

Los químicos proceden de acciones de disolución y precipitación. En general, se denominan travertinos. A ellos pertenecen las estalactitas, las estalagmitas y las tobas calcáreas. La formación de las estalactitas y las estalagmitas tiene lugar mediante un proceso de disolución-precipitación. Cuando una gota de agua que lleva disuelto bicarbonato cálcico se sitúa en el techo o el suelo de una galería o una caverna, si las condiciones de presión y temperatura son las adecuadas se desprende dióxido de carbono de la disolución, produciéndose una transformación de parte del bicarbonato en carbonato; como éste es insoluble, precipitará acumulándose a lo largo del tiempo originándose así las estalactitas y estalagmitas. En el caso de que la precipitación del carbonato se realice sobre vegetales como consecuencia de la función clorofílica, se forman las tobas calcáreas.

La acción cárstica en un macizo calcáreo se desarrolla en una serie de etapas pasando por un estado juvenil en el que se aprecian formas de erosión superficiales, un estado maduro, con un gran desarrollo de las formas más características y un estado senil, en el que se produce la destrucción del macizo mediante el derrumbamiento dejando únicamente formas que son relictos de las antiguas formaciones. En ocasiones pueden existir rejuvenecimientos. Aunque esta acción tiene lugar en cualquier clima y cualquier tipo de calizas, las condiciones más favorables son en calizas masivas, puras y en climas húmedos y templados.

Agua sólida

Existen lugares donde las precipitaciones son siempre en forma de nieve, acumulándose sucesivamente sin que llegue a fundirse a lo largo de todo el año. Estos lugares están delimitados por la isoterma 0° y su situación depende de la latitud. La acción geológica que realiza la nieve por sí misma es muy poco apreciable, solamente en el caso de la formación de aludes pueden realizar una cierta erosión cuando la masa de nieve se desliza por una ladera arrastrando los materiales sueltos y formando canales de erosión.

– Periglaciario

Se refiere a las acciones que tienen lugar en regiones con nieves perpetuas y donde no llegan a formarse glaciares, por tanto corresponden a las zonas alrededor de los glaciares o bien del interior de algunos glaciares. En el periglaciario se realizan acciones como consecuencia de un constante hielo y deshielo. Entre estas acciones tenemos:

a) Gelivación, solidificación del agua en las grietas de las rocas

b) Crioturbación, modificación del suelo mediante la formación y licuación del hielo manifestándose de diversas maneras:

1.– Cantos elevados por medio de una columna de hielo

2.– Suelos poligonales formados por cantos por cantos orientados como consecuencia de la presencia de materiales arcillosos cuya congelación varía con respecto a la del agua y su temperatura es diferente a la del canto

3.– Pip–crecks, son cantos elevados sobre columnas de hielo que sufren un determinado giro adquiriendo una disposición característica

4.– Suelos almohadillados

En relación con el suelo periglaciario se puede distinguir el pergelisuelo, que es un suelo permanentemente helado hasta una cierta profundidad y el mollisuelo, que es un suelo que permanece helado solamente durante una época del año y que o bien puede ser independiente o corresponder a la parte superficial del pergelisuelo.

– Glaciares

Un glaciar es cualquier masa de hielo que se mueve más o menos aparentemente a favor de la gravedad. En la actualidad, existen glaciares en zonas de alta latitud y en altas montañas de regiones templadas.

Para que se forme un glaciar es necesario que tenga lugar una alimentación alta en forma de precipitaciones de nieve y bajas temperaturas que impiden que el hielo se funda. El glaciar comienza a formarse por la acumulación de nieve que, debido a la presión, se transforma en una masa más compacta llamada nevé o neviza que, a su vez, se convierte en hielo esponjoso y, finalmente, en hielo glaciar, bastante denso y de color azulado. La masa de hielo, a diferencia del agua, puede moverse a contrapendiente. Este movimiento es más rápido en el centro cerca de la superficie, disminuyendo hacia el fondo y los lados; también es más rápido en los ensanchamientos y disminuye en los estrechamientos.

· Tipos de glaciares

a) Glaciares marinos. El agua del mar se congela a una temperatura algunos grados bajo cero, dependiendo de la salinidad, formándose una capa de hielo de no gran espesor que se denomina banquís. Estas masas de hielo se fracturan formándose entre ellas unos canales llamados pack y originando iceberg, planos,... En la actualidad, este tipo de glaciar sólo existe en el polo sur.

b) De casquete polares o inlandsis. Son masas de hielo de gran espesor que pueden superar los 3.000 m. y que, en la actualidad, se encuentran en Groenlandia y en el polo sur. En Groenlandia la masa de hielo ha provocado el hundimiento del centro de la isla originando una depresión isostática. Solamente afloran sobre el hielo los picos más altos de las montañas, que forman los nunatacs, sometidos a periglaciario. Cuando el hielo llega al mar se desprenden grandes bloques que forman iceberg. Estos glaciares están en equilibrio y no avanzan

por falta de alimentación ni retroceden debido a las bajas temperaturas.

c) De meseta o escandinavo. Es, en realidad, un casquete muy reducido. Se encuentran en Escandinavia y de la masa de hielo salen lenguas que llegan hasta el mar.

d) De valle o alpino. Es el más típico. Se encuentra en las altas montañas de zonas templadas. En él se diferencian tres partes:

1.- el circo, donde se acumula el hielo

2.- la lengua, que es la masa de hielo que desliza

3.- la zona de fusión o ablación, donde el hielo se funde; en esta zona puede que la temperatura sea superior en varios grados al cero, debido a defecto de nevera que produce la masa de hielo

e) Pirenaico o de circo. Es como el anterior pero únicamente reducido al circo debido a la falta de alimentación o las altas temperaturas que impiden que se forme la lengua.

f) Alaskiano. Es un glaciar que se origina al confluir varias lenguas en una meseta desde donde se originan otras lenguas, que llegan al océano.

· Accidentes del glaciar:

a) Grietas. Pueden llegar a tener hasta 10 m. de anchura. Existen varios tipos:

1.- Seracs. Son bloques de hielo separados por grietas perpendiculares entre sí que se forman en el circo glaciar debido a la diferente velocidad de desplazamiento de los distintos tipos de hielo.

2.- Rimaya. Son las grietas que en el circo separan el hielo de las paredes debido a las diferentes temperaturas.

3.- Grietas longitudinales. Se forman en la lengua y en los ensanchamientos como consecuencia de la distinta velocidad en los lados y en el centro.

4.- Grietas transversales. Se forman en la lengua cuando ésta supera un obstáculo.

5.- Grietas oblicuas o crevasses. Son originadas por la diferente velocidad del hielo en distintas zonas.

b) Arrugas de hielo. Aparecen en la superficie cuando se estrecha el cauce.

c) Arroyos supraglaciares sobre la lengua originados por fusión.

d) Arroyos subglaciares, que discurren bajo el hielo.

e) Iceberg. Son grandes masas de hielo originadas al fracturarse la lengua cuando llega hasta el océano. Los del hemisferio norte son más potentes y son arrastrados por las corrientes hasta latitudes más bajas, donde se funden. Los del hemisferio sur son más planos y de menor espesor.

· Erosión glaciar

Han existido tres tendencias en relación con la acción erosiva del hielo. Para los ultraglaciarios el hielo es responsable del modelado de todos los materiales por donde discurre. Para los antiglaciarios, el hielo no sólo

no erosiona sino que protege los materiales sobre los que se encuentra. Actualmente, se piensa que el hielo realiza una determinada acción erosiva pero además hay que considerar las acciones de otros agentes que pueden modificar la erosión del hielo propiamente dicha. La acción erosiva del hielo es debida al empuje de la propia masa de hielo así como el rozamiento de los materiales que transporta.

En un glaciar se pueden apreciar distintas formas de erosión:

a) Circo. Es una depresión más o menos circular que puede haber correspondido a la cabecera de un torrente y donde, como consecuencia de la acción del hielo y de la meteorización, tiene lugar un retroceso de las laderas. Cuando dos circos se sitúan en las laderas opuestas puede formarse una arista glaciar; si son tres o más circos se forma un pico piramidal o horn.

b) Valle glaciar. Tiene forma de U, puede presentar transversalmente una serie de escalones que son resultado de glaciares de distintas épocas y diferente potencia o también debido a la acción de ríos. Longitudinalmente presentan cubetas de sobreexcavación originadas bien por un aumento de la masa de hielo o por una erosión diferencial; cuando desaparece el hielo puede formar lagos llamados ibones. También se forman umbrales o verrous a modo de escalones en la salida del circo y en las cubetas; en estas zonas el hielo circula a contrapendiente.

c) Rocas aborregadas. Son afloramientos rocosos constituidos por rocas muy redondeadas como consecuencia del paso del hielo. La superficie de las rocas sobre las que discurre el hielo presenta una serie de estrías que nos indican la dirección del movimiento del hielo. Como consecuencia del paso constante del hielo al rozar con las rocas origina pequeñas partículas que constituyen la harina glaciar o de roca.

· Transporte

Los materiales transportados por los glaciares constituyen en general las morrenas. Según su disposición pueden ser superficiales, internas o de fondo.

Las superficiales son aquellas en las que los materiales se disponen sobre la lengua. Cuando se sitúan a los lados se denominan laterales; si están en el centro, centrales.

Las internas son las anteriores cuando se disponen en el interior del hielo.

Y las de fondo cuando atraviesan la masa de hielo y se disponen sobre la superficie del terreno.

· Sedimentación

Los depósitos glaciares se denominan till y las rocas a las que dan origen tillitas. Se caracterizan por su eterometría, o sea, una gran diversidad en el tamaño de los componentes; también por la falta de selección así como por el aspecto brechoide de los cantos.

Los depósitos más característicos son las morrenas, que pueden ser laterales o centrales y también morrenas frontales, que se originan en el frente del glaciar cuando éste retrocede y, al producirse la fusión, los materiales transportados se depositarán formando una especie de arco. Un glaciar puede tener más de una morrena frontal que indicarían diferentes etapas de retroceso del glaciar.

Otros depósitos son los bloques erráticos que, a veces, alcanzan gran tamaño y pueden haber sido transportados a gran distancia.

Los drumlins son depósitos formados por pequeños montículos más alargados en una dirección y de tamaños variables que parecen proceder de la sedimentación de un exceso de carga en la masa de hielo. Forman un

paisaje característico llamado cesta de huevos.

Depósitos mixtos fluvioglaciares son los esar, os o esker, constituidos por la acumulación de materiales a los lados de la antigua lengua cuando se produce la fusión y son arrastrados por el agua.

Los kames son depósitos que forman una especie de paredes en el frente del glaciar después de la fusión.

Las varvas glaciares son depósitos de partículas finas que se forman en los lagos glaciares cuando el agua procedente de la fusión del glaciar arrastra las pequeñas partículas que se han originado por rozamiento. Estos depósitos forman bandas de diferente color y espesor alternativamente que corresponden a distinto tiempo de depósito por lo que pueden utilizarse para conocer la edad de los materiales aunque no es un método muy preciso.

Cuando desaparecen los glaciares, el paisaje resultante es un conjunto de zonas pantanosas, morrenas y lagos glaciares, así como fiordos originados cuando el glaciar llega hasta el manto penetrando éste en la desembocadura.

Acción geológica del mar

Las aguas oceánicas presentan unas características diferentes a las aguas continentales. Así, tienen una salinidad más alta de, aprox., un 35 por mil aunque en algunos mares interiores se llega al 38 o 40 por mil, mientras otros no llegan al 10 por mil, como en el Báltico. Todas las sales marinas proceden de los continentes, desde donde son arrastradas por los ríos. La temperatura varía en superficie entre -2°C y 35°C ; en profundidad es, aprox., de 0°C . Esta temperatura no sufre alteraciones tan bruscas como en los continentes. En cuanto a la presión, aumenta 1 atm. cada 10 m.

Las aguas oceánicas presentan tres tipos de movimientos: las olas, las mareas y las corrientes.

Las olas son movimientos vibratorios de las partículas, que se transforman en ondulatorios al rozar con el fondo, de modo que cuando llega a la costa tiene lugar el desplome de la cresta de la ola y a continuación un movimiento de retroceso o resaca. Se originan, fundamentalmente, por el viento y no existe desplazamiento de la masa de agua.

Las mareas son desplazamientos del agua como consecuencia de la atracción del sol y la luna, provocando el flujo y el reflujo periódicos.

Las corrientes son masas de agua que se desplazan sobre otras. Pueden ser de distinta salinidad y temperatura como consecuencia de que en grandes masas las aguas con diferente salinidad y temperatura no se mezclan, formándose verdaderos ríos en el interior de los océanos. Otras son las litorales, que son debidas al oleaje cuando incide oblicuamente sobre la costa. Las de marea son debidas al movimiento de éstas en los estrechos. Y de turbidez, cuando existen masas de agua con gran número de partículas.

– Regiones submarinas

a) A partir del continente se encuentra la plataforma continental, constituida por la corteza continental, que es en realidad una prolongación del continente en el océano. Su extensión es variable dependiendo del tipo de costa; su profundidad llega hasta unos 200 m.

b) Talud continental. Es una superficie muy inclinada que se extiende desde la plataforma hasta las grandes profundidades submarinas.

c) Llanuras abisales o batiales. Son las grandes superficies del fondo oceánico a profundidades entre 2.000 y

4.000 m.

d) Picos aislados. Son elevaciones que pueden aflorar sobre la superficie del océano.

e) Guyot. Elevaciones con la cima plana que parecen tener origen volcánico.

f) Fosas oceánicas. Depresiones alargadas, estrechas y muy profundas (hasta 10.000 u 11.000 m.) que aparecen en los bordes de algunas islas.

g) Dorsales oceánicas. Alineaciones montañosas no orogénicas de naturaleza volcánica que recorren longitudinalmente las zonas centrales de los océanos.

– Erosión marina

La acción erosiva del mar se debe fundamentalmente al oleaje, que puede ser potenciado por las mareas. La erosión es consecuencia del golpe de la ola y de los materiales que ésta transporta. Como resultado de esta erosión se forman:

Acantilados. Superficie elevada con una pendiente generalmente acusada donde chocan las olas directamente produciendo la erosión de su base. Como resultado de esta erosión se originarán fragmentos rocosos que, en principio, son un obstáculo para las olas pero, posteriormente, cuando se fragmentan son utilizados como herramientas al chocar con el acantilado. Esta acción realizada de modo permanente origina la socavación de la base del acantilado que termina por desmoronarse, con lo que se habrá producido un retroceso en el acantilado. El tipo de acantilado depende de cómo estén dispuestos los materiales y de la naturaleza de éstos.

La plataforma de abrasión es la superficie resultante del retroceso del acantilado. También debido a la erosión se forman cuevas, islotes, galerías, bufaderos, arcos naturales, etc.

Los cañones submarinos se forman en el talud continental constituyendo hendiduras cuyo origen pueden ser en algunos casos los ríos o corrientes de turbidez.

– Transporte

La mayor parte de los materiales son transportados perpendicularmente a la costa bien hacia el continente mediante el oleaje y el flujo de las mareas o bien hacia el océano mediante el refluo o la resaca. Puede también existir un transporte paralelo a la costa mediante las corrientes litorales o de deriva.

– Sedimentación

Los materiales sedimentarios proceden todos del continente. Se disponen con una selección de tamaños de modo que los más gruesos son los más próximos a la costa, disminuyendo el tamaño hacia el interior del océano. Los cantos son aplanados. Las formas de depósitos son:

Las playas, constituidas por la acumulación de granos de arena arrastrados por los ríos desde el continente. En una playa se puede distinguir la anteplaya (por debajo de la baja mar), la playa propiamente dicha y la postplaya (enlazadas por un resalte). El límite lo constituye la cresta de playa que solamente es superada en las grandes mareas, formándose entonces pequeñas lagunas.

Las barras arenosas son acumulaciones de arena que, según su disposición, forman cordones, restingas o flechas. Puede suceder que una barra arenosa llegue a cerrar un pequeño golfo formándose una albufera. También pueden formarse tombolos mediante una barra de arena que une un islote con el continente.

Las terrazas costeras son los depósitos situados bajo la plataforma de abrasión. También existen depósitos mixtos como los deltas, estuarios, marismas, manglares, etc.

· Tipos de costa

Desde el punto de vista tectónico las costas pueden ser de emersión o levantadas y de inmersión o hundidas.

Desde el punto de vista estructural pueden ser atlánticas (si las alineaciones montañosas son perpendiculares a la costa) y pacífica (si las alineaciones montañosas son paralelas a la costa).

Tema 4. Rocas sedimentarias.

Las rocas podemos considerarlas como agregados naturales de individuos minerales. En relación con el número de minerales de que están constituidas puede ser simples, si están formadas por un solo mineral, y compuestas, si están formadas por varios minerales. En las rocas podemos considerar una serie de características:

a) Composición química, generalmente se expresa en óxidos

b) Composición mineral, se diferencian tres grupos de minerales:

1. Minerales esenciales, los que abundan más del 1%

2. Minerales accesorios, abundan menos del 1%

3. Minerales accidentales, que aparecen sólo esporádicamente

c) Textura, son las características de los minerales que constituyen la roca y las relaciones que se establecen entre ellos, o sea, las características microscópicas de la roca

d) Estructura, se refiere a los aspectos que podemos observar directamente en la roca

Clasificación

Desde el punto de vista de su origen se distinguen dos grupos:

Rocas endógenas

Se originan en el interior de la corteza. Comprenden las rocas metamórficas, formadas por transformaciones físico-químicas en estado sólido de otras rocas preexistentes, y las rocas magmáticas, formadas por la consolidación de los magmas.

Las rocas exógenas tienen su origen en el exterior y comprenden las rocas sedimentarias.

Aunque los distintos tipos de rocas presentan diferentes características, las rocas son entidades que permanecen estables en unas determinadas condiciones físico-químicas, de modo que cuando éstas varían las rocas se modificarán para adaptarse a las nuevas condiciones de tal modo que un tipo de roca determinada es una etapa más dentro de ciclo petrológico general, dentro del cual quedan establecidas unas relaciones entre los distintos tipos de rocas:

R.S. -- FUSIÓN + CONSOLIDACIÓN --> R.MA.

R.S. -- METAMORFISMO --> R.MET.

R.MA. -- EROSIÓN + TRANSPORTE + SEDIMENTACIÓN --> R.S.

R.MA. -- METAMORFISMO --> R.MET.

R.MET. -- EROSIÓN + TRANSPORTE + SEDIMENTACIÓN --> R.S.

R.MET. -- FUSIÓN + CONSOLIDACIÓN --> R.MA.

Rocas sedimentarias

Son las rocas que se forman a partir del depósito en el aire o en el agua de los materiales resultantes de las acciones de los agentes geológicos externos. Se excluyen los materiales piroclásticos de origen volcánico.

La formación de una roca sedimentaria se realiza en varias etapas:

Hipergénesis

Comprende la erosión de los materiales en cualquiera de sus formas. El resultado de ella es la formación de los derrubios o detritos.

Sedimentogénesis

Comprende el transporte y la sedimentación de los fragmentos originados anteriormente. El resultado es la formación de los sedimentos. El depósito de los fragmentos se realiza en las cuencas de sedimentación, que son zonas hundidas de la corteza donde se acumulan los materiales. Dentro de las cuencas de sedimentación existen diferentes ambientes sedimentarios con unas determinadas condiciones físico-químicas. Podemos diferenciar entre medios continentales y medios oceánicos. Dentro de los medios continentales tenemos los siguientes ambientes:

- a) Subaéreos, que comprenden el glaciar y periglacial y el desértico y peridesértico
- b) Hídricos, que comprenden el fluvial, piedemonte, lacustre, palustre e hipogeo.

Los medios marinos pueden ser:

- a) Mixtos, que comprenden litoral, deltaico y estuario
- b) Marinos estrictos, que comprenden el véntico, pelágico y recifal.

Diagénesis

Es un conjunto de procesos mediante los cuales los sedimentos se transforman en rocas sedimentarias. Hay que tener en cuenta que, en ocasiones, la transición entre sedimento y roca sedimentaria es prácticamente insensible. Existen sedimentos de gran antigüedad que no han llegado a constituir rocas sedimentarias. La diagénesis se realiza en las siguientes etapas:

1. Compactación. Como consecuencia de la presión litostática (ejercida por los propios sedimentos), los fragmentos se aproximan entre sí eliminándose la mayor parte de los huecos existentes en los sedimentos.
2. Cementación. Comprende la unión entre los fragmentos mediante sustancias presentes en el agua por medio

de disoluciones y precipitaciones. El cemento puede proceder de los mismos fragmentos o encontrarse disuelto en el agua y puede ser de la misma naturaleza que los fragmentos o de diferente naturaleza. Existen fragmentos calcáreos, silíceos o ferruginosos. Un tipo especial de cementación es la recristalización que se realiza por crecimiento de cristales de los propios fragmentos.

3. Autigénesis. Es la formación de minerales nuevos como consecuencia de la precipitación de sustancias disueltas que pueden proceder o no de los fragmentos.

4. Metasomatismo. Es la sustitución de algún elemento de los minerales por otro presente en el agua o en las rocas vecinas, sin llegar al metamorfismo.

La formación de la roca sedimentaria no significa que sea imprescindible el que se realicen todas las fases de la diagénesis ya que pueden faltar alguna o algunas.

El tipo de roca sedimentaria resultante de la realización de todos estos procesos dependerá de una serie de factores como roca madre original, formas de erosión, formas de transporte, condiciones de la cuenca de sedimentación y transformaciones durante la diagénesis.

Composición química

No es útil para obtener datos sobre las rocas y por tanto no la vamos a considerar.

Composición mineralógica

Se pueden considerar dos grupos de minerales: halóctonos o halotígenos y autóctonos o autígenos.

Los minerales halóctonos son los que proceden del exterior de la cuenca de sedimentación y forman parte de los sedimentos. Nos proporcionan datos sobre la roca original así como la erosión y el transporte. Existen minerales de este tipo sin alterar químicamente como cuarzo, feldespatos, micas o minerales pesados, y otros con alteración química como las arcillas.

Los minerales autígenos se forman en la cuenca de sedimentación y nos proporcionan datos sobre las características físico-químicas que existían en ella. Entre ellos tenemos carbonatos, óxidos, hidróxidos, sulfuros, nitratos, etc.

Estructuras

Existen diversos tipos:

- a) Biógenas, son las realizadas por los seres vivos
 - b) Abiógenas, las de origen inorgánico
 - c) Primarias, contemporáneas a la formación de las rocas
 - d) Secundarias, posteriores a la formación de las rocas
 - e) Horizontales, aparecen en la superficie de los estratos
 - f) Verticales, en el espesor de los estratos
- Abiógenas

a) Primarias horizontales. Ripple-marks. Son ondulaciones con distintas características según sea su origen: por el viento, por el agua o en las playas.

b) Primarias verticales. Estratificación. Es la disposición en capas o estratos que presentan muchas rocas sedimentarias. La estratificación tiene muchas variaciones, así puede ser homogénea o heterogénea, horizontal o cruzada, fisilidad (presencia de unos planos secundarios de estratificación dentro del primario) o granoselección (cuando existe una distribución en la vertical de acuerdo con el tamaño de las partículas de los estratos).

c) Secundarias horizontales. Entre ellas las grietas de retracción de las arcillas, huellas de escurrimiento y huellas de gotas de lluvia.

d) Secundarias verticales. Como los nódulos (fragmentos de forma redondeada formados por varias capas) y las geolas (formaciones en las que se produce una cristalización en un hueco).

– Biógenas

a) Primarias verticales. Cualquier tipo de fosilización.

b) Secundarias horizontales. Huellas y pistas de reptación.

c) Secundarias verticales. Taladros y tubos.

Clasificación de las rocas sedimentarias

La clasificación más aceptada es la que se realiza teniendo en cuenta su origen y su composición. Se distinguen tres grupos:

* Detríticas: conglomerados

areniscas

arcillas

* Carbonatadas: a) detríticas: calcirruditas

calcarenitas

calcilutitas

b) no detríticas: organógenas

bioquímicas

físico-químicas

* No detríticas no carbonatadas: silíceas

ferruginosas

fosfatadas

salinas

carbonosas

– Rocas detríticas

Son rocas que se forman por la acumulación de los fragmentos de otras rocas formados por la acción de los agentes externos.

Texturas. En relación con el tamaño de sus componentes se diferencian los clastos, que son los granos de mayor tamaño; la matriz, de tamaño arenoso; y el cemento o sustancia que une los anteriores. Otro aspecto de la textura es la morfometría, que se refiere a la forma de los granos, su redondeamiento o el aspecto de su superficie. También puede incluirse el modo en el que están dispuestos e incluso la porosidad o permeabilidad.

Clasificación. Atendiendo al tamaño de los clastos se distinguen:

· Conglomerados: sefitas, rocas rudáceas o ruditas. Comprenden las rocas con clastos de tamaño superior a 2 ó 4 mm. Se pueden distinguir microconglomerados, conglomerados y aglomerados. Estas rocas indican una erosión fuerte y un transporte rápido. Tienen un origen litoral o fluvial. Los clastos pueden ser de diferente naturaleza, el cemento muy variado y la matriz puede existir o no. También se pueden diferenciar en pudingas, que son aquellos con cantos redondeados y que nos indican un transporte largo y una gran selección, y brechas, con cantos angulosos de origen torrencial o glaciar normalmente poco seleccionados y transporte corto.

· Areniscas: sanitas, rocas arenosas o arenitas. Con clastos de tamaños entre 2 ó 4 mm. y 1/16 mm. Son de transporte más largo y mayor selección. Los tipos principales son:

Ortocuarzitas, formadas casi exclusivamente por granos de cuarzo, sin matriz y con cemento muy frecuentemente por recristalización; indican una gran selección y un transporte muy prolongado.

Graovacas, son rocas de aspecto grosero formadas por fragmentos preferentemente de pizarra, no tienen cemento y la matriz es arenosa o arcillosa; son de colores oscuros generalmente de origen submarino.

Arcosas, con cemento calcáreo y matriz escasa o nula, formadas por cuarzo, feldespato y micas, que nos indican un origen a partir de la erosión de granitos con un transporte corto.

· Arcillas: pelitas, rocas lutáceas o lutitas. Tamaños menores de 1/16 mm. Constituidas por minerales de arcilla aunque no de un método estricto. Debido al pequeño tamaño de sus componentes y a su gran heterogeneidad son muy difíciles de estudiar. Si son sometidas a presiones, las partículas se orientan formando láminas denominándose a esto pizarrosidad. Podemos considerar dos grupos:

Arcillas residuales, que se encuentran en el mismo sitio donde se originan y entre las que tenemos las arcillas de decalcificación, las lateritas, las caolinitas, las montmorillonitas,...

Arcillas transportadas, entre las que se encuentran las margas, el loes, las arcillas caolínicas, etc.

Esta clasificación no es muy precisa ya que lógicamente existen muchos términos de transición. En la práctica consideramos una roca en un grupo determinado cuando más del 50% de sus componentes pertenecen a dicho grupo.

– Rocas carbonatadas

En general se denominan calizas. Son rocas constituidas por carbonato cálcico. Solamente aparecen en abundancia en la tierra cuando se desarrolla la vida sobre ésta, puesto que su formación está muy relacionada con el CO₂.

b) Dentro de las rocas carbonatadas podemos distinguir las rocas bioquímicas, físico-químicas y orgánicas.

- Las bioquímicas se originan a partir de la actividad de seres vivos que durante sus acciones metabólicas pueden llegar a sintetizar el carbonato cálcico, como sucede con algunas algas y bacterias.

- Las físico-químicas se originan cuando por medio de reacciones químicas el carbonato cálcico precipita concentrándose y formando una roca. Existen varios tipos:

1. Las de origen marino se forman cuando en ocasiones hay mezcla de agua frías y cálidas provocando la precipitación.

2. El ónix calcáreo se forma al precipitar el carbonato en las fuentes termales.

3. Travertinos, formación de estalactitas y estalagmitas.

4. Tomas calcáreas, precipitación sobre los vegetales.

5. Caliches, precipitación en la superficie procedente de aguas subterráneas.

- Orgánicas. Son las más abundantes. Se originan por la acumulación de restos de seres vivos de naturaleza calcárea. Entre ellos tenemos:

1. Calizas biohermales, forman los arrecifes coralinos constituidos fundamentalmente por restos de corales aunque también puede encontrarse otros restos orgánicos como conchas y esqueletos. No tienen estratificación.

2. Calizas biostromales, se originan a partir de la destrucción de los biohermos, presentando una cierta estratificación.

3. Creta, son calizas formadas por la acumulación de esqueletos de foraminíferos, características de la era secundaria, fundamentalmente del cretácico.

4. Calizas nummulíticas, se forman por la acumulación de esqueletos de foraminíferos gigantes en la era terciaria.

5. Lumaquelas, se forman por la acumulación de conchas, fundamentalmente de moluscos.

6. Coquinas, son como las anteriores pero en éstas las conchas están fragmentadas.

7. Encrinitas, constituidas por "tallos" de crinoideos.

a) Las calizas detríticas comprenden:

- Conglomerados calizos, como las calizas pisolíticas.

- Areniscas calcáreas, como las calizas oolíticas y las microclinas, constituidas por fragmentos muy finos de conchas.

- Las arcillas calcáreas, como las calizas litográficas y las margas.

Dentro de las rocas carbonatadas aunque no son calizas incluimos las dolomías, que están constituidas por carbonato cálcico magnésico. El origen de las dolomías puede ser de dos formas: bien por metasomatismo de las calizas cuando parte del calcio es sustituido por magnesio o bien por precipitación directa del carbonato cálcico magnésico.

– Rocas no detríticas no carbonatadas

- Rocas silíceas. La sílice tiene su origen en rocas magmáticas desde donde, por disolución, pasa al agua. Las rocas silíceas de origen sedimentario son de dos tipos: orgánicas y físico-químicas.

1. Orgánicas. Formadas por la acumulación de restos de origen orgánico procedentes de seres vivos capaces de sintetizar la sílice. Existen tres tipos: radiolaritas, diatomitas y espogiolitas. Cuando la roca está constituida por la unión de los tres se denomina trípoli.

Las radiolaritas están formadas por la unión de "esqueletos" de radiolarios.

Las diatomitas se forman por la acumulación de los frústulos de las algas diatomeas; también se llaman moronitas.

Las espogiolitas se forman por la acumulación de espículas de esponjas silíceas; presentan variedades como el jaspe y la lidianita.

2. Las físico-químicas están constituidas por sílice no cristalina. Entre ellas se encuentran el silex pedernal, porcelanita y las geiseritas.

- Rocas fosfatadas, constituidas por fosfato tricálcico. El fosfato, en principio, forma parte de las rocas, fundamentalmente, magmáticas desde las cuales pasa el agua por disolución de la cual lo toman las plantas desde donde mediante la alimentación lo adquieren los animales, sobre todo los vertebrados, que lo incorporan a su esqueleto. Cuando muere, si se produce una gran acumulación de estos restos esqueléticos se formarán yacimientos de fosfatos; esto es lo que sucede cuando la acumulación es a partir de los peces, que son los que originan los grandes yacimientos.

- Rocas salinas, también llamadas evaporitas. Se originan cuando existe una masa de agua más o menos aislada que lleva en disolución una serie de sales que siempre proceden del continente. Como consecuencia de la evaporación aumenta la concentración en la disolución produciéndose la precipitación. Como no todas las sales tienen la misma solubilidad, la precipitación no es simultánea sino que seguirá un orden en relación con la solubilidad, de modo que precipitarán antes las menos solubles. Por ello, es frecuente que en los yacimientos salinos exista una disposición donde se disponen las distintas capas de rocas de modo que las menos solubles se sitúen en la parte inferior. Una disposición característica sería la formada por carbonatos, sulfatos, cloruros, etc. Como estas rocas son muy plásticas, cuando sobre ellas actúan presiones tiene lugar una concentración originándose de este modo los domos salinos, que tienen forma de cúpula. A veces, un determinado yacimiento procede de la erosión de otro formado anteriormente. En cuanto a los nitratos, son muy solubles por lo que solamente se encuentran en regiones muy áridas y se originan a partir de aguas que ascienden por capilaridad.

- Rocas carbonosas. Son rocas constituidas, fundamentalmente, por compuestos orgánicos, por lo cual los elementos fundamentales serán carbono, oxígeno, nitrógeno, hidrógeno y azufre. Tiene su origen en la transformación de restos orgánicos que lleva consigo un aumento del contenido en carbono. Existen dos tipos: carbones y petróleo.

1. Carbones. La formación del carbón tiene lugar cuando se produce una acumulación en un lugar pobre en oxígeno con ambiente reductor. En este ambiente no pueden actuar las bacterias de la putrefacción que son aerobias. Debido a esto no se produce la combustión completa de estos restos sino que al actuar otras bacterias la combustión es incompleta de modo que en las sucesivas transformaciones tendrá lugar un progresivo aumento del contenido en carbono. El carbón se forma, sobre todo, a partir de los tejidos más consistentes como lignina, suberina, butina, etc. mediante la transformación de sus hidratos de carbono complejos. En esta transformación tiene lugar, además de un envejecimiento en carbono, desprendimiento de gas metano.

* Tipos de carbones

Se consideran cuatro tipos: turba, lignito, huya y antracita.

Turba. Es el más reciente. Se forma en la era cuaternaria y existen lugares donde se está formando actualmente, en zonas húmedas de climas más o menos fríos a partir de plantas herbáceas. Su contenido en carbono es de un 55% aprox. y tiene poco poder energético. En él puede apreciarse la morfología y la estructura de las plantas que lo constituyen.

Lignito. Se formó en la era secundaria a partir de plantas del tipo de las coníferas (pinos). Puede apreciarse la estructura pero no la morfología de las plantas que lo originan. Su contenido en carbono es de un 75%. Se usa con fines industriales.

Huya. Es el carbón más abundante. Se formó en la era primaria, sobre todo en el carbonífero. No se aprecia ni siquiera la estructura de las plantas que lo originan, que fueron parecidas a los helechos actuales. Su contenido en carbono es de un 85% y se utiliza con fines industriales.

Antracita. Se forma por metamorfismo de la huya. Su contenido en carbono es de un 95% y se utiliza en la industria aunque arde con dificultad.

* Formación de la huya

La huya se presenta en capas de espesor variable junto a capas de otros materiales. Esta disposición constituye los llamados ciclotemas hulleros. Su formación tuvo lugar en dos tipos de cuencas: parálicas y límnicas.

Las cuencas parálicas estarían situadas en zonas costeras con una vegetación exuberante, parecidas a las zonas tropicales actuales. Las capas de carbón que se forman en este tipo de cuencas son de pequeño espesor pero muy abundantes y alternan con materiales de origen marino y de origen continental.

Las cuencas límnicas serían continentales; las capas de carbón son poco numerosas pero de gran espesor. Alternan con materiales únicamente continentales.

Durante el carbonífero se dieron una serie de factores que favorecieron la formación del carbón: factores biológicos, con un gran desarrollo de la vegetación

factores climáticos, con climas húmedos y templados

factores geológicos, con la presencia de cuencas intermontadas y hundimientos

Para la formación de los yacimientos se han expuesto varias teorías:

Si consideramos el simple hundimiento constante de las zonas donde estarían las cuencas podrían explicarse la formación de estas cuencas y del carbón aunque no la alternancia de varios ciclotemas.

Si consideramos hundimientos y levantamientos del continente con variaciones eustáticas del nivel del mar se explicarían las cuencas parálicas pero no las límnicas. Parece ser que, aunque intervinieran diversos hechos, en general, la formación de este carbón tendría lugar cuando existieran zonas sometidas a un proceso de hundimiento continuo, interrumpido por periodos de levantamiento y hundimiento sucesivo. En una zona se establecería la vegetación; al unirse, se formaría carbón que sería recubierto por materiales fundamentalmente detríticos arrastrados por los ríos. A continuación, tendría lugar un nuevo levantamiento, instalándose nueva vegetación y, posteriormente, un hundimiento y así sucesivamente.

2. Petróleo. Es una roca en sentido amplio constituida por hidrocarburos sólidos, líquidos y gaseosos. En relación con su origen, se ha considerado incluso un origen inorgánico, pero en la actualidad se entiende que tiene un origen orgánico. La formación del petróleo tiene lugar por una transformación de restos de origen animal en un ambiente pobre en oxígeno. Mediante estas transformaciones se produce la descomposición de materia orgánica, sobre todo ácidos grasos y proteínas, originándose, en principio, unas sustancias llamadas sapropoles, que posteriormente se transforman en petróleo. Los organismos que dan origen a la formación de petróleo pueden ser muy variados, pero si consideramos que existe petróleo formado a principios de la era primera cuando aún no existían en abundancia los grupos de animales más desarrollados, podemos pensar que puede originarse a partir de organismos sencillos como los que forman en la actualidad el plancton. Las zonas más favorables para la formación de petróleo serían zonas litorales.

El petróleo, cuando se forma, impregnaría las rocas o materiales sedimentarios de la zona, que constituirían, de este modo, las rocas madre del petróleo. Sin embargo, sólo excepcionalmente el petróleo permanece en el lugar donde se origina y cuando esto sucede es difícil su localización y excavación. Como es un líquido, cuando exista algún tipo de presión, el petróleo se desplazará, constituyendo este hecho la llamada migración del petróleo. Este desplazamiento se realiza tanto en la horizontal como en la vertical y si no hay ningún obstáculo que lo detenga llegará a la superficie, donde se oxida, formándose los volcanes de lodo o charcas de petróleo, que son indicadores de la existencia de un posible yacimiento. Si durante la migración encuentra rocas impermeables se detendrá, constituyendo estas rocas las rocas de cobertera y el petróleo se acumula impregnando los materiales porosos que constituirán las rocas almacén.

Los yacimientos de petróleo están siempre relacionados con determinadas estructuras que constituyen las trampas petrolíferas, que posibilitan la acumulación de petróleo normalmente procedente de una segunda migración desde las rocas de cobertera. En los yacimientos de petróleo se encuentra una disposición en la que aparece gas en la parte superior, a continuación petróleo y debajo agua, que suele ser agua congénita que ha acompañado al petróleo durante la migración. En ocasiones se encuentran yacimientos que solamente contienen gas y que pueden haberse formado bien porque se ha separado el gas del petróleo en la migración o bien porque todo el petróleo se haya descompuesto por diversas causas. Las trampas petrolíferas pueden ser muy variadas como anticlinales, fallas, arrecifes, lentejones, diapiridos salinos, etc.

Tema 5. Dinámica cortical. Tectónica de placas.

Los materiales que encontramos en la corteza normalmente no presentan una disposición como la que tenían cuando se formaron sino que aparecen modificados en forma de pliegues y de fracturas.

Las deformaciones que sufren los materiales son debidas a la actuación de unas **fuerzas** determinadas. Estas fuerzas pueden ser de dos tipos: dirigidas y no dirigidas.

las fuerzas no dirigidas son las que realizan su acción sobre los materiales en todos los sentidos, parecido a como actúa el agua sobre un cuerpo sumergido en ella. Debido a esta similitud, estas fuerzas se denominan de presión litostática o presión confinante y está ejercida por los propios materiales.

las fuerzas dirigidas actúan en un sentido determinado. Pueden ser de varios tipos:

a) De compresión. Son dos fuerzas convergentes de sentido opuesto que actúan sobre un material.

b) De tensión. Dos fuerzas que actúan en sentido opuesto siendo divergentes.

Cuando actúan estas dos fuerzas, al cesar la acción de una de ellas aparece la otra.

c) De cizalla. Dos fuerzas opuestas que actúan en diferente plano.

d) De torsión. Cuando dos fuerzas actúan en sentido helicoidal.

La acción de las fuerzas sobre los materiales produce en éstos una serie de deformaciones como respuesta a dichas fuerzas. Las deformaciones son de varios tipos:

a) Elástica. Se produce cuando, al actuar una fuerza, los materiales se deforman pero esta deformación desaparece cuando cesa la acción de la fuerza.

b) Plástica. Si al actuar una fuerza, los materiales se deforman persistiendo la deformación cuando cesa la acción de la fuerza.

c) Ruptura. Cuando al actuar las fuerzas se supera el límite de plasticidad de los materiales, éstos no se deforman sino que se fracturan.

Si hacemos actuar una fuerza sobre los materiales de la superficie, prácticamente en todos los casos las respuestas de las rocas son siempre fracturas, ya que se encuentran en un estado de gran rigidez. Pero esto no significa que los materiales se hayan encontrado siempre en condiciones idénticas a las actuales, existiendo una serie de factores que condicionarán el tipo de deformación. Es lo que sucede con la presión confinante, que cuanto mayor es más favorece las deformaciones, que también se ven favorecidas con el aumento de temperatura y la presencia de fluidos. Otro factor es la duración del tiempo de actuación de las fuerzas, de modo que una fuerza débil que actúe mucho tiempo causará deformaciones y una fuerza intensa que sea instantánea causará ruptura. También influye la composición y estructura de las rocas sobre las que actúan las fuerzas, según lo cual pueden ser competentes si son rígidas e incompetentes si son plásticas, aunque estos conceptos son muy relativos y una misma roca puede comportarse de un modo u otro según dónde se encuentre.

Aunque los mecanismos de deformación de los materiales son muy variados podemos señalar como los más importantes los movimientos intragranulares y movimientos intergranulares.

Pliegues

Son deformaciones plásticas de las rocas en forma de ondas. Se presentan en rocas sedimentarias y metamórficas.

Para conocer la posición de una capa de rocas en el terreno es necesario establecer su dirección, rumbo y su buzamiento. La dirección viene dada por el ángulo que forma la intersección de la capa con el terreno y el norte señalado por una brújula. El buzamiento es el ángulo que forma la superficie de la capa con el terreno medido perpendicularmente a la dirección. El buzamiento varía entre 0° y 90° .

Elementos de un pliegue

a) Charnelas. Son las zonas de máxima flexión de las capas. Cada una de ellas tiene su charnela.

b) Flancos. Son los lados del pliegue. En ellos puede medirse el buzamiento. Si es menor de 90° , los flancos

son normales. Si es mayor de 90° son invertidos.

c) Núcleo. Es la zona más interna del pliegue.

d) Plano axial. Es el plano que contiene todas las charnelas.

e) Eje del pliegue. Es la intersección del plano con el terreno.

f) Inmersión. Es el ángulo que forma el eje con la horizontal.

g) Vergencia. Es el ángulo que forma el plano axial con la vertical.

h) Terminación periclinal. Es la zona donde cambia el rumbo de los estratos en un pliegue.

Tipos de pliegues

– Sinclinal. Es cóncavo hacia arriba. Los flancos son convergentes. En el núcleo se encuentran los materiales más modernos.

– Anticlinal. Cóncavo hacia abajo, con los flancos divergentes. En el núcleo se encuentran los materiales más antiguos.

Frecuentemente se encuentran anticlinales y sinclinales asociados que, por tanto, tienen un flanco común.

a) Pliegues normales, con los flancos abiertos, pueden ser simétricos (si los dos flancos presentan el mismo buzamiento) o asimétricos (si tienen distinto buzamiento).

b) Pliegues en abanico, con flancos que se cierran.

c) Pliegues isoclinales, con flancos paralelos.

d) Pliegues en V

e) Pliegues en terraza estructural

f) Pliegues encofrados

g) Pliegues monoclinales o en rodilla. Según el ángulo de vergencia pueden ser: rectos, inclinados, tumbados o acostados.

h) Pliegues armónicos, en ellos las capas se han plegado todas de igual forma.

i) Pliegues disarmónicos; debido a la presencia de capas incompetentes, se producen plegamientos distintos como consecuencia de diferente comportamiento, como sucede con los pliegues de arrastre, en los que una capa incompetente forma un conjunto de pliegues, cuyas charnelas se dirigen hacia la charnela principal. Otro ejemplo es el boudinage o plegamiento en morcilla.

j) Plegamiento concéntrico, las capas de los pliegues conservan su espesor en profundidad.

k) Plegamiento similar o semejante, se produce un englosamiento en las charnelas y adelgazamiento en los flancos.

l) Plegamiento hipertenso, engrosamiento en los flancos y adelgazamiento en las charnelas

* Si observamos los pliegues en planta, pueden ser normales, braquipliegues o domos (cúpulas).

Los pliegues pueden presentarse asociados, formando:

1. Anticlinorios, o conjunto de pliegues cuyas charnelas son divergentes hacia arriba.

2. Sinclinorios, cuyas charnelas son divergentes hacia abajo.

Los mantos de recubrimiento son pliegues inclinados de gran extensión que se han desplazado de su zona de raíces.

Causas del plegamiento

Los pliegues pueden haberse originado por diferentes causas:

a) Por compactación lateral, realizada por una serie de fuerzas.

b) Por deslizamientos gravitacionales en materiales muy plásticos.

c) Por intrusión de diapiros o, en general, de materiales que deforman las capas.

d) Por compactación contemporánea a la sedimentación.

e) Por transformaciones de materiales con aumento de volumen.

Fracturas

Se originan cuando se supera el límite de plasticidad de los materiales. Existen dos tipos: diaclasas y fallas.

Diaclasas

Son fracturas en las que no existe un desplazamiento de los bloques resultantes de la fracturación. Están presentes en cualquier tipo de rocas.

Según su disposición pueden ser ortogonales, radiales, circulares y poligonales. Varían mucho en cuanto a extensión y profundidad. Pueden presentarse longitudinales o transversales a los estratos.

Según su origen pueden ser:

a) Sinclasas, que se forman al mismo tiempo que las rocas, como sucede con las grietas de retracción de las arcillas.

b) Tectoclasas, originadas con posterioridad a la formación de la roca, como sucede en las charnelas de los anticlinales. También pueden formarse por lajación cuando se produce una distensión al perder materiales una roca cuando se erosiona.

Fallas

Son fracturas en las que existe un desplazamiento de los bloques resultantes de la fracturación.

– Elementos de una falla

a) Plano de falla. Es la superficie sobre la que ha tenido lugar el deslizamiento de los bloques. En el plano puede medirse el buzamiento.

b) Labios de falla. Son los dos bloques resultantes de la fracturación y que se han desplazado sobre el plano. Según su posición existe un labio superior o elevado y un labio inferior o hundido, que nos indican el movimiento de los bloques. Con relación al plano de falla, se llama techo al labio situado sobre el plano y muro, al situado bajo el plano.

c) Eje de falla. Es la intersección del plano con el terreno.

d) Salto de falla. Es el valor numérico del desplazamiento entre dos puntos que se encontraban juntos antes del fallamiento. Puede medirse de varias formas:

- Salto vertical, medido sobre la vertical del labio
- Salto en buzamiento, medido sobre el plano
- Salto en dirección, si medimos el desplazamiento horizontal
- Salto neto

e) Escape de falla. Es el resalte topográfico que aparece en el terreno al originarse la falla.

f) Espejo de falla. Es la superficie que, en ocasiones, aparece en el plano de falla y que se encuentra pulimentada como consecuencia del rozamiento de los bloques. Algunas veces presenta estrías que nos indican la dirección del desplazamiento. Como consecuencia del rozamiento entre los bloques pueden formarse una serie de fragmentos triturados que constituyen las brechas de falla o milonitas.

– Tipos de fallas

a) Normales, directas o de gravedad. En ellas el labio hundido coincide con el techo y el labio elevado con el muro. Se han originado por distensión. Si el plano de falla es perpendicular, se llaman verticales y en este caso no existe techo ni muro.

b) Falla inversa. El labio elevado coincide con el techo, estando situado sobre el plano de falla, y el labio hundido coincide con el muro. Se originan por compresión.

Cuando el plano de fallas es casi horizontal, se denominan cabalgamientos, donde puede apreciarse una inversión en los materiales.

c) Falla longitudinal o de dirección. Es aquella en la que el desplazamiento de los bloques ha tenido lugar en la horizontal.

d) Falla en cizalla o en tijera. En ésta, el desplazamiento de los bloques se ha producido mediante un giro.

e) Conformes. Cuando el buzamiento de las capas tiene el mismo sentido que el plano de falla.

f) Contrarias. El buzamiento de las capas es en sentido opuesto al del plano.

g) Pliegues-falla. Son aquellas en las que el fallamiento se produce en los flancos o en las charnelas de un

pliegue. Pueden formar lo que se denominan escamas imbricadas, cuando forman una sucesión.

h) Mantos de corrimiento. Son semejantes a los mantos de recubrimiento de los pliegues, de modo que uno de los bloques fracturados avanza un gran espacio con relación a su posición original. Cuando se erosiona pueden aparecer materiales primitivos denominándose a esta zona erosionada ventanas o klipers.

– Asociaciones de fallas

Frecuentemente las fallas aparecen formando conjuntos. Si existe una disposición tal que el conjunto de las fallas da origen a una elevación en el terreno, se denomina macizo tectónico o horst. Si el conjunto de fallas da origen a una zona hundida, se forma una fosa tectónica o rift.

Cuando existe un conjunto de fallas dispuestas sobre el plano de una falla principal de modo que las placas de éstas están en sentido opuesto al principal, se llaman fallas antitéticas. En relación con el origen de las fallas, la inmensa mayoría tiene origen tectónico, o sea, mediante la presencia de una fuerza; excepcionalmente, pueden originarse fallas de gravedad por deslizamientos.

Orogénesis

La orogénesis comprende todo el conjunto de procesos mediante los cuales tiene lugar la formación de las cordilleras. Estos procesos tienen una duración muy amplia entre 10 y 15 mill. de años.

Geosinclinal

Cuando se observan las cordilleras más recientes, nos encontramos con una serie de características comunes a todas ellas: un gran espesor de materiales sedimentarios que poseen las mismas características, por lo que deben haberse formado bajo las mismas condiciones físico-químicas. Estos materiales se encuentran plegados y fracturados y además aparecen series de origen marino a grandes alturas. Las zonas centrales de estas cordilleras están constituidas, fundamentalmente, de materiales magmáticos y las periféricas de materiales metamórficos. En todo el conjunto, se pueden también apreciar intercalaciones volcánicas entre los sedimentos. La explicación a esta serie de hechos puede hacerse considerando la existencia de una cuenca de sedimentación marina de gran profundidad, donde se acumularían los materiales procedentes del continente. Pero si esto fuera así, cuando estos materiales formaran parte de una cordillera, no presentarían en todo su espesor unas características uniformes, puesto que se habrían formado a distintas profundidades en la cuenca con condiciones físico-químicas diferentes. Por ello, en lugar de considerar una cuenca de sedimentación estática, se considera una cuenca en la que se está produciendo al mismo tiempo que el depósito, un hundimiento suave y constante; de este modo las transformaciones de los materiales se realizan siempre bajo las mismas características.

Este proceso de hundimiento constante de la cuenca se denomina subsistencia. Los materiales depositados sufrirían la acción de unas fuerzas que llevarían consigo a la elevación de todo el conjunto, explicándose de este modo la presencia de pliegues y fracturas, así como de materiales marinos a gran altura. También puede explicarse la presencia de materiales magmáticos en las zonas centrales, que se corresponderían con las más profundas de la cuenca, donde son más elevadas las presiones y las temperaturas provocando la fusión de los materiales. Estas altas presiones y temperaturas también explicarían los fenómenos de metamorfismo, así como los procesos volcánicos. A esta cuenca de sedimentación de gran profundidad, muy alargada y estrecha situada en el borde de un continente sometida a subsistencia se le da el nombre de geosinclinal.

En un geosinclinal se pueden distinguir varias formas:

a) Antepaís, corresponde al continente más próximo y, en ocasiones, también está sometido a hundimiento aunque con poco espesor de sedimentos.

b) Miogeosinclinal o prefosa, es la zona hundida más próxima al continente, de menor profundidad y con sedimentos de carácter terrígeno.

c) Eugeosinclinal o fosa principal, es la de mayor extensión, con gran espesor sedimentario, subsidencia y gran profundidad.

d) Geoanticlinal, zona elevada que separa entre sí el eu y el mio.

Los geosinclinales puede ser simétricos o asimétricos, según tengan o no posiciones dobles. Con respecto a su situación pueden ser intercontinentales o periféricos.

– Evolución del geosinclinal

Se realiza en varias etapas con una duración de varios millones de años. Se pueden diferenciar tres fases:

1. Fase de subsidencia o preorogénica. En esta tiene lugar una gran acumulación de sedimentos en la cuenca donde, al mismo tiempo, se realiza un hundimiento por subsidencia. El espesor de los sedimentos llega a los 20 km. Debido a la presión de los propios sedimentos, así como a la profundidad alcanzada, se producen fenómenos de metamorfismo y de magmatismo; también tienen lugar las primeras intrusiones volcánicas. Se produce la diferenciación de geoanticlinal.

2. Fase de plegamiento o sinorogénica. En ella se produce la primera etapa del levantamiento, que se propaga del eu al miogeosinclinal. Se inicia al plegamiento formándose una cadena montañosa en el mar, que da lugar a los arcos insulares que separan entre sí las dos fosas. A medida que progresa el levantamiento se erosionan estas montañas y originan depósitos característicos llamados flych. Esta es la etapa más favorable a la existencia de cuencas intermontanas favorables a la formación de carbón y depósitos salinos. Está presente un magmatismo de tipo básico con intrusión de materiales como peridotitas, que pueden proceder del mar. También hay un magmatismo ácido con emisiones volcánicas.

3. Fase de emersión o post-orogénica. Cuando cesan las fuerzas que habían provocado el plegamiento y debido a la distensión, se produce la elevación isostática de todo el conjunto formándose las cadenas montañosas. A medida que tiene lugar la elevación se produce una erosión, que da origen a la formación de depósitos de molasas y conglomerados. La continuación del proceso erosivo hace que afloren los materiales magmáticos de las zonas centrales y los metamórficos de las periféricas. También se forman grandes fracturas, por donde salen materiales volcánicos de tipo ácido que constituyen el vulcanismo post-orogénico.

– Estilos tectónicos

Son las diferentes formas de plegamiento de los materiales según se encuentren en las distintas zonas del geosinclinal. En relación con los tipos de materiales se puede distinguir un basamiento o zócalo que corresponde a la zona más intensa con materiales rígidos; una infraestructura formada por rocas magmáticas y metamórficas; y una supraestructura constituida por materiales sedimentarios no deformados. Considerando el modo de plegarse los materiales se pueden distinguir cuatro estilos:

a) Estilo alpino. Corresponde al eugeosinclinal, donde hay una mayor potencia de sedimentos y por ello mayor intensidad en la deformación. Se forman pliegues muy apretados, isoclinales, con una gran inclinación que puede presentar una o dos direcciones de vergencia según sea el anticlinal simétrico o asimétrico. Aparecen pliegues-falla, cabalgamientos y mantos de corrimiento.

b) Estilo jurásico. Corresponde al miogeosinclinal. Los pliegues son rectos o poco inclinados, simétricos o isoclinales, que pueden ir acompañados de fallas. Es característico el que los anticlinales den origen a elevaciones y los sinclinales se corresponden con los valles.

c) Estilo sajónico. Corresponde a la zona próxima al continente, donde hay poco espesor de sedimentos, que descansa sobre un zócalo indeformable; este zócalo se fractura y los sedimentos se disponen adaptándose a la fracturación.

d) Estilo germánico. Corresponde a la zona del antepaís, constituida por materiales rígidos que, al fracturarse, originan fosas y macizos tectónicos. Si existen sedimentos, se acomodan a las fracturas formándose pliegues monoclinales.

Principales orogenias

A lo largo de la historia de la Tierra han tenido lugar varios ciclos orogénicos. Los más significativos han sido las orogenias precámbricas.

a) Orogenia caledoniana, que tuvo lugar en el silúrico.

b) Orogenia herziniana, que tuvo lugar en el carbonífero.

c) Orogenia alpina, durante la era terciaria.

Cada una de estas orogenias se desarrolla durante un largo periodo de tiempo, con etapas de gran actividad con otras de más tranquilidad. La distribución de las orogenias es de tal modo que presentan una orientación norte-sur y este-oeste. Puede suceder que una determinada cordillera se hay formado durante una orogenia, posteriormente haya sido erosionada y levantada por otra orogenia.

– Cuando las fuerzas actúan sobre las zonas más estables como son las partes centrales de los continentes, la respuesta va a ser la aparición de curvaturas positivas o undaciones y curvaturas negativas que dan origen a la formación de cuencas no orogénicas donde se acumulan sedimentos que pueden tener gran espesor pero que no están plegados. También existen zonas llanas, que constituyen las plataformas con más o menos cantidad de sedimentos sin deformar. Si los materiales son muy rígidos la respuesta es su fracturación, originándose fosas y macizos tectónicos.

Movimientos epirogénicos

Son movimientos suaves de elevación y descenso de bloques de la corteza. Son de menor duración que los movimientos orogénicos y son una consecuencia de la isostasia.

La isostasia es la tendencia al equilibrio entre diferentes zonas de la corteza. La explicación más aceptada en relación con la isostasia es la que considera la existencia de un sial ligero que "flota" sobre un sima más denso, manteniéndose en equilibrio con relación a éste, del mismo modo que sucede cuando introducimos bloques de madera en un recipiente con agua. Si uno de estos bloques pierde una parte se elevará para seguir conservando el equilibrio; por el contrario, si añadimos materiales, el bloque desciende para mantener su equilibrio. Lo mismo puede aplicarse al sial y al sima. Las zonas donde se está produciendo pérdida de materiales se elevarán, mientras las zonas donde se acumulan materiales se hundirán.

Teorías orogénicas

La formación de las cordilleras se ha intentado explicar a lo largo del tiempo enunciándose un gran número de teorías. En la actualidad, se considera que la formación de las cordilleras es un fenómeno más dentro de la tectónica de placas. No obstante, desde el punto de vista histórico, podemos señalar algunas de estas teorías:

a) Teorías de la contracción. Según esta teoría, la Tierra, cuando se formó, sería un cuerpo incandescente que se iría enfriando. Al enfriarse, se contrae y la parte externa se arruga, lo mismo que sucede con la piel de una

manzana que se seca. Estas arrugas serían las cordilleras. En esta teoría no puede explicarse la distribución de las orogenias en el tiempo. Tampoco se tienen datos que demuestren una contracción del planeta y si esto fuera así, para que se hubieran formado las grandes cordilleras, la contracción tendría que haber sido tan intensa que la Tierra hubiese estallado.

b) Teoría de los geotumores. Según esta teoría, en determinadas zonas de la Tierra, como consecuencia de la presión de los materiales que ascienden desde el interior, se formarían una serie de abombamientos que provocan la elevación de los materiales, que se encontrarían en equilibrio inestable, por lo que se desplomarían y, al deslizarse, se plegarían formándose, así, las cordilleras. Se rechaza esta teoría debido a que no existe una presión tan intensa desde el interior para que se formaran estos abultamientos. Sí se admite el que algunos pliegues locales puedan tener origen.

c) Teoría de la deriva continental. Fue enunciada por Wegener. Considera que en un momento determinado debió existir una masa continental única que, posteriormente, se fragmentó originando los diferentes continentes. Como consecuencia del movimiento de rotación de la Tierra, los continentes se desplazarían hacia el oeste y hacia el ecuador. Los continentes estarían constituidos por un sial que "flotaría" sobre el sima; en su desplazamiento, comprimirían los materiales situados en los bordes, originando, de este modo, las cordilleras. La teoría se basa en la semejanza entre las costas de continentes actualmente alejados entre sí y que pueden encajar unos con otros. También, en las alineaciones montañosas y en la presencia de determinadas fósiles. Estos aspectos de la teoría son admitidos en la actualidad y se consideran como ciertos. El mayor inconveniente de esta teoría es la explicación del movimiento de los continentes ya que la fuerza de rotación no es suficiente como para provocarlo.

d) Teoría de las corrientes de convección. Existen corrientes de convección debidas al calor interno de la Tierra y a los procesos radioactivos, que provocan un ascenso de los materiales desde la astenosfera. A medida que ascienden se enfrían y descienden hacia el interior. En las zonas donde dos corrientes frías que descienden se enfrentan entre sí, tendrá lugar una succión de los materiales, originando un geosinclinal. Cuando cesan las corrientes se producirá el levantamiento de los materiales acumulados en esta zona como consecuencia de la isostasia, formándose, de este modo, las cordilleras. En la actualidad, se admite la existencia de corrientes de convección pero no el que sean responsables de la formación de las cordilleras.

Tectónica de placas

La tectónica de placas o tectónica global puede considerarse desde un punto de vista amplio como la interacción de una serie de piezas rígidas de la litosfera que son las placas que en superficie comprenden corteza continental, corteza oceánica o las dos. En espesor, comprenden la litosfera, o sea, la corteza y la parte del manto superior por encima de la astenosfera. Su profundidad no supera los 150 km. Estas placas no son fijas sino que están sometidas a continuos desplazamientos y giros sobre la astenosfera, desde la cual se originan y en la que se consumen.

Relaciones entre placas

Desde un punto de vista muy simple, se establecen tres tipos de relaciones entre placas: separación, aproximación y deslizamiento longitudinal, creando, de este modo, tres tipos de límites en los cuales se sitúan los márgenes de las placas en contacto. En estos límites se producen la mayor parte de los fenómenos de la geodinámica interna. Podemos considerar la existencia de tres tipos de márgenes entre placas:

1. Constructivos. En ellos se forma corteza oceánica, que se incorpora a las placas limitantes aumentando, de este modo, su superficie. Se localizan en las dorsales oceánicas, correspondiendo a relaciones de separación entre las placas con distensión de la corteza. Tienen como consecuencia la expansión de los fondos marinos y la deriva de los continentes.

2. Destructivos. En ellos la corteza oceánica se incorpora de nuevo al manto, disminuyendo la superficie de, al menos, una de las placas. Corresponden a las denominadas zonas de subducción, donde se encuentran las grandes fosas oceánicas. Son el resultado de la aproximación o colisión entre placas con compresión de la corteza. Tienen como consecuencia el crecimiento de la corteza continental mediante los procesos orogénicos.

3. Neutros. Corresponden a deslizamientos longitudinales entre las placas, sin aumento ni disminución de la corteza. Se localizan en estos márgenes las llamadas fallas transformantes originadas por desgarres en la corteza.

Placas actuales

En la actualidad se pueden considerar ocho grandes placas y un número mayor de placas pequeñas situadas entre las anteriores. La delimitación de las placas se hace a partir de la situación de los hipocentros de los terremotos, ya que la inmensa mayoría de éstos se originan en los límites de las placas. Esas placas son:

- a) Placa africana. Comprende África, la mitad oriental del Atlántico Sur y la parte occidental del Índico.
- b) Placa antártica. Comprende el Antártico y parte de los océanos que lo rodean.
- c) Placa indoaustrialiana. Comprende India, Australia, parte de Nueva Zelanda y la mayor parte del Índico.
- d) Placa pacífica. Comprende la mayor parte del océano Pacífico.
- e) Placa norteamericana. Comprende Norteamérica, Groenlandia, la mitad occidental del Atlántico Norte y parte del Ártico.
- f) Placa eurasiática. Comprende Europa, Asia y la mitad oriental del Atlántico Norte y parte del Ártico.
- g) Placa sudamericana. Comprende Sudamérica y la mitad occidental del Atlántico Sur.
- h) Placa de nazca. Comprende la parte suroriental del Pacífico.

Las placas más pequeñas proceden de la fracturación de las grandes placas y son muy numerosas, por ejemplo: la arábiga, la iraní, la placa de cocos, etc.

Desplazamiento de los continentes

Cronológicamente, la tectónica de placas comienza con la deriva de los continentes y, por consiguiente, la apertura de los fondos freáticos. Durante mucho tiempo, prevalecieron las ideas figistas, que consideraban los continentes y los océanos como áreas estables que no se modificaban a lo largo del tiempo. Posteriormente, surgieron teorías como la deriva continental y consideraban una variación en el tiempo de la situación de los océanos y los continentes. En la actualidad se piensa que tanto los continentes como los océanos han sufrido variaciones a lo largo del tiempo. Se considera que debió existir una masa continental única, que se fragmentó originando dos supercontinentes: el de laurasia (al norte) y el de gondwana (al sur). Se trataría de intentar reconstruir estos dos supercontinentes a partir de la distribución actual de los continentes, con lo que quedaría demostrado que los continentes actuales han sufrido un desplazamiento desde su posición original. Existen varias pruebas que nos confirman estos desplazamientos. Entre ellas tenemos:

- 1. Posibilidad de ajuste geográfico y topográfico entre los continentes separados en la actualidad, lo que se consigue si se considera la plataforma continental, que es el verdadero borde del continente.
- 2. Identidad en las alineaciones montañosas que se ajustan cuando se encajan los continentes.

3. Presencia de fósiles idénticos correspondientes al tiempo en el que los continentes debieron estar unidos.
4. Existencia de seres vivos que se consideran fósiles vivientes y que sólo están presentes en zonas que debieron estar unidas.
5. Paleomagnetismo. Cuando los materiales magmáticos llegan al exterior, algunos de los minerales que los constituyen se magnetizan orientándose según la posición que en ese momento tenía el campo magnético terrestre, que se supone siempre ha existido. Este magnetismo es remanente y, por tanto, persiste a lo largo del tiempo, lo que nos permite conocer cuál era la posición inicial de unos materiales en una época determinada, así como los desplazamientos y giros que han sufrido.
6. En los continentes del hemisferio sur se observan depósitos de glaciaciones que tuvieron lugar durante el carbonífero y que se encuentran en la India, Sudamérica, África y Australia y debían proceder de un gran casquete polar situado en la Antártida. Esto nos indica que, mientras Australia ha permanecido sin desplazarse, Sudamérica, África y la India han debido moverse hacia el norte. Esto se corrobora también con la presencia en África y Sudamérica de depósitos de origen desértico correspondientes al triásico, lo que indica que ente esta época estaban ya más cerca del ecuador.

Expansión de los fondos oceánicos

Según la teoría de la deriva continental, los continentes se desplazan y sufren modificaciones mientras los océanos serían áreas estables que no se habrían modificado desde el momento en que se originaron cuando se formó la corteza terrestre. Actualmente, se ha comprobado que esto no es así y que los océanos también se modifican simultáneamente a como sucede con los continentes. A esta conclusión se ha llegado a partir de una serie de observaciones. En primer lugar, se descubrieron las dorsales oceánicas, que son alineaciones montañosas de hasta 1.000 km. de ancho que se extienden a lo largo de 60.000 km. ocupando las partes centrales de los océanos, descubriéndose al mismo tiempo que la corteza oceánica es de poco espesor y también los sedimentos oceánicos tienen poca potencia. El hecho más significativo se encontró cuando se estudió la edad de los materiales de los océanos. Se encontró que estos materiales, tanto los que constituyen la corteza oceánica como los sedimentos no tienen nunca edades superiores a los 200 millones de años, mientras en los continentes se encuentran materiales con edades superiores a los 3.000 millones de años. Esto nos lleva a la conclusión de que, al contrario de lo que se pensaba, los océanos no son áreas estables formadas al principio de la formación de la Tierra sino que su formación es simultánea a la deriva de los continentes de modo que al mismo tiempo que sucede ésta, tendrá lugar la expansión del fondo oceánico.

La formación de un océano comenzará con la fracturación de una placa, originándose dos bloques que se separan entre sí. Esta separación es lo que constituye el desplazamiento de los continentes. Por esta fractura, saldrían materiales que se irían incorporando a ambos lados de dicha fractura, aumentando, de este modo, la superficie de las placas limitantes y teniendo lugar, así, la expansión de los océanos. La zona de fracturación constituye lo que hoy día son las dorsales oceánicas, que estas recorridas longitudinalmente por fosas tectónicas o rift-valley, por donde afloran materiales basálticos que se irán incorporando a ambos lados de la fractura.

Existen zonas en la Tierra donde este proceso ha tenido lugar en tiempos geológicamente recientes, como la apertura del Mar Rojo o del golfo de Vizcaya, e incluso zonas que aún no se han fragmentado pero que, probablemente, la harán en un tiempo no muy largo.

Las dorsales oceánicas no son formaciones lineales sino que presentan bloques desplazados lateralmente mediante fallas transformantes.

Existen una serie de pruebas de la expansión de los fondos oceánicos:

1. Actividad volcánica de las dorsales, que se puede comprobar por la existencia de islas volcánicas que son afloramientos de la dorsal como Islandia o las Azores.
2. Actividad sísmica de las dorsales. Es muy elevada como corresponde a una zona inestable.
3. Gradiente geotérmico de las dorsales. Es muy superior a la media, lo que indica la presencia de materiales a altas temperaturas.
4. Edad de los materiales de los océanos. Se puede comprobar que la edad de los materiales aumenta desde las dorsales hacia los continentes, como corresponde a un periodo más largo de formación. Esto también sucede en las islas volcánicas relacionadas con las dorsales, donde los materiales del centro son más recientes que los de los lados.
5. Espesor de los sedimentos oceánicos. La potencia de los sedimentos es mayor cuanto más próximos están a los continentes, como corresponde a un mayor tiempo de depósito.
6. Paleomagnetismo. Cuando los materiales afloran por la dorsal, se magnetizan orientándose de acuerdo con la posición del campo magnético terrestre cuya polaridad ha cambiado varias veces en los últimos 200 millones de años. Se ha comprobado que los materiales se disponen formando bandas a ambos lados de la dorsal correspondientes a la formación en un momento determinado.
7. Ritmo de expansión de los océanos. Se ha comprobado que el océano Atlántico se expande 2 cm. al año. Si multiplicamos esto por 200 millones de años que se supone dura la tectónica de placas, se obtiene una distancia de 4.000 km., que es prácticamente la real. En estos océanos la expansión es mayor, como en el Pacífico, que es de 18 cm.

– Zonas de subducción

Al menos durante los últimos 200 millones de años, en que se considera que ha existido tectónica de placas, se ha estado generando corteza oceánica a partir de los materiales que salen por las dorsales. Esto significa que durante este tiempo se habría producido un aumento de la superficie en volumen y en radio terrestre. Sin embargo, no existe ningún dato que nos indique la existencia de este aumento. Debe existir, por tanto, un mecanismo mediante el cual tenga lugar una pérdida de materiales que compense la ganancia que se produce en las dorsales. Esta pérdida tiene lugar en las zonas de subducción.

Cuando se produce el choque entre dos placas (una de ellas continental y la otra oceánica o mixta), la placa oceánica o la parte continental de la placa mixta, que es más densa y ligera, se introduce bajo la placa continental, que es más consistente. Este hecho da origen a una zona de subducción. La placa que desciende llegará un momento en que las temperaturas sean muy elevadas, por lo cual los materiales se funden incorporándose al manto. De este modo, se produce una pérdida de materiales que compensa las ganancias anteriores. Esta pérdida oscila entre 5 y 15 cm. por año.

En estas zonas se producen una serie de hechos que podemos señalar:

El continuo hundimiento de una de las placas da origen a la formación de fosas marinas.

Como consecuencia de la fricción, los materiales se deshidratan siendo éste el origen de la hidrosfera primitiva junto al agua que expulsan los volcanes.

El rozamiento entre las placas y el aumento de profundidad tienen como consecuencia un aumento de la temperatura y la presión, por lo que en estas zonas se dan abundantes procesos de magmatismo y metamorfismo, así como deformación de materiales.

También, el movimiento de la placa provocará la aparición de terremotos. Se ha comprobado que la inmensa mayoría de los grandes terremotos tienen sus hipocentros situados en el plano inclinado, de unos 45°, que forma la placa que subduce. Esta superficie se denomina plano de Bemoff.

Formación de las cordilleras

Según la tectónica de placas, la deformación de las cordilleras es una consecuencia del choque entre dos placas. De acuerdo a como se realice este choque podrán originar unas determinadas cordilleras.

Choque entre placa continental y placa oceánica. Cuando chocan entre sí una placa continental y otra oceánica, el límite de la placa oceánica se introduce bajo la continental y los materiales acumulados en el borde de la placa continental o en la superficie de la oceánica, como consecuencia del choque se plegarán y deformarán originándose, de este modo, una cordillera con todos los fenómenos que lleva esto consigo. Estas cordilleras, debido a su situación, se denominan perioceánicas o pericontinentales y significan un aumento de la superficie de los continentes. A este tipo pertenecen, por ejemplo, los Andes.

Puede suceder que el choque tenga lugar entre una placa continental y la parte oceánica de una mixta de modo que toda la parte oceánica de ésta se introduce bajo la continental, poniéndose en contacto dos zonas continentales que son muy consistentes. Como el número de materiales depositados será muy alto y el choque es muy intenso, los plegamientos serán muy acusados, dando origen a cordilleras de gran amplitud. Son las llamadas cordilleras bicontinentales, como los Alpes (formados por el choque de la placa africana y la eurasiática) y el Himalaya (formado por el choque de la placa eurasiática con la India, cuando ésta se desplazó hacia el norte). En algunos casos, la placa que se introduce puede provocar levantamientos en la placa continental.

Choque de dos placas oceánicas. En este caso, como las dos placas tienen la misma consistencia, no hay una verdadera subducción, sino la aparición de una serie de afloramientos de tipo volcánico que dan origen a los arcos insulares, que constituyen formaciones temporales que en un tiempo más o menos largo, al continuar el acercamiento se incorporan al continente más próximo.

Existen otro tipo de cordilleras que, en realidad, no están constituidas por un choque entre placas. Son las llamadas cordilleras intracontinentales. Se originan cuando, en el interior de una placa continental, se produce una distensión, formándose un geosinclinal poco profundo y amplio. En él, se depositarán materiales procedentes del continente y posteriormente un acercamiento de los bordes, originándose cordilleras que quedan situadas en el interior del continente. Es el caso, por ejemplo, de los Urales o los Pirineos.

Causas del movimiento de las placas

Parece ser que el principal motivo por el cual tiene lugar el movimiento de las placas es la existencia de las corrientes de convección. La localización de estas corrientes es muy complicada. Para algunos, las corrientes se mueven por el interior de la Tierra, desplazándose por todo el mar. Para la mayoría, este desplazamiento se localiza en la astenosfera. Como esta capa está constituida por materiales semifundidos, cuando una corriente se desplaza horizontalmente sobre ella, arrastrará los materiales que constituyen los bloques de la litosfera que se moverán como si fueran balsas sobre la astenosfera. Cuando dos corrientes se enfrentan de modo que descienden, se producirá un choque entre placas, mientras que cuando dos corrientes enfrentadas se separan tendrá lugar un alejamiento entre las placas. Como las corrientes no se distribuyen uniformemente, sino que se localizan en determinadas zonas, puede explicarse la distribución de las cordilleras en la Tierra.

Otras causas que pueden contribuir al movimiento de las placas pueden ser:

Transformaciones minerales en las zonas de subducción, donde al aumentar la presión algunos minerales se transforman dando origen a otros más densos, por lo que la atracción gravitatoria será mayor tendiendo a

situarse en el interior, con lo que, al mismo tiempo, se produciría un vacío que sería ocupado por materiales fundidos de zonas más profundas.

También puede contribuir la diferencia de energía potencial gravitatoria que existe entre la cresta de las dorsales y los fondos oceánicos con diferencias de altura de hasta 4.000 m.

Y también puede considerarse la acción que realizan los magmas que salen por las dorsales y que pueden actuar como cuñas que separan las dos placas limitadas.

Terremotos

Los terremotos o movimientos sísmicos son movimientos bruscos, instantáneos y de poca duración que tienen lugar en la corteza terrestre. El origen de los terremotos puede ser variado.

Los microsismos o terremotos de poca intensidad pueden originarse por causas muy diversas, como hundimientos de cavernas, corrimientos de tierra, tormentas, aludes, etc.

Los macrosismos tienen su origen como consecuencia de dislocaciones en materiales dispuestos en el interior de la corteza. Estas dislocaciones pueden dar origen a una fracturación, formándose una falla o bien ser el resultado del desplazamiento de los labios de una falla ya existente.

El punto del interior de la corteza donde se origina el terremoto se llama hipocentro. El punto de la superficie más próximo al hipocentro, situado en su vertical y donde se registran en primer lugar los efectos del terremoto se llama epicentro.

El desarrollo de un terremoto comienza con unos movimientos preliminares, a continuación la sacudida principal y luego los movimientos de reajuste o réplica. La duración del terremoto es de unos segundos e incluso algún minuto.

– Ondas sísmicas

Como consecuencia de las dislocaciones tienen lugar movimientos vibratorios que se transmiten por medio de ondas, que pueden ser de tres tipos: primarias, secundarias y superficiales. Las ondas superficiales se transmiten por la superficie, reflejándose y refractándose en el terreno. Son las más lentas, con una velocidad de 3,3 km/s. Son las causantes de los daños que causan los terremotos. Existen dos tipos:

a) Ondas love. En ellas, la vibración de las partículas se realiza en la horizontal y perpendicular a la dirección de propagación.

b) Ondas rayleigh, en las que las partículas vibran en órbitas elípticas.

– Sismógrafos y sismogramas

Los sismógrafos son aparatos que recogen las vibraciones causadas por un terremoto. El fundamento de un sismógrafo es un péndulo de gran masa que, por tanto, tiene una gran inercia. Este péndulo está unido a un soporte y, para evitar movimientos sincrónicos, se utilizan unos amortiguadores. También lleva un estilote que está en contacto con una película situada en un tambor giratorio. Cuando se produce un terremoto, vibra todo el conjunto excepto el péndulo, que permanece fijo, por lo cual, en la película, quedará reflejada una línea correspondiente a las vibraciones.

Los sismogramas son las líneas que representan la llegada de las ondas.

La magnitud de los terremotos se ha medido en relación con los daños que originan sobre las personas y los bienes. Para ello se han utilizado una serie de escalas. La más frecuente ha sido la escala de Mercalli, que se fundamenta en la observación directa de los daños causados por el terreno y que tiene doce grados; pero es una escala poco objetiva, puesto que depende mucho del lugar donde se produzca el terremoto.

En la actualidad se utiliza la escala de Richter, que mide la cantidad de energía liberada durante el terremoto.

Las líneas que unen los puntos donde se registra la misma intensidad se llaman isosistas, y son concéntricas con el epicentro. Cada una de estas líneas delimita un área sísmica. El área captada directamente por el hombre se denomina área macrosísmica y la que corresponde a la isosista de mayor grado se llama área pleistosísmica. Las líneas que unen los puntos donde el terremoto se registra a la misma hora se llama homosistas.

– Localización del hipocentro y del epicentro

El hipocentro puede localizarse mediante la relación entre las intensidades medidas en el epicentro y en un punto cualquiera. También mediante los datos obtenidos en, al menos, tres observatorios no situados en línea recta. Según la profundidad del hipocentro, los terremotos pueden ser superficiales (hasta unos 60 km.), intermedios (de 60 a 300 km.) y profundos (más de 300 km.).

El epicentro se localiza a partir del estudio de las gráficas del tiempo y distancia en las que se obtienen las líneas odocronas, correspondientes a las ondas sísmicas. La diferencia de tiempo entre la llegada de las ondas P y S menos una unidad, nos indica la distancia en km. También puede hacerse mediante los datos de tres observatorios no alineados.

– Distribución de los terremotos

La mayor parte de los terremotos se sitúan en una zona alrededor del Pacífico y otra que, desde el Mediterráneo y por Asia, llega hasta la anterior. También se localizan algunos terremotos en las dorsales oceánicas. Esta distribución coincide con los márgenes de las placas.

Tema 6. Procesos magmáticos.

Rocas magmáticas

Son rocas que se originan a partir de la consolidación de un magma procedente de procesos internos. La consolidación puede tener lugar en el interior de la corteza, cerca de la superficie o en el exterior. En el ciclo general de las rocas, las rocas magmáticas pueden proceder de rocas sedimentarias, de rocas metamórficas o directamente de los magmas. La mayor parte de estas rocas son rocas compuestas.

Composición mineral

Predominan los silicatos. Los silicatos presentan una estructura en la que un átomo de silicio se dispone en el centro de un tetraedro cuyos vértices estarían ocupados por átomos de oxígeno. Según la disposición de los tetraedros se pueden distinguir varios tipos de silicatos:

- a) Nesosilicatos. Constituidos por tetraedros aislados de sílice.
- b) Sorosilicatos. Formados por pares de tetraedros que comparten un oxígeno.
- c) Ciclosilicatos. Constituidos por tres, cuatro o seis tetraedros.

d) Inosilicatos. Formados por cadenas simples o dobles de tetraedros.

e) Filosilicatos. Forman láminas con un retículo hexagonal.

f) Tectosilicatos. Constituidos por tetraedros que comparten sus oxígenos con otros tetraedros, formando un armazón tridimensional.

Los minerales que forman las rocas magmáticas podemos diferenciarlos en dos grupos: leucocratos y melanocratos.

· Leucocratos. Son minerales ricos en sílice, de colores claros y baja densidad. Entre ellos tenemos:

a) Sílice. SiO_2 . Puede presentarse en tres formas polimorfas dependiendo de la temperatura: cuarzo, tridimita y cristobalita.

b) Feldespatos. Son silicatos aluminicos calcoalcalinos saturados de sílice.

Tenemos los feldespatos potásicos ($6\text{SiO}_2\text{Al}_2\text{O}_3\text{K}_2\text{O}$). Se presentan en tres formas polimórficas: ortosa, sanidina y microdina.

Feldespatos calcosódicos. Forman una serie isomórfica desde el término sódico, que es la albita, al término cálcico, que es la anortita. La serie está constituida por: albita, oligoclasa, andesina, labrador, bitounita y anortita.

A temperaturas altas, existe solución sólida entre los tres términos (potásico, cálcico y sódico). A temperaturas bajas, se produce la desmezcla, cristalizando por separado la albita y el potásico, aunque también pueden formarse pertitas, que son cristales de ortosa.

c) Feldespatoides. Son silicatos no saturados de sílice, o sea, pobres en sílice, con potasio, sodio y calcio. Entre ellos se encuentran la neferina, leucita, zeolitas, etc.

· Melanocratos. Son pobres en sílice, de alta densidad y de colores oscuros. Entre ellos se encuentran:

a) Olivinos. Silicatos de hierro y magnesio que forman una serie isomórfica desde el término férrico o forsterita al término magnésico o fayalita.

b) Piroxenos. Silicatos complejos, entre los que se encuentra la augita.

c) Anfíboles. Silicatos más complejos que los piroxenos, con los que forman series paralelas. Entre ellas está la hornblenda.

d) Micas. Silicatos complejos con agua. Entre ellas tenemos: moscovita, biotita y flogopita.

Existen también en estas rocas minerales accesorios que se encuentran en baja proporción y que son muy variados. Entre ellos tenemos: apatito, circón, rutilo, granates, pirita, turmalina, etc.

La composición mineral es útil para deducir las condiciones de formación de la roca y cómo ha tenido lugar. La determinación cualitativa de los minerales que constituyen una roca se realiza mediante el microscopio petrográfico a partir de las propiedades ópticas de los minerales como color, pleogroismo, birrefringencia, extinción, etc. También puede hacerse separación por densidades pero es un método más lento y menos fiable. La determinación cuantitativa se establece siguiendo el principio de que la superficie que ocupa un mineral en una lámina es equivalente al volumen que ocupa en la roca.

Composición química

Es útil, sobre todo, para el estudio de las rocas en las que no han llegado a formarse cristales. La composición química se expresa en óxidos de los diferentes elementos. Para mayor precisión se hallan los valores moleculares y los valores equivalentes. A partir de estos resultados, se puede llegar a la reconstrucción de la posible constitución mineral que habría tenido la roca si las condiciones para la cristalización hubieran sido adecuadas. Para ello, una vez obtenidos los diferentes compuestos químicos, reconstruimos los minerales que se habrían formado, aunque tendremos que añadir la sílice sobrante para poder obtener la composición mineral más lógica.

Texturas

Son las relaciones que se establecen entre los minerales que forman la roca y que nos indican un gran número de datos sobre su formación. Podemos considerar varios aspectos:

a) Cristalinidad. Se refiere al grado de cristalización de los minerales que constituyen la roca. Puede ser:

1. Holocristalina o granuda. En ella, todos los minerales están cristalizados, lo que indica que la consolidación del magma ha sido muy alta y todos los componentes han tenido tiempo para cristalizar.
2. Hipocristalina o porfídica. En ella, parte de los componentes están cristalizados, mientras otros forman una pasta. Indica dos fases de consolidación: una lenta en la que se forman cristales y otra rápida en la que no da tiempo a que se cristalicen.
3. Holuvítrea. No hay cristales. Indica una consolidación muy rápida sin tiempo para que se formen cristales.

b) Granularidad. Se refiere al tamaño de los cristales. Puede ser:

1. Fanerocristalina, cuando los cristales se ven a simple vista.
2. Afanítica o microcristalina, si sólo se ven al microscopio.

c) Forma de los cristales. Pueden ser:

1. Idiomorfas, con cristales que tienen caras, aristas y vértices.
2. Halotriomorfas, con cristales irregulares.
3. Hipidiomorfas, cristales a los que les faltan algunas caras.

d) Desarrollo de los cristales. Pueden ser:

1. Equidimensionales.
2. Tabulares.
3. Prismáticas.

e) Relaciones mutuas entre los cristales. Pueden ser:

1. Equigranulares, si todos los granos son de igual tamaño.

2. Inequigranulares, con cristales de tamaños diferentes.

3. Fluidales, con cristales orientadas.

Clasificación de las rocas magmáticas

Puede hacerse atendiendo a diferentes factores.

– Clasificación genética. Según su origen pueden ser:

a) Plutónicas o intrusivas, si el magma se consolida en el interior de la corteza.

b) Volcánicas o efusivas, si la consolidación tiene lugar en el exterior.

c) Filonianas, si consolidan cerca de la superficie.

– Clasificación químico–mineral

a) Sobresaturadas, con cuarzo libre.

b) Subsaturadas, con minerales subsaturados que, en presencia de sílice, habrían dado minerales saturados.

c) Saturados, sin cuarzo ni minerales saturados.

d) Ácidas, ricas en sílice (cuarzo libre, colores claros y baja densidad).

e) Básicas, pobres en sílice (sin cuarzo, colores oscuros y alta densidad).

f) Ultrabásicas, con menos sílice.

g) Intermedias.

Puede hacerse también una clasificación atendiendo al contenido en diferentes minerales, sobre todo feldespatos y cuarzo.

Magmas

En la zona inferior de la corteza y en la parte superior del manto, como consecuencia de las altas presiones y temperaturas, los materiales se funden originándose, de este modo, los magmas.

En relación con la tectónica de placas, vamos a encontrar procesos de magmatismo en los distintos márgenes entre placas. En los bordes constructivos tiene lugar ascenso de magmas que llegan hasta el fondo oceánico originándose, de este modo, el nivel basáltico de la corteza oceánica. En los bordes neutros no existe un magmatismo importante. En los bordes destructivos los procesos magmáticos se deben a la fusión de la corteza oceánica, que subduce.

También aparecen procesos de magmatismo en el interior de algunas placas, en zonas muy localizadas que pueden corresponder a antiguos bordes de placas o a puntos calientes de zonas de alta temperatura del manto que provocan la fusión parcial de la litosfera situada por encima.

Desde el punto de vista químico, existen tres tipos de magmas:

a) Magmas toleíticos. Son magmas basálticos con un 50% de sílice, que se originan por fusión a poca profundidad entre 15 y 30 km. en zonas muy calientes como las dorsales oceánicas, por donde ascienden rápidamente sin diferenciarse.

b) Magmas alcalinos. Es un magma basáltico, con un 45% de sílice, rico en metales alcalinos, que se origina en el manto por fusión entre 50 y 70 km. de profundidad y que asciende bruscamente pudiendo diferenciarse. Corresponde a bordes constructivos y zonas de interplacas.

c) Magmas calcoalcalinos. Se pueden formar por fusión parcial de corteza oceánica a 100 o 150 km. de profundidad en las zonas de subducción. Asciende muy lentamente y puede diferenciarse.

Consolidación magmática

Los magmas se encuentran a temperaturas entre 500 °C y 1000 °C. Cuando se enfrían, se van desprendiendo los gases y van cristalizando los diferentes minerales. El proceso de consolidación es bastante complejo. Sería muy sencillo de establecer si cada uno de los componentes del magma consolidara cuando se alcanza su punto de fusión, pero esto no sucede de un modo tan sencillo ya que intervienen una gran variedad de factores como son las condiciones termodinámicas, la profundidad, el tipo de mezclas, etc. La consolidación se ha estudiado directamente observando las lavas de los volcanes y en el laboratorio, reproduciendo las condiciones en las que se encuentran en la naturaleza. También se puede recurrir al estudio de los minerales deduciendo el orden de cristalización.

Cuando se estudia una mezcla determinada que constituye un magma, y que puede hacerse con dos o más componentes, se observa en las gráficas una línea que separa la parte solidificada de la líquida con un espacio intermedio en el que coexisten ambas. En algunas ocasiones, y para unas mezclas determinadas, existe lo que se denomina punto eutéctico, que es la consolidación brusca y simultánea de la mezcla en proporción determinada. La mezcla se denomina eutéctica y sus componentes permanecen en fusión aun por debajo de la temperatura de fusión de cada uno de sus componentes. La curva cotéctica es una consolidación de los componentes pero no de un modo brusco sino continuo.

El orden de cristalización de los minerales se ha podido establecer a partir de los diferentes estudios realizados. Según Rosenbuch, cristalizan en primer lugar los minerales accesorios, a continuación los ferromagnesianos (como olivinos, piroxenos, anfíboles y micas), después los feldespatos (como anortita, alivita y ortosa) y por último el cuarzo. Esta forma de cristalización está sometida, lógicamente, a variaciones. También puede establecer una denominación de la cristalización a modo de fases. Así tendríamos una fase ortomagmática, en la que cristalizan los minerales melanocratos, una fase permatítico-neumatolítica en la que cristalizan los leucocratos, y una fase hidrotermal, en la que tiene lugar la cristalización de los componentes que han sido arrastrados más o menos lejos del magma por las aguas que se separan de éste.

Otro modo de expresar la consolidación es mediante las series de Bowen, que establece dos tipos:

a) Series de reacción continua, en las que los minerales constituyen series isomórficas como anortita, alivita, ortosa, moscovita, cuarzo.

b) Series de reacción discontinua, en las que algunos de los minerales que han cristalizado a altas temperaturas pueden volver a fundir incorporándose de nuevo al líquido a más bajas temperaturas. Dentro de éstas pueden existir series continuas; una serie típica sería: olivinos, piroxenos, anfíboles, biotita, cuarzo.

– Diferenciación magmática

Puede suceder que un magma, con una determinada composición, cuando asciende y se consolida, tenga lugar la cristalización de minerales, que comenzará por los que tienen mayor punto de fusión, o sea, que consoliden

a temperaturas más elevadas. Estos minerales son siempre los de más alta densidad y colores oscuros por lo que podrían disponerse en las zonas más bajas quedando un líquido residual cuyos componentes serían los minerales más ligeros y de colores más claros, que consolidarían posteriormente. De este modo, partiendo de un magma se habrían formado dos tipos de rocas diferentes entre sí: unas más oscuras y densas y otras más claras y ligeras. Esto sólo sucede si el magma se mueve, nunca si permanece estático.

Asimilación o contaminación magmática

Cuando el magma fundido a altas temperaturas asciende puede encontrar en su camino rocas de diferente naturaleza. Puede suceder que algunas de estas rocas lleguen a fundirse como consecuencia de las altas temperaturas, incorporándose, de este modo, al magma, cuya composición quedará alterada de este modo y el magma habrá sido contaminado. En ocasiones, estas rocas no llegan a fundir y en el magma se encontrarán una serie de fragmentos de rocas diferentes, por lo que cuando se formen las rocas magmáticas encontraremos en ellas fragmentos de otras rocas muy diferentes, a los que se denominan enclaves o xenolitos. En el caso particular de los granitos, con fragmentos de pizarras, se les denomina gabarras.

La presencia de estos fragmentos, que se disponen en alineaciones, ha permitido deducir que, en algunas ocasiones, algunas rocas magmáticas puedan ser el resultado de un ultrametamorfismo, como sucede con los granitos de anatexia.

Tipos de rocas magmáticas

Rocas plutónicas

Se originan por la consolidación de un magma en el interior de la corteza. Se presentan formando cuerpos intrusivos que, en general, se denominan plutones. Existen dos tipos de plutones: concordantes y discordante.

a) Plutones concordantes. Son aquellos en los que las rocas se disponen de modo que no rompen la estructura de las rocas encajantes. Podemos distinguir los siguientes tipos:

1. Sills o placolitos. Las rocas plutónicas se disponen más o menos paralelas a los estratos de las rocas vecinas.
2. Lacolitos. Tienen forma de lente biconvexa o planoconvexa y producen el abultamiento de las capas situadas por encima.
3. Lopolitos. Tienen forma de lente cóncavoconvexa y dan origen al hundimiento de los materiales situados sobre ellos.
4. Facolitos. Son planos y se sitúan en las charnelas o los flancos de los pliegues.

b) Plutones discordantes. Se disponen rompiendo la estructura de los materiales sobre los que se encuentran.

1. Los diques son intrusiones que rompen los estratos de las rocas encajantes y que, según su disposición, puede ser planos o radiales y anulares.
2. Los batolitos son masas de rocas de extensión muy variables y que se continúan en profundidad.

– Principales rocas plutónicas

a) Familia de los granitos. Son rocas plutónicas ácidas, sobresaturadas formadas, fundamentalmente, por cuarzo, feldespatos y micas. Existen desde granitos alcalinos, donde predominan los feldespatos alcalinos,

hasta las granodioritas, con predominio de plagioclasas. Tienen colores claros, generalmente, y son las rocas más abundantes de la corteza siálica. Forman grandes batolitos. En cuanto a su origen, para unos proceden de la diferenciación de magmas basálticos, para otros proceden de la fusión y consolidación de rocas sedimentarias y para otros incluso pueden proceder del ultrametamorfismo de rocas metamórficas como los granitos de anatexia.

b) Familia de las sienitas–monzonitas. Rocas intermedias, saturadas o no compuestas, fundamentalmente, por ortosa y plagioclasas. Proceden de la diferenciación de magmas basálticos aunque también podrían originarse por diferenciación con asimilación de magmas ácidos o por metasomatismo.

c) Familia de los gabros y dioritas. Son rocas básicas a intermedias. Los gabros, constituidos por plagioclasas cálcicas, piroxeno y olivino; las dioritas, por plagioclasas más sódicas y anfíboles. Proceden de magmas basálticos que, por diferenciación, originan hacia arriba rocas más ácidas.

d) Familia de las peridotitas. Son rocas ultrabásicas, compuestas exclusivamente por piroxeno y olivino. En cuanto a su origen, parece ser que existe una capa de peridotitas en el manto superior desde donde llegarían a la corteza bien como materiales fundidos o incluso en estado sólido o semisólido.

e) Carbonatitas. Compuestas por carbonato cálcico. Pueden originarse por fusión de las calizas o por diferenciación de magmas mediante la concentración de los carbonatos.

Rocas filonianas

Son las que se originan mediante la consolidación del magma en el interior pero cerca de la superficie. Se encuentran formando diques o filones que ocupan grietas o fisuras de las rocas encajantes que pueden ser de cualquier naturaleza. La distribución de los filones es muy variada.

– Texturas

Son de varios tipos:

a) Porfídica. Constituida por cristales de diferentes tamaños y una pasta vítrea que nos indica que el magma ha penetrado parcialmente cristalizado y a continuación se ha producido una consolidación rápida en la que se ha formado la pasta vítrea.

b) Aplítica. Constituida por cristales regulares de pequeño tamaño. Indica una cristalización rápida en una sola fase.

c) Permatítica. Presenta cristales de gran tamaño que son el resultado de una cristalización lenta en una fase hidrotermal.

d) Zonara. Presenta una distribución en bandas que nos indica un enfriamiento progresivo desde las paredes hacia el interior.

– Las principales rocas filonianas son: pórfidos, aplitas, permatitas, lampróficos y diabases.

Vulcanismo

Un volcán es cualquier punto de la superficie por donde salen al exterior materiales a altas temperaturas procedentes del interior de la corteza o del manto superior.

Los productos que arroja un volcán son de tres tipos:

a) Gases, fundamentalmente es vapor de agua que puede proceder de aguas meteóricas infiltradas, de aguas marinas o de aguas juveniles que proceden directamente del magma. Además del vapor de agua, los volcanes expulsan compuestos de carbono, de azufre y de nitrógeno. El contenido en gases influye en el tipo de erupción.

B) Líquidos, constituyen las lavas, que podemos considerarlas como magmas que han perdido gran parte de sus volátiles. Las lavas se extienden formando coladas cuya amplitud depende del tipo de magma. Podemos considerar dos tipos de lavas:

1. Lavas en bloque. Se denominan AA. Son lavas en las que la consolidación es muy rápida y los gases escapan con gran violencia, por lo cual, la superficie aparece fragmentada en una serie de bloques, presentando un aspecto irregular.

2. Lavas cordadas. Se denominan pahoehoe. Son lavas que consolidan más lentamente escapando los gases con suavidad. Al consolidarse, la costra superficial se arruga tomando un aspecto de cuerda. En ocasiones, la lava del interior no consolidada escapa dando origen a la formación de túneles que tienen gran importancia en los paisajes volcánicos ya que en ellos puede acumularse el agua. También es frecuente la presencia en la superficie de túneles o ampollas originadas por los gases o por la presión de la lava.

Cuando la consolidación se realiza en el mar, las lavas toman aspecto de almohadillas, constituyendo las lavas almohadilladas.

En las lavas se pueden observar texturas muy variadas, desde algunas muy compactas hasta otras con gran número de huecos.

c) Sólidas. En general, se denominan piroclastos. Proceden de materiales consolidados en el conducto de salida bien en la misma erupción o en erupciones anteriores y que son arrojados al exterior durante la erupción. De acuerdo con su tamaño se denominan bombas, lapillis y cenizas. La acumulación de estos productos da origen a conglomerados volcánicos que no se consideran rocas sedimentarias. En algunas erupciones muy violentas pueden unirse entre sí las partículas arrojadas formando, de este modo, unas rocas denominadas ignimbritas.

– Tipos de erupciones

El tipo de erupción volcánica depende del contenido en gases y de la naturaleza de la lava. Las lavas de tipo básico son fluidas, cuyos gases escapan lentamente. Las de tipo ácido e intermedio son viscosas y los gases escapan con dificultad, provocando erupciones más violentas. Hay que tener en cuenta que un volcán puede tener distintos tipos de erupción a lo largo de su vida activa. Se ha establecido una clasificación de diferentes tipos de erupción de acuerdo con la mayor o menor viscosidad de la lava. Según ésta, podemos considerar los siguientes tipos:

a) Volcanes fisurales. Son aquellos en los que las lavas salen al exterior por unas grietas o fisuras formando coladas que se expansionan siendo de naturaleza muy fluida. En la actualidad, sólo existe el tipo islándico.

b) Erupciones centrales. La lava surge por un punto determinado. Se consideran los siguientes tipos:

1. Tipo hawaiano: lavas fluidas que forman coladas que se deslizan suavemente. Consolidan muy lentamente y los gases escapan con facilidad. En ocasiones, las lavas forman pequeños lagos donde se producen explosiones esporádicas.

2. Tipo estromboliano: las lavas son más viscosas, por lo que los gases escapan con mayor dificultad, provocando explosiones más o menos violentas.

3. Tipo vesubiano: las lavas son viscosas y pueden consolidar directamente en el cráter, por lo que la presión de los gases provoca explosiones muy violentas lanzando gran cantidad de materiales piroclásticos.
4. Tipo vulcaniano: es lo mismo que el anterior pero mucho más violento. Los materiales son arrojados formando nubes ardientes que provocan lluvias torrenciales y una gran violencia en la erupción.
5. Tipo peleano: las lavas consolidan en el cráter formando pitones o agujas, por lo que la presión de los gases hace que se formen cráteres secundarios por donde son arrojadas grandes masas de materiales.
6. Tipo explosivo: como consecuencia de la entrada de agua en el foco magmático y su evaporación instantánea, se forman una gran cantidad de gases cuya presión hace que todos los materiales sean lanzados al exterior.

– Estructuras volcánicas

Son el resultado de las erupciones y están constituidas por los materiales procedentes del volcán. Tipos:

- a) Volcanes mixtos o estrato-volcanes. Es el volcán típico, constituido por una serie de capas sucesivas en las que alternan las lavas consolidadas con materiales piroclásticos.
- b) Volcanes piroclásticos, formados únicamente por materiales piroclásticos, por lo que son como los anteriores pero de menos altura.
- c) Escudos volcánicos, formados por la acumulación de sucesivas capas de lava muy fluida que irán, por tanto, formando una estructura plana.
- d) Mesetas basálticas. Proceden de grandes erupciones fisurales que se extienden, sucesivamente, en capas horizontales. Pueden llegar a ocupar varios miles de km².
- e) Domos de lava. Son formaciones en forma de cúpula que pueden originarse al acumularse sucesivas capas más o menos concéntricas de lava en el exterior del conducto de salida.
- f) Pitones o agujas, constituidos por lavas que consolidan en el cráter del volcán debido a su gran viscosidad.
- g) Chimeneas volcánicas. Son los conductos de salida donde consolidan los materiales antes de salir exterior. En ocasiones, al ser erosionados el resto de los materiales, las chimeneas destacan mucho en el paisaje.
- h) Hoyos de explosión. Son a modo de cráteres sin cono, de fondo plano y paredes bajas. Se suponen formados por explosión.
- i) Calderas. Son parecidas a grandes cráteres que pueden originarse por explosión o por hundimiento.

– Manifestaciones volcánicas póstumas

Corresponden a un vulcanismo atenuado o a la etapa final de los procesos volcánicos. Entre ellas tenemos:

- a) Fumarolas. Son salidas de gases, fundamentalmente compuestos de cloro, a temperaturas variables. Pueden ser clouradas (a temperaturas de 600° a 800°C), ácidas (entre 300° y 400°C) y alcalinas (entre 100° y 200°C).
- b) Solfatadas. Corresponden a la expulsión de gases, que son compuestos de azufre.
- c) Mofetas. Expulsión de monóxido y dióxido de carbono.

d) Geíseres. Son salidas intermitentes de vapor de agua como consecuencia de la existencia de un depósito de agua que se vaporiza. Frecuentemente llevan sílice que, al depositarse, origina unas rocas llamadas geiseritas.

e) Manantiales minero-termales.

– Principales rocas volcánicas

a) Basaltos, equivalentes a los gabros.

b) Andesitas, equivalentes a las dioritas.

c) Ríolitas, equivalentes a los granitos.

d) Traquitas, equivalentes a las sienitas.

– Distribución de los volcanes

La localización geográfica de los volcanes se corresponde, prácticamente, con la de los terremotos. Así, existe una zona circunpácífica, otra zona mediterránea, otra que coincide con las dorsales y volcanes aislados en el interior de continentes, sobre todo África. Esta distribución corresponde a las zonas de contacto entre placas. En España, existen zonas de vulcanismo no activo en Gerona, en el Campo de Calatrava y en el cabo de Gata.

El vulcanismo es una manifestación más del magmatismo general. En ciertas zonas, que se corresponden con los márgenes de las placas, como consecuencia de las altas temperaturas se funden los materiales y se originan magmas, que tienden a salir al exterior, a lo que contribuye la presión de los gases, los cuales arrastran a los demás materiales.

Yacimientos minerales

Un yacimiento mineral es una agrupación de sustancias minerales en un lugar de la corteza que puede ser explotado económicamente bien en la actualidad o en el futuro. Desde el punto de vista geo-químico, un yacimiento es una concentración anómalamente alta de un elemento químico como consecuencia de diversos procesos geológicos.

A la concentración media de un elemento en la corteza se le denomina clarke y se expresa en partes por millón. Un yacimiento, lógicamente, posee un clarke del elemento superior al que le corresponde. Al contenido medio de un mineral en un yacimiento se le denomina ley media. La ley mínima se refiere al contenido de mineral por debajo del cual su explotación no es rentable. La ley mínima puede variar de acuerdo con las condiciones de tecnología y de mercado.

En un yacimiento mineral se pueden observar una serie de características, tanto internas como externas.

– Internas. Se refieren a aspectos mineralógicos, texturales, químicos y de volumen.

Desde el punto de vista mineralógico, en un yacimiento se diferencian dos grupos de componentes: los que constituyen la parte económicamente rentable forman la mena, mientras los que no tienen interés económico constituyen la ganga.

Desde el punto de vista textural, se refiere a cómo está relacionado el mineral con el resto de los materiales, lo que condicionará su mayor o menor facilidad de extracción.

El aspecto químico se refiere al contenido del mineral y, por lo tanto, a su ley media.

En relación con el volumen, se establecen los conceptos de reservas y recursos. Se entienden por reservas las masas de minerales existentes en un yacimiento que son económicamente rentables en las condiciones actuales de tecnología y mercado. Y los recursos son las masas de minerales no rentables en las condiciones actuales pero que pueden llegar a serlo si éstas evolucionan favorablemente.

– Externas. Son cualquiera de los rasgos de tipo mineralógico, estructural, geoquímico, etc. que estén relacionados con el yacimiento. La presencia de estos aspectos definen los llamados metalotectos. Podemos considerarlos como el conjunto de características geológicas que nos indican la existencia de un yacimiento sin considerar cuál ha sido la génesis de éste. Son indicadores muy útiles para la localización de yacimientos.

Yacimientos asociados a rocas magmáticas

– Yacimientos primarios. Son aquellos que se han originado al mismo tiempo que las rocas del magma del que proceden. Existen varios tipos:

a) Yacimientos ortomagmáticos. Se originan por consolidación directa en el magma. En ellos podemos distinguir: los yacimientos de disseminación, en los que los minerales se encuentran repartidos o disseminados en el conjunto de las rocas. Y yacimientos de segregación, que se originan mediante la diferenciación en el proceso de consolidación; pueden constituir segregaciones internas (en el seno de la roca) o marginales (en el contacto con las rocas encajantes).

b) Yacimientos neumatolíticos. Se originan a partir de los vapores que se escapan del magma cuando la presión de éstos es superior a la presión confinante. Se forman filones.

c) Yacimientos hidrotermales. Se originan a partir de disoluciones acuosas procedentes del magma. Existen varios tipos:

1. Filones hidrotermales, parecidos a los anteriores aunque más alejados

2. Hidrotermales metasomáticos, en los que no existe un simple relleno de las grietas sino un intercambio mediante reacciones químicas entre la solución y la roca encajante originándose, a veces, minerales nuevos. Dentro de ellos, existen los de impregnación (que es un simple relleno de huecos) y los de sustitución (en los que los minerales sustituyen a otros de las rocas encajantes, y a los que también se denomina de reemplazamiento o metasomáticos).

Según la profundidad y la temperatura, los yacimientos hidrotermales pueden ser:

1. Hipotermales, a gran profundidad y presión (de 300° a 500°C)

2. Mesotermales, a profundidad y presión intermedias (de 200° a 300°C)

3. Epitermales, cerca de la superficie (de 50° a 200°C)

– Filones metalíferos. Son los yacimientos más importantes dentro de los minerales metálicos. Están constituidos, fundamentalmente, por sulfuros y se han originado por el relleno de grietas o fisuras. Su disposición es muy variada, así como su potencia. Las paredes del filón se denominan salbandas, siendo el techo la superior y el muro la inferior. Los filones pueden encontrarse zonados, así como en ellos aparecer huecos en los que se forman drusas o geolas.

Generalmente, no presentan un solo mineral sino que en ellos encontramos asociaciones o paragénesis de varios minerales.

Es frecuente que los filones sufran alteraciones, de modo que en la parte superior del filón, en la superficie o cerca de ella, actúan la meteorización y las aguas subterráneas produciendo transformaciones de los minerales y, por tanto, aparición de otros secundarios o supergénicos. Mediante esta transformación, los sulfuros dan origen a otros sulfuros distintos o bien carbonatos, óxidos, hidróxidos, etc. El resultado es la formación de lo que se denomina montera del filón. Como consecuencia de la disolución que realizan las aguas superficiales, al penetrar éstas en el interior, arrastrarán en disolución componentes de la montera del filón, los cuales precipitarán, con lo que se producirá un enriquecimiento en la zona inmediatamente inferior, que aumenta la concentración de minerales, por lo cual, al explotar el filón, encontraremos mayor abundancia de mineral con la profundidad.

En un filón, por tanto, se pueden distinguir la zona de oxidación (que es la montera del filón), la zona de concentración (cerca del nivel freático con un enriquecimiento) y la zona profunda (con la misma composición original por debajo del nivel freático).

– Yacimientos epigénicos o secundarios. Son los que proceden de los primarios como consecuencia de su alteración, erosión, meteorización y una posterior sedimentación.

Metamorfismo

Es el conjunto de transformaciones físico-químicas que tienen lugar en las rocas en estado sólido como consecuencia de las variaciones de presión y temperatura. Está comprendido entre el final de la diagénesis sedimentaria y el comienzo del magmatismo. Como consecuencia de las acciones del metamorfismo, tiene lugar una adaptación mineralógica y estructural a las nuevas condiciones. Las rocas resultantes del metamorfismo son las rocas metamórficas.

En el metamorfismo intervienen diversos factores; los fundamentales con:

a) Temperatura: varía entre unos 100° y 800°C, que es el principio del magmatismo. El aumento de temperatura es consecuencia de diversos procesos y favorecerá las transformaciones que se produzcan en los minerales.

b) Presión: su aumento también favorece el metamorfismo. Puede ser una presión litostática (que se realiza en todos los sentidos) o una presión dirigida (que sólo se realiza en una determinada dirección). La presencia de fluidos, sobre todo el agua, también favorece las transformaciones metamórficas.

Tipos de metamorfismo

– De acuerdo con las variaciones de presión y temperatura se pueden distinguir los siguientes tipos:

a) Metamorfismo térmico. Es el que tienen lugar a altas temperaturas y bajas presiones. Dentro de él se puede diferenciar el pirometamorfismo, como el que sufren los materiales englobados en el magma cuando tiene lugar la asimilación magmática o bien los materiales sobre los que discurre una corriente de lava; y el metamorfismo de contacto, que se produce cuando un magma de alta temperatura asciende de modo que los materiales situados a su alrededor sufrirán transformaciones más o menos intensas de acuerdo con su proximidad al magma, por lo cual se forman las llamadas aureolas de metamorfismo.

b) De altas presiones y bajas temperaturas. Se pueden diferenciar dos tipos:

1. Metamorfismo cataclástico o de dislocación, como el que sufren los materiales en una falla a moverse los labios

2. Metamorfismo de carga o enterramiento, como el que sufren los materiales en las cuencas sedimentarias sin

movimientos orogénicos.

c) De altas presiones y altas temperaturas. Se denomina metamorfismo regional, siendo el de mayor extensión y donde se producen las mayores transformaciones. Es el que tienen lugar en los geosinclinales durante los procesos orogénicos.

– Según la variación química, el metamorfismo puede ser: isoquímico, si no existe modificación de la composición química original. Y haloquímico, si existe modificación de la composición química original debido a la reacción con las rocas encajantes o con los fluidos; es, en realidad, un metasomatismo que, si se produce a altas temperaturas, será neumatolítico y a temperaturas más bajas, hidrotermal.

– Según la dirección de modificación en el metamorfismo puede ser: de bajo a alto metamorfismo se denomina progresivo y de alto a bajo metamorfismo se denomina retrógrado.

En relación con la tectónica de placas se pueden establecer zonas con diferentes tipos de metamorfismo. En los bordes pasivos, donde la acción es consecuencia de las fallas transformantes, el metamorfismo será de tipo cataclástico. En las zonas de intraplacas, donde puede aumentar mucho la temperatura y la presión, el metamorfismo será de tipo regional en las zonas profundas y de contacto en las zonas más superficiales. En los fondos oceánicos tendrá lugar más frecuentemente un metasomatismo, y, por último, en los bordes destructivos se producirá metamorfismo regional.

Minerales metamórficos

El contenido mineral de las rocas metamórficas está condicionado por el modo en que éstas se originan, influyendo, por tanto, las condiciones de presión, temperatura y fluidos. Puede afirmarse que, en general, el número de minerales presentes se corresponderá con el número de compuestos químicos. Hay que señalar que un mineral metamórfico puede aparecer como consecuencia de más de un proceso metamórfico, habiéndose originado partiendo de diferentes minerales primitivos en el caso de un metamorfismo convergente, en el que se llega, como resultado final, al mismo tipo mediante metamorfismo progresivo, en un caso, o retrógrado, en otro.

En las rocas metamórficas se encuentran, prácticamente, los mismo minerales que en las rocas ígneas aunque los feldespatos sin de baja temperatura y no suelen estar presentes los feldespatoideos. Predominan, también, los silicatos y entre los minerales más frecuentes tenemos: olivinos, andalucita, distena (cianita), silimanita, illita, granates, woyastovita, epidota-zoisita, montmorillonita, micas, piroxenos, anfíboles, cuarzo, etc.

– Texturas y estructuras

En las rocas metamórficas, frecuentemente, es difícil establecer la diferencia entre textura y estructura, dependiendo de la escala que se adopte. Las principales texturas presentes en estas rocas forman dos grupos: las residuales o palimsécticas, que son herederas de las rocas originales.

Y las de neoformación o cristaloblásticas, que son propias del metamorfismo; entre éstas tenemos:

a) Cataclástica, formada por fragmentos brechoides con un cemento. Es característica del metamorfismo cataclástico. Si los fragmentos son de pequeño tamaño se llaman miloníticas.

b) Moteada, formada por cristales de crecimiento incipiente. Tiene aspecto manchado.

c) Granoblástica, constituidas por cristales equidimensionales, de gran densidad y pequeño volumen. Puede confundirse con la textura granuda de las rocas magmáticas. Típica del metamorfismo regional.

d) Esquistosa–pizarrosa; es la más típica del metamorfismo, característica de la serie que se origina en rocas sedimentarias arcillosas. Presenta una laminación muy clara con láminas muy finas, con aspecto de hojas y predominio de la presencia de micas. Se origina cuando existen una serie de arcillas constituidas por partículas finas donde actúa una presión dirigida como consecuencia de la cual las partículas se orientarán a la dirección de la presión, disponiéndose en una serie de láminas. Puede suceder que se realice en más de una fase, superponiéndose dos etapas sucesivas que pueden o no tener la misma dirección. Es frecuente, también, la presencia de microplegues. También pueden aparecer minerales de neoformación.

e) Gnéisica, características de los gneis. Es una mezcla de esquistosa y granoblástica y en ella los minerales forman granos que se disponen alineados a modo de glándulas. Es característica del metamorfismo regional.

Rocas metamórficas

Las rocas metamórficas se originan a partir de otras rocas preexistentes que pueden ser sedimentarias, magmáticas o metamórficas. No es posible hacer una clasificación basándonos en el origen, ya que una determinada roca metamórfica podría proceder de rocas diferentes que hubiesen sufrido el mismo metamorfismo.

Entre las principales rocas metamórficas tenemos:

a) Cornubianitas o corneanas. Originadas desde arcillas, presentes aureolas de metamorfismo de contacto.

b) Mármoles. Se originan a partir de rocas carbonatadas, sobre todo calizas y dolomías; metamorfismo regional. Cuando están atravesadas por micas o serpentinas se llaman cipolinos.

c) Cuarzitas. Se forman a partir de rocas del tipo de las areniscas; metamorfismo regional o de contacto.

d) Antracita y grafito. Metamorfismo de rocas carbonosas.

e) Pizarras. Son el comienzo de la serie metamórfica que se origina mediante metamorfismo regional a partir de las arcillas. Son de grano fino. Presentan pizarrosidad y no tienen minerales nuevos.

f) Fillitas. Son pizarras más compactas.

g) Esquistos. Tienen foliación clara, cristales alargados y aplanados, de metamorfismo regional medio. Formación de minerales nuevos.

h) Micacitas. Son como esquistos formados, casi exclusivamente, de micas.

i) Gneis. De metamorfismo regional elevado. Último componente de la serie que comienza en las pizarras. Formado por cuarzo, feldespato y micas, lo mismo que el granito, pero no se confunden porque en los gneis existe una alineación clara de los componentes.

j) Milonitas. De metamorfismo cataclástico. Formada por fragmentos rotos.

k) Migmatitas. Intermedias entre gneis y granitos. Señalan una fusión parcial y son de metamorfismo regional de grado extremo.

l) Eclogitas. De metamorfismo regional extremo a partir de rocas ígneas básicas. Algunos piensan que forman parte del manto superior.

m) Granitos de anatexia. Formados por ultramorfismo de tipo regional como grado final.

Zonas metamórficas

Son los conjuntos de rocas metamórficas procedentes de un conjunto rocoso original que han sufrido metamorfismo bajo condiciones similares de presión y temperatura. Es un conjunto que se basa en la profundidad a la que han tenido lugar las transformaciones metamórficas. Bajo unas determinadas condiciones de presión y temperatura existirán unos determinados minerales que serán estables en un determinado intervalo. A estos minerales se les denomina minerales índice.

Facies metamórficas

Es un concepto parecido al de zona pero, en este caso, basado en las características físico-químicas. Podemos definirlos como el conjunto de rocas metamórficas, a veces muy diferentes entre sí, formadas en el mismo intervalo de presión y temperatura. Las facies vienen definidas por una asociación o paragénesis de minerales. Tema 7. El tiempo en geología. Geología histórica.

Estratigrafía

Estudia los estratos basándose, fundamentalmente, en el principio del actualismo, superposición de los estratos y cronología relativa de los fenómenos geológicos.

El estrato es un cuerpo de rocas sedimentarias limitado por dos planos de estratificación, superior e inferior, que representan interrupciones en la sedimentación y que lo separan de los estratos superior e inferior. En un estrato podremos considerar su dimensión longitudinal, su anchura y su espesor o potencia, que se mide en la vertical. Según sea ésta, los estratos se denominan lecho, nivel, horizonte y banco. En relación con la potencia, a igualdad de materiales, el espesor diferente de dos estratos indica tiempo relativo de depósito. Esto no es válido para materiales diferentes.

Series estratigráficas

Una serie estratigráfica es una sucesión de estratos en la vertical disponiéndose de modo que constituyen una estratificación. No obstante, existen rocas sedimentarias que no aparecen estratificadas; en este caso, se dice que son masivas. En la serie estratigráfica, los estratos están separados entre sí por planos de estratificación aun cuando no siempre estos planos presenten una disposición regular, de tal modo que los planos pueden ser normales, indistintos o parciales. La disposición de los estratos en la serie estratigráfica puede variar tanto en la vertical como en la horizontal. Las variaciones verticales se refieren a los cambios en el espesor o potencia de los estratos, denominándose a éste hecho polaridad. Si la potencia o espesor de los estratos aumenta hacia arriba, la polaridad se dice que es positiva; si la potencia disminuye hacia arriba, se dice que es negativa; si hay alternancia de las dos es cíclica. Estas variaciones podrán ser progresivas, rápidas o bruscas. En la horizontal también puede producirse una modificación en los estratos dando origen al acuñamiento, digitación o reducción.

Facies estratigráficas

Es el conjunto de características petrográficas y paleontológicas de un estrato que vienen determinadas por la condiciones en las que se ha formado. Como en la facies consideramos los aspectos petrográficos y los aspectos biológicos, podemos diferenciar una litofacies, que se refiere a las características de los materiales, y una biofacies, que se refiere a las características de los seres vivos.

En cuanto a los tipos de facies, podemos asimilarlos con el tipo de medio sedimentario que distinguimos en la formación de las rocas sedimentarias.

En relación con la edad de los materiales podemos considerar:

- a) Facies isópicas, iguales y de la misma edad
- b) Facies heterópicas, diferentes de la misma edad
- c) Facies homotáficas, iguales de diferente edad
- d) Facies heterotáficas, distintas y de diferente edad

Las facies no se mantienen constantes en dos estratos sino que, generalmente, sufren variaciones tanto en la vertical como en la horizontal.

– Cambios laterales de facies

Las causas de los cambios laterales de facies son muy variadas. En los continentes estas causas son, sobre todo, la transición entre diferentes ambientes sedimentarios. En los océanos, la presencia de formaciones orgánicas y también el alejamiento desde las costas hacia el interior ya que se pasará de materiales más gruesos a otros más finos.

– Cambios verticales de facies

Se pueden agrupar en varios tipos:

- a) Secuencia. Es una sucesión de estratos en la vertical. Estos estratos son de diferente litología pero, generalmente, próxima. Las secuencias pueden ser negativas o positivas, según disminuya o aumente, respectivamente, el tamaño de los componentes. Según el número de estratos podrá ser binaria, ternaria, etc.
- b) Ritmo. Es una repetición de secuencias en la vertical.
- c) Ciclo. Es una sucesión de estratos en orden inverso.
- d) Irregular. Es una sucesión de estratos que no parecen tener relación sedimento–genética alguna.

Las causas de los cambios verticales de facies son la existencia de transgresiones y regresiones, que significan un avance o retroceso, respectivamente, del océano sobre el continente y que son debidas a movimientos epirogénicos de subida o descenso lento del continente o a movimientos eustáticos con aumento de volumen de las aguas oceánicas. Las transgresiones darán origen a secuencias negativas, mientras las regresiones dan origen a secuencias positivas. La alternancia de transgresiones y regresiones darán origen a la formación de ciclos.

Discontinuidades

Una discontinuidad representa la ausencia de materiales representativos de un determinado periodo de tiempo. Pueden ser debidas a una falta de sedimentación de estos materiales o bien a una erosión posterior a su depósito. Si la discontinuidad es debida a una falta de sedimentación, se denomina hiato; si es debida a una erosión, se llama laguna estratigráfica.

El contacto que se produce entre dos materiales diferentes puede ser de varios tipos:

- a) Normal o concordante. Es el que tiene lugar entre dos estratos paralelos sin que se haya producido erosión.
- b) Paraconformidad. Es una discontinuidad que se produce entre estratos paralelos que no presentan paleorelieve (erosión después del depósito antes de depositarse la capa siguiente). La paraconformidad, en

ocasiones, es difícil de establecer y solamente podría hacerse con el estudio de los fósiles.

c) Disconformidad. Formada por dos series de estratos paralelos donde, una vez depositada la serie inferior, se erosiona formándose un paleorelieve disponiéndose a continuación la serie superior.

d) Discordancia angular. Las dos series de estratos no están paralelas, formando un cierto ángulo entre los estratos. Indica un plegamiento de los estratos de la serie inferior antes de depositarse los de la serie superior.

e) Discordancia con paleorelieve. Es lo mismo que la anterior pero un etapa de erosión de la serie inferior antes del depósito de la superior.

f) Discordancia progresiva. Los estratos de las dos series, en principio, están paralelos aunque posteriormente se encuentran deformados los de la serie inferior. Indica una deformación de una serie contemporánea al depósito de la otra.

g) Inconformidad. Son los contactos entre capas de rocas sedimentarias estratificadas y rocas metamórficas o magmáticas sin estratificar.

Paleontología

Trata del estudio de los seres vivos que existieron en épocas pasadas de la historia de la Tierra. Cualquier resto de estos seres vivos constituye un fósil.

Tipos de fósiles

a) Fósiles normales o estrictos. Cuando muere un ser vivo sus partes blandas desaparecen por descomposición, conservándose únicamente las partes más duras, que se mineralizan persistiendo a lo largo del tiempo. A este tipo de fósiles pertenecen las conchas de moluscos, el esqueleto de los vertebrados, los equinodermos, esponjas, algas calcáreas, etc.; también microfósiles de diferentes grupos como foraminíferos o protozoos.

b) Moldes o impresiones. Pueden ser:

1. Moldes internos, donde se ha producido un relleno y posterior vaciado, de modo que quedará impresa la superficie correspondiente a la parte interna del resto.

2. Moldes externos, que es a modo de huellas dejadas por un resto.

c) Cuerpos completos. Excepcionalmente, y en determinadas condiciones, los individuos se han conservado enteros a lo largo del tiempo como los mamuts de Siberia, animales en pozos de petróleo o insectos en el ámbar.

d) Restos de la actividad vital, como los coprolitos.

e) Fósiles químicos.

En el estudio de los fósiles se puede considerar un aspecto biológico, donde se observan aspectos como evolución o condiciones de vida, y un aspecto geológico, que sobre todo nos indica la edad absoluta o relativa de los diferentes materiales. Cuando estudiamos los fósiles tendremos que recurrir a su actualismo biológico, relacionado con las condiciones de vida que existieron en esa época determinada; a la anatomía comparada, que nos permite relacionar restos fósiles con individuos que viven en la actualidad; y a la correlación orgánica (que permite reconstruir un individuo a partir de un resto).

Fosilización

Cuando mueren los seres vivos, sus partes blandas se descomponen, mientras las partes duras pueden llegar a fosilizar. La fosilización significa la sustitución de la materia orgánica de un resto por materia mineral. En el caso más favorable, la sustitución tiene lugar molécula a molécula, con lo que conserva la estructura del organismo. En otros casos, no sucede esto y únicamente se conserva su morfología. Una vez que el resto ha fosilizado, no significa que se conserve indefinidamente ya que puede ser destruido por medios mecánicos o bien que las condiciones del medio no sean las apropiadas para su conservación. También puede suceder que sufra modificaciones, con lo que puede dar lugar a errores.

La formación de un yacimiento de fósiles está condicionada por una serie de factores tanto biológicos como geológicos. Así, intervienen las condiciones necesarias para que se reúnan un gran número de individuos. A continuación, debe darse una gran mortandad entre estos individuos. Posteriormente, que tenga lugar la acumulación de cadáveres en una zona apropiada. Después, que sean recubiertos inmediatamente por los sedimentos. Y por último, que las condiciones del medio sean favorables a la conservación de estos restos. Los yacimientos pueden ser halóctonos, si los fósiles han sido transportados desde el lugar donde se formaron; autóctonos, si se encuentran en el mismo lugar donde se originaron; y mixtos, que son mezclas de los dos.

La importancia de los fósiles es doble puesto que se pueden utilizar como indicadores ambientales y como indicadores temporales. Como indicadores ambientales nos permiten deducir cómo eran las condiciones del medio en el que desarrollaban su actividad. Como indicadores temporales se utilizan para conocer la edad absoluta o relativa de los materiales. Según la evolución biológica, los seres vivos han sufrido modificaciones a lo largo del tiempo, siendo éstas irreversibles, de modo que las diferentes especies o bien han cambiado o bien han sido sustituidas por otras. Sin embargo, han existido organismos que no han sufrido modificaciones en un periodo de tiempo determinado o éstas han sido muy pequeñas, de modo que un fósil de estos organismos nos indicará una edad determinada. Estos fósiles se denominan fósiles característicos y para ser considerados como tales han de tener una gran distribución espacial, o sea, gran amplitud geográfica, y una pequeña distribución temporal. También tendremos que considerar el grupo taxonómico que tengamos en cuenta. También es más útil considerar agrupaciones de fósiles y no individuos aislados ya que éstos pueden haber sido transportados desde otros lugares.

Paleogeografía

Trata de reconstruir las antiguas áreas oceánicas y continentales, de modo que nos permitan construir mapas de una época determinada. En todo caso, estos mapas nunca serán tan precisos como los actuales.

Las antiguas áreas oceánicas se pueden delimitar recurriendo a los materiales sedimentarios y, sobre todo, a los fósiles. En cuanto a los sedimentos, son más útiles de origen químico puesto que, en ocasiones, únicamente se forman en aguas marinas. Más útiles son los fósiles, puesto que muchos de ellos eran estrictamente marinos, aunque también hay que tener cuidado con las adaptaciones. Se puede incluso llegar a delimitar la línea de costa mediante la presencia de especies típicamente litorales o de formaciones como dunas o ripple-marks (ondulaciones). La profundidad podría conocerse por la existencia de organismos adaptados a la presencia o ausencia de luz. El alejamiento de la costa podría deducirse por el tamaño de los granos. La salinidad por las especies animales que encontremos.

La delimitación de las áreas continentales es más difícil de establecer puesto que los materiales están más expuestos a la erosión y, por tanto, es más difícil que permanezcan. Además, los sedimentos químicos son mucho más escasos que en los océanos. Se puede recurrir a la presencia de fósiles típicamente continentales así como depósitos de materiales que exclusivamente se forman en los continentes como pueden ser los de origen glaciar. No obstante, puede suceder que no se condiga establecer los límites exactos por lo que tendremos que hacerlo desde el exterior, o sea, estableciendo las áreas oceánicas y, a partir de ellas, las continentales.

Paleoclimatología

Se ocupa del estudio del clima de épocas anteriores y está muy relacionada con la paleogeografía. Se ha podido comprobar que debieron existir climas distintos a los actuales. Para deducir los tipos de climas se recurre a indicadores biológicos y litológicos.

Indicadores biológicos

Son muy útiles y, a partir de su estudio, se pueden las características climáticas de una época, aunque hay que tener cuidado en el manejo de estos indicadores ya que la vegetación no sólo depende del clima sino que también influye el suelo y los tipos de asociaciones vegetales, así como su capacidad de adaptación como consecuencia de su falta de movimientos.

El clima húmedo viene dado por un gran desarrollo de la vegetación y por ello se puede establecer, aunque es más difícil de precisar si fue tropical o templado, siendo solamente válido para tiempos relativamente recientes. No podemos establecer si en el carbonífero, donde la vegetación fue muy exuberante, el clima fue templado o tropical.

El clima árido se puede deducir por la existencia de plantas con transformaciones que eviten la pérdida de agua.

Los vertebrados son buenos indicadores pero únicamente para latitudes estrechas ya que tienen una gran posibilidad de desplazamientos ante posibles cambios climáticos y además presentan muchas adaptaciones. En general, el aumento de tamaño significa climas áridos.

Los invertebrados, salvo casos excepcionales, no son válidos.

Los indicadores litológicos son aquellos depósitos de materiales característicos de un clima determinado, como pueden ser las formaciones periglaciares, los depósitos glaciares, los depósitos de origen químico que indican climas húmedos, los depósitos salinos que indican climas áridos, etc.

Ritmos climáticos

Basándonos en las estadísticas referentes a los cambios que en relación al clima se han podido establecer, podemos considerar la existencia de periódicas variaciones en el clima. Se establecen así variaciones estacionales y anuales, como se puede observar en el desarrollo de los tallos de las plantas, en las conchas de los moluscos y en las escamas de los peces: variaciones de once años debidas a las manchas solares; de 40.000 años como consecuencia de la variación del eje de la Tierra; de 92.000 años por la variación de la excentricidad de la órbita terrestre; y también se puede establecer una variación de 150 a 200 millones de años como indica la existencia de glaciaciones.

Las causas de los cambios climáticos se pueden atribuir directamente a las fluctuaciones del valor de la radiación solar o a fluctuaciones de la transparencia del espacio. También puede atribuirse a variaciones en la Tierra como los cambios en la situación de los polos, la modificación de la posición del eje, las variaciones de la atmósfera, la deriva continental e incluso las orogenias.

Geocronología

Trata de establecer en el tiempo los acontecimientos y periodos geológicos. Puede ser relativa o absoluta.

Geocronología relativa

Sitúa un hecho con relación a otro. El fundamento del conocimiento de la edad relativa de un suceso se basa en el principio de superposición de los estratos, según el cual, un estrato es más antiguo que los situados por encima y más moderno que los situados por debajo. En ocasiones, podemos encontrar estratos cuya exposición no es la original. Para conocer la posición inicial de un estrato se recurre a la posición de los fósiles. Así, cuando aparecen huellas o pistas de reptación, si están en hueco nos indican una posición normal del estrato; si están en relieve nos indicarán una posición invertida. En otro tipo de fósiles se puede apreciar la posición normal que tienen. Lo mismo sucede con la posición de las conchas en las que, estadísticamente, la posición normal es con la concavidad hacia abajo. Otro método de geocronología relativa puede ser la duración de un hecho geológico, aunque esto no es muy preciso.

Geocronología absoluta

Establece la duración real de un hecho geológico: su principio y su final. Para conocer la edad absoluta se puede recurrir a procesos con una duración determinada como pueden ser el conteo de las barbas glaciares o los anillos de crecimiento de los árboles. Sin embargo, el método más eficaz y más utilizado es el método radioactivo. Se basa en el cálculo del periodo de semidesintegración de las partículas radioactivas. Entre los métodos radioactivos más utilizados se encuentra el del uranio–torio, el del helio, el del uranio 235 y 238, el del rubidio–estroncio y el del potasio–argón. También se puede utilizar para materiales muy recientes los carbono 14.

Correlaciones estratigráficas

Tratan de establecer si dos series de estratos próximas o alejadas entre sí son o no contemporáneas. Para ello, se pueden utilizar varios métodos. La presencia del mismo tipo de minerales pesados, generalmente, nos indica los mismos tipos de materiales y de la misma época. También puede recurrirse a las capas guía, que son estratos característicos de una época determinada; el problema es la presencia de los cambios laterales de facies. Se pueden utilizar también métodos paleontológicos. Cuando dos estratos presentan los mismos fósiles característicos, lógicamente hemos de deducir que son de la misma edad. Cuando esto no sucede se puede recurrir al índice de semejanza faulística: $S = 100C / (N1 + N2 + C)$, donde C son los fósiles comunes a los dos estratos y N1 y N2, los diferentes en cada estrato.

Tema 8. Historia de la Tierra.

A partir del estudio de la estratigrafía, paleontología, etc. se han pretendido establecer las diferentes etapas en la historia de nuestro planeta. Para ello se han establecido una serie de etapas cuyos límites, frecuentemente, no son muy precisos. A partir de los tiempos geológicos, la historia de la Tierra se divide en las siguientes eras:

1. Arcaica o precámbrico (agnostozoico)

2. Primaria (paleozoico): cámbrico

ortovícico

silúrico

sevónico

carbonífero

pérmico

3. Secundaria (mesozoico): triásico

jurásico

cretácico

4. Terciaria (lenozoico): paleógeno paleoceno

eoceno

oligoceno

neógeno mioceno

plioceno

5. Cuaternaria (antropozoico): pleistoceno

holoceno

Origen de la Tierra. Era arcaica.

En relación con el origen de la Tierra existen varias teorías que se pueden resumir en dos grupos:

1. Los que consideran que se origina a partir del sol con el resto de los planetas. Entre ellas podemos mencionar las siguientes:

a) Desprendimiento de fragmentos del sol como consecuencia de la fuerza centrífuga de giro de éste.

b) Choque del sol con otra estrella desprendiéndose los planetas.

c) Paso de una estrella cerca del sol arrancando fragmentos de éste.

d) El sol estaría acompañado de otra estrella formando un sistema binario, la cual se desintegró originando los planetas.

2. Otro grupo de teorías considera un origen simultáneo del sol y los planetas, bien desde una nebulosas de polvo y gas estelar o bien por una concentración progresiva de partículas cósmicas, según la teoría de los planetesimales.

Cualquiera que fuera el origen de nuestro planeta, en un principio sería un cuerpo incandescente. Durante este periodo, los materiales se dispondrían por densidades y por afinidades geoquímicas, diferenciándose el núcleo y el manto. Los gases que se desprendían formarían la atmósfera primitiva, que carecería de oxígeno y abundarían los mismos gases que actualmente expulsan los volcanes. Cuando la temperatura descendió, se condensaría el vapor de agua formándose la primitiva hidrosfera. Igual que sucede en la actualidad con las lavas de los volcanes, que se consolidan y vuelven a fundir y consolidar, se alcanzaría un momento en el que se formaría una costra superficial consolidada que constituiría la corteza primitiva sujeta todavía a muchos cambios. Esto debió suceder hace unos 4.000 millones de años, marcando el principio de los tiempos geológicos. Las rocas más antiguas que se han datado tienen unos 3.500 millones de años. No se sabe si esta corteza estaba formada por sial y sima o era simplemente basáltica.

Era arcaica

Se extiende desde 4.000 millones de años a los 600 millones de años. En la actualidad, todo este periodo de tiempo constituye el precámbrico, el cual se subdivide en I, II, III y IV.

Los primeros sedimentos serían gruesos y toscos, sobre todo, detríticos, procedentes de la desintegración de rocas ígneas. No aparecen calizas hasta muy tarde. La mayoría de los materiales estarían metamorfizados aunque no muy intensamente ya que la corteza sería muy delgada y los geosinclinales no muy profundos. Posteriormente aparecen materiales de más alto grado de metamorfismo, como gneis.

Los geosinclinales eran laxos y amplios y dieron lugar a un gran número de orogenias de las cuales quedan pocos restos. Entre ellas tenemos: carénilas o uronianas, suecofénidas, pregóticas, góticas, rifeidas y asínticas.

En la actualidad, los materiales precámbricos forman los escudos o cratones de las partes centrales de los continentes. Parece ser que la primitiva corteza siálica se fue agrandando hasta constituir una gran megajea mucho mayor que la actual. Hace unos 800 ó 900 millones de años, esta corteza se fragmentó en un proceso que se denomina la revolución algónica, iniciándose un nuevo ciclo orogénico.

El clima debió ser frío y húmedo, existiendo restos de materiales glaciares. Al final, el clima debió ser más seco y árido.

Los restos fósiles son muy escasos hasta finales de la era, lo que puede indicar que existían pocos seres vivos o que sus restos hayan desaparecido. El origen de la vida debió ocurrir al principio de la era en una serie de etapas que comienza con la síntesis de moléculas orgánicas, agrupación de estas moléculas formando macromoléculas políneas, reduplicación de ácidos nucleicos, aislamiento de material orgánico formándose células procarióticas, que posteriormente originarían células eucarióticas; a partir de aquí, evolución de formas eterótrofas y otrótofas con enriquecimiento de oxígeno en la atmósfera que permitió el desarrollo de la vida a gran escala. La evolución debió ser muy rápida puesto que, a comienzos de la era primaria, están representados todos los grandes grupos de seres vivos. Los fósiles más antiguos son bacterias y algas calcáreas. Los más abundantes son bacterias y algas; posteriormente, gusanos, medusas y esponjas. Al final de la era, abundan organismos calcáreos.

Página 100