

TEMA 1: CONCEPTOS DE GEOLOGIA.

- Definición de geología.
- Principios fundamentales; actualismo y uniformismo.
- Superposición de estratos y sucesión foslística.
- Ciencias geológicas afines y relacionadas.

DEFINICION DE GEOLOGIA

Etimológicamente, la palabra geología significa tratado de la tierra (del griego geos: tierra y logos: tratados). La geología es una ciencia experimental e histórica que investiga el origen y la evolución de la tierra, a partir de los datos obtenidos del estudio de los materiales que lo constituyen (minerales, rocas, sedimentos, fósiles...)

La geología es una ciencia histórica porque los acontecimientos geológicos ocurren a lo largo del tiempo.

La geología presenta dos objetivos generales;

- Descubrir e interpretar los relieves estructurales y fenómenos que se presentan en la corteza terrestre tratando de descubrir sus causas.
- Descifrar la historia de la evolución de la tierra y de la vida en ella a partir de los datos registrados en las rocas, estudia los minerales, rocas y fósiles no solamente por si mismos sino mas bien por el estudio de la evolución de la corteza terrestre.

La geología es una ciencia empírica porque se basa en la experiencia y en los conocimientos previos. Como todas las ciencias experimentales utiliza como método de trabajo, el método científico, el cual consta básicamente de las siguientes bases;

1/ **Observación:** Muy importante en los estudios geológicos es la observación no solo de los materiales terrestres, sino de procesos geológicos y sus efectos.

2/ **Experimentación:** Consiste en reproducir en laboratorios los fenómenos observados en la naturaleza. Se han reproducido artificialmente el origen de los diamantes, y se ha sometido a rocas a fuertes presiones para simular los esfuerzos tectónicos (fallas, colisiones...)

3/ **Inducción** a partir de los datos y conocimientos adquiridos en las etapas anteriores se elaboran teorías o hipótesis (suposiciones con pruebas insuficientes para deducir las conclusiones).

PRINCIPIOS FUNDAMENTALES DE GEOLOGIA

La geología tiene dos principios básicos; actualismo y uniformismo.

El actualismo fue enunciado por Hutton en el siglo XVIII y posteriormente afirmado por Lyell. Su enunciado es el siguiente a lo largo de la historia de la tierra no ha habido ningún cataclismo sino que los fenómenos geológicos han sido uniformes en el tiempo.

EL PRESENTE ES LA CLAVE DEL PASADO

Este principio se aplica con mucha frecuencia en geología, para reconstruir acontecimientos geológicos. Por ejemplo, hoy en día se conoce, con detalle como viven los corales (aguas cálidas, limpias, temperaturas altas y

con poca variación, etc.) si es una roca sedimentaria antigua, encontramos un coral fósil podemos aplicar el principio de actualismo y pensar que ese organismo vivía en medios sedimentarios semejantes a los actuales. De esta manera podemos reconstruir las características de un medio sedimentario antiguo.

PRINCIPIO DE SUPERPOSICION ESTRATIFICADA

Se debe a Stenon del siglo XII dice un

estrato es más moderno que la capa intrayacente y a su vez más antigua que la capa suprayacente. Esto se debe a que los estratos más antiguos se han depositado antes porque la sedimentación se realiza de arriba hacia abajo (gravedad) y cada capa de sedimentos cubre a los anteriores.

El principio de Stenon no se cumple cuando hay inversiones estratigráficas debidas a plegamientos y entonces hay que recurrir a otros criterios para ordenar los estratos del más antiguo al más moderno.

PRINCIPIO DE SUCESION PAULISTICA

Según este principio los fósiles que se encuentran en las capas o estratos superiores serán más modernos que los estratos inferiores. FOTOCOPIAS

TEMA 2:EL TIEMPO EN GEOLOGIA

- Edades absolutas y relativas.
- Métodos de datación absoluta. Métodos radiactivos.
- Concepto de fósil. Fosilización. Datación por medio de fósiles.
- Métodos de datación relativa: datación por fósiles
- Unidades geo-cronológicas y crono-estratigráficas. La escala del tiempo geológico.

INTRODUCCION

Aunque la geología estudia los cambios que ha sufrido la Tierra estos son tan lentos que una persona cualquiera no sería capaz de observarlos puesto que a lo largo de su vida 75–80 años apenas se habría producido alguna modificación en la superficie terrestre.

Existen algunos fenómenos catastróficos que se producen instantáneamente o en un lapso de tiempo relativamente corto como los terremotos, las erupciones volcánicas, desprendimientos de laderas, etc. Pero incluso estos fenómenos son más espectaculares por los efectos momentáneos que por sus efectos duraderos ya que desde el punto de vista geológico carecen prácticamente de importancia.

Sin embargo tenemos muchos ejemplos, de modificaciones que aunque modestas demuestran este cambio de la Tierra solo que a un ritmo relativamente corto.

A lo largo de estos últimos 20–25 siglos ya se observan meandros abandonados y puentes que han quedado fuera del cauce actual del río lo que denota que su cauce se ha desplazado; presas romanas totalmente llenas de sedimentos lo que indica que el río ha ido llenándolas con los detritos que arrastraban y que lógicamente fueron arrastrados desde la cabecera del río.

Los cambios verdaderamente geológicos como la formación de cordilleras o desplazamiento de continentes se producen a un ritmo mucho más lento que hay que medir en millones de años y que por consiguiente escapa totalmente a nuestra imaginación.

De la misma manera que el hombre utiliza el año como unidad de tiempo, en geología dicha unidad es el

millón de años. En consecuencia la tierra tiene un pasado, una historia en la que han sucedido toda una serie de acontecimientos geológicos, en el transcurso de los tiempos, uno de los objetivos que se persiguen en geología es situar en el tiempo un acontecimiento geológico.

Para ello no basta con conocer los acontecimientos sino que hay que datarlos (establecer una edad).

Al tratar de establecer la edad de cualquier acontecimiento ocurrido en la historia de la tierra, el geólogo puede tener a su disposición material suficiente para calcular de un modo preciso, su edad, es decir, el tiempo transcurrido desde que tuvo lugar dicho acontecimiento.

Edades absolutas y relativas

El primer método nos lleva a establecer una cronología absoluta para el acontecimiento en cuestión, mientras que el segundo método nos proporciona un cronológico relativo en base a la posición que ocupa con respecto a los acontecimientos.

2/ Métodos de datación absoluta. Modos radiactivos

1/ métodos geológicos.

Son aquellos que emplean criterios geológicos para calcular la edad absoluta de los acontecimientos geológicos. Hay varios métodos;

*** Método basado en la velocidad de sedimentación actual** y en base a ella calcula la edad de la Tierra. Previamente se mide el espesor total de rocas sedimentarias y luego se divide por la velocidad media de sedimentación. La edad de la Tierra calculada por este método es de 96 m a, cifra muy inferior a la que realmente se le atribuye.

Este método es erróneo por varios motivos; hay episodios en los que no hay sedimentación, no es un proceso continuo ni uniforme, durante la litificación(endurecen), hay una reducción del espesor de las capas sedimentarias, etc.)

*** Métodos básicos de las varvas (capas) glaciares**

Las varvas glaciares son unos depósitos lacustres (lagos) glaciares. Cada año se depositan dos capas en los lagos glaciares;

- Una capa oscura de invierno formada cuando la superficie esta congelada y solo se depositan las arcillas que Estan en suspensión y la materia orgánica del plancton lacustre que al morir cae al fondo.
- Una capa clara correspondiente a los depósitos de verano, cuando llegan al lado materiales detríticos (gravas, arenas, etc.) arrastradas por las propias aguas de fusión de los hielos.

Este método solo nos permite calcular edades de los depósitos glaciares, es decir, el comienzo y termino de un determinado periodo glacial. Su uso es limitado.

*** Método basado en los anillos de crecimiento de los vegetales (cronología)**

Calcula la edad de troncos de arboles fósiles basándose en el hecho de que los vegetales desarrollan dos anillos cada año a partir del cambium (el cual forma el xilema hacia el interior y el floema hacia el exterior).

Un anillo claro y ancho correspondiente a la primavera.

Un anillo estrecho y oscuro correspondiente al otoño–invierno.

Se cuentan los anillos se divide por 2 y tenemos la edad del vegetal. Tiene poca utilidad, solo en sedimentos que presentan troncos bien fosilizados.

***Método basado en la línea de crecimiento de conchas y esqueletos de animales.**

Hay animales que desarrollan en su concha o esqueleto estrías y bandas de crecimiento.

Los corales desarrollan estrías diarias y se agrupan en bandas anuales. Se sabe que en el Devonico (400 m a.) los años tenían 400 días porque los corales tienen 400 estrías de crecimiento por cada banda anual. Los días eran mas cortos porque la Tierra giraba mas deprisa. La atracción mareal Tierra–Luna parece ser la responsable de esta desaceleración (21 horas tenían los días).

3/ Métodos de datación absoluta radiológicos (basados en la desintegración de elementos radiactivos presentes en las rocas).

Son los mas utilizados por ser muy fiables. En la naturaleza existen muchos isótopos (= n° de protones pero no de neutrones por lo que presentan diferente masa atómica) de los elementos químicos. Muchos isótopos son inestables y de forma espontanea se transforman en otros elementos químicos. Estos elementos inestables son los elementos radiactivos.

El periodo de semidesintegración de un elemento radiactivo es el tiempo que tarda en reducir el n° de átomos a la mitad.

Se trata de un valor constante para cada elemento radiactivo que puede variar desde varios miles a muchos millones de años. Este valor no se afecta por ninguna variable física o química. Los elementos radiactivos se pueden considerar como relojes geológicos, ya que sabiendo la masa del elemento radiactivo inicial y la del elemento estable final podemos calcular el tiempo que lleva desintegrándose.

Si una roca tiene un elemento radiactivo podremos calcular su edad. Previamente, con el espectrógrafo de masas se calculan las masas de los productos radiactivos y de los elementos estables.

Hay diversos métodos radiométricos en función de los isótopos utilizados.

El método del plomo

Utiliza los isótopos cuyo elemento final estable es el plomo.

$^{92}\text{U}238 \rightarrow ^{82}\text{Pb}206$ T=4500 m a

$^{92}\text{U}235 \rightarrow ^{82}\text{Pb}207$ T=710 m a

$^{90}\text{Th}232 \rightarrow ^{82}\text{Pb}208$ T=13900 m a

Los elementos anteriores suelen aparecer en rocas magmáticas, se utilizó este método para calcular la edad de la Tierra (4500 m a). Si en una roca aparecen todos los isótopos anteriores, se calcula la edad de la roca para cada uno de ellos y luego se contrasta el resultado final. De esta forma es más fiable la datación.

El método del potasio–argon

El potasio se transforma en dos isótopos estables; argón 12% y calcio 88%

$19\text{K}40 * 18\text{Ar}40$ (12%) + $20\text{Ca}40$ (88%) $T=1300$ m a

El calcio no se suele utilizar porque se confunde con el de origen no radiométrico. Se utiliza para la medición del argón aunque puede escapar de la roca dado su estado gaseoso, pudiendo ocasionar errores en la datación. Este método se emplea para calcular la edad de rocas metamórficas.

Método del rubidio-estroncio

Se emplea para calcular edades de rocas sedimentarias. El rubidio suele encontrarse en los sedimentos. La transformación es la siguiente;

$37\text{Rb}87 * 38\text{Sr}87$ $T=50000$ m a

Este método presenta un problema que se debe a la existencia de $\text{Sr}86$ no radiactivo en las rocas sedimentarias, con lo que los cálculos podrían ser erróneos si no lo tenemos en cuenta.

Método del carbono-14

En las capas altas de la atmósfera es bombardeado por neutrones $7\text{N}14$ y se transforma en $7\text{N}15$ que es muy inestable y se convierte en carbono $6\text{C}-14$ cuando libera un protón.

El carbono-14 pasa a las capas bajas de la atmósfera formando CO_2 que es captado por las plantas y animales. Es por ello por lo que para aplicar este método deberá hacerse en restos de vegetales o de conchas y esqueletos de animales.

Cuando el organismo muere deja de tomar CO_2 con C -carbono-14 pero el ya fijado en los tejidos se desintegra a $\text{N}-14$

$6\text{C}14 * 7\text{N}14$ $T=5570$ años

El periodo de semidesintegración del $\text{C}-14$ es de 5570 años por lo que no se podrán hacer dataciones de más de 50000 años. Un ser vivo tendrá siempre la misma proporción de $\text{C}-14/\text{C}-12$; pero al morir no incorpora nuevo $\text{C}-14$ en el organismo y la cantidad de $\text{C}-14$ que hasta ese momento estaba en equilibrio comienza a decrecer, es decir, la proporción de $\text{C}-14/\text{C}-12$ disminuye hasta que el $\text{C}-14$ llega a ser imperceptible en unos 50000 años.

Este método es muy interesante para aplicarlo en arqueología. También en geología pero solo para aquellos acontecimientos recientes (glaciaciones).

4/ CONCEPTO DE FOSIL. Fossilización. Datación por fósiles.

Se entiende por fósil al resto de un ser vivo animal o vegetal que habitó la tierra en épocas pasadas y cuyos restos petrificados han llegado hasta nuestros días. También reciben este nombre las huellas de la actividad vital de estos seres, por ejemplo; huellas de dinosaurios, huellas de reptación, etc. Para que un determinado organismo pueda convertirse en fósil deben realizarse una serie de procesos que le permitan petrificarse y perdurar en el tiempo.

A esto se le conoce como petrificación, la condición esencial para que un ser vivo al morir pueda petrificarse es que quede protegido de la acción de los agentes atmosféricos ya que si no los restos quedarían destruidos; esta protección se puede lograr al quedar enterrado a la vez que se produce la sedimentación, no obstante a pesar de esta protección las partes blandas se van a destruir, por esto se le podrán fosilizar aquellos animales que posean partes duras en su constitución, como huesos, conchas, caparazones, etc...

Excepcionalmente, se han podido encontrar fósiles completos que han quedado protegidos por resina u otras sustancias.

El proceso mas frecuente de fosilización es la mineralización, la composición primitiva es reemplazada molécula a molécula por otra sustancia pero no cambia su forma externa que nos va a permitir conocer las características morfológicas del organismo en cuestión. Las sustancias que actúan como minerales son principalmente la calcita y la sílice. Como los seres vivos han evolucionado a lo largo del tiempo y sus restos fósiles se encuentran asociados a las rocas sedimentarias que se han ido sedimentando en épocas sucesivas, las rocas sedimentarias de una época determinada se pueden reconocer por fósiles que contienen.

Se denomina fósil característico, fósil guía o fósil de zona a aquellos que reúnen las siguientes características:

- Evolución rápida para que se defina un lapso de tiempo pequeño.
- Extensa area de dispersión de estos fósiles para que sean útiles sus correlaciones entre áreas geográficas alejadas unas de otras. Los organismos marinos son los que alcanzan una distribución geográfica más amplia.
- Facilidad de fosilización para que sea abundante.

Ejemplo; trilobites (crustáceos marinos) Se han utilizado para establecer diversos periodos del Paleozoico (570–230 m.a).

Ammonites (moluscos) Vivieron en el Mesozoico (230– 65 m.a).

Fonaminiferos (organismos unicelulares). Ultimos 65 y 2 m.a. (Zenozoico o Terciario)

5/ UNIDADES GEOCRONOLOGICAS Y CRONOESTRATIGRAFICAS. LA ESCALA DEL TIEMPO GEOLOGICO.

,En estado podemos considerar 3 parámetros:

- Su naturaleza, es decir, la composición de la roca.
- Su contenido fósil.
- Su edad, es decir, el tiempo transcurrido desde que se formó a partir de parámetros anteriores, se van a distinguir tres tipos de unidades estratigráficas.

A/ Unidades litoestratigráficas Conjunto de estratos que tienen la misma composición o naturaleza litológica. Por ejemplo un conjunto de rocas calizas. La unidad principal es la formación que el conjunto de estratos con homogeneidad litológica.

2/ UNIDADES BIOESTRATIGRAFICAS.

Conjunto de estratos que presentan el mismo contenido fósil la unidad fundamental en la biozona que es el conjunto de estratos con unas características paleontológicas (fósiles).

Que es la diferencia de las adyacentes. Hay varios tipos de biozonas según que se refieren a una especie determinada de fósiles o una asociación de ellos.

Las unidades litoestratigráficas y bioestratigráficas son volúmenes de rocas caracterizadas por su litología o por su contenido faunístico.

Permitir correlacionar series de rocas sedimentarias de distintas localidades (comparar los estratos para poder reconstruir la historia geológica de una región).

Una serie estratigrafica es un conjunto de estratos que aparecen en un lugar ordenados desde el más antiguo al más moderno.

UNIDADES CRONOESTRATIGRAFICAS, Son un conjunto de estratos que se han formado en el mismo intervalo de tiempo, se definen a partir del contenido fósil.

*Eratema; Esta formada por varios sistemas. Se denominan en función del contenido fósil, por ejemplo, paleozoico, fósiles antiguos, mesozoicos, fósiles intermedios, cenozoico, fósiles recientes,.

* Sistema; es una unidad constituida por series. Se nombran siguiendo criterios geográficos (jurásico de Jura, cretácico de Creta) o geológicos (carbonífero de carbón).

*Se define como un conjunto de rocas que se han depositado en un determinado intervalo de tiempo está formado por varios pisos.

* Pisos; Se define como la unidad cronoestratigrafica fundamental. Por este motivo cada piso tiene su tipo representativo en la localidad que mejor lo representa a nivel mundial. Se denomina siguiendo un criterio geográfico (oxfordiense de Oxford, calabriense de Cala).

UNIDADES GEOCRONOLOGICAS

Son aquellas unidades que miden exclusivamente el tiempo y no los estratos.

Cada unidad geocronologica tiene su equivalente cronoestratigrafica.

crono-estratigraficas geo-cronologicas

Eratema Era

Sistema Periodo

Serie Epoca

Piso Edad

TEMA 3 CARACTERISTICAS FISICAS DE LA TIERRA

1/ Forma, tamaño, masa y densidad de la Tierra.

2/ Campo gravitatorio anomalías de la gravedad. Isostasia.

3/ Campo magnético. Paleomagnetismo.

4/ Flujo y gradiente geotérmico.

Forma, tamaño, masa y densidad de la Tierra.

Los satélites nos muestran fotografías de la forma redondeada de la Tierra, pero esta redondez, no es perfecta.

Newton demostró, que la Tierra se presenta abombada en el ecuador y achatada en los polos, a causa del movimiento de rotación.

Este provoca una fuerza centrífuga en la materia terrestre que alcanza su máximo en el ecuador. A esta esfera achatada por los polos se llama elipsoide de revolución.

Actualmente, se considera la superficie de la Tierra como una superficie equipotencial para la gravedad. A esta superficie se llama geoide y estaría formada por la unión de todos los puntos con el mismo valor de gravedad.

Estos valores se calculan midiendo la fuerza de gravedad en cada punto terrestre y reduciéndola posteriormente a la que correspondería a nivel de mar. Las líneas o superficies que unen los puntos de igual fuerza de gravedad quedan unas veces por encima del elipsoide y otras por debajo.

Naturalmente, esta superficie no es real pero sí equipotencial para la gravedad. Los puntos de la línea de costa serían coincidentes para los tres tipos de superficies de la Tierra posibles;

Elipsoide, geoide y tierra real (superficie topográfica).

Tamaño de la tierra

Las medidas que se suelen aceptar actualmente son el radio ecuatorial (6378 km) y el radio polar (6357 km) la diferencia entre ambos es de 21 km.

El radio medio se estima en 6374 km y su volumen $1,083 \cdot 10^9 \text{ km}^3$ La superficie total de la Tierra es de $510 \cdot 10^6 \text{ km}^2$

MASA

Mediante la fórmula de atracción universal; se deduce

$$F = k \frac{M_T \cdot m}{R^2}$$

Que la masa de la Tierra es $5,975 \cdot 10^{24} \text{ kg}$.

DENSIDAD DE LA TIERRA.

Esta es la densidad media de la Tierra.

En la corteza terrestre es de $2,7 \text{ g/cm}^3$ a $2,9 \text{ g/cm}^3$ aumentando conforme nos introducimos en su interior.

Este aumento es debido a que los materiales del interior son de mayor peso molecular (aumenta la proporción de Fe) y a la mayor compresión a la que están sometidos (se calcula que el núcleo interno del planeta la presión es de unos 3 a 4 millones de atmósferas y la densidad de los materiales es de 12 a 14 g/cm^3

Campo gravitatorio. Anomalías de la gravedad. Isostasia.

Campo gravitatorio. La fuerza de gravedad representa la fuerza con que la Tierra atrae a cualquier masa situada en su campo gravitatorio. Este sería una zona del espacio que rodea a la Tierra donde se manifiesta atracción por los cuerpos debido a la masa del planeta.

La intensidad del campo se manifiesta en m/s^2 , es decir, en términos de aceleración. Se admite que su valor es de $9,8 \text{ m/s}^2$ a nivel del mar en el ecuador. Este valor varía con la latitud geográfica, la altitud y la

presencia de masas cercanas de diferente densidad. Por tanto g , no tiene un valor fijo y único para toda la Tierra.

En cada punto se puede calcular un valor teórico con la formula anterior. Este valor no coincide con el valor real que miden los gravímetros.

Estas pequeñas diferencias entre el valor teórico y real se deben a anomalías gravitatorias.

Anomalías gravitatorias

Las diferencias entre los valores teóricos y reales en un punto dado constituyen las anomalías de la gravedad, habiendo anomalías debidas a la altitud, latitud, topografía y la presencia de masas de densidades diferentes en el subsuelo.

Las anomalías de la gravedad son positivas cuando el valor medido supera al valor teórico calculado, y negativas cuando el valor es menor que el teórico. Por ello, los geofísicos utilizan valores de g , corregidos en los que se tiene en cuenta la latitud, la altitud y la topografía (por ejemplo la cercanía de montañas).

Teniendo en cuenta todo lo anterior, a veces, se observan anomalías residuales de la gravedad que nos proporcionan información sobre la distribución de materiales y su densidad en la vertical de la zona en la que se han realizado las medidas.

Estas anomalías residuales en zonas locales constituyen los métodos gravimétricos de prospección cuya importancia es decisiva en la localización de aguas subterráneas, petróleo o minerales de interés económico.

Isostasia. Encima de las grandes montañas se han observado anomalías residuales de la gravedad ya que presentan valores excesivamente negativos a los teóricos con sus correcciones de altitud correspondientes. Esto significa que dichas montañas tienen raíces que penetran en un sustrato más denso.

Según la teoría de Airy la corteza terrestre esta constituida por bloques rígidos con una densidad entre 2,7 y 2,9 g/cm³ que flotan sobre otros materiales más densos 3,1 a 3,3 g/cm³ y de mayor plasticidad en los que introducen sus raíces (de una manera similar al hundimiento de los icebergs en el mar). Existe, pues, una pequeña parte emergida (1/9) y una gran parte sumergida (8/9). La capa plástica se encuentra en el manto superior y se llama astenosfera.

La isostasia o equilibrio isostático que se establece entre la parte emergida y la parte sumergida de los continentes. Este equilibrio que conserva constantes las proporciones sumergidas y emergidas se mantiene gracias a movimientos verticales de los continentes y cordilleras.

Cuando se rompe con procesos de carácter exterior (erosión) o de índole interno (plegamientos). A estos movimientos verticales se les llama movimientos epirogenicos. Cuando un continente o cordillera sufre un proceso de fuerte erosión responde llevándose lentamente hasta recuperar el equilibrio perdido.

En el caso contrario, es decir, ante un exceso de acumulación de materiales por plegamientos o por una glaciación, la respuesta es un lento hundimiento de dicha zona.

Estos movimientos, aunque lentos son muy importantes ya que el ascenso que sufre en las cordilleras sometidos a una acción erosiva, permiten que llegue a aflorar en superficie parte de las raíces de las montañas posibilitando su estudio. De esta manera asciende poco a poco las rocas plutónicas que han solidificado a partir de magmas en el interior de la corteza.

3/ Campo magnético. Paleomagnetismo.

El campo magnético terrestre podría compararse con el que originaría un enorme dipolo magnético(imán) situado en el interior de la Tierra, aunque no exactamente en su centro.

La línea imaginaria que uniría los puntos norte-sur magnético pasaría a 1200 km del centro de la Tierra y estaría inclinada 11° respecto al eje de rotación terrestre. Este campo se puede representar con una serie de líneas de fuerza que salen del polo sur magnético de tal manera que cualquier material magnetizado se orientaría, si tiene suficiente libertad de movimiento, siguiendo estas líneas de fuerza.

En los polos magnéticos las líneas de fuerza son perpendiculares a la superficie terrestre. En el ecuador magnético son horizontales y en posiciones intermedias una aguja adquiriría posiciones intermedias.

El ángulo que formaría una aguja imantada con la superficie terrestre (plano horizontal) se llama ángulo de inclinación magnética. Este varía entre 90° en la cercanía de los polos magnéticos y 0° en las cercanías del ecuador.

Las características que definen el magnetismo en un determinado punto terrestre son la declinación, inclinación e intensidad magnética.

Esta se mide en el magnetometro.

Al igual que en el campo gravitatorio en el campo magnético se producen anomalías entre los valores teóricos calculados y los reales.

Dichas diferencias son debidas a campos magnéticos locales originados por la presencia de rocas o minerales con propiedades magnéticas. Destaca entre ellos la magnetita o rocas con silicatos ferro-magneticos. En esto se fundamenta la prospección magnética que nos proporciona información sobre las rocas y minerales del subsuelo.

Se cree que el campo magnético se genera por los movimientos del núcleo sólido terrestre con respecto al manto y la corteza y gracias a la capa intermedia fundida (núcleo externo).

Paleomagnetismo

Observaciones y mediciones realizadas sobre la inclinación y declinación magnética han demostrado que estas varían lenta y regularmente a lo largo del tiempo en periodos del orden de siglos.

A este cambio se le ha llamado variación secular y puede oscilar varios cientos de kms entre punto extremos.

Otra prueba de estos movimientos pueden ser recogidas en las rocas volcánicas que solidifican en la superficie ya que contiene microcristales ferro-magneticos sobre los que actúa el campo magnético antes de solidificar la lava. Estos minerales se orientan según la dirección del campo magnético que existía en el momento en que solidificara la lava como si de pequeñas brújulas se tratara. Permaneciendo así durante millones de años. Además de estas pequeñas variaciones seculares del eje magnético, se ha comprobado al estudiar el paleo magnetismo de algunas lavas de distintos continentes (principalmente en el centro de las dorsales oceánicas) que los minerales magnéticos de las rocas estaban orientados en sentido inverso al actual.

Con todas las mediciones realizadas se ha podido establecer la escala que corresponde a las inversiones de la polaridad ocurridas en el pasado. En los últimos 70 millones de años se han constatado mas de 100 inversiones en la polaridad del campo magnético. En las investigaciones realizadas en este sentido no se han podido observar rocas que presenten minerales con orientaciones intermedias, entre el sentido normal y el inverso.

Por lo que se piensa que las inversiones se producen en intervalos muy cortos de tiempo.

No se sabe cual es la razón de estos cambios bruscos en la polaridad magnética.

TEMA 4: ESTRUCTURA Y COMPOSICION DE LA TIERRA

1/ Sismicidad. Terremotos. Tipos y propagación de ondas sísmicas. Discontinuidades.

2/ Corteza, manto y núcleo; composición y estructura

3/ Modelo geodinamico; litosfera–astenosfera

4/ Atmósfera; Composición química, estructura y dinámica.

5/ Hidrosfera; composición, estructura y dinámica de los océanos. El ciclo del agua.

SISMICIDAD Y TERREMOTOS

La sismología es la rama de la geología, que se ocupa del estudio de los seismos o terremotos. Presenta dos vertientes bien definidas;

* Por una parte registra y estudia los terremotos, sus causas, sus efectos y su distribución.

* Por otra parte estudia la estructura del interior terrestre, a partir de los datos que proporcionan las velocidades de propagación de las ondas sísmicas.

La investigación sísmica nos ha permitido descubrir casi todo lo que conocemos de la estructura interna de nuestro planeta.

En el siglo XX la sismología ha avanzado mucho, tanto por la calidad creciente de los aparatos (sismógrafos) como por la red mundial de estaciones sismológicas que escuchan noche y día los temblores de la Tierra.

Las ondas sísmicas son vibraciones de la materia terrestre que se transmite por todo el planeta y cuando llegan a la superficie son las responsables de los temblores y destrucciones que se producen en ella, es decir, son los que provocarían los terremotos.

Las ondas sísmicas pueden originarse como consecuencia de cualquier perturbación, por pequeña que sea (hundimiento de una cueva, paso de un tren, etc.). Pero las causas de los movimientos sísmicos tiene su origen en el movimiento de las placas litosfericas que originan colisiones, subducciones y fricciones de la misma.

El punto donde se produce la perturbación se llama hipocentro y el punto superficial terrestre situado encima del hipocentro es el epicentro.

Tipos y propagación de ondas sísmicas

Los sismógrafos registran por cada terremoto que los afecta tres tipos de sacudidas sucesivas producidas por tres tipos de ondas sísmicas diferentes.

Las primeras ondas que se registran son las p, primarias o longitudinales que consisten en compresiones y distensiones de las partículas de rocas en el mismo sentido que la dirección de propagación de la onda. Son más veloces y por ello se registran antes. Estas ondas se propagan en medios sólidos y fluidos.

Las ondas p se propagan con una velocidad

Las segundas que se registran son las ondas s, secundarias o transversales. Se producen por compresiones y distensiones de las partículas en sentido perpendicular al de la dirección de propagación de onda.

Cuando se transmiten lo hacen aproximadamente a la mitad de velocidad que las ondas p. Se transmiten en medios sólidos pero no en los fluidos. Su comportamiento depende directamente de la elasticidad del medio.

Las terceras y más fuertes que se registran son las ondas L o superficiales, que se originan cuando las anteriores alcanzan la superficie topográfica solapándose en muchos puntos.

Su velocidad es menor que la de las ondas s y p, pero su gran longitud de onda es responsable de su fuerza destructora.

La velocidad de propagación de los tres tipos de onda es decreciente lo que explica

Que los sismógrafos registren 3 sacudidas por cada terremoto.

Cuanto más alejado este el sismógrafo del hipocentro mayor será el intervalo que registra entre cada una de estas tres sacudidas.

Las ondas p y s, como cualquier onda pueden sufrir refracciones (desviaciones en su trayectoria cuando cambian de medio) y reflexiones (cuando aumenta mucho el ángulo de incidencia se refleja).

Si atraviesan medios en que aumenta progresivamente la elasticidad aumentara su velocidad y sus recorridos serán líneas ligeramente curvadas. Si el cambio de elasticidad es brusco, las direcciones y velocidades cambiarán también bruscamente.

Los métodos de exploración del interior del planeta se basan en estos fenómenos de refracción, reflexión y cambio de velocidad de las ondas sísmicas. Estos métodos han permitido deducir que el interior de la Tierra está constituido por capas concéntricas esferoides. A las superficies entre capas, donde las ondas sufren estas variaciones se llaman discontinuidades sísmicas.

Discontinuidades sísmicas

Las discontinuidades sísmicas son superficies del interior del planeta donde las ondas sísmicas p y s sufren alguna variación en su transmisión, demostrando la existencia de capas concéntricas de distinta naturaleza.

Un ejemplo lo constituyen las observaciones de Mohorovicic quien observo que a los 200 km de un epicentro llegaban dos sacudidas de las ondas p y a los sismógrafos una primera y otra posterior. Igualmente ocurriría con las ondas s.

Moho demostró que este hecho a que a cierta profundidad el material terrestre cambia bruscamente elasticidad y densidad.

La superficie que separa los dos medios permite que las ondas p correspondientes a la segunda sacudida que inciden con ella en un ángulo superior al ángulo límite no la atraviesen, sino que se refleja volviendo a emerger; Siendo captadas por los sismógrafos más tarde y más debilitada que las que viajan directamente a la zona del sismógrafo.

De estos hechos se deduce la existencia de una discontinuidad sísmica, que se llamada discontinuidad de Mohorovicic, o simplemente Moho. Bajo los continentes esta superficie está a profundidad de unos 30–70 km

y bajo los océanos entre 5 y 12 km y separa la corteza terrestre de una zona inferior, el manto. En esta superficie las ondas p y s aumentan bruscamente en velocidad pasando las ondas p de 6,9 km/s a 8,1 km/s

Con observaciones análogas en toda la superficie terrestre, y valiéndose de multitud de mediciones se ha demostrado la existencia de varias superficies de discontinuidad que dividen el planeta de fuera hacia adentro en corteza, manto y núcleo.

La corteza comprendida entre la superficie topográfica y la superficie de Moho. El manto comprendido entre la superficie de Gutenberg. En esta superficie las ondas p sufren una disminución en su velocidad y las s no se transmiten por lo que se cree que, al menos en su parte externa, esta fundido.

En el esquema de la fotocopia (1-ondas sísmicas) se puede observar la velocidad de propagación de las ondas sísmicas y las discontinuidades a que darían lugar sus variaciones.

A las anteriores discontinuidades (Moho y Gutenberg) se le llama de 1er orden por el cambio brusco que sufren las ondas p y s.

Existen otras discontinuidades donde las ondas sísmicas sufren pequeñas variaciones; discontinuidad de Conrad. Se encuentra dentro de la corteza sola debajo de los continentes. Separa la envoltura externa de composición granítica o similar (densidad 2,7) SIAL de la capa subyacente de composición basáltica o similar. Las ondas sísmicas sufren un, ligero ascenso a esta zona.

Discontinuidad de Repetti; se encuentra dentro del manto a unos 900 km de profundidad separando al manto superior del manto inferior en esta zona las ondas tienen una pequeña desaceleración.

Discontinuidad de Wiechert-Lehmann; de 5000-5100 km de profundidad.

Separa el núcleo externo (fluido) del núcleo interno (sólido). En él las ondas p sufren un descenso para luego aumentar.

CORTEZA, MANTO Y NUCLEO; COMPOSICION Y ESTRUCTURA.

La corteza continental; estructura horizontal

Queda limitada por dos superficies muy irregulares, la superficie topográfica y la superficie de Moho. La superficie topográfica es complejísima pero podemos simplificarla en las siguientes unidades;

- **Superficies subaereas continentales;**
 - **Cratones:** son zonas antiguas muy erosionadas con antigüedad de más de 225 m. a. Son áreas de gran estabilidad en la que no suelen ocurrir fenómenos sísmicos ni volcánicos.
 - **Orogenos (cordilleras):** son regiones plegadas recientemente y su cobertura sedimentaria está poco erosionada... son zonas inestables donde son normales las perturbaciones sísmicas y volcánicas.

Entre ambos extremos se puede situar un tercer tipo estructural, las plataformas, que corresponderían a zonas crónicas con una cobertura sedimentaria más o menos horizontal.

Dentro de los orógenos hay que incluir los arcos insulares que forman rosarios de islas paralelas, a las costas y que en realidad son futuras cordilleras en fase de formación.

Corteza oceánica. Estructura horizontal.

Su topografía esta formada por cuatro unidades diferenciadas;

1/ **Plataforma continental** que estructuralmente constituye una prolongación de los continentes. Forma un declive poco acusado que se extiende hasta una profundidad de 200 metros y termina en una brusca caída que forma el talud continental que se prolonga hasta el fondo oceánico.

2/ **Las fosas abisales.** Son profundas depresiones de alargado contorno dispuestas casi al mismo pie del talud y paralelas a los bordes continentales. Pueden alcanzar cotas inferiores a los 10.000 metros y constituyen unas inmensas cuevas de sedimentación pues a ellas van a parar gran parte de los sedimentos arrancados de los continentes.

La llanura oceánica o abisal que constituye el fondo oceánico propiamente dicho.

Son inmensas planicies, interrumpidas en determinadas zonas por relieves de naturaleza volcánica, que forman gigantescos conos que pueden llegar incluso a emerger formando islas. En ocasiones estos conos, tienen truncado el ápice y forman elevaciones de cima plana llamados Guyots.

Las dorsales oceánicas constituyen el mas importante de los relieves oceánicos. Las dorsales son similares a largas cordilleras, que cruzan los océanos de parte a parte y se enlazan unas con otras, dando lugar a un serpenteante relieve que se extiende a lo largo de mas de 60000 km. Su altura llega a ser de 2000 a 3000 metros sobre el fondo oceánico y en algunas zonas llegan a emerger sus crestas, formando archipiélagos de islas (Islandia, Islas Azores, etc.)

Las dorsales poseen dos características muy peculiares. La primera es que en su centro existe un profundo valle o depresión que le confiere a su sección un aspecto de eme; a lo que se denomina rift. La otra característica es que las dorsales Estan continuamente interrumpidas por un elevadísimo numero de fallas laterales, que las dividen en tramos desplazados a derecha e izquierda del rift. Estas fallas reciben el nombre de fallas transformantes.

Representación de la superficie de la corteza oceánica así como corte transversal de ella.

Estructura vertical de la corteza terrestre.

Gran parte de ella se conoce directamente, por medio de sondeos situados en áreas montañosas.

La estructura vertical varia de las áreas continentales, tampoco es exactamente igual en las zonas de formación recientes (zonas de orogeno o cordilleras) que en las zonas antiguas generadas en orogenias lejanas y hoy desmanteladas por la erosión (cratones). Por la aplicación de diversos métodos geofísicos, nos señalan tres niveles en la corteza continental.

Nivel 1; constituido por rocas sedimentarias de espesores muy diversos, alcanzándose un maximo en las zonas de orogeno o de cordilleras recientes, en donde las rocas sedimentarias Estan plegadas, formando las partes más sobresalientes de las cordilleras.

Nivel 2; formado por rocas de naturaleza granítica (rocas plutonicas) y tambien metamórficas de alto contenido en sílice (SiO_2). Esta capa tambien tiene un espesor variable y esta muy engrosada bajo las cordilleras (raíces de las montañas).

Aunque no esta formada únicamente por granito se denomina capa granítica, en un tiempo llamado SIAL (silicatos aluminicos) que es el componente básico de las rocas graníticas.

Nivel 3; es el mas profundo estando formado por rocas mas densas de naturaleza similar a la del basalto. Es

mas gruesa en las áreas del orogeno. Se ha denominado capa basáltica. Fue llamada SIMA (silicatos magnesicos) que es la composición mineralógica de las rocas de naturaleza basáltica.

En algunos lugares de la Tierra, la velocidad de propagación de las ondas sísmicas sufre un aumento al pasar de la 2ª a la 3ª capa, denominada discontinuidad de Conrad.

La corteza oceánica Es muy diferente en cuanto a su constitución y esta tambien estructurada en tres capas;

Capa 1; compuesta por sedimentos recientes no consolidados; no suele sobrepasar los 500 metros de espesor por termino medio.

Esta ausente en las crestas de dorsales oceánicas y va aumentando en espesor a medida que nos desplazamos desde las llanuras abisales hasta los continentes, alcanzando su maximo espesor en las cuencas abisales.

Capa 2; compuesta por basalto, lo que se ha comprobado directamente mediante perforaciones. Su espesor se ha calculado en 1,7 km de media, alcanzando mayor espesor en las dorsales oceánicas y siendo más delgada en las llanuras abisales.

Capa 3; no se conoce directamente y los datos geofísicos parecen indicar que puede estar constituida por serpentina (roca formada por silicato hidratado de magnesio).

Manto

Estructura del manto Es una gruesa capa limitada por dos superficies irregulares; la superficie de Moho arriba y de Gutenberg debajo.

La temperatura del manto se supone entre 1000–5000 °C. Estas temperaturas bastarían para fundir cualquier roca si la presión a la que Estan sometidas fuera la de la superficie, pero las grandes presiones que allí existen impiden su fusión.

El manto se divide en manto superior y manto inferior.

Manto superior; para su mejor comprensión lo dividiremos en tres capas;

Capa A: se inicia en la discontinuidad de Moho con un ascenso de la velocidad de las ondas p y s (ondas p*6,9 a 8,1 km/s). Alcanza pocos kilómetros.

Capa B (astenosfera): se caracteriza porque la velocidad de las ondas p y s disminuye (ondas p disminuyen a 7,8 km/s) a los 50–100 km de profundidad para volver a recuperar los 8,1 km/s a los 250 km de profundidad, donde comenzara la capa C.

Capa C: en ella se aprecia un aumento de velocidad de las ondas sísmicas (ondas p 8,1 a 12 km/s aprox.) A los 900 km de profundidad.

Manto inferior; comienza a los 900 km (discontinuidad de Reppetti) y las ondas p siguen aumentando hasta alcanzar los 14 km/s en la discontinuidad de Gutenberg (2900 km de profundidad).

CARACTERISTICAS FISICO-QUIMICAS DEL MANTO. COMPOSICION

Su estado es sólido, a excepción de algunas zonas sobre todo de la astenosfera. Su densidad asciende de 3,4 a 5,6 g/cm³ y la presión pasa de 9000 atmósferas a un millón en las proximidades del núcleo externo. La temperatura pasa de 500 a 600 grados en la superficie de Moho a 5000 en Gutenberg.

Se cree que el manto esta formado por silicatos con abundante Fe y Mg donde mineralógicamente predomina el olivino, por lo que se sospecha que las rocas que encontraríamos serian la peridotita y otras rocas similares.

El núcleo

Se le supone una esfera de 3470 km de radio. La discontinuidad de Wiechert–Lehmann a los 5100 km permite dividirlo en núcleo externo e interno con una capa de transición.

Núcleo externo

La discontinuidad de Gutenberg en la que las ondas s desaparecen marcan claramente su comienzo y se extiende hasta la discontinuidad de Lehmann.

La densidad pasa de 10 a 12 g/cm³ y la temperatura sobrepasa Los 5000° y la presión puede rebasar los 3 millones de atmósferas.

El estado del núcleo externo se comporta como un fluido para las ondas sísmicas ya que las ondas s no se transmiten y las p disminuyen en su inicio a 8 km/s para ir ascendiendo hasta los 10 km/s cerca de la discontinuidad de Lehmann.

Capa de transición

Situada antes y despues de Lehmann. Se le asigna un espesor de 100 a 150 km. En ella las ondas p pasan de 9,5 a 10,5 km/s y pasamos del estado liquido del externo al sólido del interno de manera gradual.

Núcleo interno

Es una esfera de aproximadamente 1270 km de radio que va desde Lehmann hasta el centro de la Tierra. La velocidad de las ondas p pasan de 10,5 a 12 km/s.

La densidad se acerca de los 14 g/cm³, la temperatura llega a los 6000 °C y las presiones hasta los 3,5 millones de atmósferas.

Argumentos basados en el aumento de las ondas p a partir de Lehmann, otros de tipo termodinamico, apoyados por el geomagnetismo interno, inclinan a pensar que su estado es sólido.

Se cree que en su composición química abunda en gran medida el Fe, pues es el metal pesado más abundante en el Universo. Asi se justificaría las altas densidades en el interior del planeta para compensar las bajas densidades de la corteza. Además las propiedades magnéticas del Fe son apropiadas para crear el campo magnético terrestre.

El modelo geodinamico: litosfera–astenosfera

Las ondas p y s sufren un pequeño descenso de su velocidad de propagación alrededor de los 50–100 km de profundidad, recobrando el mismo valor a los 250 km de profundidad aprox. (ondas p varían de 8,1 a 7,8).

Esta capa de baja velocidad para las ondas sísmicas situada en el manto superior se llama astenosfera. Tiene una gran importancia, desde el punto de vista dinámico, para los materiales más superficiales ya que esta compuesta por materiales de mayor plasticidad y por tanto de menor rigidez que los que se encuentran sobre ella. En algunas zonas las altas temperaturas permitirían la fusión de materiales que producirían corrientes de convección de grandes dimensiones. Estas serian las responsables de los fenómenos geodinamicos provocados sobre la capa rígida superior, llamada litosfera.

La litosfera comprendería la corteza terrestre y la capa más delgada superficial del manto (capa A), que alcanzara un espesor de 50–100 km y estaría dividida en fragmentos que encajarían perfectamente. Estos fragmentos, llamados placas tectónicas, debido a la plasticidad de la astenosfera y a las corrientes convectivas, se desplazarían sobre ella provocando toda una serie de acontecimientos geodinámicos internos tales como la orogénesis, el vulcanismo, los terremotos, la expansión de los océanos y la deriva continental.

Atmósfera. Composición química, estructura y dinámica.

La envoltura gaseosa de nuestro planeta se compone principalmente de; nitrógeno 78%, oxígeno 21% y un 1% de hidrógeno y otros gases nobles; kriptón, xenón) además de cantidades variables de vapor de agua, CO₂, O₃

La atmósfera se divide en varias capas atendiendo a factores como composición o variaciones de temperatura y presión.

Las capas atmosféricas son las siguientes; troposfera, estratosfera, mesosfera, termosfera y exosfera. Cada una de estas capas aunque se hayan íntimamente interrelacionadas se separan convencionalmente por unas capas denominadas pausas que coinciden normalmente con los máximos y mínimos térmicos de capa a capa.

Troposfera

En esta zona tienen lugar los fenómenos meteorológicos que determinan el tiempo pues en ella se encuentra la mayor parte del vapor de agua de la atmósfera. Alcanza una altura media de unos 13 km siendo en los polos de 6–7 km. Es característico en esta capa el descenso gradual de temperatura conforme se asciende.

El límite superior de la troposfera está marcado por la tropopausa en el que el gradiente térmico se invierte.

En esta zona se ha podido comprobar la existencia de fuertes corrientes de aire que en ocasiones alcanzan valores de 400 km/h y que se localizan entre los 35° y 40° de latitud. A este nivel se produce un intercambio de aire húmedo de la troposfera por aire seco de las capas más bajas de la estratosfera. La temperatura en la tropopausa es de 40° en los polos y –90° en el ecuador.

Efecto invernadero

La troposfera es la capa atmosférica con mayor retención de energía calorífica, proceso que se conoce como efecto invernadero.

Muchas de las radiaciones emitidas por el sol (radiaciones del espectro visible. =0,4–0,7, radiaciones ultravioleta =0,17–0,4) no son absorbidas directamente por la atmósfera; Estas llegan a la superficie terrestre elevando su temperatura y reflejándose con longitud de onda mayor (radiación infrarroja); entonces son absorbidas por el vapor de agua y el CO₂ presente en la atmósfera.

La atmósfera se comporta, gracias a la capacidad de absorción de radiación infrarroja por parte del vapor de agua y del CO₂, como las paredes vítreas de un invernadero las cuales dejan pasar la radiación ultravioleta y la radiación visible, pero detienen la radiación infrarroja emitida por el suelo.

La troposfera es la capa atmosférica más importante para la geología porque en ella es donde se produce la dinámica meteorológica, como son los movimientos de masa de aire, precipitaciones y cambio de temperatura y es la que está en contacto con las rocas, reaccionando con ellas químicamente.

Estratosfera

La temperatura en la base es de alrededor de –50°C. En la zona comprendida entre los 15 y 45 km, tiene lugar la

absorción por parte del oxígeno de las radiaciones solares ultravioleta de alta frecuencia (baja longitud de onda) transformándose en el ozono (O₃), por lo que la temperatura aumenta hasta unos 17°C por esta razón, esta capa intermedia recibe el nombre de ozonósfera o estrato cálido.

Otras características de la estratosfera es que esta ausente el vapor de agua y las partículas de polvo que la enturbian, motivo por el cual la transparencia de esta capa es perfecta. La estratopausa se sitúa a unos 60 km de altura.

Mesosfera

Llega hasta unos 85 km de altura. En esta capa la temperatura vuelve a descender, alcanzando valores de -80°C. A una altura de 70 km se localiza una esfera llamada sodiosfera que esta formada por vapor de sodio. Tiene la característica de producir fenómenos luminicos en forma de bandas estrechas y alargadas que se observan en raras ocasiones durante la noche.

El poco vapor existente esta disociado por los efectos de la radiación solar.

Esta capa se encuentra separada de la siguiente por la mesopausa.

Termosfera

Sobre la mesopausa esta la termosfera, en la que se alcanzan temperaturas que van desde los 200°C hasta los 1500.

Los gases componentes de la atmósfera Están disociados y se producen fenómenos de ionización, que originan capas ionosfericas.

Capa F; refleja las longitudes de onda media y larga.

Capa F1; refleja la longitud de onda corta.

Capa F2; refleja la longitud de onda ultracorta.

El límite superior de la termosfera es la termopausa.

Exosfera

Se considera como la última envuelta gaseosa. En ella la densidad del aire es tan pequeña que la posibilidad de choque entre partículas es muy reducida.

Hidrosfera; composición, estructura y dinámica de los océanos. El ciclo del agua.

La hidrosfera o esfera del agua no es una capa continua. El agua líquida ocupa las grandes depresiones oceánicas y marinas. Además el agua se acumula en los lagos, en los continentes, y discurren por los ríos buscando la salida hacia el mar. Pondríamos también en la hidrosfera la enorme cantidad de agua que se acumula en las montañas y en los casquetes polares. El agua cubre las $\frac{3}{4}$ partes de la superficie terrestre. Los océanos representan el 97% de la hidrosfera, los glaciares el 2,2% y las corrientes fluviales el 0,0001%. El resto (aprox. 0,78% estaría empapando la tierra o en forma de aguas subterráneas).

El agua marina

Algunas de las características del agua almacenada en las cuencas oceánicas y marinas son la salinidad y la

temperatura.

Son importantes porque influyen decisivamente en las corrientes marinas y en las formas de vida que se desarrollan en los mares. Ambas Están relacionadas con la latitud y con el clima, aunque otros factores pueden intervenir en su modificación local.

Entre otros factores destacan la profundidad del fondo oceánico, los aportes fluviales, e incluso el consumo de sales, especialmente carbonato cálcico por determinados organismos.

En las sales marinas predominan el cloruro sódico (NaCl) 17,7%, el cloruro magnesico con 10,8%, los sulfatos de magnesio, calcio y potasio 10% y los carbonatos de calcio y magnesio junto con otras sales del porcentaje restante (1,5%).

El sabor salado se debe a la presencia de halita o sal común disuelta.

En general el agua marina presenta una salinidad entre el 3 y el 3,5%, que varia con la latitud, lógicamente una mayor evaporación conduce a una mayor salinidad; el maximo mundial con un 4% se alcanza en el Mar Rojo.

Otras zonas oceánicas ecuatoriales equilibran la máxima evaporación con grandes caudales de agua fresca aportados por la lluvia o por los ríos más importantes.

Otras características del agua marina están relacionadas con su movimiento; el mas típico es el de las olas que se debe a la acción del viento; sus efectos geológicos inmediatos se observan en la erosión costera y litoral, así como en la removilización y transporte de sedimentos.

Otro movimiento importante es el de las corrientes oceánicas, que son debidas a movimientos convectivos originados por las diferencias de temperatura y densidad en las aguas, impulsadas a su vez por los vientos dominantes en la zona. Así el agua polar fría y densa emigra a las zonas ecuatoriales y del ecuador, las aguas cálidas, inician un movimiento inverso.

EL CICLO DEL AGUA

El agua llega a la superficie terrestre en forma de lluvia, nieve o granizo y parte de ella se infiltra en el terreno pasando a constituir las aguas subterráneas, mientras que el resto permanece sobre la superficie formando las aguas superficiales. Estas ultimas pueden discurrir sin cauce fijo (aguas salvajes), o por un cauce mas o menos largo (ríos y torrentes) o bien pueden depositarse en una depresión (lagos). Finalmente, todas las corrientes de agua terminan en el mar. A lo largo de todos estos procesos, una cierta cantidad de agua superficial, tanto continental como oceánica se evapora y va ala atmósfera como vapor de agua, que al llegar a los niveles mas altos y fríos se condensa y forma nubes. Estas daran lugar a las precipitaciones, se cierra el ciclo y comienza uno nuevo.