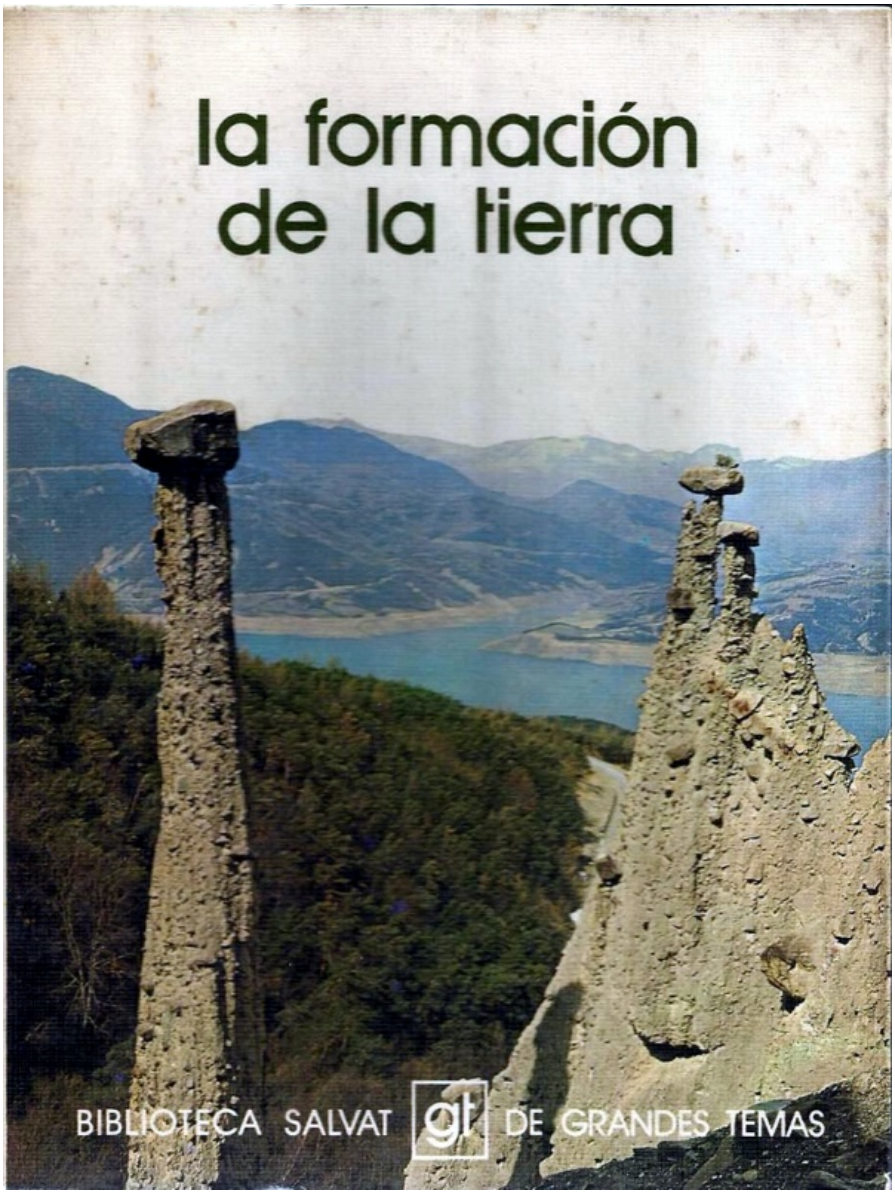

la formación
de la tierra
BIBLIOTECA SALVAT gt DE GRANDES TEMAS

Introducción

Stanley Keith Runcorn nació en Southport en 1922 y en la actualidad es profesor de Física en la Universidad de Durham y dirige la Escuela de Física de la Universidad de Newcastle upon Tyne, desde 1963.

Desde 1943 hasta 1946 trabajó en el Radar Research and Development Establishment (Minister of Supply). Su carrera universitaria empezó en 1946 como profesor ayudante y más tarde profesor de física en la Universidad de Manchester. Desde 1950 hasta 1955 fue director de investigación en Geofísica en la Universidad de Cambridge, y durante el mismo período trabajó en la Universidad de California como investigador de Geofísica.

Ha sido profesor invitado de Geofísica en el Instituto de Tecnología de California (1957), en la Universidad Estatal de Pennsylvania (1967) y en la Universidad Estatal de Florida (1968). Es doctor honoris causa por las universidades de Gante y Utrecht.

Stanley Keith Runcorn

En 1959 recibió el premio Napier Shaw de la Real Sociedad de Meteorología y en 1971 el premio Vetlesen. Entre otras publicaciones suyas destacan: *Methods and Techniques in Geophysics* (1960); *Mantles of the Earth and Terrestrial Planets* (1967); *Application of Modern Physics to the Earth and Planetary Interiors* (1969), y *Palaeogeophysics* (1970).

Capítulo 1
Entrevista con S. K. Runcorn

El origen de la Tierra y su evolución durante millones de años hasta adquirir las características que nos son familiares constituye una temática de indudable interés. Con objeto de iniciarnos en la misma nos dirigimos al profesor S. K. Runcorn.

¿Cómo se formó la Tierra?

Las primeras ideas sobre la formación de la Tierra sugerían que se había originado a partir de una esfera gaseosa que al principio se había enfriado y licuado y después, probablemente, se había solidificado. Esto se conoce bajo la denominación de "origen caliente de la Tierra".

A partir de entonces se creyó que esto era cierto, en parte a causa de razones geológicas, ya que podían verse las erupciones de lava procedentes de la Tierra y, por consiguiente, constatar que el interior del planeta era caliente; antes del descubrimiento de la radiactividad, se suponía que este calor estaba presente en el

interior del globo terráqueo en el momento de su formación. La otra razón por la cual se admitía el "origen caliente" de la Tierra procedía de la hipótesis que ésta y los demás planetas eran, en un principio, gases encerrados en una estrella, el Sol.
Todo esto ha cambiado en los últimos años, primero porque el descubrimiento de la radiactividad ha demostrado que la Tierra podía haber sido fría al principio y haberse calentado después hasta alcanzar las altas temperaturas internas actuales en el transcurso de miles de millones de años. Después, los astrónomos descubrieron grandes nubes de polvo en el Universo. De este modo, y de forma natural, se pensó que el Sol y la totalidad del sistema solar se habían formado a partir de una nube de polvo, por condensación.

Ladera de un cráter producido por un meteorito

Esto mereció una aceptación general a propósito de la teoría de la acumulación (*accretion theory)*, según la cual en un principio el Sol se formó por condensación debida a la gravitación; después, la nube de polvo que giraba alrededor del primer Sol se fraccionó en trozos que, por acumulación, formaron los planetas. Esta idea ha sido generalmente aceptada por varias razones. Por ejemplo: la Luna ha sufrido muy pocos cambios, ya que en ella no existen las fuerzas de erosión de la Tierra.

¿Podemos servirnos de los meteoritos para profundizar en el conocimiento de la estructura interna de la Tierra?

Sí. Históricamente, gracias a los elementos obtenidos de los meteoritos se ha podido proponer aquel modelo de la Tierra con un núcleo de hierro rodeado de una capa de silicatos de hierro y magnesio.

Los meteoritos se dividen claramente en dos grupos: los "ferrosos" y los "pétreos"; los ferrosos representan alrededor del 15 % del total; los "pétreos" se componen en su mayor parte de olivino.

Erupción volcánica

Muy pronto, a finales del siglo XIX, los geoquímicos que señalaban que la densidad media de la Tierra era de 5,5 g/cm^3 y que las rocas de la superficie terrestre se situaban entre 2 y 3 g/cm^3, vieron que era necesario suponer un núcleo denso a la Tierra. Puesto que los meteoritos eran una buena muestra de las sustancias que formaban los planetas, sugirieron la existencia de un núcleo de hierro.

¿Cómo se han estudiado las distintas regiones de la Tierra? En particular, ¿qué se ha aprendido sobre el estudio de las trayectorias y de la velocidad de las ondas sísmicas?

Es el estudio de las trayectorias y de las velocidades de las diversas ondas procedentes de los terremotos lo que ha probado que este modelo de la Tierra era cierto: un terremoto emite cierto número de ondas.

Una es simplemente una onda sonora que hace vibrar los materiales terrestres en la dirección de la trayectoria de las ondas, se trata de una onda longitudinal; esta onda es más rápida y es la primera en alcanzar los observatorios que registran los terremotos: por lo tanto se la llama "onda P" (del inglés "primary"). Un poco más tarde, las ondas más lentas, en las que los materiales vibran perpendicularmente a la trayectoria de las ondas, llegan a los observatorios: son las "ondas S" (del inglés "secondary"). Después siguen largos trenes de ondas que han pasado a lo largo de la superficie antes que a través de la Tierra como las ondas P y S: se las conoce por el nombre de sus descubridores, "ondas Rayleigh y Love".

Evidentemente, mediante toda una red de observatorios en el mundo, y comparando los tiempos de llegada de las distintas ondas a los distintos observatorios, no sólo es posible situar el lugar en el que se ha producido el terremoto (epicentro) sino incluso determinar el momento del suceso y el tiempo empleado por las ondas para alcanzar los distintos observatorios. De este modo se puede calcular la velocidad de propagación de las ondas (P, S, etc.) a diversas profundidades de la Tierra.

¿Cómo podemos explicar el calor interno del núcleo de la Tierra?

Es un problema ligado a una de las cuestiones más difíciles de geofísica: la evolución térmica de las capas profundas de la Tierra. He explicado que la Tierra había nacido fría y que era una mezcla de hierro y de silicatos. De una forma cualquiera la temperatura de la Tierra aumentó en un principio lo suficiente para que el hierro, más denso, empezara a caer hacia el centro y a formar el núcleo. En realidad no sabemos cuándo tuvo lugar este proceso, o si éste fue gradual y el hierro fue encontrando progresivamente su camino hacia el núcleo. Urey sugirió hace ya tiempo que el núcleo continuaba creciendo como consecuencia de la caída continua y gradual de hierro de la capa externa hacia el centro.

La caída de este hierro hacia el centro libera naturalmente una cantidad muy importante de energía gravitacional, probablemente dos veces más de energía calorífica de la que se hubiera desprendido durante la vida total de la Tierra, si

suponemos que sus materiales tienen la misma concentración de elementos radiactivos que los meteoritos.

De todas formas, si esta suposición es exacta, y si admitimos que la tierra empezó por ser fría y que el núcleo se formó gradualmente a través de las épocas geológicas, habrá que aceptar que se generó una cantidad suficiente de calor, lo que permitiría explicar la temperatura actual de la Tierra, que en el núcleo externo debe alcanzar el punto de fusión del hierro (algunos miles de grados).

¿Cuál ha sido el proceso de formación de la corteza terrestre?

En la mayor parte de las regiones del mundo, las rocas que vemos son sedimentos depositados en los lagos, los océanos y los ríos en el transcurso de la historia relativamente reciente de la Tierra (la Tierra, al igual que la Luna, se formó hace unos 4.600 millones de años). La mayoría de las rocas, y especialmente las que contienen fósiles de seres vivos, sólo cubren los últimos 600 millones de años. Los llamados "escudos" del mundo (el escudo canadiense, algunas partes de África, etc.) son mucho más antiguos.

El vulcanismo es común en la historia de la corteza terrestre. Las lavas procedentes de algunos centenares de kilómetros de profundidad atraviesan la superficie produciendo, por ejemplo, islas oceánicas como Islandia.

Pero debajo de esta cobertura de sedimentos y de lava hay una corteza que se prolonga hasta unos 40 km, llamada a menudo "corteza granítica", la cual contiene más silicatos de los que hay generalmente en la capa externa. Se cree que en el transcurso de los primeros desarrollos de la capa exterior tuvo lugar una separación de los elementos silíceos, que por ser menos densos empezaron a flotar hacia la superficie formando así una especie de espuma.

Lo que no sabemos respecto a la corteza terrestre y lunar es en qué momento se formó la corteza original: ¿fue durante los primeros millones de años después de la formación de estos cuerpos o bien necesitó centenares o miles de millones de años?

¿Cuál es el significado de las dorsales y de las grandes fosas oceánicas?

Uno de los grandes descubrimientos de los veinte últimos años ha mostrado que los suelos oceánicos son relativamente recientes.

Dunas en el desierto del Sahara

Las grandes cadenas montañosas que atraviesan los océanos, las dorsales, son el resultado de la emisión de lava a lo largo de las cadenas montañosas a través de una falla central. Islandia, por ejemplo, proviene de la acumulación de grandes cantidades de lava. Ahora sabemos que este proceso se debe al movimiento de separación del suelo oceánico, ya que el continente americano se aleja gradualmente de Europa y de África a razón de algunos centímetros por año. El otro gran descubrimiento relativo a la topografía de los fondos oceánicos ha sido el de las grandes fosas submarinas: La fosa de las Tonga, la fosa de Java, la fosa Chile-Perú, etc. Estas fosas, que tienen algunos kilómetros de profundidad, son de reciente creación. No han tenido tiempo de llenarse de sedimentos o de lavas. Hoy está comprobado que, paralelamente al hecho de que las montañas oceánicas cambian a causa de las tensiones, las fosas oceánicas son el resultado de compresiones. Algunas partes del suelo oceánico son empujadas hacia abajo, hacia el manto, y atraen a la corteza a su alrededor.

La idea que nos hacemos actualmente de los fondos oceánicos es la de un crecimiento continuo a lo largo de las dorsales y de una desaparición en las fosas.

¿En qué medida el estudio de los fondos oceánicos ha confirmado la antigua teoría de Wegener sobre la existencia anterior de un solo continente?

El hecho de que el suelo oceánico se haya regenerado a lo largo de las dorsales oceánicas concuerda muy bien con la idea de Wegener sobre el hecho de que los continentes derivan alejándose unos de otros.

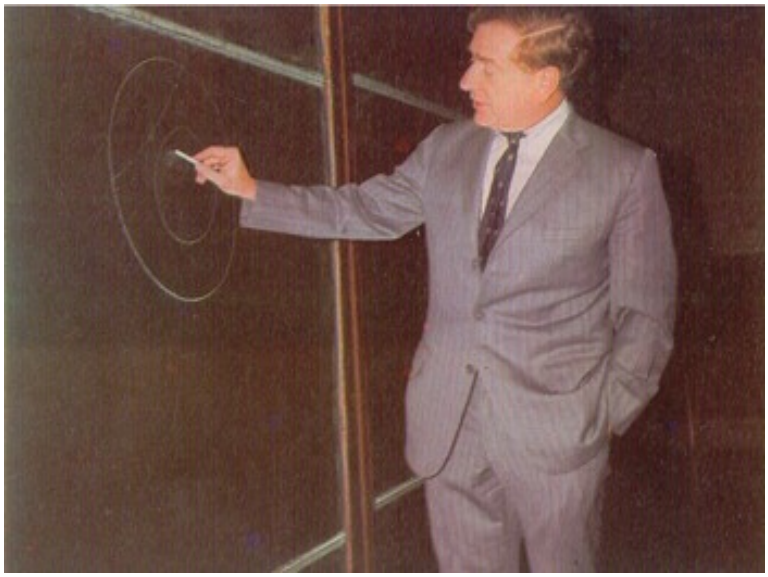
El cañón Deadhorse Point, en Utah (EE.UU.), producido por la erosión fluvial.

En 1912, Wegener, sobre la base de un estudio comparado de la geología de los diversos continentes, emitió la hipótesis de que era poco probable que los continentes hubieran ocupado siempre su posición actual.

Sugirió que África y América del Sur habían formado parte, hace 100 millones de años, de un gran continente llamado Gondwanaland, que comprendía también India, Australia y la Antártica, continente este último situado cerca del polo Sur. Otro continente, Lauretia, que comprendía América del Norte, Groenlandia y Europa, se habría escindido también hace unos 100 millones de años. Un desplazamiento de estos continentes a razón de unos centímetros por año los llevó seguramente a su posición actual.

¿En qué medida el paleomagnetismo puede explicar los procesos que han afectado a la corteza terrestre?

Puesto que los fondos oceánicos son recientes (se formaron en los últimos cien millones de años), su magnetización es relativamente simple: se dirige hacia el Norte o hacia el Sur.



De nuevo el profesor Runcorn nos informa acerca de los recientes programas de investigación geofísica con los que el hombre intenta alcanzar el interior de la Tierra para descifrar las incógnitas científicas que todavía tiene planteadas.

Por el contrario, los trabajos sobre el magnetismo de los sedimentos y de las rocas ígneas señalan que además de las inversiones de polaridad, hay un movimiento giratorio, muy lento, en el tiempo del eje del campo. Podemos descubrirlo gracias al estudio del paleomagnetismo de las rocas ígneas y sedimentarias y el resultado de esta investigación y el descubrimiento de la "migración de los polos" que reconstruye el movimiento de los polos magnéticos.

¿Cómo se formaron la atmósfera y los océanos?

De nuevo nos encontramos en un terreno en el que la comparación con los demás planetas nos ayuda enormemente. Sabemos, por ejemplo, que Venus tiene una

atmósfera muy densa, que la Luna carece de ella, que Marte sí posee, aunque muy tenue. Sabemos que los grandes planetas, aquellos cuyo radio es unas diez veces mayor que el del planeta terrestre (Júpiter, Saturno, Neptuno, Urano), tienen una densidad muy próxima a 1, bastante inferior a la de los planetas terrestres. De hecho están formados principalmente por hidrógeno y helio, lo que les da una composición química muy parecida a la del Sol.

De este modo, es evidente que los planetas terrestres y la Luna han perdido su hidrógeno y su helio. Creemos que esto se debe en parte a su proximidad al Sol. Sin duda la Luna ha perdido su atmósfera porque, al ser un cuerpo de pequeñas dimensiones, no ha tenido una fuerza de gravedad suficiente para retener los gases que habían sido extraídos del interior. Según la teoría de la acumulación de la Tierra y de la Luna, los elementos volátiles de las profundidades internas de estos cuerpos celestes subieron a la superficie. Actualmente vemos que en los volcanes aparece cierta cantidad de agua, llamada agua joven, junto con los materiales diferenciados de la lava. Tenemos motivos para creer que la atmósfera y el agua de los océanos se encontraban en un principio en el interior de los planetas cuando se "condensaron". Se han hecho diversos cálculos a propósito de la rapidez con que se formaron la atmósfera y los océanos de la Tierra. Debieron de formarse en los primeros centenares de millones de años de existencia de la Tierra. Hemos encontrado rocas de principios del precámbrico (2.000 ó 3.000 millones de años) cuyas marcas onduladas demuestran que estos sedimentos permanecieron bajo el agua; hemos encontrado "piedras de arena roja" igualmente antiguas, lo que demuestra que había una atmósfera oxidante. El hidrógeno de nuestra atmósfera debe de haberse perdido muy pronto en la historia de la Tierra.

¿Qué ha ocurrido con el proyecto Mohole, que pretendía perforar la corteza terrestre para alcanzar el manto?

Al igual que la tecnología de los cohetes o del radar nos ha permitido explorar la física de las capas superiores de la atmósfera y del espacio alrededor de la Tierra, la técnica de los sondeos a gran profundidad, nacida principalmente de las necesidades de la industria petrolífera, nos ha permitido aprender mucho acerca de la estructura de la corteza terrestre.

El proyecto Mohole era un ambicioso proyecto de sondeo a través de la corteza de la Tierra hasta la discontinuidad del Mohorovicic. (Esta fue descubierta en un principio gracias a la sismología: bajo los continentes, a unos 40 km de profundidad, se producía un cambio súbito de la composición química y de la densidad.) Se trataba de traer muestras procedentes del mismo manto.

Suelo arcilloso cuarteado por efecto de la sequía en Egipto.

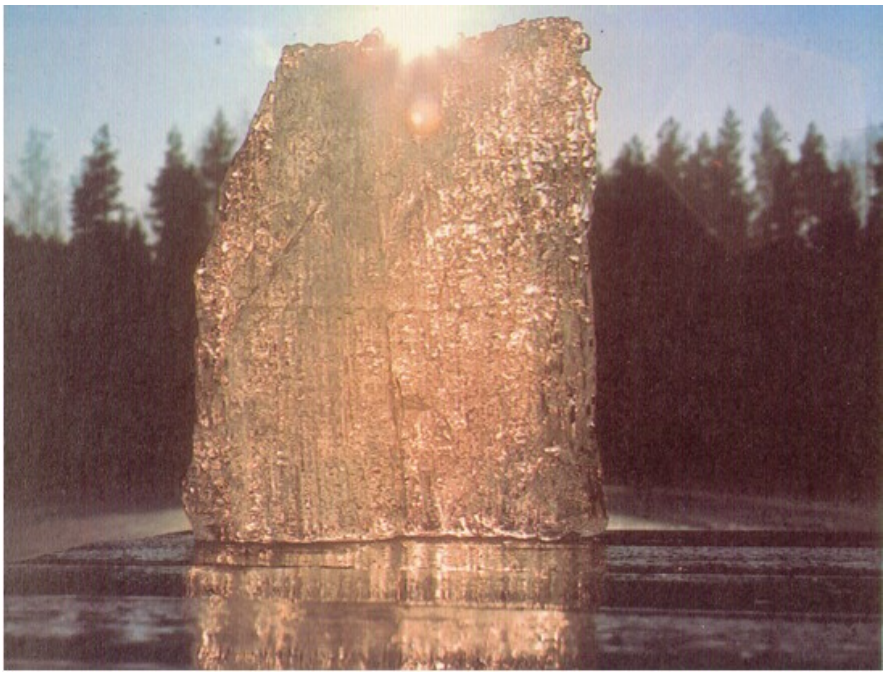
Como en la práctica no era posible horadar los continentes hasta 40 km de espesor, se pensó en perforar la capa, mucho más delgada, de lava y de sedimentos, que cubre los fondos oceánicos. Este proyecto no se realizó; espero que un día se realice, pero de momento ha atraído la atención sobre la importancia de perforar los fondos oceánicos.

Se ha obtenido ya mucha información sobre la deriva de los continentes perforando los fondos oceánicos: los sedimentos son jóvenes, de unos cien millones de años, mucho más jóvenes que los sedimentos que vemos en los continentes. Esto ha confirmado el modelo según el cual los continentes se alejan unos de otros y el suelo oceánico se ha formado después de que aquéllos empezaran su deriva. Además, se

ha podido comprobar que el suelo oceánico es tanto más viejo cuanto más lejos se encuentra de las dorsales oceánicas centrales.

¿Cuáles eran los objetivos principales del proyecto de investigaciones internacionales "Manto superior" que se terminó en 1970?

Como dije, durante los últimos 20 ó 30 años hemos asistido a una revolución en la idea que nos hacíamos de la Tierra, con la aceptación de la teoría de la deriva de los continentes. Antes se creía que los continentes estaban fijos. El origen de los fondos submarinos era algo totalmente oscuro: incluso había científicos e investigadores que habían pensado que los océanos habían sido continentes hundidos y por lo tanto resultaban mucho más antiguos que las tierras emergidas.



Masa de hielo

Además, los primeros estudios del interior profundo de la Tierra habían sido hechos por la sismología. Tal vez no hubo entre geólogos y sismólogos todos los contactos que hubieran sido necesarios. El proyecto "manto superior" ha reunido a los geólogos y a los geofísicos de distintos países en una exploración común de los grandes problemas de la Tierra. El resultado principal de estos trabajos fue el de probar, por el

estudio de los fondos oceánicos y de los continentes, que se han dado enormes desplazamientos horizontales en sectores superficiales de la corteza terrestre: millares de kilómetros en algunos centenares de millones de años.

En 1972 empezó el proyecto "Geodinámica", cuyo objetivo era descubrir la naturaleza de las fuerzas responsables de los principales procesos que influyen sobre la corteza terrestre. ¿Cuáles han sido los principales resultados obtenidos?

Como su nombre indica, este proyecto tiende a examinar las consecuencias de nuestras nuevas teorías, las cuales han venido a sustituir el concepto anterior bastante estático de la Tierra por un interior dinámico. Uno de los grandes problemas es el de estudiar con detalle la naturaleza de las fuerzas que han causado esos grandes desplazamientos en el manto. Las ondas sísmicas tienen unos períodos que van desde unos segundos a unos minutos, pero cuando hablamos de fuerzas que producen los movimientos de los continentes, pensamos en unas fuerzas que actúan a lo largo de millones de años. Hoy consideramos que el manto sólido ya no es realmente sólido si hablamos de períodos tan largos.

El núcleo líquido tiene unas corrientes de convección interna engendradas en profundidad, cuya velocidad es de 1 cm por segundo. Al ser dicho fluido un conductor eléctrico, la inducción electromagnética engendra la corriente eléctrica que creemos responsable del campo magnético de la Tierra.

Actualmente pensamos que en el manto existen corrientes similares, pero que son mucho más lentas —un millón de veces menos rápidas que las del núcleo. No por ello es menos cierto que en este manto, cuya viscosidad es muy grande, estos movimientos bastan para ejercer una influencia considerable sobre la parte inferior de la corteza terrestre y que son responsables de los movimientos que vemos en la superficie.

Estas fuerzas son la causa primera de todos los movimientos tectónicos que constatamos sobre la Tierra y, en particular, de la creación de las cadenas montañosas.

¿Cómo ve usted el futuro de la geofísica?

Creo que deberemos comparar cada vez más los distintos planetas terrestres. En la ciencia, cuando se desarrolla una teoría se desea comprobarla tratando de explicar con ella otros fenómenos. Hemos alcanzado este punto en lo referente a la Tierra. Ya hemos visto cómo el interior de la Tierra es activo y no pasivo, y las consecuencias que esto comporta.

Ahora debemos buscar paralelismos con los planetas. Por ejemplo, Júpiter, como hemos visto, tiene un campo magnético: es lógico que sea engendrado en el núcleo, cuya existencia conocemos. No es un núcleo metálico; es un núcleo producido por las grandes presiones que existen en su interior.

Quisiéramos saber también si Saturno tiene un campo magnético.

Respecto a la Luna sabemos que actualmente no posee un campo magnético. Sin embargo, las muestras traídas han revelado un magnetismo remanente, al igual que las rocas terrestres.

Volviendo a los acontecimientos tectónicos de los planetas terrestres, sabemos, después de haber observado a la Luna, que no ha sufrido grandes desplazamientos horizontales desde su origen. Es evidente que el manto de la Luna sufre corrientes de convección. Pero la corteza lunar es demasiado rígida y espesa y estas corrientes no han podido transformarla como ha ocurrido en la Tierra.

Las maravillosas fotografías de la superficie de Marte, obtenidas por el Mariner IX, indican la existencia de un vulcanismo extensivo: Marte posee el mayor volcán del sistema solar. El estudio de la corteza de Marte se está iniciando, pero creo que su tectónica podría situarse a mitad de camino entre la Luna, cuya corteza ha evolucionado muy poco, y la Tierra, que ha sufrido grandes transformaciones.

En resumen, en el futuro la geofísica se ocupará cada vez más de las comparaciones entre la Tierra y los demás planetas del sistema solar en provecho del conocimiento de la Tierra y del conocimiento del resto del sistema solar.

Capítulo 2
La Tierra en el Universo

La Tierra es un pequeño cuerpo celeste, opaco, perteneciente a un grupo de planetas que giran alrededor de la estrella denominada Sol.

Galaxia irregular en la constelación de la Osa Mayor.

El conjunto de éste y los planetas ligados a él por la gravedad constituye un sistema solar, que no es más que un pequeñísimo fragmento de una Galaxia, denominada Vía Láctea, constituida por gran número de estrellas. El Universo, a su vez, está formado muy probablemente por millones de galaxias semejantes a la Vía Láctea.

Nuestro sistema solar está formado por un astro principal y centro del sistema, el Sol, y nueve planetas, algunos de los cuales presentan astros secundarios denominados satélites. Además de estos constituyentes principales, el sistema solar comprende gran número de asteroides o planetoides, meteoritos y cometas.

Los planetas de nuestro sistema solar se pueden dividir en dos grupos: los planetas menores, sólidos, de pequeño tamaño, de densidad elevada, relativamente cercanos

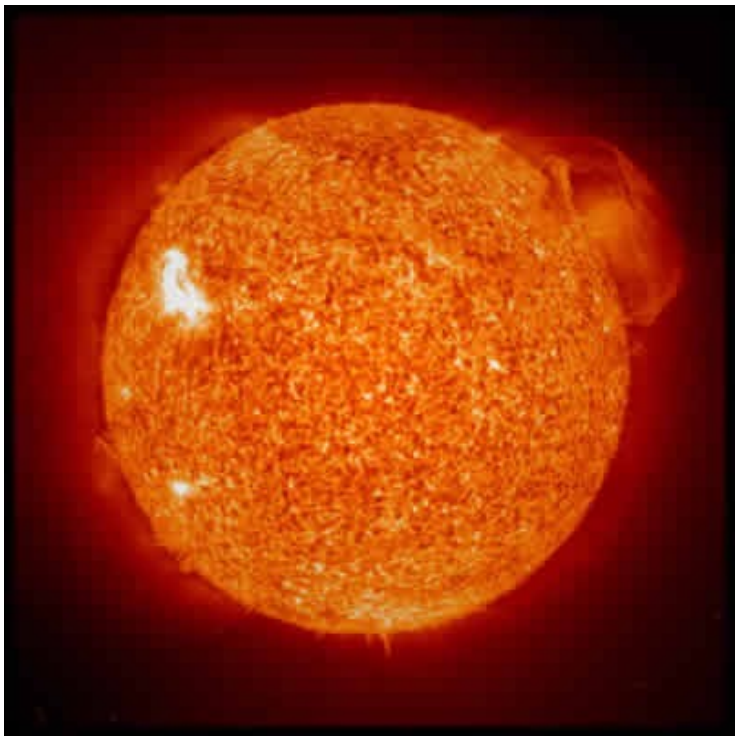
al Sol y constituidos esencialmente por hierro (Fe), oxígeno (0), silicio (Si) y magnesio (Mg), y los planetas mayores, de superior tamaño que los anteriores, de densidad menor y constituidos por elementos ligeros, hidrógeno (H) y helio (He) principalmente, o sus combinaciones más estables, como amoníaco, agua, metano, etc.

Abundancia de elementos en el Universo (número de átomos por cada 10.000 de Si)[1]

Z	Elemento	Abundancia		Z	Elemento	Abundancia
1	H	$4{,}0 \times 10^{8}$		21	Sc	0,28
2	He	$3{,}1 \times 10^{7}$		22	Ti	24
3	Li	1,0		23	V	2,2
4	Be	0,20		24	Cr	78
5	B	0,24		25	Mn	69
6	C	35.000		26	Fe	6.000
7	N	66.000		27	Co	18
8	0	215.000		28	Ni	270
9	F	16		29	Cu	2,1
10	Ne	86.000		30	Zn	4,9
11	Na	440		31	Ga	0,11
12	Mg	9.100		32	Ge	0,51
13	Al	950		33	As	0,04
14	Si	10.000		34	Se	0,68
15	P	100		35	Br	0,13
16	S	3.750		36	Kr	0,51
17	Cl	90		37	Rb	0,07
18	Ar	1500		38	Sr	0,19
19	K	32		39	Y	0,09
20	Ca	490		40	Zr	0,55

[1] Según Suess y Llrey, Rey. Mod. Phys., 28, 53-74, 1966.

El grupo de planetas menores, denominados también planetas terrestres, lo constituyen Mercurio, Venus, Tierra y Marte, citados en orden de distancia creciente al Sol, mientras que el grupo de planetas mayores lo componen Júpiter, Saturno, Urano, Neptuno, citados también en orden de distancia creciente al Sol.



Fotografía del Sol, la estrella más próxima a la Tierra.

A los ocho planetas mencionados hay que añadir Plutón, que es el planeta más lejano, pero cuyas características de masa son bastante semejantes a la de los planetas menores.

"En la inmensidad del espacio, la Tierra parece aislada y solitaria; pero si realmente fuera así, nuestro globo sería un mundo frío y sin vida flotando en una eterna oscuridad, sin una historia registrada y sin pistas sobre su origen."

CARL O. DUMBAR

Todos los planetas del sistema solar giran alrededor del Sol describiendo en un mismo sentido órbitas elípticas de poca excentricidad, es decir, muy próximas a una circunferencia. Las características del sistema solar se exponen en el cuadro adjunto.

Principales componentes del sistema solar: características de los astros

	Masa (10^{24} kg)	Densidad (agua=1)	Radio [1] (km)	Aceleración de la gravedad (m/s^2)	Velocidad de escape (km/s)	Rotación del astro	Inclinación del ecuador sobre su órbita
Sol	$1.986,6^{10^3}$	1,40	696.500 ± 500	273,16	618,7	25^d a 29^d	
Mercurio	0,326	6	2.330 ± 50	4,00	4,28	88 d	
Venus	4,881	5,13	6.100 ± 50	8,75	10,351	?	
Tierra	5,975	5,52	6.371,02 ± 0,05	9,82	11,189	23 h 56' 4"	23° 27'
Marte	0,643	3,88	3.407 ± 5	3,69	5,038	24 h 37' 23"	24° 5'
Júpiter	1.896,700	1,33	69.774 ± 50	25,99	59,69	9 h 50' a 9 h 56'	3° 6'
Saturno	567,600	0,71	60.450 ± 50	11,08	35,49	10 h 14' a 10 h 40'	26° 42'
Urano	87,130	1,6	23.500 ± 500	9,89	21,6	10 h 42'	98°
Neptuno	101,900	2,2	22.500 ± 200	10,99	22,8	15 h 48'	29°
Plutón	?	?	3.000 ± 150	4,7	5,2	?	

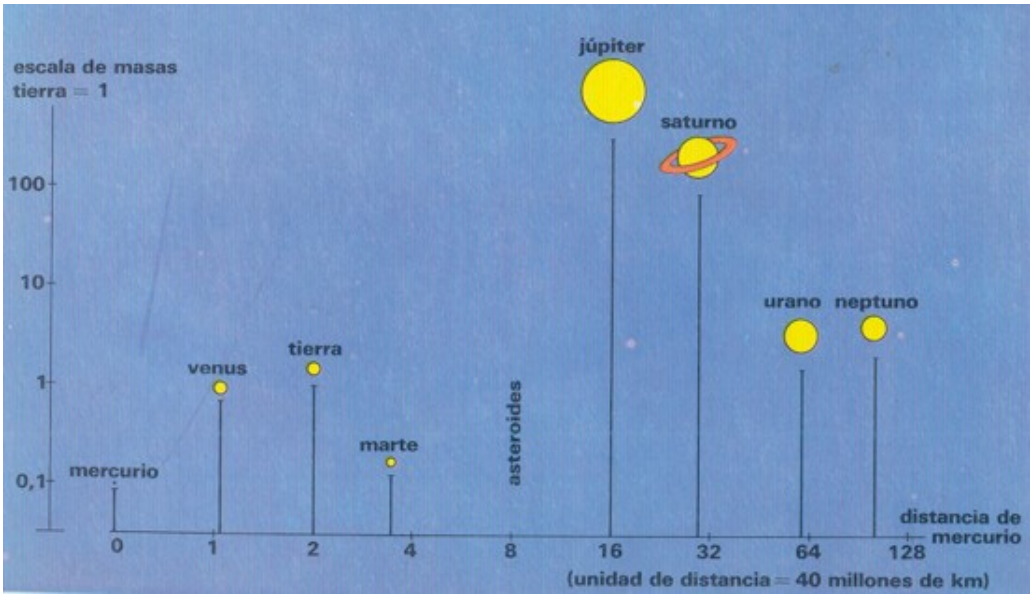
(1) Radio de la esfera teórica que tuviese el volumen del astro (modelo esférico). Indicamos estos valores con la mayor precisión posible en la actualidad: los datos son muy inciertos para los planetas alejados de la Tierra.

Las distancias de los planetas al Sol siguen una proporción en la que la separación entre aquéllos aumenta con su distancia al Sol, según una progresión geométrica. Esta ley fue enunciada por Bode en 1772, prediciendo en base a ella la existencia de un décimo planeta en el sistema solar, situado, según sus cálculos, entre las órbitas de Marte y Júpiter. Posteriormente se ha comprobado que dicho planeta no existe,

pero la región que teóricamente tendría que ocupar se encuentra poblada por gran número de planetoides o asteroides y es la zona de origen de los meteoritos.

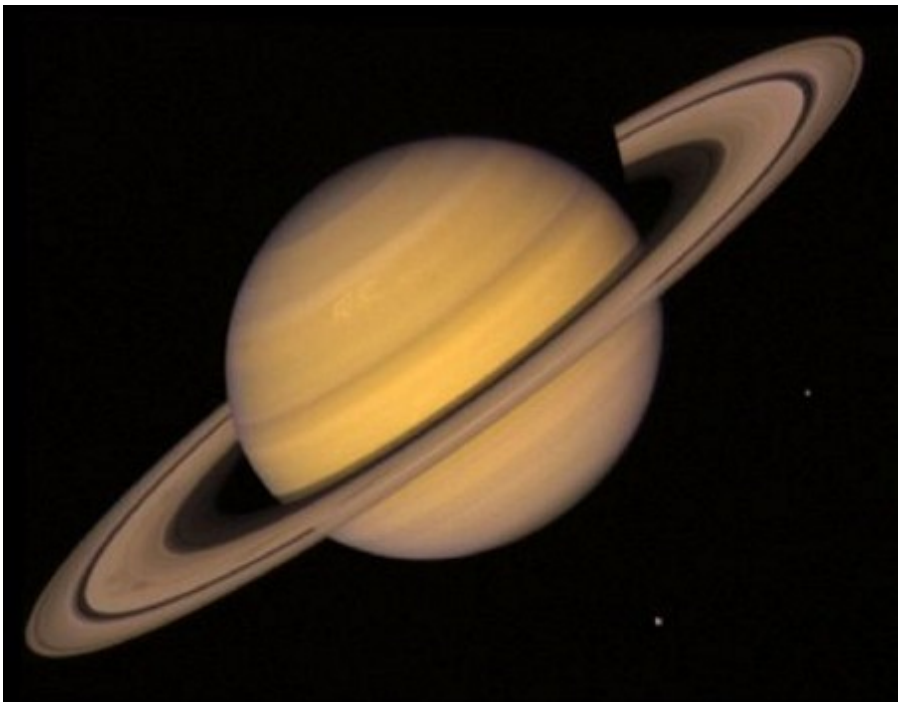
Cráter lunar fotografiado por el Apolo XVII.

El Sol representa el 99 % de la masa del sistema solar, mientras que Júpiter comprende el 71 % de la masa de los planetas y junto con Saturno constituyen el 93 % de dicha masa.



Esquema comparativo de las masas y de las distancias de los planetas al Sol.

Este gigantismo de Júpiter y Saturno determina el que la primera imagen de nuestro sistema solar, visto desde el exterior a él, presente el aspecto de una estrella brillante alrededor de la cual giran un planeta muy grande, Júpiter, y otro mucho menor, Saturno. Para descubrir los restantes planetas se necesitarían telescopios de gran poder de resolución. El gran tamaño de Júpiter determina igualmente que el centro de gravedad del sistema solar esté ligeramente fuera del Sol.

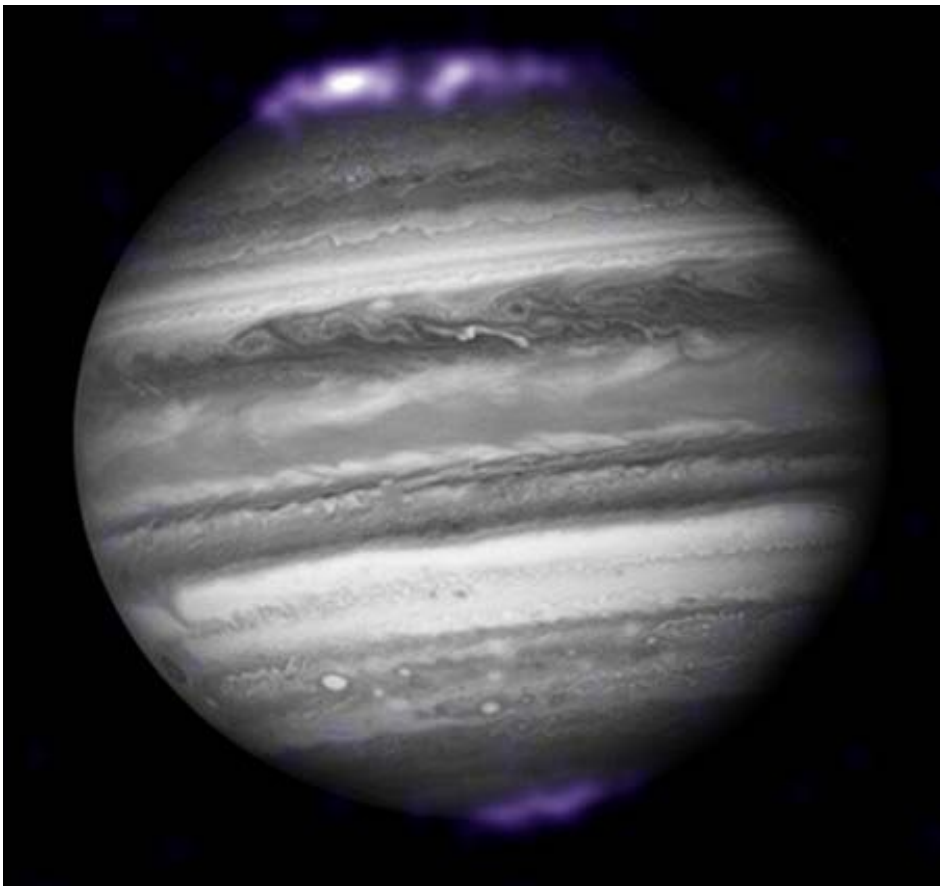


Fotografía de Saturno con sus anillos ecuatoriales

La Tierra, dentro del conjunto del sistema solar, comprende una pequeñísima cantidad de masa, aproximadamente 1/330.000 parte de la del Sol, del que dista unos 150 millones de km (valor que toman los astrónomos para distancias en el Universo y que denominan unidad astronómica o u.a.)

La Tierra recibe del Sol una pequeña cantidad de la radiación, aproximadamente 5,2 x 10^{-24} kilocalorías/milímetro, lo que representa media millonésima de millón de la radiación solar. De esta radiación recibida la Tierra refleja (albedo) 0,4 ó, lo que es lo mismo, un 40 %.

La Tierra presenta un único satélite natural, la Luna, situada a una distancia media de 384.000 km, con una masa que es la centésima parte de la terrestre, un radio 3,6 veces menor que el del globo terráqueo y una densidad de 3,3. Gira alrededor de la Tierra describiendo una órbita ligeramente elíptica, y completa una vuelta en 27 días y 8 horas.



Fotografía de Júpiter.

La composición química de los cuerpos que componen la galaxia a la que pertenece la Tierra y de la materia interestelar de la misma es bastante uniforme y se caracteriza por un gran predominio del hidrógeno (para numerosos autores este elemento constituye el 87 % del Universo), al que sigue en abundancia el helio, presentándose los restantes elementos prácticamente como simples impurezas. En la tabla puede observarse la concentración aproximada de los elementos en el Universo.

Origen del sistema solar

Sobre el origen del sistema solar y de la Tierra como constituyente del mismo hay dos grandes grupos de hipótesis:

a) un primer grupo de hipótesis sostiene que el sistema solar se originó a partir de una nebulosa (nube de gases y de partículas de polvo) giratoria de composición cósmica, es decir, formada en su mayor parte por hidrógeno y helio;

b) un segundo grupo de hipótesis sostienen que el sistema solar se originó por aproximación de dos estrellas, y que la atracción gravitatoria entre ambas fue tan intensa que de la más ligera se desprendieron fragmentos a partir de los cuales se formaron los planetas cuando las dos estrellas se alejaron.

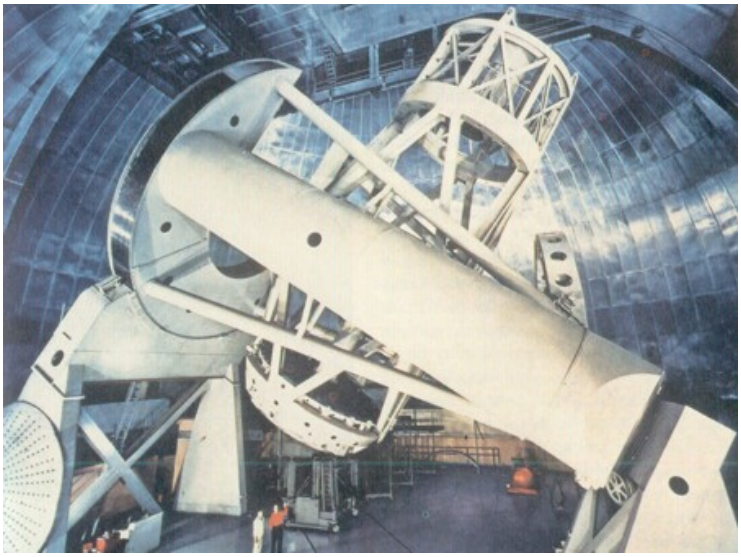
Esquema que intenta reflejar la hipótesis del origen del sistema solar a partir de una nebulosa.

En la actualidad, los hechos conocidos y una serie de deducciones lógicas han determinado que numerosos científicos se inclinen por una hipótesis del primer grupo.

Nebulosa de Cygnus

Los modernos radiotelescopios han revelado que existen en nuestra galaxia enormes nebulosas, como la que debió originar el sistema solar, constituidas probablemente por acumulación de partículas emitidas por las estrellas.

La nebulosa que probablemente dio origen a nuestro sistema solar era al principio fría y de enormes dimensiones, extendiéndose con toda seguridad más allá de la órbita que en la actualidad describe Plutón.



Telescopio de Monte Palomar, en California, uno de los mayores del mundo.

En un determinado momento de su desarrollo toda la nebulosa comenzó a contraerse, aumentó rápidamente su temperatura y a través de un proceso sobre el que existen diferentes modelos, se individualizaron fragmentos de la misma, denominados protoplanetas, a partir de los cuales se originaron los planetas. La parte central y cuantitativamente más importante de la nebulosa dio origen al Sol.

Espectrograma de la superficie solar para evidenciar la distribución del hidrógeno.

Evolución pregeológica de la Tierra

La evolución pregeológica de la Tierra comprende una sucesión de procesos, desde la individualización del protoplaneta terrestre, a partir de la nebulosa matriz del sistema solar, hasta la consolidación de la superficie de nuestro planeta en una estructura semejante a la actual, es decir, formada por rocas y agua, con una temperatura media determinada fundamentalmente por la radiación solar. Teniendo en cuenta que la edad aproximada de la Tierra como cuerpo celeste es de unos 4.500 millones de años y que las edades de las rocas más antiguas de la corteza terrestre oscilan alrededor de unos 3.500 millones de años, la duración del período pregeológico de la evolución de la Tierra se estima en unos 1.000 millones de años.

En sus orígenes, el protoplaneta terrestre debió de ser mucho mayor que la Tierra actual, por tratarse todavía de un simple fragmento de una nebulosa difusa

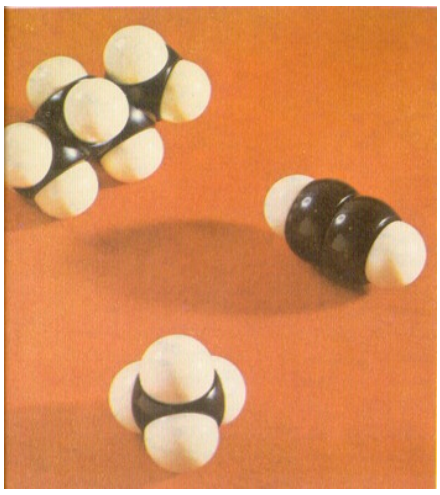
constituida esencialmente por gases entre los que predominaban el hidrógeno y el helio. Los demás constituyentes debían de encontrarse en concentraciones semejantes a la concentración de los elementos en el Universo. Por contracción y acreción de materia interestelar el protoplaneta fue aumentando de masa y creó a su alrededor un potente campo gravitatorio. Simultáneamente, a causa de la contracción, la temperatura aumentaba hasta alcanzar valores de 2.000 ó 3.000 °C.

Durante el período pregeológico de la evolución de la Tierra se debieron producir las principales reacciones entre los átomos para originar los primeros compuestos químicos. H. C. Urey ha estudiado los procesos mediante los cuales se formaron tales compuestos, teniendo en cuenta la hipotética composición del protoplaneta terrestre y los principios de la termodinámica. Sus conclusiones pueden resumirse así:

a) el hidrógeno, elemento más abundante en el Universo, se combinó con el nitrógeno y con el carbono dando lugar respectivamente a amoníaco (NH_3) y metano (CH_4);

b) la primitiva atmósfera del protoplaneta estaría formada por hidrógeno, helio, amoníaco y metano, al igual que las atmósferas actuales de algunos de los planetas mayores;

c) el oxígeno se combinó activamente con silicio, aluminio, magnesio, hierro, calcio y potasio, dando lugar a los silicatos a partir de los cuales se formaron las partes sólidas más externas del planeta.

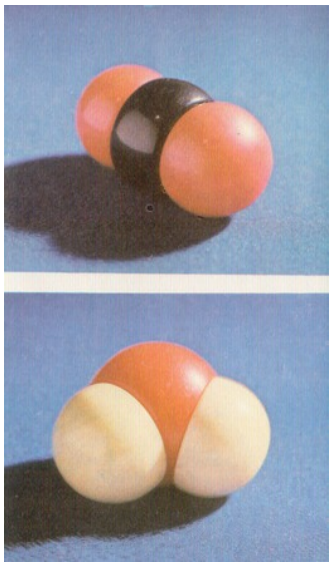


Modelos de una molécula de butano, arriba, etino, centro, y metano, abajo.

d) el hierro, elemento bastante abundante en el cosmos, dio lugar, según la temperatura, a óxidos y sulfuros, por debajo de 25 °C, mientras que por encima de 327 °C se concentraría en forma de hierro metálico.

Como consecuencia de los procesos descritos el protoplaneta terrestre debió de estar formado por una atmósfera muy distinta de la actual, en la que predominaban hidrógeno, helio, amoníaco y metano, y una parte sólida constituida por hierro y silicatos.

En las fases posteriores de la evolución pregeológica de la Tierra se produjo la pérdida de la mayor parte de la atmósfera primitiva, la formación de la atmósfera e hidrosfera actuales y la diferenciación geoquímica primaria de los constituyentes sólidos.



Modelos de una molécula de anhídrido carbónico (CO_2). Abajo, modelo de una molécula de agua (H_2O).

Origen de la atmósfera y la hidrosfera

Los conocimientos obtenidos hasta la actualidad sobre la atmósfera han permitido establecer ciertas conclusiones acerca de su constitución y origen:

a) por composición y estructura la atmósfera terrestre actual, constituida esencialmente por nitrógeno y oxígeno, es muy diferente de las atmósferas de los restantes planetas;

b) los elementos más abundantes en el cosmos, hidrógeno y helio, se encuentran en muy escaso porcentaje en la atmósfera terrestre actual, prácticamente su presencia en ella resulta tan pequeña que sólo pueden ser considerados elementos-traza.

La mayor parte de los geofísicos admiten que la actual atmósfera de la Tierra es muy diferente de la atmósfera del protoplaneta terrestre, la mayor parte de la cual posiblemente se perdió en el período pre-geológico del planeta, formándose la atmósfera actual a partir de gases provenientes de la parte sólida de la Tierra.

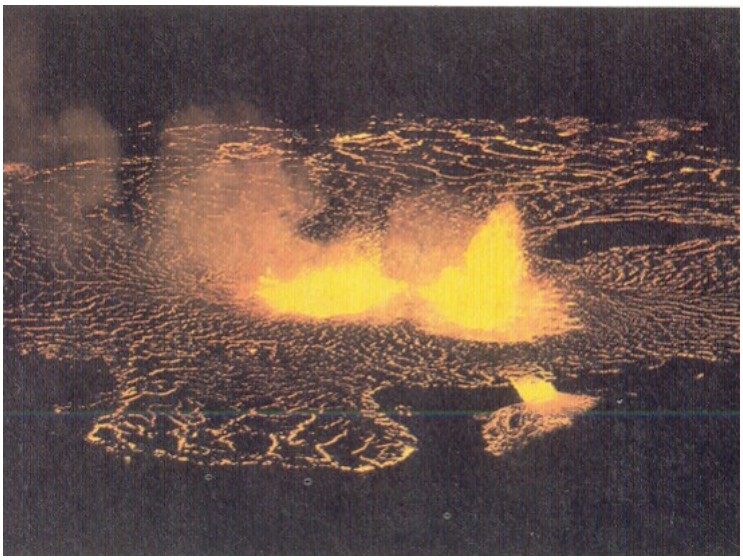
La atmósfera primitiva estaba formada, según Urey, por hidrógeno, helio, amoníaco (NH3) y metano (CHO), además de pequeñas cantidades de oxígeno y carbono. A causa de la elevación de la temperatura provocada por la contracción del protoplaneta terrestre la primitiva atmósfera se perdió en el espacio por escape de la mayor parte de sus constituyentes, especialmente del hidrógeno y del helio. Los gases que no escaparon quedaron englobados en forma de compuestos sólidos. Así, el oxígeno fue retenido en forma de agua y de silicatos, el nitrógeno en forma de amoníaco y de nitruros metálicos y el carbono en forma de metano residual.

Erupción volcánica en Hawai.

Al formarse la nueva atmósfera a base de los gases englobados en los compuestos sólidos se produjeron importantes cambios en su composición.

Cráter volcánico

El agua proveniente del interior del planeta era continuamente disociada por las radiaciones solares originando hidrógeno, el cual escapaba, y oxígeno, que era retenido a causa de su inferior velocidad de escape.



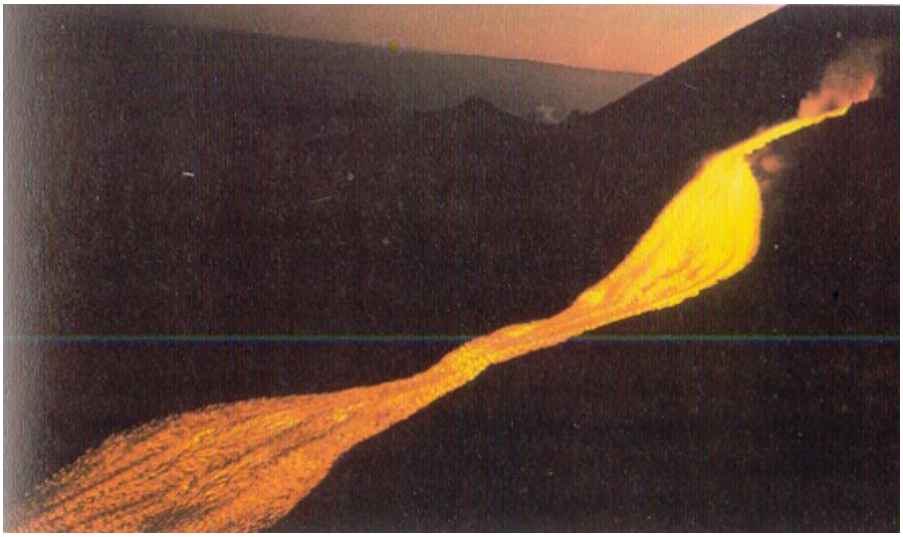
Erupción volcánica

El residuo de amoníaco que se hallaba presente en la composición de la primitiva atmósfera era atacado por el oxígeno, proceso que daba lugar a la formación de nitrógeno libre y de agua, mientras que los nitruros metálicos se descomponían originando igualmente nitrógeno libre.

El residuo de metano, por su parte, reaccionaba con el oxígeno dando lugar a anhídrido carbónico y agua.

Estos procesos determinaron la composición de la atmósfera actual, constituida en más de un 99 % por nitrógeno y oxígeno. También están contenidos en ella anhídrido carbónico y vapor de agua, pero, por supuesto, en cantidades infinitamente menores.

La hidrosfera se originó a partir del agua desprendida por las rocas del interior de la Tierra, y que alcanzaba la superficie a través de fenómenos volcánicos. Se admite actualmente que la hidrosfera ha aumentado progresivamente a través de los tiempos pre-geológicos y geológicos, pero más que por un incremento de la superficie de los océanos por un aumento de la profundidad de la cuenca de los mismos.

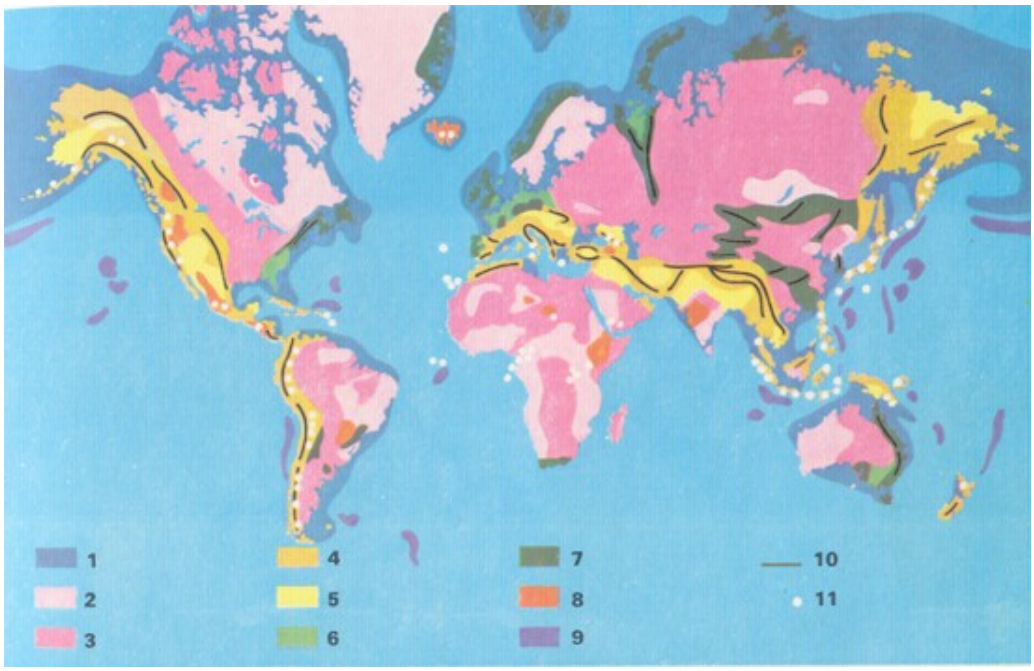


Colada de lava

Respecto al contenido salino de las aguas oceánicas, los geoquímicos sostienen que la mayor parte proviene del interior de la Tierra, llegando a la superficie a través de las erupciones volcánicas.

Diferenciación geoquímica primaria

Al principio del período pregeológico de la Tierra se produjo una diferenciación general de la materia terrestre acumulándose los elementos o sus compuestos más estables según sus afinidades químicas y según las condiciones de presión y temperatura existentes. En ese proceso diferenciador desempeñó un papel importante la acción de la fuerza gravitatoria. Como consecuencia de la diferenciación geoquímica, el planeta adquirió una estructura en capas concéntricas, con los materiales más densos acumulados en las zonas más profundas y los más ligeros progresivamente en capas más externas. La fase final de dicha diferenciación estuvo constituida, sin duda, por la formación de la atmósfera y de la hidrosfera.



Mapa geológico de la Tierra: 1. Plataformas continentales. 2. Escudos arcaicos. 3. Llanuras y mesetas sedimentarias en escudos arcaicos. 4. Plegamientos alpinos. 5. Llanuras y mesetas sedimentarias en plegamientos alpinos. 6. Llanuras y mesetas sedimentarias en macizos primarios. 7. Macizos primarios. 8. Regiones de origen volcánico. 9. Fosas marinas. 10. Dirección de los pliegues. 11. Volcanes.

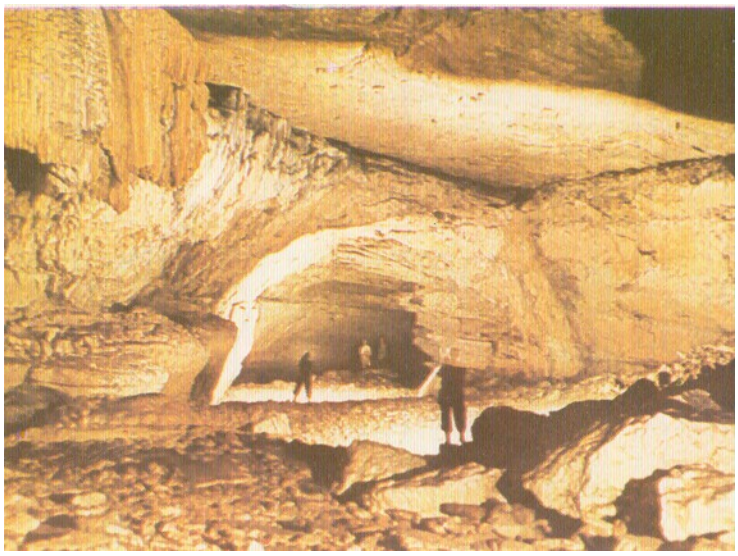
La mayor parte de los autores que investigan el origen y formación de la Tierra sostienen que durante las primeras fases la temperatura era lo suficientemente alta

como para que los constituyentes del protoplaneta estuviesen fundidos o muy cerca del estado de fusión. A causa de la pérdida de los gases predominantes, hidrógeno y helio, los elementos más abundantes en el protoplaneta en cuestión eran el hierro (Fe), el oxígeno (0), el silicio (Si) y el magnesio (Mg), con cantidades mucho menores de níquel (Ni), azufre (S), calcio (Ca) y sodio (Na). Como la cantidad de oxígeno no era lo suficientemente alta para oxidar los restantes elementos metálicos, la mayor parte del hierro y del níquel que no habían sido oxidados precipitaron hacia el centro de la masa planetaria y constituyeron el origen del núcleo metálico.

Una parte del hierro y casi todo el magnesio se combinaron activamente con el oxígeno y el silicio para formar los silicatos que se acumularon por encima del núcleo, dando lugar al manto silicatado. Por último, la corteza terrestre se originó por segregación de los elementos más ligeros del manto.

Composición química de la Tierra

Teniendo en cuenta la composición química de las zonas accesibles de la Tierra (corteza terrestre, hidrosfera y atmósfera) y la hipotética composición de las zonas profundas, en parte confirmada por procedimientos geofísicos, se puede afirmar que nuestro planeta no constituye una muestra representativa del Universo.



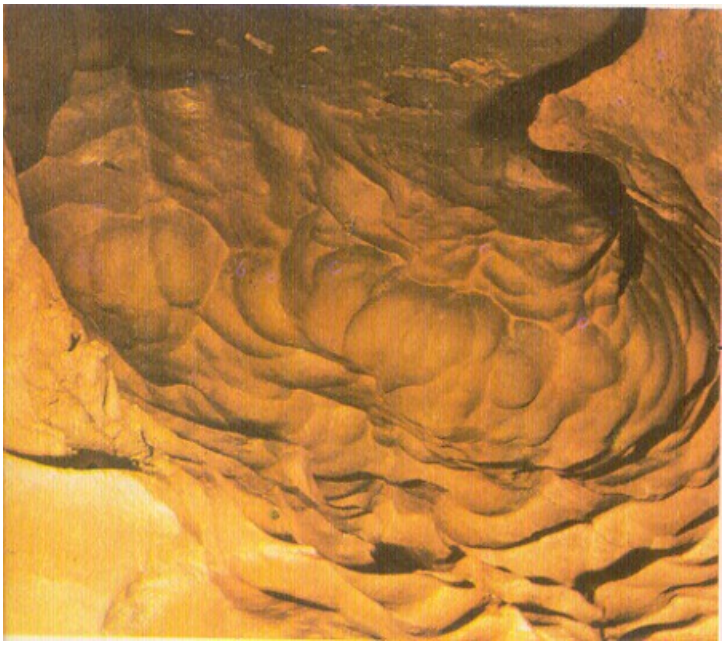
Galería en la cueva de Ojo Guareña (Burgos, España).

En efecto, del estudio de la composición química terrestre se pueden extraer dos conclusiones importantes:

1. Los elementos gaseosos ligeros que componen la mayor parte de la materia cósmica son muy escasos en nuestro planeta;
2. ciertos elementos pesados, cuantitativa en peso es muy escasa.

Otros cuantitativamente poco abundantes en el elementos abundantes en el cosmos, como cosmos, se presentan en nuestro planeta en el nitrógeno y el carbono, se encuentran en concentraciones elevadas. De entre los gases ligeros que abundaron en el protoplaneta terrestre únicamente se conservó el oxígeno debido a su gran capacidad para formar compuestos sólidos estables.

El hidrógeno sólo se encuentra en concentraciones apreciables en la hidrosfera, pero a nivel global de la Tierra su importancia cuantitativa en peso es muy escasa.



Formas de erosión fluvial en la misma cueva

Otros elementos abundantes en el cosmos, como el nitrógeno y el carbono, se encuentran en concentraciones escasas en la Tierra y totalmente concentrados en la atmósfera y biosfera. El silicio se presenta en concentraciones similares a la cósmica debido a su alta capacidad para formar silicatos con el oxígeno y ciertos metales.

Esquemáticamente, puede afirmarse que durante su formación la Tierra se enriqueció en elementos pesados, especialmente hierro, y se empobreció en elementos gaseosos ligeros.

La electricidad atmosférica se manifiesta con gran aparato eléctrico en una tormenta sobre Nueva York.

La composición global del planeta es difícil de calcular, por carecerse de conocimientos directos acerca de los materiales que la constituyen a profundidades superiores a pocos miles de metros. Teniendo en cuenta las hipótesis aceptadas sobre la estructura interna de la Tierra y la composición y frecuencia de los distintos tipos de meteoritos conocidos se pueden extraer las siguientes conclusiones sobre la composición global de nuestro planeta:

- la zona más interna de la Tierra, denominada núcleo, está formada por una aleación de hierro y níquel, con cantidades menores de silicio, carbono y azufre;
- la zona intermedia o manto está formada esencialmente por silicatos, siendo su composición muy semejante a la de las peridotitas;
- la composición media de la corteza terrestre, con escasa influencia en la composición global del planeta, ya que sólo representa el 1 % de la masa total,

es prácticamente igual a la composición de las rocas eruptivas con predominio de oxígeno, silicio y aluminio.

Los meteoritos

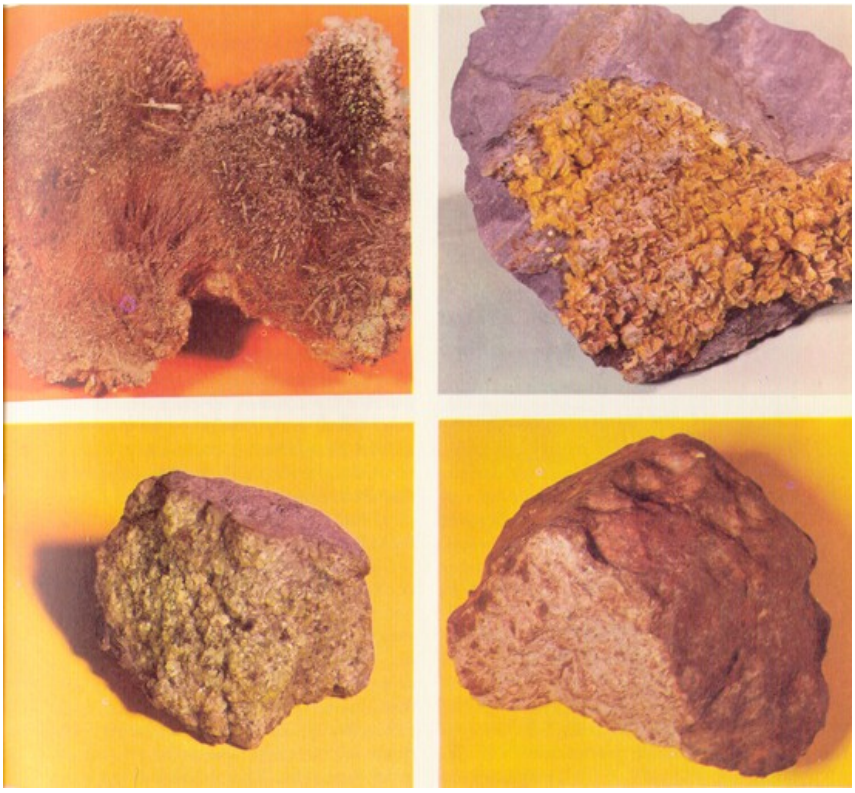
Hasta la culminación de la misión del Apolo XI con el traslado a la Tierra de materiales lunares, los meteoritos eran las únicas muestras de materia extraterrestre de que se disponía en los laboratorios para efectuar análisis.

Los meteoritos son cuerpos sólidos del sistema solar que se mueven según órbitas muy elípticas alrededor del Sol y que con frecuencia caen sobre la Tierra. El estudio de estos fenómenos astronómicos ha sido y es de gran interés, pues permite la obtención de datos muy valiosos sobre el origen del sistema solar, sobre la formación de los planetas y sobre la probable estructura interna de la Tierra.

Anualmente caen sobre la superficie terrestre numerosos meteoritos, la mayoría de los cuales se pulverizan al atravesar la atmósfera llegando a la superficie terrestre en forma de polvo meteórico.

Cráter Meteor en Arizona (EE.UU.)

Todas las pruebas de datación radiactivas efectuadas por los diversos laboratorios y centros de investigación con meteoritos indican que se originaron hace aproximadamente unos 4.500 millones de años, es decir, mucho antes que las rocas más antiguas de la corteza terrestre, cuyas edades nunca superan los 3.500 millones de años.



Diversos tipos de meteoritos.

Mineralógicamente, los meteoritos están formados por dos fracciones principales: aleaciones de hierro, níquel (camacita y tenita) y silicatos (especialmente olivino y piroxenos, es decir, los minerales característicos de las rocas básicas y ultrabásicas). Según el predominio de una u otra de ambas fracciones los meteoritos se dividen en tres grandes grupos:

- ***Sideritos***, constituidos esencialmente por una aleación de hierro (90 %) y níquel (8,5 %) y caracterizados por una elevada densidad (7,5);
- ***Siderolitos***, formados por aleación de ferroníquel y silicatos en proporciones aproximadamente equivalentes, con densidad alrededor de 5;

- ***Aerolitos***, constituidos predominantemente por silicatos, con una densidad aproximada de 3,5, es decir, igual que las rocas básicas de la corteza terrestre.

El estudio de la composición media y de la frecuencia de los diversos tipos de meteoritos antes descritos ha hecho suponer a los geoquímicos que el cuerpo o los cuerpos del sistema solar a partir de los que se originaron aquéllos presentaba una estructura zonada, con un núcleo denso y metálico a partir del cual se habrían formado los sideritos, una capa intermedia constituida por materiales ultrabásicos que dieron lugar a los siderolitos y una capa superficial poco densa a partir de la que se originaron los aerolitos. Dado que los cuerpos a partir de los cuales se formaron los meteoritos debían ser esencialmente similares a la Tierra, se supuso una estructura semejante para nuestro planeta, estructura que en parte ha sido confirmada por procedimientos geofísicos.

Recientemente el estudio de la composición química de ciertos meteoritos, denominados condritos carbonosos, ha proporcionado datos muy importantes. En efecto, dichos meteoritos contienen una fracción orgánica constituida por hidrocarburos aromáticos y alifáticos y por aminoácidos y pirimidinas, es decir, los constituyentes esenciales de los organismos terrestres. Estos descubrimientos permiten afirmar que en el sistema solar al que pertenece la Tierra, y probablemente en otros sistemas análogos, se han producido y se producen fenómenos de síntesis químicas en los que se originan estructuras químicas intermedias e imprescindibles en la génesis de los seres vivos.

Edad de la Tierra

Por edad de la Tierra se entiende el tiempo transcurrido desde que nuestro planeta posee una masa y un volumen semejantes a los actuales. El cálculo de la probable edad de la Tierra se ha intentado realizar en numerosas ocasiones y mediante diversos métodos. Los geólogos han intentado repetidamente evaluarla basándose en el estudio del ritmo de los procesos geológicos; por ejemplo, se ha intentado calcularla a partir del tiempo necesario para que se depositaran las series sedimentarias conocidas. Este método presenta dos defectos esenciales: por una parte, el espesor de un sedimento puede haber variado después de su formación,

debido por ejemplo a una fase erosiva; por otra parte, la velocidad de formación de los sedimentos es muy variable.

En la actualidad los métodos de datación de los materiales terrestres se basan en la radiactividad. Desde cl descubrimiento de la misma por Becquerel en 1895 se sabe que ciertos elementos químicos, denominados radiactivos, son inestables y se desintegran espontáneamente y a ritmo constante por emisión de partículas, hasta dar lugar a un producto estable final. La velocidad y el modo de desintegración de los elementos radiactivos son característicos en cada uno de ellos y pueden hallarse experimentalmente. La velocidad de desintegración de un elemento radiactivo se expresa en función de su período de semidesintegración o vida media, es decir, el tiempo necesario para que dicho elemento reduzca su masa a la mitad por transformación de la otra mitad en elemento estable final.

Conociendo de una muestra rocosa las cantidades de elemento radiactivo que contiene y la de su producto estable final, así como el período de semidesintegración del primero, se puede calcular fácilmente la edad de la muestra rocosa mediante la fórmula:

$$T = P \times \text{período de semidesintegración} / E_r$$

donde t es el tiempo de formación, P es el producto estable final de un elemento radiactivo expresado en gramos y E_r es el elemento radiactivo también expresado en gramos.

Mediante la aplicación de los métodos radiactivos se ha calculado que la edad de la Tierra, como la del resto de los planetas del sistema solar y de los meteoritos viene a ser, aproximadamente, de 4.500 millones de años.

Origen de la vida en nuestro planeta

Un acontecimiento importante en el desarrollo de nuestro planeta lo constituyó el origen y desarrollo de la vida.

Se acepta en la actualidad que la vida se originó de manera espontánea cuando se dieron las condiciones necesarias para que ciertos elementos químicos se combinaran para generar moléculas orgánicas muy sencillas primero y progresivamente más

complejas después, hasta originar un sistema capaz de autoduplicarse y relacionarse en el medio en que vivía, es decir, hasta un organismo viviente. La teoría más aceptada sobre el origen de la vida fue esbozada por el bioquímico ruso Oparin en 1922, teoría que posteriormente ha sido ampliada y comprobada en gran parte de sus puntos básicos.

A. I. Oparin, que en 1922 desarrolló la primera teoría científica sobre el origen de la vida

La vida, según Oparin, es el resultado de un proceso evolutivo de progresiva complicación de la materia orgánica. En dicho proceso se pueden distinguir cuatro etapas o eslabones principales, que se describen a continuación.

- **Primer eslabón** o evolución nuclear, durante el cual se originaron los elementos organogénicos, es decir, los elementos básicos de las moléculas orgánicas, como hidrógeno, carbono, nitrógeno, oxígeno, fósforo y azufre. Se sabe poco sobre el origen de dichos elementos, pero se supone que todos ellos se formaron a partir del hidrógeno por medio de reacciones termonucleares ocurridas en el interior de las estrellas.
- **Segundo eslabón** o evolución molecular, durante el cual se originaron las moléculas orgánicas por combinación de los elementos organogénicos. Este segundo eslabón puede subdividirse en dos fases principales, una de formación

de moléculas orgánicas simples y otra de formación de moléculas orgánicas complejas denominadas moléculas biológicas. Sobre la primera fase del eslabón molecular se dispone de numerosos datos. Por ejemplo, los modernos radiotelescopios han descubierto en nuestra galaxia moléculas de agua, de amoníaco (NH_3), de formaldehído (HCHO), de monóxido de carbono (CO), de dióxido de carbono (CO_2), de ácido do cianhídrico (HCN), de cianoacetileno (C_2HCN), etc., es decir de moléculas orgánicas muy simples. Durante la segunda fase del eslabón molecular se formaron las moléculas orgánicas más complejas, como los aminoácidos y los nucleótidos, elementos arquitectónicos básicos de las macromoléculas esenciales de los organismos. Sobre esta segunda fase se dispone de importantes datos experimentales. Así, S. L. Miller, en la Universidad de California, consiguió sintetizar aminoácidos a partir de los elementos y de la energía que debía existir en la primitiva atmósfera terrestre. Su experimento consistió en someter una mezcla de metano, agua y amoníaco a fuertes descargas eléctricas consiguiendo la formación de aminoácidos semejantes a los que constituyen las proteínas de los seres vivos. Por otra parte, el científico español Juan Oró, en la Universidad de Houston, ha conseguido sintetizar bases púricas y pirimidínicas (constituyentes básicos de los ácidos nucleicos) simulando las condiciones que debieron existir en la primitiva atmósfera terrestre.

- **Tercer eslabón** o evolución protobiológica, durante el cual se produjeron los procesos de interacción entre las proteínas y los ácidos nucleicos para dar lugar al primer complejo molecular capaz de auto reproducirse. Un paso importantísimo en esta evolución protobiológica debió ser la aparición de los primeros complejos enzimáticos responsables y directores de las funciones vitales de los organismos.
- **Cuarto eslabón** o evolución biológica, incluye desde la formación de los primeros y simples sistemas vivientes hasta la aparición de los organismos más complejos y el hombre. Sobre este eslabón, especialmente en sus fases más avanzadas, se dispone de numerosos datos facilitados por el hallazgo y la interpretación de los fósiles.

Resumiendo, podemos hablar de un proceso evolutivo desde el átomo a los organismos más complejos, realizado mediante la sucesión de una serie de etapas o eslabones con intervención de los elementos y de la energía existente en el sistema solar. Sobre algunas de dichas etapas se dispone de datos ciertos y sobre otras se han realizado importantes experimentos.

El astronauta del Apolo XI, Edwin Aldrin, durante su paseo por la superficie lunar el 20 de agosto de 1969.

El proceso descrito puede haberse desarrollado total o parcialmente en otros planetas de sistema solar, en otros sistemas análogos de nuestra galaxia o en otras galaxias.

Ya se ha mencionado anteriormente qué moléculas orgánicas sencillas abundan en el espacio concentraciones de elementos organogénicos y de moléculas orgánicas simples (metano, monóxido de carbono, dióxido de carbono, agua, nitrógeno, etc.) en la superficie de la Luna.

Ciertos tipos de meteoritos, denominados condritos carbonosos, presentan un alto contenido en carbono, uno de los elementos biogenéticos fundamentales.

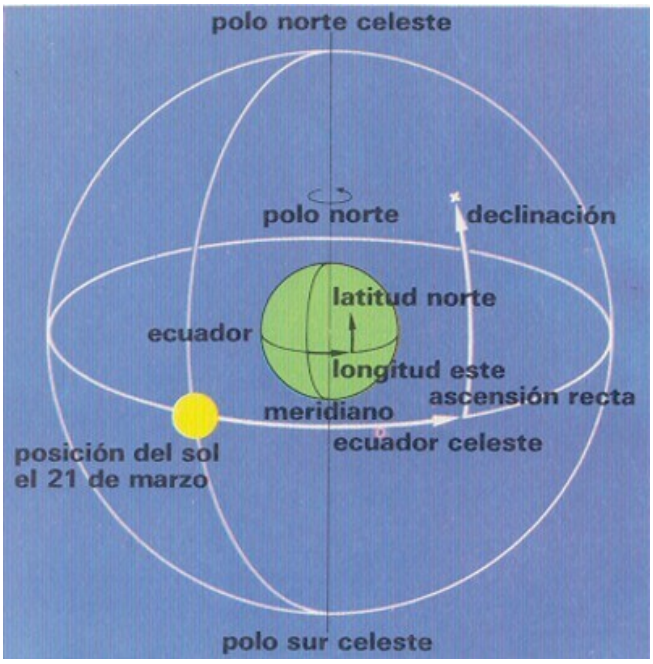
Recientemente, en el análisis de diversos meteoritos del tipo mencionado se ha podido comprobar la existencia de moléculas orgánicas complejas, como

hidrocarburos, aminoácidos y pirimidinas. Este sensacional descubrimiento proporciona la primera evidencia de la existencia de materia orgánica bastante evolucionada en la parte exterior de la Tierra.

Hoy en día podemos afirmar que en nuestro sistema solar y en sistemas análogos se están produciendo los procesos de síntesis química, imprescindibles y necesarios para la génesis de sistemas vivos.

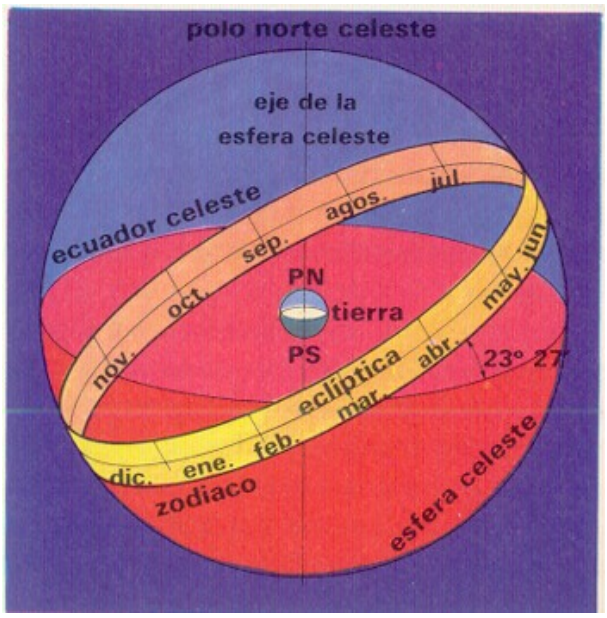
Capítulo 3
Características físicas de la Tierra

A la ciencia que estudia la forma de la Tierra la denominamos geodesia. Más en concreto los objetivos esenciales de esta rama de la Geofísica son la determinación de la forma geométrica externa de la Tierra y la determinación de la intensidad y de la dirección del campo gravitatorio terrestre en el mayor número de lugares posibles.



Coordenadas celestes.

Ambos objetivos se complementan, pues, como veremos, la forma de la Tierra depende en parte de su campo gravitatorio.

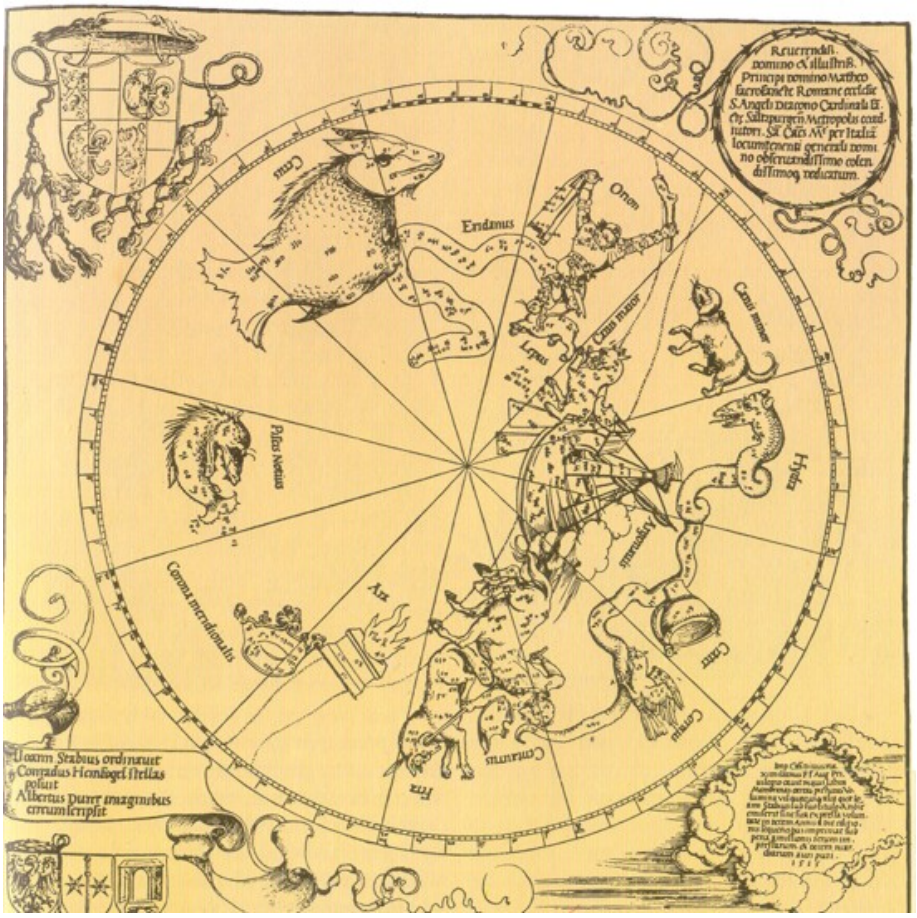


Posición de la Tierra en la esfera celeste.

El conocimiento de la forma de la Tierra y de su campo gravitatorio, son indispensables para elaborar las hipótesis geofísicas sobre el interior del globo terrestre y para realizar cualquier medida precisa en el dominio espacial.

Las primeras hipótesis más o menos fundadas sobre la forma de la Tierra fueron expuestas por los filósofos de la Antigüedad (Pitágoras, Ptolomeo, Aristóteles, Arquímedes, etc.), considerando todas que la Tierra era esférica.

El primero en dar una valoración aproximada de las dimensiones terrestres fue Eratóstenes (siglo III a.C.) basando sus cálculos en la medición del grado de meridiano que pasaba por las ciudades de Alejandría y Asuán.

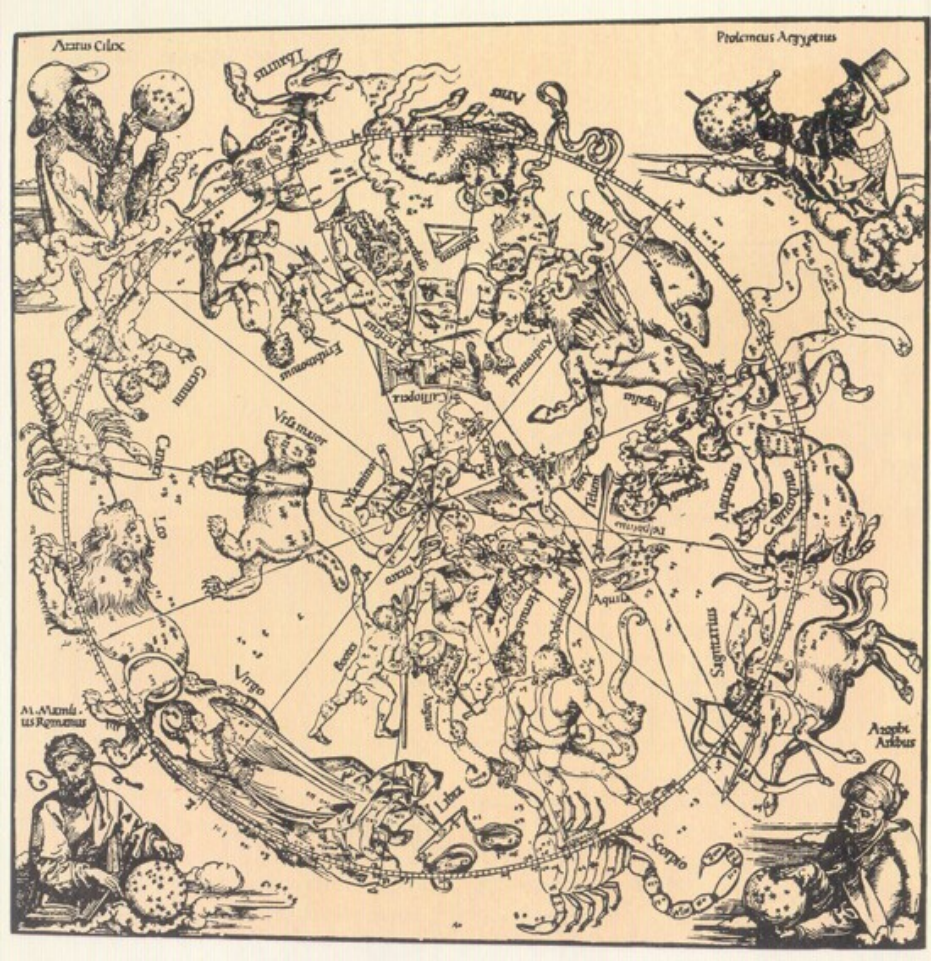


Representación del hemisferio austral en una xilografía de A. Durero (1515).

Para Newton, la forma de nuestro planeta estaba en gran parte determinada por la ley de la gravitación universal y por la mecánica terrestre, especialmente por su movimiento rotacional. Newton dedujo que la Tierra es achatada por los polos debido al movimiento de giro sobre sí misma y al potente campo gravitatorio que crea a su alrededor.

El achatamiento de los polos, o, lo que es lo mismo, la protuberancia ecuatorial, es una consecuencia de la diferente velocidad de los diversos puntos de la Tierra en su movimiento rotacional, velocidad que es máxima en el ecuador (unos 1.600 km/h), disminuyendo a medida que nos acercamos a los polos, en donde es nula.

La gran velocidad de las zonas ecuatoriales determina que aparezcan fuerzas centrífugas intensas que tienden a concentrar la materia originando el abultamiento ecuatorial. El achatamiento terrestre se define como la relación entre la diferencia de los dos radios terrestres (ecuatorial y polar) y el radio ecuatorial.



Representación del hemisferio boreal una xilografía de A. Durero (1515).

Durante los siglos XVIII y XIX se realizaron numerosos trabajos con el fin de conocer con la máxima precisión la forma y dimensiones de la Tierra. A principios del presente siglo se adoptó como superficie de referencia de la Tierra un elipsoide de revolución cuyas medidas principales son:

- radio ecuatorial, 6.378,16 km;
- radio polar, 6.356,91 km;
- radio medio, 6.371 km, y
- achatamiento 1/297.

Actualmente se considera que la forma de la Tierra es la superficie equipotencial de la gravedad, según la cual se disponen las masas que constituyen la superficie terrestre

sometidas a la acción de la gravedad; a cada punto de dicha superficie le corresponde una dirección invariable, denominada vertical del lugar, que representa en cualquier caso la dirección de la fuerza de la gravedad.

En una primera aproximación la superficie descrita, denominada geoide, es enormemente parecida a la superficie libre que tienen los océanos y a la prolongación imaginaria de éstos debajo de los continentes.

Conocidos el radio y el achatamiento de la Tierra es fácil calcular la longitud del meridiano terrestre, cuyo valor es de 40.008,548 km, y la del ecuador, de 40.075,704 km. El área de la superficie terrestre presupone 510.083.000 km^2 y el volumen del globo terráqueo es de unos 1.083.819.000 km^3.

Achatamiento y densidad de la Tierra

Achatamiento: $x = \frac{a-b}{a} = \frac{1}{297}$

a = radio ecuatorial
b = radio polar

Densidad: $d = \frac{m}{v} = 5{,}517\ g/cm^3$

m = masa de la Tierra
v = volumen terrestre

Masa y densidad

El cálculo de la masa de la Tierra se realiza mediante la aplicación de la ley de la gravitación universal, existiendo diversos métodos, más o menos precisos, entre los cuales el más utilizado emplea la balanza de torsión.

Según estos cálculos, la masa de la Tierra es de 5,975 x 10^{21} toneladas. La densidad media de la Tierra es de 5,5 17 g/cm^3. En comparación con los restantes planetas, la Tierra es el segundo por orden de densidad decreciente (Mercurio presenta una

densidad de 5,9 a 6,1, Venus de 5 a 5,9 y Marte de 3,8), siendo muy superior a la que se ha calculado que poseen los planetas mayores, Júpiter, Saturno, Urano y Neptuno.

Teniendo en cuenta el valor medio de la densidad terrestre (5,5) y el de las rocas de las zonas superficiales de la corteza, que raramente supera los 2,8-3 g/cm^3, es válido suponer que la densidad de los materiales de las zonas internas de la Tierra ha de ser muy elevada. Esta suposición se confirma por los datos sismológicos.

Principales características de la Tierra

Masa	$5{,}975 \times 10^{24}$ kg
Radio de la órbita	$1{,}4953 \times 10^{8}$ km
Radio ecuatorial	6.378,38 km
Radio polar	6.356,912 km
Radio medio	6.371 km
Achatamiento	1/297
Area de la superficie terrestre	$5{,}101 \times 10^{8}$ km^2
Area de las tierras emergidas	$1{,}4894 \times 10^{8}$ km^2
Area ocupada por los océanos	$3{,}612 \times 10^{8}$ km^2
Masa de la atmósfera	$5{,}098 \times 10^{18}$ kg
Masa de los océanos	$1{,}422 \times 10^{21}$ kg
Volumen terrestre	$1{,}083 \times 10^{12}$ km^3
Densidad media	5,517 g/cm^3
Velocidad media en movimiento de traslación	29,6 km/s
Período de traslación (año sidéreo)	365,24 días
Período de rotación (día sidéreo)	23 h 56′ 4″
Gravedad media en superficie	9,81 m/s^2
Potencia solar recibida	147×10^{4} kW/km^2
Temperatura media superficial	15° C
Albedo (radiación reflejada)	0,40

Relación de las principales características físicas de la Tierra.

En efecto, las ondas sísmicas presentan velocidades de propagación que dependen en parte de la densidad de los materiales que atraviesan, siendo tanto más grande dicha velocidad cuanto mayor es la densidad del medio por el que se propagan.
De acuerdo con los datos sismológicos, se ha podido calcular la densidad de los materiales del interior de la Tierra a diversas profundidades.
Así, a unos 700 km de profundidad la densidad será aproximadamente de 4,3, a unos 2.900 km será de 5,5, a unos 5.100 km de 12,3 y a unos 6.300 km, muy cerca del centro, de 13. Para explicar el aumento del valor de la densidad de los materiales en el interior de la Tierra no es suficiente afirmar que es un efecto de las grandes presiones reinantes, ya que en su mayor parte se debe a cambios en la composición de los materiales, que son progresivamente más densos con la profundidad.

Movimientos de la Tierra

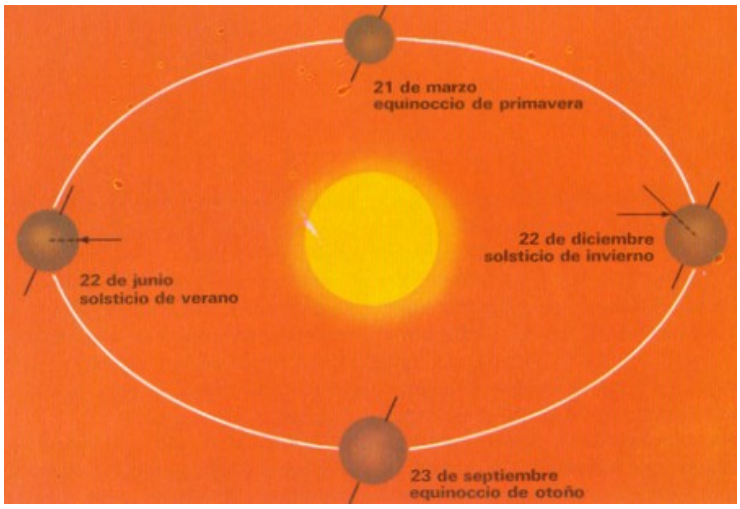
La Tierra, como los demás planetas del sistema solar, está sometida a las leyes de la dinámica celeste. Fundamentalmente son dos los movimientos que afectan a la Tierra; la traslación alrededor del Sol, siguiendo una órbita elíptica, y la rotación alrededor del eje de sus polos. Ambos movimientos determinan respectivamente la sucesión de las estaciones y la de los días y las noches.
Estos dos movimientos principales de la Tierra presentan diversas irregularidades conocidas con los nombres de precesión y nutación, debidas a las atracciones perturbadoras que provocan indistintamente el Sol y la Luna sobre la protuberancia ecuatorial terrestre.

Traslación

La Tierra, o más exactamente el centro de gravedad del sistema Tierra-Luna, se mueve alrededor del Sol describiendo una órbita de forma elíptica de escasa excentricidad (es decir, muy próxima a una esfera), en uno de cuyos focos se encuentra aquél. La distancia media de la Tierra al Sol durante dicho movimiento es de unos 149.675.000 km, su velocidad media de unos 29,6 km/seg y el tiempo que tarda en recorrer una órbita completa es un año sideral, es decir, aproximadamente 365,256 días.

Debido a la forma elíptica de la órbita de la Tierra en su movimiento de traslación alrededor del Sol, la distancia entre ambos no es constante, sino que presenta una posición de máximo alejamiento, denominada afelio, que se alcanza a primeros de junio, y una posición de máximo acercamiento, denominada perihelio, que se alcanza a primeros de enero.

Se denomina eclíptica al plano de la órbita terrestre en su movimiento de traslación y también al círculo de intersección de dicho plano con la esfera celeste. Debido al movimiento aparente del Sol alrededor de la Tierra, la eclíptica representa asimismo el camino aparente del Sol entre las estrellas.



El ecuador terrestre y la eclíptica no están contenidos en el mismo plano, sino que forman entre sí un ángulo de 23° 27'. Por tanto, el eje terrestre no será perpendicular a la eclíptica, sino que formará con la normal a la misma un ángulo de 23° 27.

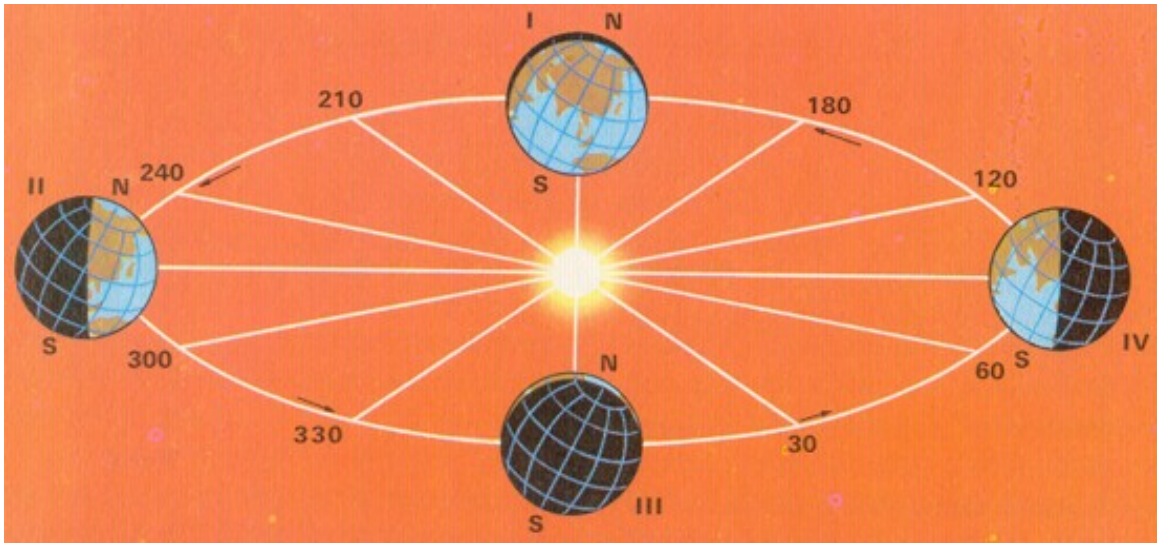
La dirección de la inclinación del eje terrestre respecto a la eclíptica varía, como veremos más adelante, de manera secular. En la actualidad dicha inclinación determina que el polo norte celeste (punto donde la prolongación del eje terrestre corta a la esfera celeste) esté muy cerca de la estrella α de la Osa Menor, debido a lo cual se la denomina Estrella Polar.

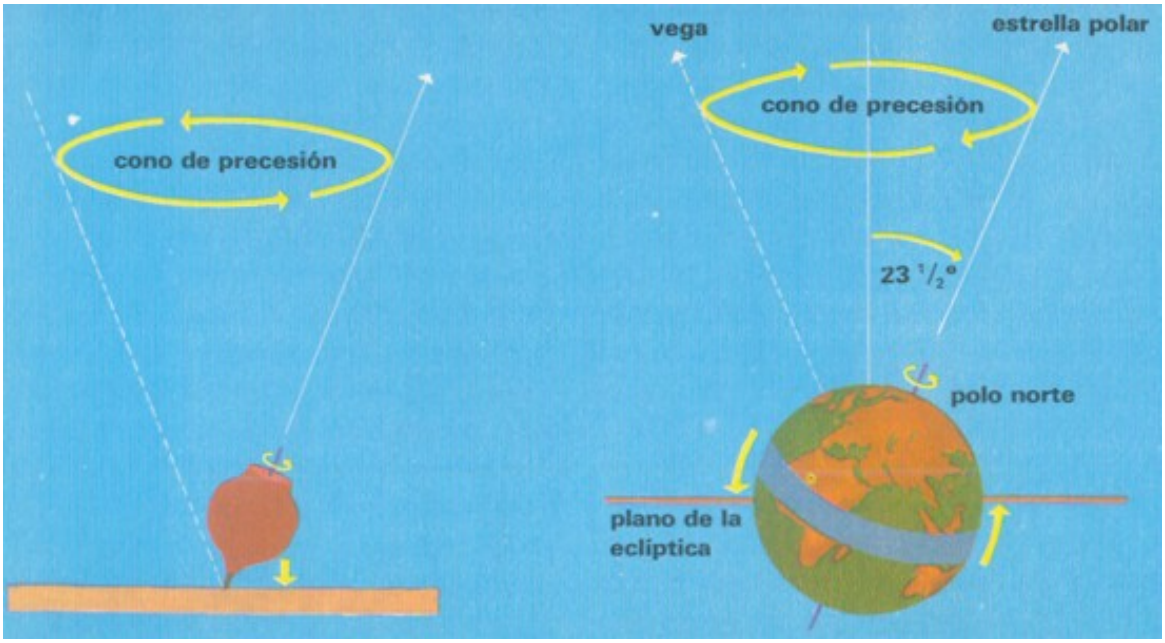
"Newton no se limitó a establecer las leyes del movimiento de los planetas:

su principal objetivo consistió ciertamente en demostrar que la gravitación universal podía mantener el sistema del mundo, pero no trató de hacerlo por los métodos filosóficos, sino por el nuevo método físico y cuantitativo. A este respecto tenía que realizar una doble tarea: en primor lugar, demoler las concepciones filosóficas previas, antiguas y modernas; y en segundo lugar, demostrar que la suya era no solamente la correcta, sino también el modo más exacto de dar cuenta de los fenómenos en cuestión."

JOHN D. BERNAL

El plano del ecuador terrestre y la eclíptica únicamente presentan dos puntos de intersección, que corresponden a los puntos en los que el Sol está en el cenit del ecuador. Dichos puntos se denominan equinoccios y corresponden a la situación de la Tierra el 21 de marzo y el 23 de septiembre. Los puntos de la eclíptica definidos por un diámetro perpendicular a la línea de los equinoccios se denominan solsticios y corresponden a los puntos en los que el Sol presenta una mayor distancia angular respecto al ecuador terrestre.





Arriba, movimiento de traslación de la Tierra alrededor del Sol. Abajo, debido al movimiento de precesión el eje de la Tierra no está fijo sino que se desplaza en el espacio sobre un cono imaginario (cono de precesión). El fenómeno es idéntico al que tiene lugar en una peonza cuyo eje de rotación no coincide con la vertical.

En los solsticios, que se alcanzan el 21 de junio y el 21 de diciembre, el Sol se encuentra en el cenit de los trópicos, círculos paralelos situados a 23° 27' de latitud norte (trópico de Cáncer) y a 23° 27' de latitud sur (trópico de Capricornio).

Por consiguiente, las estaciones corresponden a los tiempos que tarda la Tierra en recorrer los arcos de eclíptica determinados por los equinoccios y los solsticios. En cada hemisferio el solsticio de verano (inicio del verano) corresponderá al punto en el cual el Sol se encuentra en el cenit del trópico correspondiente del hemisferio, mientras que el solsticio de invierno (inicio del invierno) corresponderá al punto en el que el Sol está en el cenit del trópico del otro hemisferio. Esto explica la oposición entre las estaciones en los dos hemisferios terrestres. En la actualidad el verano corresponde en el hemisferio sur a la posición de máximo acercamiento de la Tierra al Sol (perihelio), mientras que en el hemisferio norte corresponde a la posición de máximo alejamiento (afelio), lo que determina que el hemisferio sur reciba durante su verano mayor cantidad de radiación solar que el hemisferio norte durante el suyo.

Esta situación se invierte secularmente debido al movimiento de precesión como veremos más adelante.

Rotación

La tierra gira alrededor del eje de sus polos en sentido oeste-este (contrario a las agujas del reloj), dando una vuelta completa sobre sí misma en un día sideral, aproximadamente 23 h 56'.

A causa del movimiento rotacional de la Tierra se produce un movimiento aparente de toda la esfera celeste alrededor de un eje que es prolongación del eje terrestre.

Durante mucho tiempo se supuso que en realidad no era la Tierra la que giraba, sino la esfera celeste. Copérnico fue el primero en afirmar que el movimiento real era el de la Tierra, pero no presentó pruebas concluyentes en favor de su hipótesis.

Con posterioridad se han encontrado diversas pruebas que demuestran sin lugar a dudas que es la Tierra la que gira. Entre estas pruebas cabe mencionar el comportamiento del péndulo de Foucault, o la desviación constante que sufren los vientos atmosféricos debido al efecto de la aceleración de Coriolis, característica de los cuerpos en movimiento giratorio.

La forma de la Tierra, como hemos dicho anteriormente, con su característico ensanchamiento ecuatorial, es una consecuencia de ese movimiento rotacional.

El movimiento de rotación de la Tierra determina la sucesión de los días y las noches y fue la base para uno de los más primitivos sistemas de medición del tiempo. Sin embargo, cronométricamente hablando, la Tierra no es muy perfecta, pues su movimiento de rotación no es absolutamente uniforme.

En efecto, el período de rotación de la Tierra es afectado por la acción de frenado de las mareas que tienden a aumentar el período de rotación. Es probable que en un pasado muy remoto de la historia de este planeta, su período de rotación fuera mucho menor que en la actualidad y que, por tanto, las noches y los días se sucedieran con intervalos de unas 10 a 12 horas.

En los últimos doscientos años se han podido comprobar variaciones irregulares en su período de rotación que han sumado unos 30 minutos, primero en el sentido de aumento y después en el de disminución.

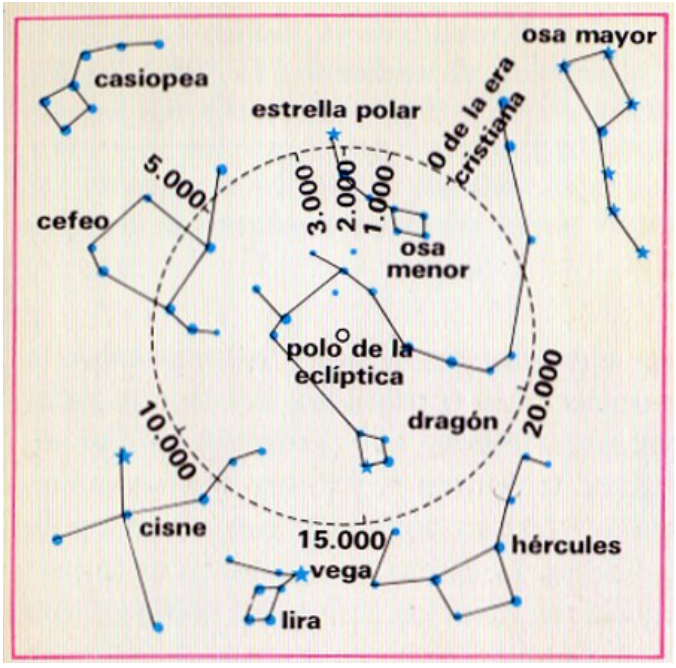
Precesión y nutación

Se designa con el nombre de precesión el fenómeno que altera el movimiento rotacional de la Tierra sobre su propio eje y que es debido a las atracciones newtonianas ejercidas por el Sol y la Luna sobre la protuberancia o ensanchamiento ecuatorial terrestre.

Debido a la precesión los dos semiejes terrestres describen sendos conos cuyos vértices coinciden con el centro de la Tierra.

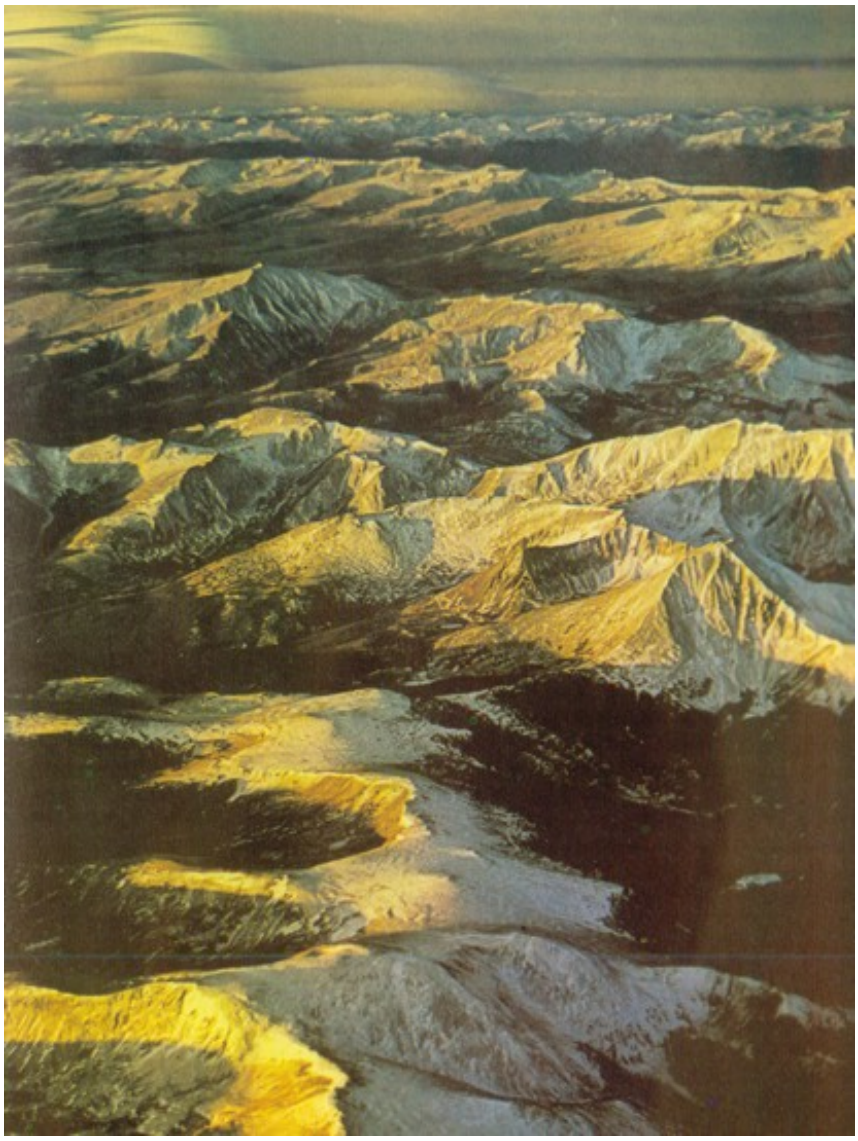
El efecto más aparente de la precesión es que los polos terrestres y sus equivalentes celestes (puntos donde las prolongaciones del eje terrestre cortan a la esfera celeste) describen circunferencias completas en un período de tiempo de 25.800 años.

Por la precesión, la dirección de la inclinación del eje terrestre sobre la eclíptica varía gradualmente. Asimismo, a causa del movimiento de precesión del eje de la Tierra la estrella α de la Osa Menor (Estrella Polar) no marcará siempre el Polo norte. En los próximos doscientos años dicha estrella se acercará progresivamente al polo celeste norte, hasta llegar a una distancia mínima de 25', para alejarse posteriormente y no alcanzar una posición semejante a la actual hasta dentro de 25.800 años.



Trayectoria del polo norte celeste debido al movimiento de precesión del eje terrestre.

Por el fenómeno de la precesión, en el año 3.000 a.C. la estrella polar era la a Draconis y dentro de unos 12.000 años lo será la brillantísima estrella Vega.
El movimiento de precesión del eje terrestre determina un desplazamiento gradual de los equinoccios a razón de 50,256" por año y, por consiguiente, la inversión de la sucesión de las estaciones entre los dos hemisferios.



Panorámica de las Montañas Rocosas en los EE.UU.

El fenómeno o movimiento de nutación, que se compone con el de la precesión, consiste en un movimiento oscilatorio de los polos terrestres alrededor de sus posiciones medias, describiendo en el espacio una pequeña elipse, cuyo semieje

mayor tiene un valor de 18', en un período de tiempo de 18 2/3 años. La nutación determina que la inclinación del plano del ecuador terrestre sobre la eclíptica varíe 18" cada 18 años 2/3 y que la situación de los trópicos oscile alternativamente, alrededor de una posición media, unos 9' del lado polar y del lado ecuatorial.

Campo gravitatorio

Cualquier objeto situado en la superficie terrestre o en un cierto espacio a su alrededor es atraído hacia la misma con una fuera, denominada fuerza de la gravedad, dirigida hacia el centro de la Tierra, aproximadamente según un radio terrestre. Dicha fuerza, según la ley de la gravitación universal de Newton, puede expresarse por la fórmula

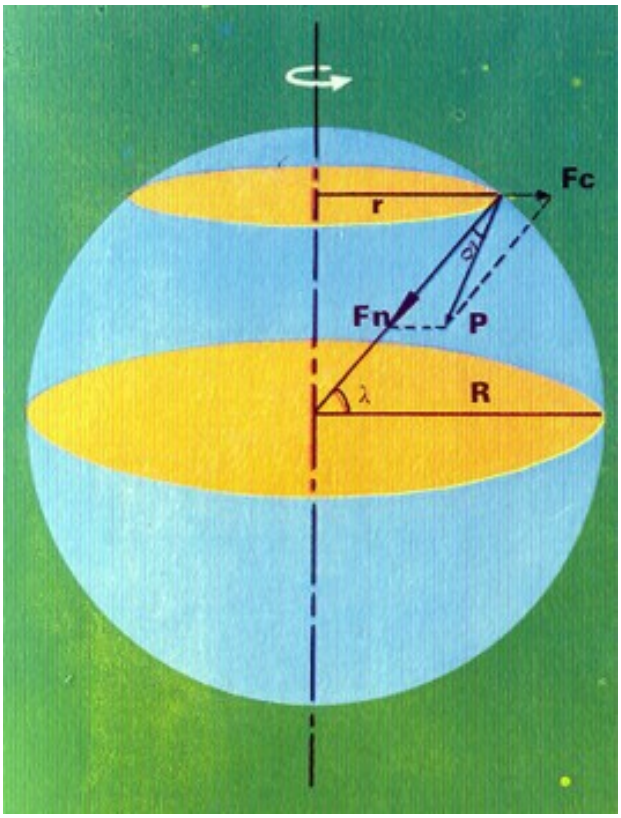
$$F = \frac{M \times m}{D^2} G$$

donde *G* es la constante de la gravitación universal, de valor + 6,67 x 10^{-11} en newtons x m^2 / kg^2; donde *M* es la masa de la Tierra, *m* la masa del objeto y *D* la distancia entre el objeto y el centro del planeta. Según la ley de Newton, la fuerza de la gravedad terrestre decrece con la distancia a nuestro planeta.

La fuerza de gravedad representa la fuerza con que la Tierra atrae a cualquier masa situada en su campo gravitatorio (zona del espacio que rodea la Tierra donde se manifiesta la atracción newtoniana debida a la masa del planeta) y al mismo tiempo corresponde al peso de dicha masa.

Por el principio fundamental de la dinámica se sabe que una fuerza aplicada a una masa le comunica una aceleración constante. Este principio aplicado al campo gravitatorio terrestre se manifiesta en que cualquier cuerpo situado en el mismo sufrirá una aceleración, denominada aceleración de la gravedad y representada por *g*, debida a la fuerza de atracción de la Tierra, cayendo sobre la superficie de ésta según una trayectoria aproximada a un radio terrestre. Como valor medio de la aceleración de la gravedad se toma *g* = 9,8 m/seg. La aceleración de la gravedad es mínima en el ecuador, donde la distancia al centro de la Tierra es mayor, aumentando de forma regular hasta los polos, lugar en que alcanza los valores máximos, debido a que el

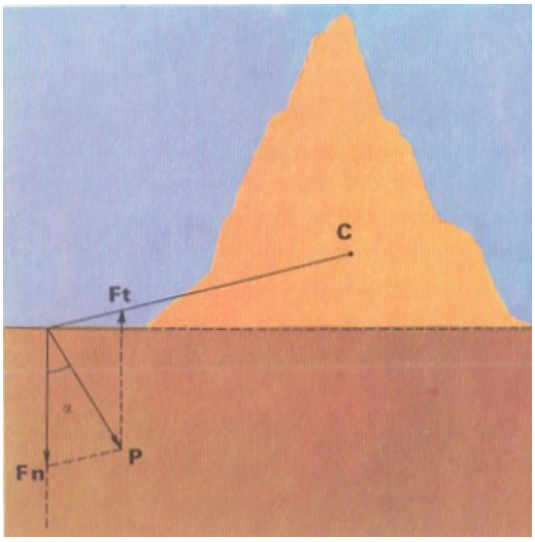
radio polar es la menor distancia de cualquier punto de la superficie terrestre al centro de la Tierra.



Fuerza de atracción newtoniana (F_n) y fuerza centrifuga (F_c) actuando sobre un cuerpo situado sobre un lugar de la superficie terrestre de latitud λ. El peso real del cuerpo (P) es el resultado de la composición de ambas fuerzas y su dirección no coincide con la vertical, formando un ángulo δ con la misma excepto en el polo y en el ecuador donde δ es igual a cero.

Al considerar la intensidad del campo gravitatorio terrestre en cualquier punto de la superficie de nuestro planeta hay que tener en cuenta que la rotación del mismo determina sobre todos los puntos de su superficie fuerzas centrifugas que contrarrestan en parte la atracción newtoniana debida a la masa de la Tierra. En realidad, la fuerza de la gravedad es la resultante entre la fuerza de atracción newtoniana provocada por la masa de la Tierra y la fuerza centrifuga debida a la rotación terrestre. En el esquema se representan ambas fuerzas y su resultante.
La fuerza de la gravedad varía en la superficie terrestre de la siguiente manera:

- **Con la altitud**: como puede apreciarse fácilmente en la fórmula de Newton, el valor de la gravedad en cualquier punto es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia del mismo al centro de la Tierra. Según esto, la gravedad será menor en la cima de una montaña que en una llanura próxima. La intensidad de campo gravitatorio terrestre disminuye a medida que nos alejamos de la Tierra, hasta un límite en el que será prácticamente nula y las masas no serán ya atraídas hacia la Tierra, como se demuestra fácilmente en las experiencias astronáuticas. Al igual que la Tierra, los demás cuerpos de nuestro sistema solar desarrollan a su alrededor campos gravitatorios cuya intensidad depende de la masa de los mismos. En la Luna, y debido a la diferencia de tamaño y de masa respecto a la Tierra, la gravedad es 1/6 de la de la Tierra.
- **Con la latitud**, debido a que la Tierra no es una esfera perfecta. En efecto, dado que el radio polar es ligeramente menor que el ecuatorial, la gravedad será mayor en los polos que en el ecuador, disminuyendo gradualmente de aquéllos a éste. Por otra parte, la fuerza centrífuga debida a la rotación terrestre, que en parte contrarresta a la atracción newtoniana, tampoco es igual en toda la superficie del planeta, siendo mínima en los polos y máxima en el ecuador. Según el efecto de la fuerza centrífuga la gravedad terrestre también disminuirá gradualmente de los polos al ecuador.

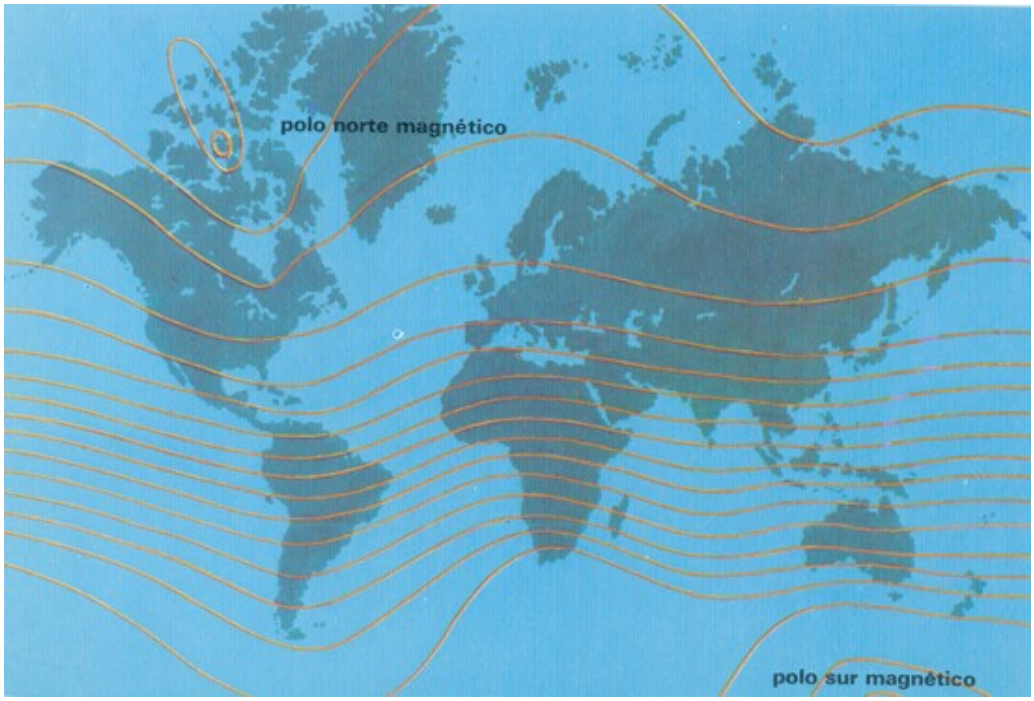


Efecto de las grandes masas topográficas sobre la atracción newtoniana ejercida por la Tierra (F_n); el peso de los cuerpos (P) puede sufrir pequeñas variaciones locales a causa de las mismas

- **Con la topografía**: el valor de la gravedad en cualquier punto de la superficie terrestre estará afectado por la presencia de masas próximas, por ejemplo cordilleras de montaña, que determinarán fuerzas newtonianas secundarias contrarrestando en parte la atracción terrestre. La ciencia que estudia la gravedad terrestre, la distribución del campo gravitatorio de la Tierra y las anomalías que presenta dicho campo se denomina gravimetría.

Campo magnético, geomagnetismo

La Tierra se comporta como un gigantesco imán, creando a su alrededor un campo magnético, como lo demuestra el hecho de que en cualquier punto de la superficie terrestre una aguja imantada que pueda girar libremente sobre su centro de gravedad se orienta siempre en una dirección próxima a la dirección geográfica norte.



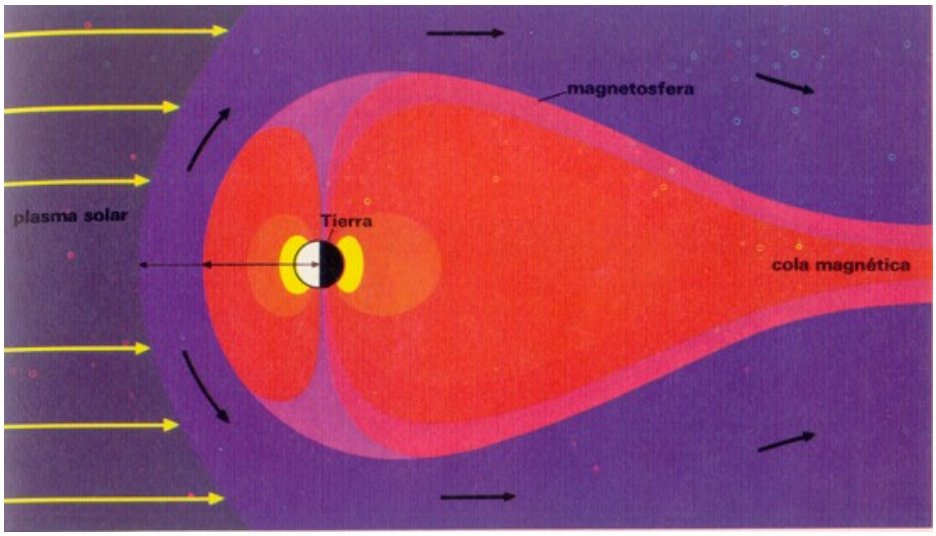
Mapa de isoclinas en el que aparecen localizados los polos magnéticos.

El campo magnético terrestre se extiende por el espacio que rodea la Tierra hasta distancias considerables, siendo el factor responsable, por ejemplo, de la existencia de los cinturones de radiaciones de Van Allen.

El eje del imán que crea el campo magnético terrestre se denomina eje geomagnético y los puntos donde sus prolongaciones cortan a la superficie terrestre se denominan polos magnéticos. En las primeras mediciones que se hicieron del campo magnético terrestre se comprobó que el eje geomagnético no coincide con el eje geográfico de la Tierra, sino que forma con él cierto ángulo cuyo valor es en la actualidad de unos 11,5°. Debido a esto los polos magnéticos no coinciden con los geográficos. En la medición realizada en 1965 la situación aproximada de los polos magnéticos era de 100° de longitud oeste y unos 70° de latitud norte para el polo magnético norte, es decir, cerca de la Tierra del Príncipe de Gales, en el norte de Canadá, y de 75° de latitud sur y 154° de longitud este para el polo geográfico sur, cerca de la Tierra de Adelaida.

El eje geomagnético terrestre no pasa por el centro de la Tierra, debido a lo cual los polos magnéticos no están en posiciones diametralmente opuestas.

En cada punto de la superficie terrestre el campo magnético creado por la Tierra se puede definir por una magnitud vectorial, denominada intensidad de campo, cuyo valor numérico es máximo en los polos y decrece hacia el ecuador magnético (plano perpendicular al eje geomagnético que pasa por el centro de la Tierra).



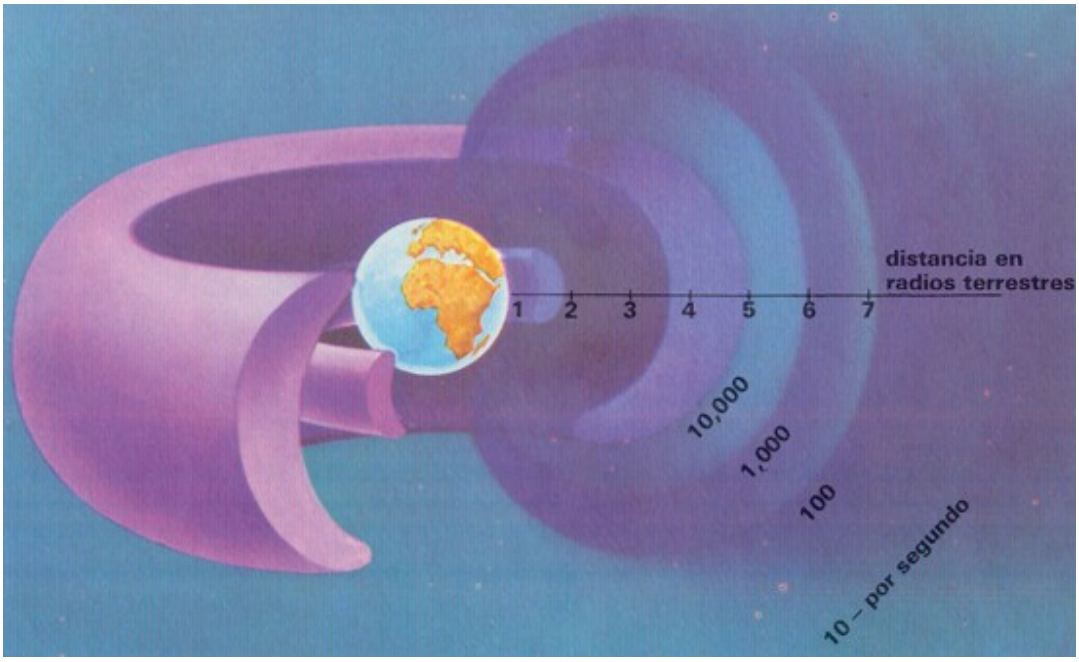
Esquema de la magnetosfera.

La dirección del vector intensidad de campo se determina mediante dos parámetros, la declinación (D), ángulo formado por el vector campo con el meridiano del lugar, y la inclinación magnética (1), ángulo formado por el plano del vector campo y el plano horizontal.

En un momento dado las constantes del magnetismo terrestres no son las mismas de un punto a otro del Globo.

Mediante una red de estaciones magnéticas y recientemente desde aviones que registran de modo continuo los valores de la intensidad magnética de las zonas sobre las que vuelan, se tiene una información bastante completa sobre el campo magnético terrestre en superficie. Las estaciones o puntos que presentan una misma declinación se unen sobre un mapa mediante líneas denominadas isógonas, mientras que los que presentan una misma inclinación se unen por líneas denominadas isoclinas. Estas últimas constituyen un sistema de paralelos más o menos deformados. La isoclina de inclinación cero constituye el ecuador magnético que divide a la Tierra en dos hemisferios, el norte, donde la inclinación es positiva, y el sur, donde es negativa.

El lugar de los puntos con declinación nula es una línea sinuosa que rodea la Tierra pasando por los polos. Dicha línea divide al Globo en dos hemisferios, uno Atlántico, donde la declinación es oeste, y otro Pacífico, con declinación este.



Esquema de los cinturones de Van Allen. Alrededor de la Tierra existen dos bandas de partículas de alta energía que dejan tan sólo dos aberturas a la altura de los polos.

Mediante los elementos definidos se pueden construir mapas geomagnéticos a partir de los cuales es posible calcular la intensidad, la declinación y la inclinación magnéticas de un lugar. Estos valores calculados pueden posteriormente confirmarse o no en las mediciones directas. Si el valor calculado de un lugar y el medido no coinciden se dice que existe una anomalía magnética, resultado de las imantaciones permanentes que presentan ciertas masas de rocas y que crean a su alrededor campos magnéticos locales. Algunas anomalías pueden deberse también a la presencia de imantación remanente en las rocas desde su formación e indican las características del campo magnético terrestre en los momentos en que aquéllas se originaron.

Los conocimientos que se tienen en la actualidad sobre el interior de la Tierra proporcionan ya una explicación lógica sobre el origen del magnetismo terrestre. En efecto, se supone que la Tierra se comporta como una gran dinamo en la que la parte más interna del Globo (el núcleo), de naturaleza metálica (muy probablemente férrica), se ha transformado en un gran imán por inducción de las corrientes eléctricas existentes en las zonas periféricas de dicho núcleo (se sabe que una barra

de hierro dulce rodeada por un alambre se magnetiza por inducción cuando por éste circula una corriente eléctrica).

El campo magnético terrestre sufre variaciones de diversa intensidad y períodos, como las variaciones seculares, las estacionales o anuales, las diurnas y las accidentales o tormentas magnéticas.

En la actualidad es posible conocer ciertas características del campo magnético terrestre en épocas geológicas pasadas a través de los estudios paleomagnéticos basados en el estudio de la magnetización remanente o fósil que adquieren ciertas rocas durante sus procesos de formación. Por ejemplo, durante el enfriamiento y consolidación de una lava sus constituyentes ferromagnéticos se orientarán según la dirección del campo magnético existente en aquel momento. Dicha orientación preferente de los constituyentes ferromagnésicos persistirá en la posterior evolución de la lava.

Los estudios de paleomagnetismo han permitido asimismo conocer que el campo magnético terrestre ha sufrido, a través de los tiempos geológicos, grandes cambios: desplazamientos o migraciones de los polos magnéticos e inversiones en la polaridad.

La magnetosfera y los cinturones de radiaciones de Van Allen

En las primeras décadas del presente siglo se creía que el campo magnético terrestre, como el campo gravitatorio, se extendía en el espacio disminuyendo progresivamente su intensidad a medida que nos alejábamos de la Tierra.

Primero fueron S. Chapman y V. Ferrao quienes sugirieron que durante las tormentas magnéticas nubes de partículas (polvo solar) provenientes del Sol rodeaban y encerraban el campo magnético terrestre. Más tarde se descubrió que dicho fenómeno no ocurre de manera ocasional, sino de manera continua, pues el Sol emite permanentemente plasma en forma de polvo solar. El campo magnético terrestre está limitado, pues, por la cara iluminada a una cierta distancia, aproximadamente unos diez radios terrestres (unos 65.000 km). Esta región del espacio que rodea la Tierra y que está limitada por la acción del plasma solar se denomina magnetosfera o cavidad geomagnética. Por el lado no iluminado de la Tierra la magnetosfera se extiende a distancia mucho mayor.

En el interior de la magnetosfera, a varios miles de kilómetros de distancia de la superficie terrestre, existen dos bandas o cinturones de partículas de alta energía que rodean casi totalmente la Tierra, dejando tan sólo dos pasillos o aberturas a la altura de los polos magnéticos. Dichas bandas de partículas se conocen con el nombre de cinturones de Van Allen y fueron descubiertas por el científico norteamericano del mismo nombre al final de la década de los cincuenta. Los cinturones de radiación se originan por una acción combinada de las emisiones de plasma solar, especialmente abundante durante las tormentas magnéticas, y por el campo magnético terrestre.

Dos auroras boreales en Alaska. Las auroras polares reciben el nombre de boreales en el hemisferio norte y de australes en el hemisferio sur.

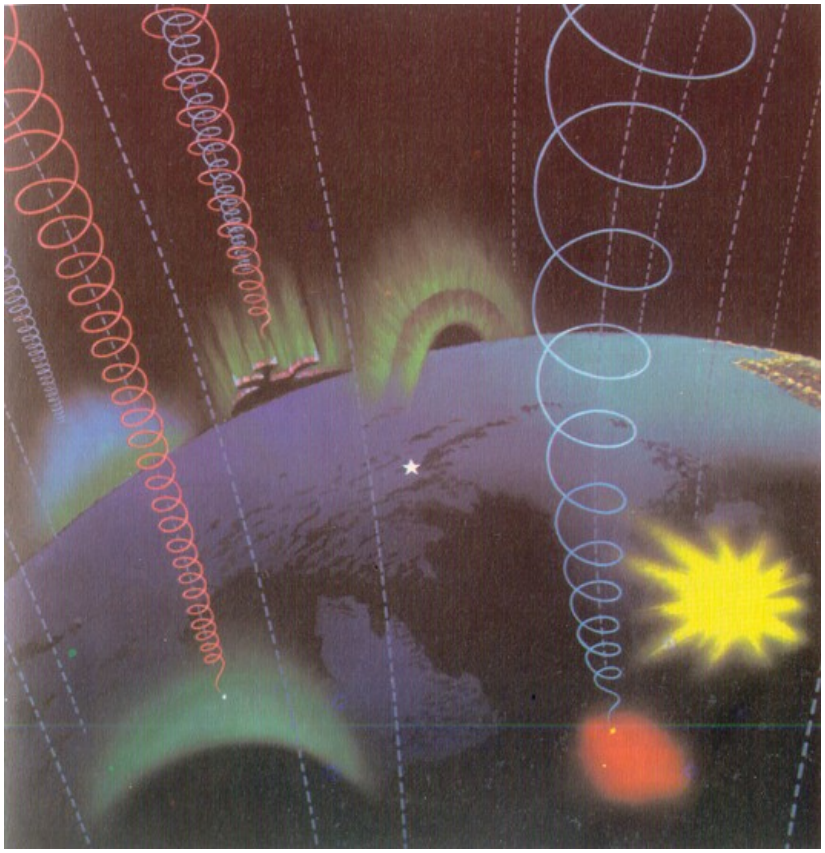
En efecto, ciertas partículas del plasma solar (electrones, protones y neutrones) que no son reflejadas o desviadas por la magnetosfera alcanzan el campo magnético terrestre siendo aprisionadas por las líneas de fuerza del mismo. Cuando la concentración de esas partículas alcanza cierto nivel caen sobre la ionosfera cediendo parte de su energía y dando lugar al fenómeno conocido con el nombre de auroras polares.

La electricidad terrestre

La Tierra, tanto en sus componentes sólidos como en sus envolturas fluidas (hidrosfera y atmósfera), es sede de numerosas corrientes eléctricas, muchas de las cuales están relacionadas íntimamente con las variaciones del campo magnético terrestre.

Las corrientes que circulan por la parte sólida de la Tierra se denominan corrientes telúricas, originándose muy probablemente en el manto o en la zona más externa del núcleo a causa de las diferencias de temperatura que existen en ambos lugares del planeta.

Las corrientes eléctricas que se producen en la atmósfera se conocen mucho mejor. La conductividad eléctrica de la atmósfera depende de su estado de ionización, es decir, del número de partículas cargadas eléctricamente por unidad de volumen.



Cuando las partículas subatómicas capturadas por la magnetosfera alcanzan una cierta concentración, se precipitan sobre la ionosfera dando origen a las auroras polares.

El desplazamiento de dichas partículas, que provoca corrientes eléctricas, se produce durante las mareas atmosféricas creadas por la atracción newtoniana del Sol y de la Luna.

Calor interno de la Tierra: geotermia

Es fácil comprobar en minas y sondeos que la temperatura de los materiales del interior de la Tierra aumenta con la profundidad. En numerosos pozos petrolíferos se llega a los 100 °C a unos 4.000 m de profundidad. Por otra parte, las erupciones volcánicas llevan a la superficie terrestre materiales a elevadas temperaturas provenientes de zonas profundas.

La geotermia es la rama de la geofísica que estudia el régimen térmico interno de la Tierra, la distribución de las temperaturas en la misma, el flujo de calor que las determina y el probable origen del calor terrestre.

Main Geyser, en Nueva Zelanda. Los geyseres son manantiales intermitentes de agua a elevada temperatura y con un alto contenido de sales disueltas.

Una sutil capa de la corteza terrestre, que raramente supera unas docenas de centímetros de espesor, se caracteriza por el hecho de que sus temperaturas dependen de la temperatura existente en superficie, mostrando, por tanto, variaciones diurnas y estacionales.

La influencia de la temperatura externa es menor a medida que se profundiza, hasta llegar a cierto nivel, denominado nivel neutro o zona de temperaturas constantes, en el cual la temperatura es constante e igual a la media superficial del lugar.

La profundidad a que se encuentra el nivel neutro en una zona determinada varía entre 2 m y 40 m, y es tanto mayor cuanto más extremo sea el clima en superficie. Otros factores que influyen en la localización del nivel neutro son la composición de las rocas, sus características térmicas, su contenido en agua, etcétera.

Por debajo del nivel neutro la temperatura aumenta con la profundidad, aunque dicho aumento no es uniforme.

Para el estudio del régimen térmico de las zonas del interior de la Tierra se han establecido dos magnitudes, el grado geotérmico o número de metros que hay que profundizar en la Tierra para que la temperatura aumente 1 °C, y el gradiente geotérmico, número de grados que aumenta la temperatura al profundizar 100 m. El gradiente geotérmico expresa el valor del aumento de la temperatura con la profundidad.

Grado y gradiente geotérmico son magnitudes que están en relación inversa, pues si aumenta el primero disminuye el segundo, y viceversa.

Géiser del Parque de Yellowstone.

En los niveles más superficiales de la corteza terrestre el valor medio del grado geotérmico es de unos 33 m, es decir, hay que profundizar dicha distancia para que la temperatura aumente 1°C. A este valor del grado le corresponde un valor del gradiente geotérmico de 3°C cada 100 m.

Como hemos dicho, estos valores medios sólo son aplicables a las zonas más externas de la corteza, pues de mantenerse a todo lo largo del radio terrestre las temperaturas serían tan elevadas que los materiales fundirían a profundidades de solo unos centenares de kilómetros (teniendo en cuenta que el radio terrestre es de unos 6.367 km, si el gradiente geotérmico se mantuviera uniforme con el valor antes mencionado, en el centro de la Tierra se alcanzarían temperaturas de cerca de 200.000 °C, a la cual la Tierra sería una bola incandescente).

Aspecto de la central geotérmica de Wairakei (Nueva Zelanda).

En la actualidad, la mayor parte de los geofísicos admiten que las temperaturas de las zonas internas de la Tierra no superan unos pocos miles de grados, a lo sumo 4.000 a 5.000°C. El gradiente geotérmico, por tanto, disminuye con la profundidad.

Fumarola en el Vesubio

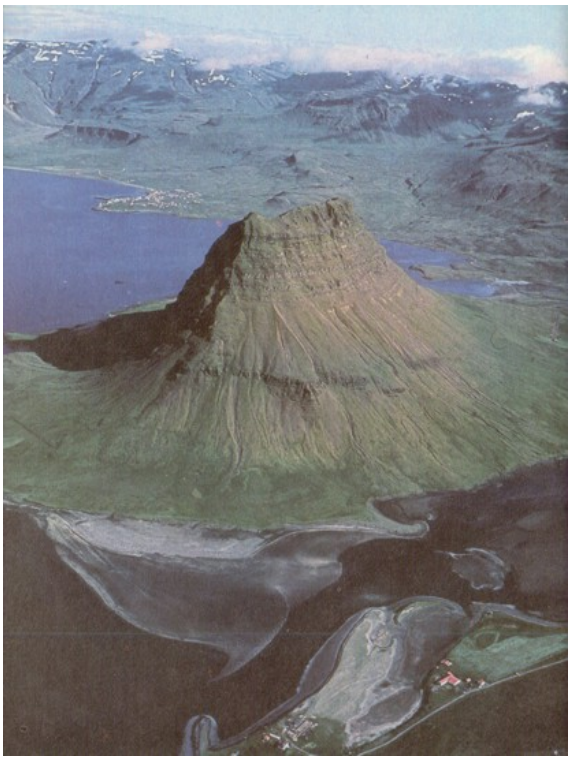
Los valores del grado y del gradiente geotérmico de una región determinada pueden ser afectados por factores locales entre los que cabe mencionar los siguientes:

a. Conductibilidad térmica de las rocas que formen el sector, siendo tanto mayor el gradiente geotérmico cuanto mayor sea la conductibilidad térmica de esas rocas.
b. Tipo de reacciones y procesos que se produzcan en las rocas de la zona. Si en un sector concreto de la corteza terrestre predominan reacciones exotérmicas, es decir con desprendimiento de calor, el gradiente geotérmico aumentará, mientras que si predominan las reacciones endotérmicas o de absorción de calor, el gradiente disminuirá
c. La proximidad de masas magmáticas (rocas en estado de fusión) provocará aumentos notables en el gradiente geotérmico debido al flujo calorífico que originan aquéllas. Esto se comprueba fácilmente en las regiones volcánicas de nuestro planeta, en las cuales las temperaturas en profundidad son siempre mucho más altas que las temperaturas medias.
d. Concentración de elementos radiactivos en las rocas, ya que en su desintegración natural se desprenden grandes cantidades de calor determinando aumento en el gradiente geotérmico.

Dos son las hipótesis que intentan explicar el origen del calor interno de la Tierra. Una considera que se trata de un calor remanente del primitivo estado de alta temperatura por el que pasó el planeta en sus primeras etapas de formación. La otra teoría acerca del origen del calor interno de la tierra sostiene que éste se debe sobre todo a la energía liberada en la desintegración natural de los elementos radiactivos, que es especialmente abundante en las capas bajas de la corteza terrestre yen las superficiales del manto, es decir, allí donde el gradiente geotérmico parece ser mayor. Numerosos geofísicos consideran que el calor interno de nuestro planeta es producto de una combinación de las dos causas descritas, o sea el resultado de un calor remanente y del calor desprendido en reacciones radiactivas.

Capítulo 4
La estructura de la Tierra

Las capas de la Tierra



Erosión glaciar en la costa oeste de Islandia.

Envolturas fluidas de la Tierra

La parte sólida de la Tierra está rodeada por dos envolturas fluidas, una continua, la atmósfera, constituida por gases, y otra discontinua, la hidrosfera, formada por agua. Ambas envolturas son de vital importancia para nuestro planeta, determinando numerosas características físicas del mismo.

La atmósfera ha evitado, por su función filtradora de las radiaciones solares, que la superficie de nuestro planeta presente unas condiciones extremas.

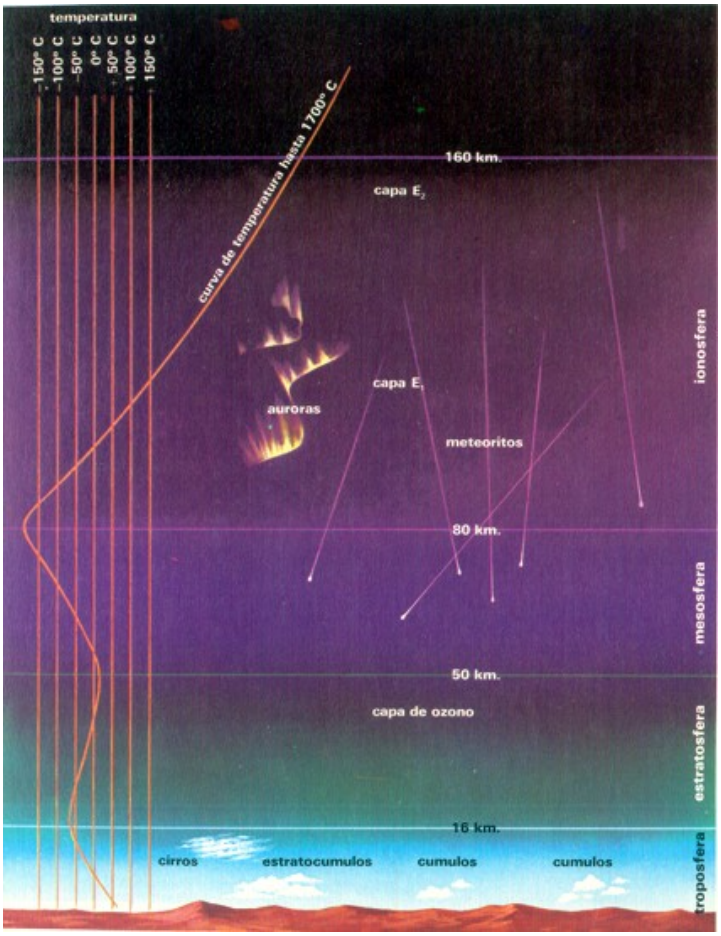
La hidrosfera, por su parte, es un gran termostato que regula la temperatura de la superficie terrestre.

La existencia de las dos envolturas fluidas rodeando la Tierra ha sido uno de los factores esenciales para la aparición y desarrollo de la vida en el planeta. Casi con

toda seguridad la vida se originó en un medio oceánico primitivo, realizándose en el mismo las primeras etapas de su desarrollo. Hasta fases muy avanzadas en su evolución numerosos grupos de organismos dependieron totalmente del medio acuático. Por otra parte, la casi totalidad de los organismos existentes presentan un eleva do contenido en agua, cuantitativamente el más importante. Entre los constituyentes principales de la atmósfera se encuentran las sustancias básicas para el desarrollo de los organismos, como el anhídrido carbónico y el oxígeno.

Atmósfera

La atmósfera, que es la envoltura gaseosa que rodea la Tierra, con un espesor aproximado de 1.000 km y una masa de 5,6 x 10^{15} toneladas, ejerce sobre la superficie terrestre una presión uniforme de 1.033 g/cm^2.



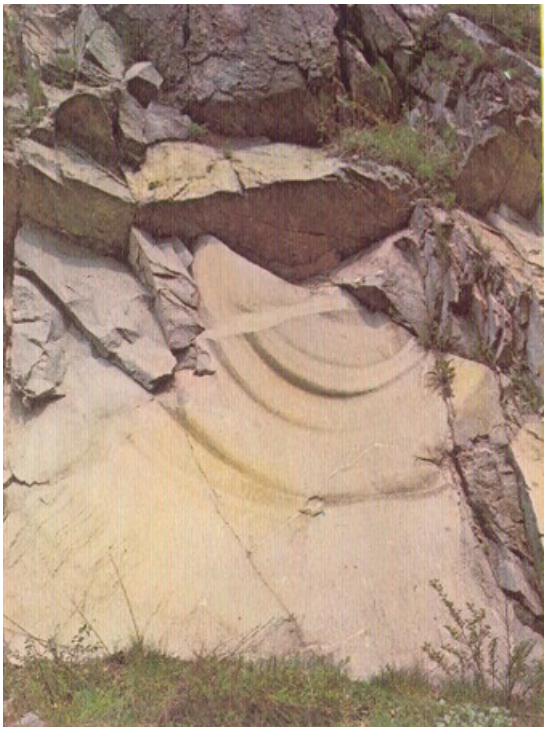
Corte esquemático mostrando las diversas capas de la atmósfera.

Está formada por una mezcla de gases, el aire, de los cuales el más abundante es el nitrógeno, que constituye por si sólo el 78 % del volumen total de la atmósfera, seguido por el oxígeno, con un volumen del 21 % del total, y con cantidades mucho menores de argón (0,93 %) y de anhídrido carbónico (0,001 %). A estos cuatro componentes, que constituyen el 99,9 % del volumen de la atmósfera, hay que añadir el vapor de agua, cuya cantidad es variable con la altitud geográfica y con el tiempo, encontrándose concentrado siempre en los primeros 10 a 15 km de atmósfera. El vapor de agua atmosférico es simplemente agua extraída de la hidrosfera por evaporación y que volverá a ella mediante las precipitaciones.

"La Tierra es el planeta del agua. La mayor parte de la población terrestre vive a pocos centenares de kilómetros de las costas oceánicas. Para todos estos moradores el océano ha servido de fuente de alimentos y de camino para el comercio. La vida en el planeta se originó en el océano, y desde entonces éste ha servido de hogar a numerosísimos seres vivos."

M. GRANT GR0SS

La composición y las condiciones físicas de la atmósfera no son uniformes en todo su espesor, sino que varían de manera notable. En base a estas variaciones la atmósfera se divide en diversas capas o estratos superpuestos unos a otros. Las principales capas que constituyen la atmósfera son troposfera, estratosfera, mesosfera, ionosfera y exosfera, las cuales se describen a continuación.



Roca granítica con facturación concoidea (Piamonte, Italia).

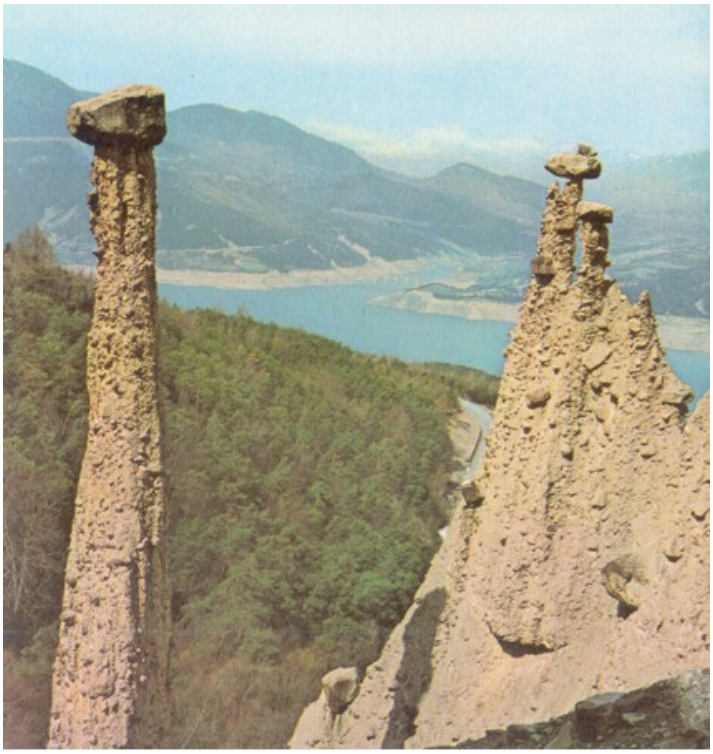
Troposfera, que se extiende desde la superficie terrestre hasta una altura de 14 a 16 km en las zonas ecuatoriales y hasta unos 8 a 10 km en las zonas polares, debido a que en estas últimas zonas las bajas temperaturas provocan la contracción de los componentes atmosféricos. El límite superior de la troposfera, denominado tropopausa, corresponde a la zona donde se alcanzan las temperaturas más bajas.

Erosión debida a la acción de las aguas en los Riscos de Maroon (Colorado, EE.UU.).

La troposfera comprende las nueve décimas partes de la masa de la atmósfera y contiene la casi totalidad del vapor de agua de ésta, a partir del cual se forman las nubes. En la troposfera se producen la mayoría de los fenómenos meteorológicos. La temperatura decrece paulatinamente en la troposfera con la altura, alcanzando el índice más bajo, -63 °C, en la tropopausa.

Estratosfera, que se extiende por encima de la tropopausa hasta unos 50 km de altura de la superficie terrestre. Carece casi totalmente de nubes y su aire es menos denso que el de la troposfera. Debido a su función absorbente de las radiaciones solares la temperatura crece en la estratosfera con la altura hasta llegar a un máximo de 17 °C en la estratopausa.

La composición de la estratosfera es considerablemente diferente a la de la troposfera; en ella predomina el ozono, originado por la disociación del oxígeno por acción de los rayos ultravioletas. La capa de ozono de la estratosfera es de vital importancia para los organismos de la superficie terrestre, pues absorbe la casi totalidad de los rayos ultravioletas, que son letales para aquéllos.

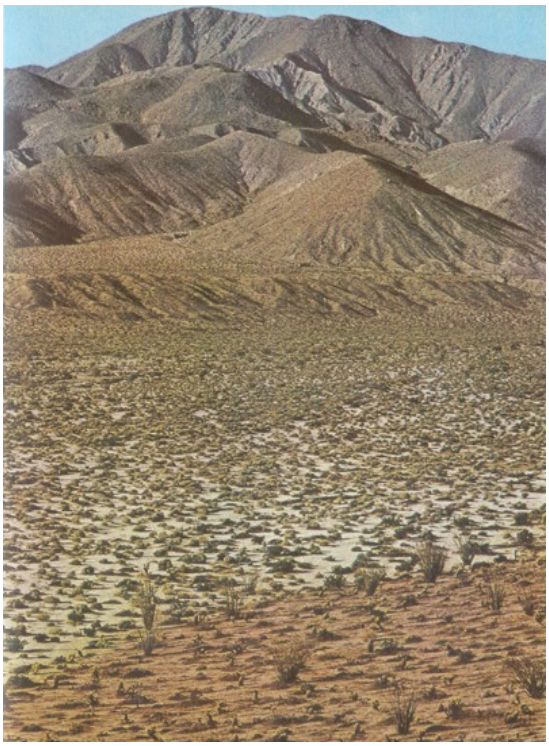


Típicas formas erosivas (demoiselle coiffé) desarrolladas sobre rocas sedimentarias

Mesosfera, se extiende desde la estratopausa, aproximadamente a 50 km de la superficie terrestre, hasta los 80 a 85 km de altura. En la mesosfera la temperatura disminuye nuevamente hasta alcanzar mínimos de -70 °C y -80 °C. Desde el punto de vista de su composición, la mesosfera contiene una pequeña parte de ozono y vapores de sodio, que desempeñan un papel importante en los fenómenos luminosos de la atmósfera.

Ionosfera o termosfera, que se extiende desde la parte superior de la mesosfera hasta una altura de unos 500 km sobre la superficie terrestre. La característica esencial de esta capa de la atmósfera es la de que sus constituyentes gaseosos no forman moléculas eléctricamente neutras, sino que se presentan en forma de iones, es decir en forma de átomos y moléculas cargados eléctricamente. Esto se debe a que sobre la ionosfera se produce un continuo bombardeo de radiaciones solares cuyo efecto principal es la ionización de los constituyentes gaseosos de aquélla. Las capas inferiores de la ionosfera desempeñan un papel muy importante en las transmisiones por radio y televisión, ya que reflejan ondas de diversa longitud emitida desde la

Tierra, posibilitando su captación por las emisoras receptoras. El límite superior de la ionosfera se denomina termopausa.

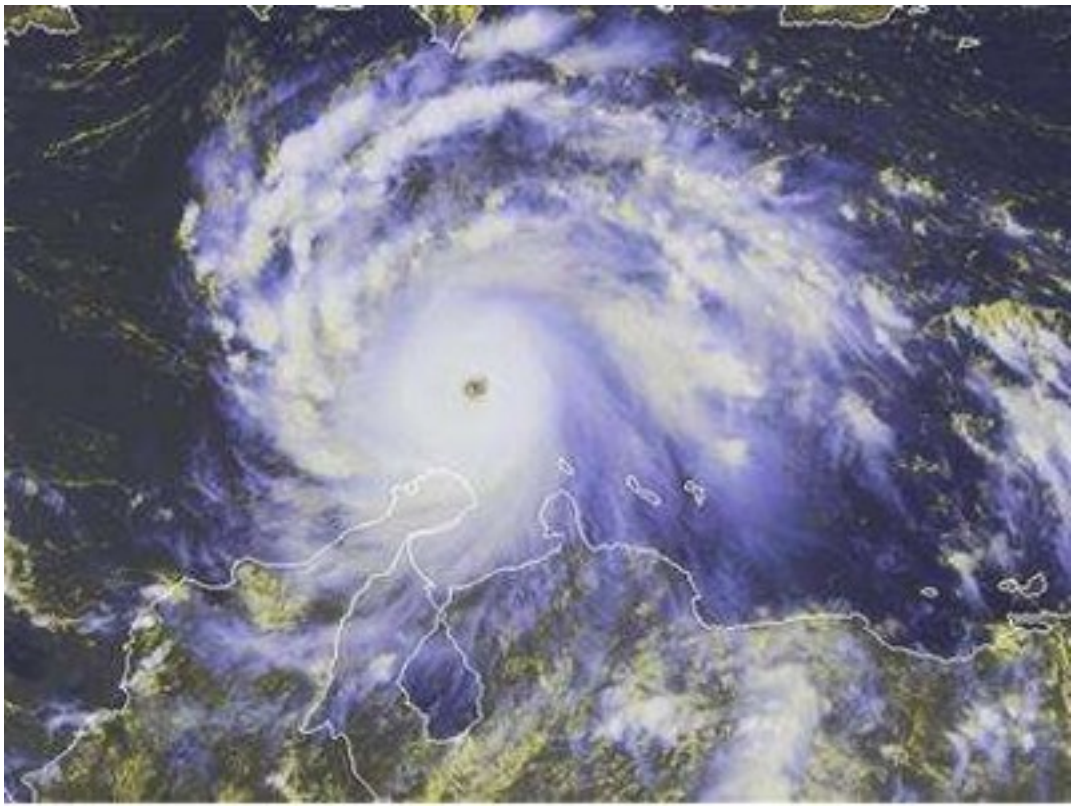


Ejemplo de la acción erosiva del viento en Borrego Desert (California)

Exosfera, capa que se extiende por encima de la termopausa hasta alturas donde la densidad de la atmósfera es igual a la del gas interespacial que la rodea.

Vista aérea del amazonas

Como hemos dicho, la existencia de una atmósfera de las características expuestas es de vital importancia para la habitabilidad de nuestro planeta.



Vista del Mar Caribe en la zona de Puerto Rico, tomada desde el satélite artificial Skylab.

Una primera y esencial misión de la atmósfera es la de impedir tanto un excesivo calentamiento de la superficie terrestre durante el día, es decir durante las horas de insolación, como un excesivo enfriamiento durante la noche. En efecto, durante el día la atmósfera refleja y absorbe gran parte de las radiaciones solares, que de llegar a la superficie terrestre elevarían excesivamente la temperatura de la misma. Durante la noche el calor radiante de la Tierra es absorbido por las capas bajas de la atmósfera impidiendo un excesivo enfriamiento. La falta de una atmósfera de las características de la terrestre en la Luna es en gran parte la causa de que en el satélite las oscilaciones térmicas diurnas sean muy amplias.

Por último, ciertos constituyentes de la atmósfera son esenciales para el desarrollo de los organismos. El anhídrido carbónico atmosférico es la base a partir de la cual los vegetales sintetizan (fotosíntesis) los compuestos orgánicos que serán el fundamento de la cadena alimentaria de la mayoría de los organismos.

Los animales, por su parte, necesitan el oxígeno atmosférico para la oxidación de los compuestos orgánicos y la obtención de energía.

Debido a que en la atmósfera, especialmente en sus capas bajas, se producen la gran mayoría de los fenómenos meteorológicos, puede afirmarse que desempeña un importante papel en los procesos erosivos desarrollados sobre la superficie terrestre. Por ejemplo, el viento es el principal agente de la erosión en grandes zonas continentales; las oscilaciones térmicas diurnas son causa importante de la fragmentación de las rocas, especialmente en las zonas donde las oscilaciones son grandes; el agua meteorológica cargada de anhídrido carbónico es uno de los principales agentes disolventes de las rocas de la superficie de la corteza terrestre.

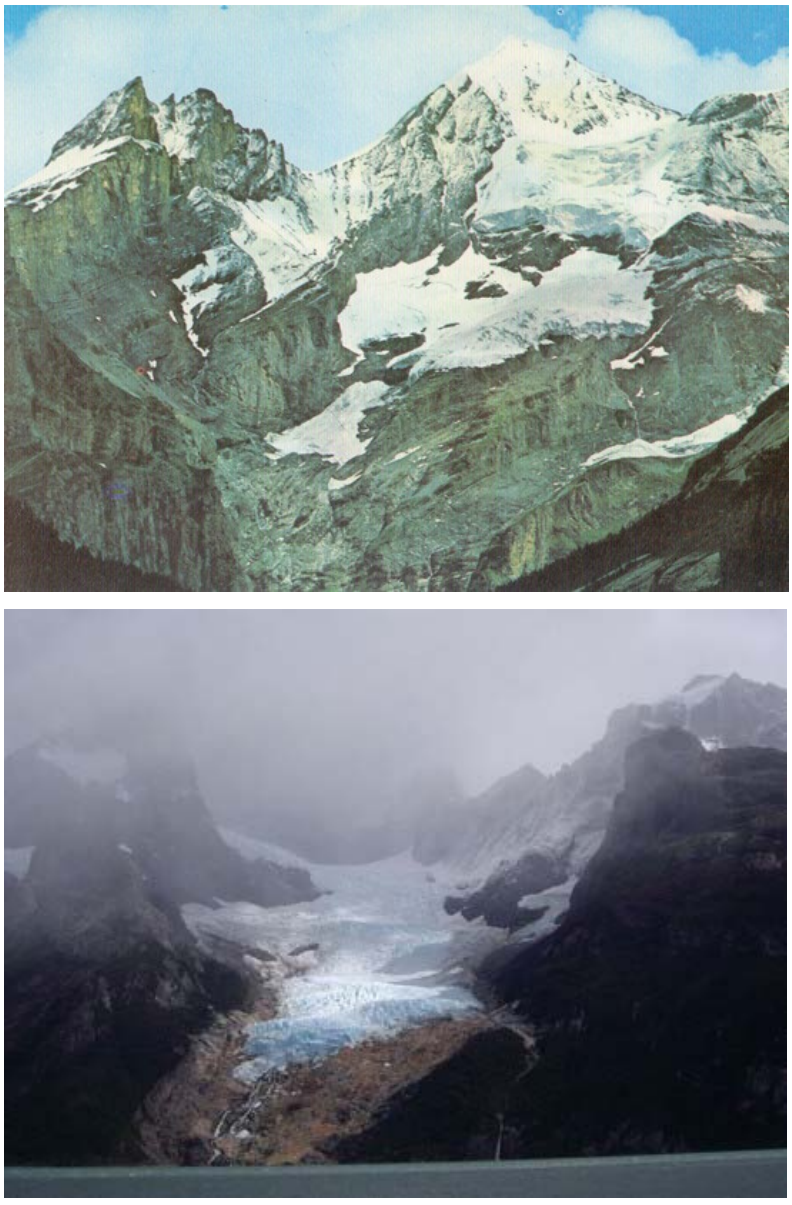
Hidrosfera

Se la puede definir como el conjunto de las aguas superficiales de la corteza terrestre. La Tierra es el único planeta del sistema solar que posee gran cantidad de agua: algo más del 70 % de su superficie está cubierta por agua, tanto en estado líquido, formando los océanos, mares, lagos y ríos, como sólida, en los glaciares, y gaseosa formando el vapor de agua de las capas bajas de la atmósfera. Las cantidades aproximadas de los diversos tipos de agua que constituyen la hidrosfera son las siguientes:

aguas oceánicas	$1{,}4 \times 10^9$ km^3
glaciares continentales	$2{,}3 \times 10^7$ km^3
lagos	$2{,}5 \times 10^5$ km^3
ríos y aguas subterráneas	$2{,}4 \times 10^5$ km^3
vapor de agua atmosférico	$1{,}3 \times 10^3$ km^3

Con gran diferencia, la fracción más importante de la hidrosfera la constituyen las aguas oceánicas, que cubren aproximadamente el 65 % de la superficie terrestre con

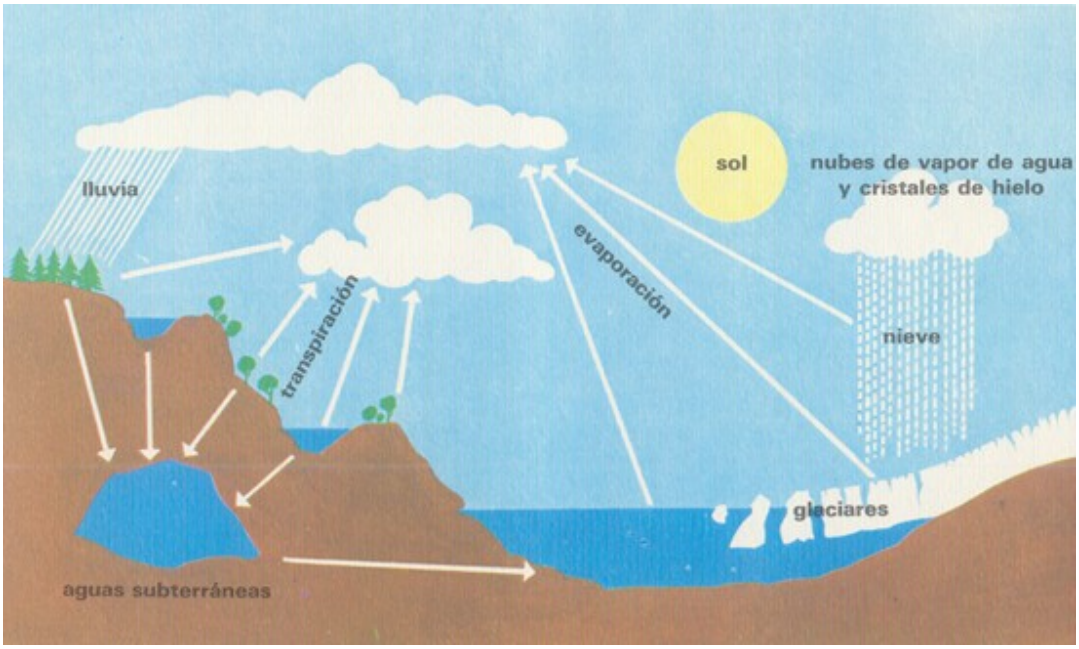
un espesor medio acuoso de 4.000 m. La segunda fracción en cantidad la constituyen los glaciares continentales que ocupan en la actualidad una superficie de unos 15 millones de km^2. Si el agua inmovilizada en los glaciares se fundiera rápidamente y retornara a los océanos, el fenómeno provocaría un aumento de 60 m en el nivel de éstos.



Diversas manifestaciones del ciclo del agua en la naturaleza. En las cumbres de las altas montañas en forma de nieve, en un glaciar en forma de hielo y en las nubes bajo la apariencia de vapor de agua.

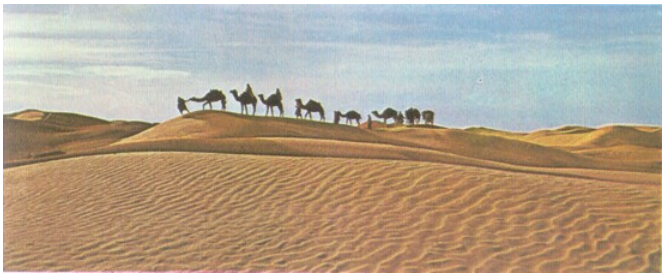
El agua de la hidrosfera está sometida a una serie de movimientos y cambios de estado que se conocen con el nombre de ciclo hidrológico o ciclo del agua en la naturaleza. Los océanos son los grandes depósitos de los cuales proviene toda el agua del ciclo y a los cuales retornará cerrando el mismo; en su superficie se produce una continua evaporación, de diversa intensidad según la latitud, mediante la cual se originan grandes masas de vapor de agua que en las capas bajas de la atmósfera forman las nubes. A partir de éstas y por condensación de su vapor de agua se originarán las precipitaciones, en forma de lluvia, nieve y granizo, parte de las cuales caen directamente sobre el mar, otra sobre los continentes, alimentando los ríos y lagos, aunque finalmente vuelve a los océanos, y otra más se infiltrará en el subsuelo generando las aguas subterráneas.

Las especiales características térmicas del agua (alto calor específico, elevado calor de evaporación, etc.) determinan que la hidrosfera sea un gran termostato regulador de la temperatura superficial de la Tierra. En efecto, el agua, por su alto calor específico (calor necesario para elevar en 1 °C la temperatura de 1 g de una sustancia) es poco sensible a las variaciones térmicas, debido a lo cual se caliente y se enfría menos rápidamente que los materiales rocosos de la superficie terrestre de calor específico inferior. Es fácil comprobar que en pleno verano las rocas, los asfaltos de las calles y carreteras, etc., se calientan mucho más rápido que las aguas marinas, las fluviales o las de una piscina.



Ciclo geológico del agua en la naturaleza.

La vaporización de agua en la hidrosfera es máxima en la zona intertropical, absorbiendo gran cantidad de calor e influyendo en moderar la temperatura.



Formas morfológicas típicas de los desiertos de arena.

Cuando la humedad originada en la zona intertropical es transportada en las capas más bajas de la atmósfera, hasta zonas de latitudes más altas, precipita en forma de lluvia, liberando gran parte de calor absorbido durante la evaporación y cooperando en la elevación de las temperaturas en las zonas más frías.

Erupción volcánica en una isla oceánica.

Como dato importante para entender la importancia de la hidrosfera como regulador térmico hay que destacar que la mayor parte de las regiones desérticas de la superficie terrestre se encuentran alejadas de las influencias oceánicas.

"Cráter en cráter" en el (El Salvador).

El agua de la hidrosfera es de vital importancia para los organismos, que no podrían vivir en un medio carente de ella.

Cráter de un volcán durante su erupción.

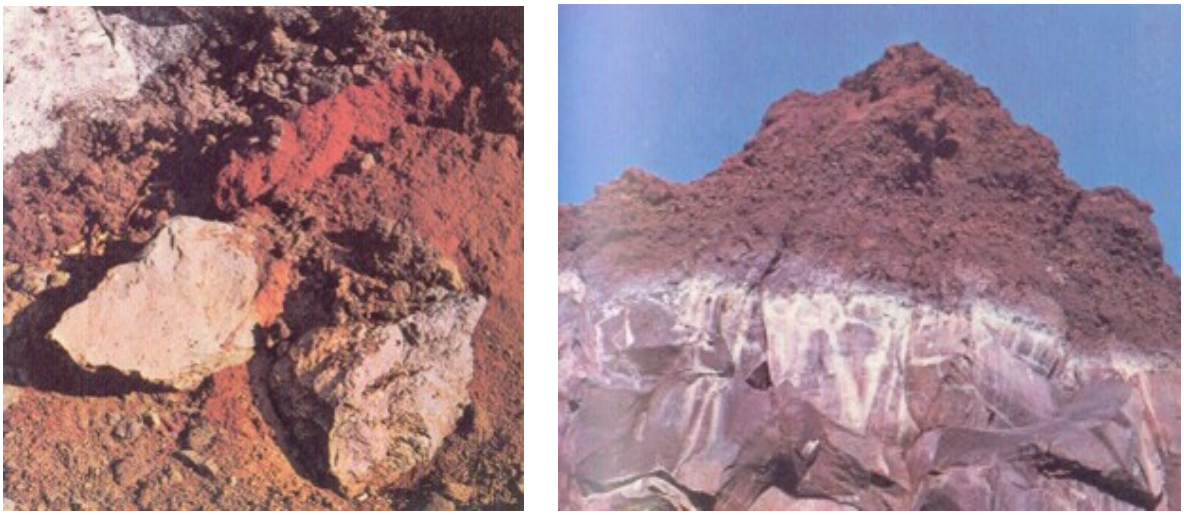
Todos los organismos presentan un alto contenido en agua, que alcanza hasta un 97 % de su masa corporal en las medusas y que en el ser humano es del orden del 65-75 %. Asimismo, es el líquido biológico por excelencia y el medio natural que permite la realización de los procesos metabólicos. Además, es el principal agente del ciclo geodinámico externo, pues debido a su gran poder disolvente es el principal agente de la disolución de las rocas superficiales de la corteza terrestre. Por otra parte, las aguas continentales constituyen el principal medio de transporte de los materiales detríticos resultantes de la erosión, mientras que las aguas oceánicas son el principal medio de la sedimentación de tales materiales.

El interior de la Tierra

El conocimiento del interior de la Tierra puede ser realizado mediante dos tipos de estudios, los geológicos y los geofísicos. La mayoría de los datos que se poseen en la actualidad sobre el interior de nuestro planeta son datos indirectos obtenidos por mediciones efectuadas desde la superficie terrestre y posteriormente interpretados.

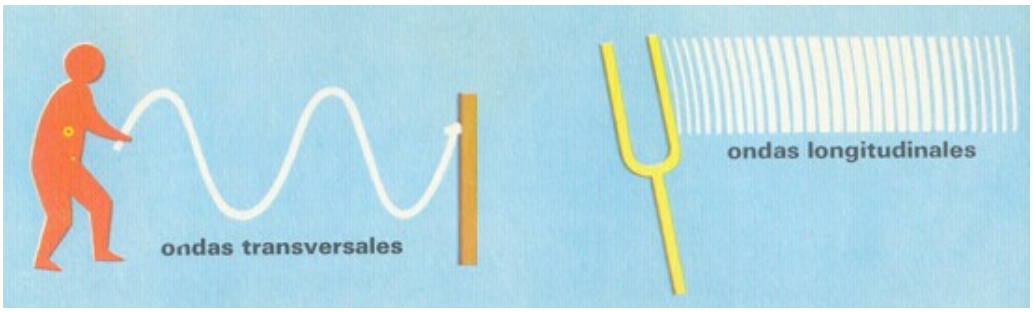
Los estudios geológicos proporcionan muy pocos datos sobre la constitución de las capas profundas del planeta. Las observaciones geológicas directas únicamente

alcanzan unos pocos miles de metros de profundidad en las minas y sondeos más profundos. Este tipo de observaciones muestran que las rocas, a dichas profundidades, son esencialmente del mismo tipo que las existentes en la superficie terrestre.



Dos muestras deformaciones volcánicas.

Un segundo tipo de datos geológicos, los indirectos, los suministran los estudios de los materiales más profundos llegados a la superficie terrestre a través de las erupciones volcánicas.



Propagación de las ondas transversales y longitudinales.

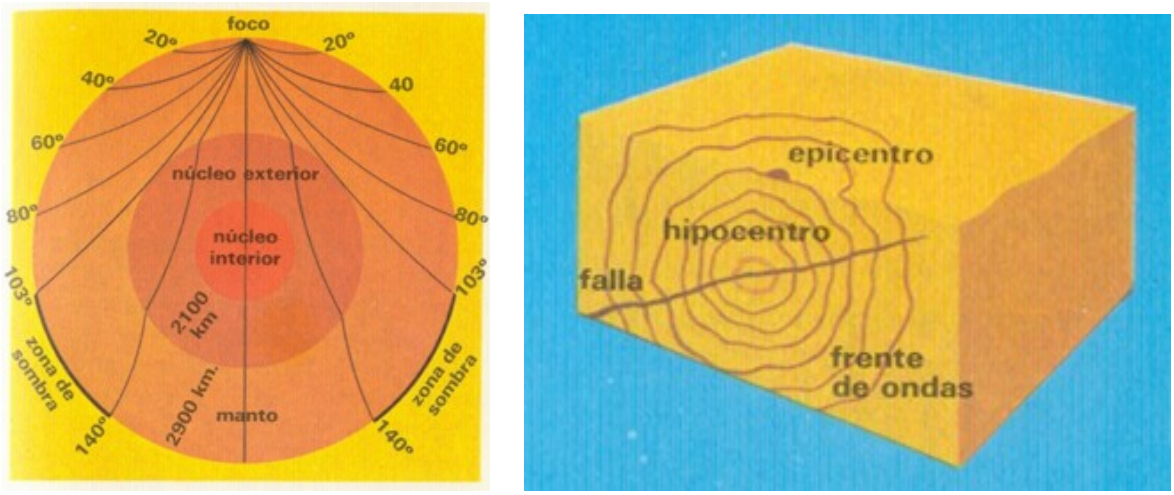
La mayor parte de los datos que se poseen acerca de la composición y estructura del interior de la Tierra han sido facilitados por las mediciones geofísicas, se fundamentan siempre en la interpretación de mediciones efectuadas desde la superficie terrestre,

interpretación que muchas veces es problemática y conduce a varias soluciones lógicas, a diversos modelos geológicos.

Los principales datos aportados por la geofísica al conocimiento del interior de la Tierra se basan en: estudios sismológicos, más concretamente el estudio de las trayectorias seguidas por las ondas sísmicas en el interior del planeta; estudios gravimétricos, que han permitido, mediante el conocimiento de las anomalías de la gravedad, conocer el equilibrio de los diversos bloques de la corteza terrestre y sus movimientos en sentido vertical; estudios geomagnéticos y paleomagnéticos, que mediante el estudio de la variabilidad del campo magnético terrestre han puesto de manifiesto la movilidad horizontal de los bloques de la corteza terrestre, permitiendo una reelaboración de la teoría de la deriva continental.
Un tercer grupo de datos, también indirectos, sobre el interior de la Tierra se obtiene del estudio de la composición y del origen de los meteoritos, fragmentos de cuerpos celestes de nuestro sistema solar, de estructura y composición semejante a la de la Tierra.

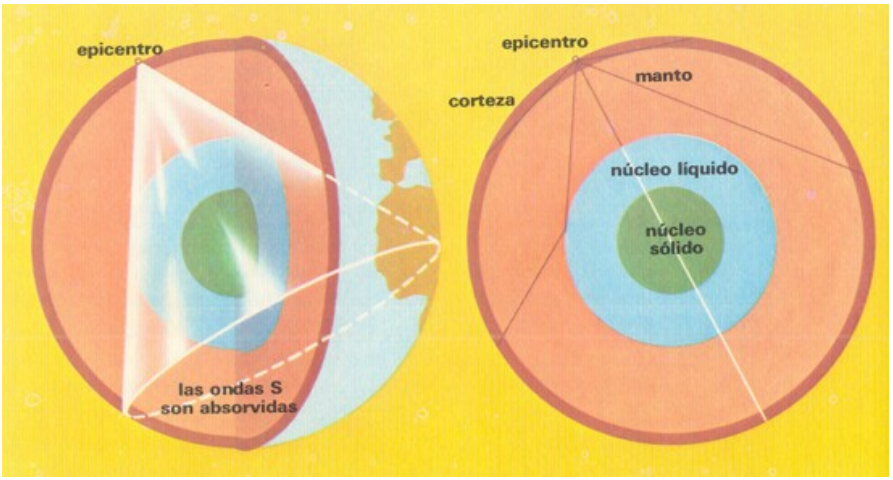
Datos sismológicos

Cada año se originan en las capas más superficiales de la corteza terrestre gran número de movimientos sísmicos o terremotos, la mayoría de los cuales pasan desapercibidos para el hombre y únicamente son detectados por aparatos especiales de registro, denominados sismógrafos. La mayoría de los terremotos se originan a menos de 100 km de profundidad.



A la izquierda, propagación de las ondas sísmicas a través de las diversas capas de la Tierra. A la derecha, propagación de las ondas sísmicas a partir del hipocentro.

El punto o foco en el que se origina un terremoto se denomina hipocentro, y a partir de él se generan las ondas sísmicas que se propagan en todas direcciones. Dichas ondas son esencialmente movimientos vibratorios que afectan a las partículas materiales. Se distinguen dos tipos principales de ondas sísmicas, las longitudinales y las transversales. Las primeras son las ondas en las que las partículas afectadas sufren oscilaciones adelante y atrás en la misma dirección en que se propaga el movimiento sísmico, es decir, son ondas originadas por compresión.



Propagación de las ondas sísmicas a través de la Tierra.

Las ondas transversales son aquellas en las que las partículas materiales afectadas vibran perpendicularmente a la dirección de propagación del movimiento sísmico.

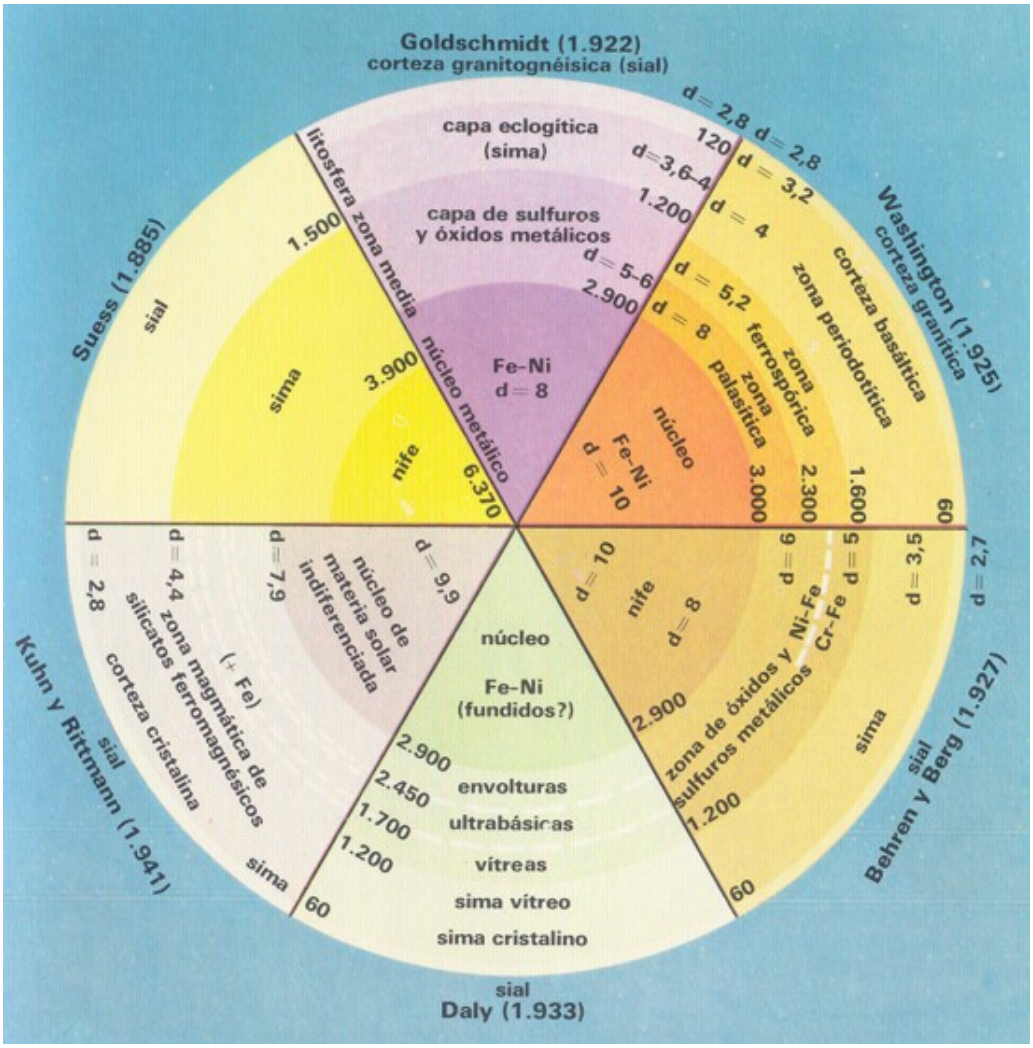
Las ondas longitudinales se propagan a mayor velocidad que las transversales, debido a lo cual son las primeras en llegar a las estaciones registradoras, y se las denomina ondas primarias o simplemente ondas P. Las ondas transversales se denominan también secundarias u ondas 5, y se caracterizan porque no se propagan a través de medios líquidos. La velocidad de propagación de las ondas sísmicas en un medio material cualquiera depende de las características elásticas de éste y de su densidad. En general, dicha velocidad aumenta con la rigidez y con la densidad, debido a lo cual en el interior de la Tierra la velocidad de las ondas sísmicas aumenta con la profundidad.

Al propagarse en un medio heterogéneo, es decir, con cambios en la composición o estado físico de sus materiales constituyentes, las ondas sísmicas sufren reflexiones y refracciones (cambios en la dirección de propagación debidos a variaciones en su velocidad de transmisión) que indicarán los cambios en las propiedades del medio.

Tras numerosos años de experimentación, tanto en terremotos naturales como en los provocados por explosiones subterráneas, se conoce en la actualidad la velocidad de propagación de las ondas sísmicas en diversos medios rocosos.

Las ondas longitudinales, por ejemplo, se propagan a velocidades de 1,5 a 2,5 km/seg en sedimentos poco coherentes, a 3 a 3,5 km/seg en rocas sedimentarias consolidadas, a 6,2 a 6,7 km/seg en el granito, etc.

Debido a que las velocidades de propagación de las ondas sísmicas varían con la densidad de los materiales que atraviesan, los estudios sismológicos han permitido extraer conclusiones aproximadas sobre la densidad de los materiales del interior de la Tierra.



Esquema mostrando diversas hipótesis sobre la estructura interna de la Tierra.

El estudio de las trayectorias seguidas por las ondas sísmicas en el interior del Planeta ha permitido comprobar la no homogeneidad de éste. En efecto, a ciertas profundidades, las velocidades de propagación de las ondas sísmicas sufren cambios bruscos que revelan necesariamente cambios en el medio por el que se propaga, muy probablemente debidos a variaciones en la composición de los materiales.

Las superficies del interior de la Tierra donde se producen cambios bruscos en la velocidad de propagación de las ondas sísmicas reciben el nombre de discontinuidades sísmicas. En la actualidad se han detectado tres discontinuidades principales o de primer orden, una, situada a una profundidad de 35 a 40 km por debajo de los continentes y a unos 10 km por debajo de los océanos, denominada

discontinuidad de Mohorovicic; otra situada a unos 2.900 km de profundidad, llamada discontinuidad de Gutenberg, y otra a unos 5.100 km, denominada discontinuidad de Wiechert. Estas tres discontinuidades marcan cambios importantes en la composición de los materiales del interior de la Tierra y son la base a partir de la cual se ha establecido la estructura del globo terrestre en capas concéntricas. Otras discontinuidades de menor importancia se localizan a unos 15 km por debajo de los continentes, la discontinuidad de Conrad, y a unos 700 km de profundidad, la discontinuidad de Repetti.

Teniendo en cuenta los datos facilitados por la sismología, la Tierra se puede considerar formada por capas concéntricas de diferente composición, separadas por superficies de discontinuidad igualmente concéntricas. La capa más superficial, limitada inferiormente por la discontinuidad de Mohorovicic, se denomina corteza terrestre. Entre esta discontinuidad y la de Gutenberg, a 2.900 km de profundidad, se extiende el manto, y por debajo de esta discontinuidad, y hasta el centro de la Tierra, se extiende el núcleo terrestre.

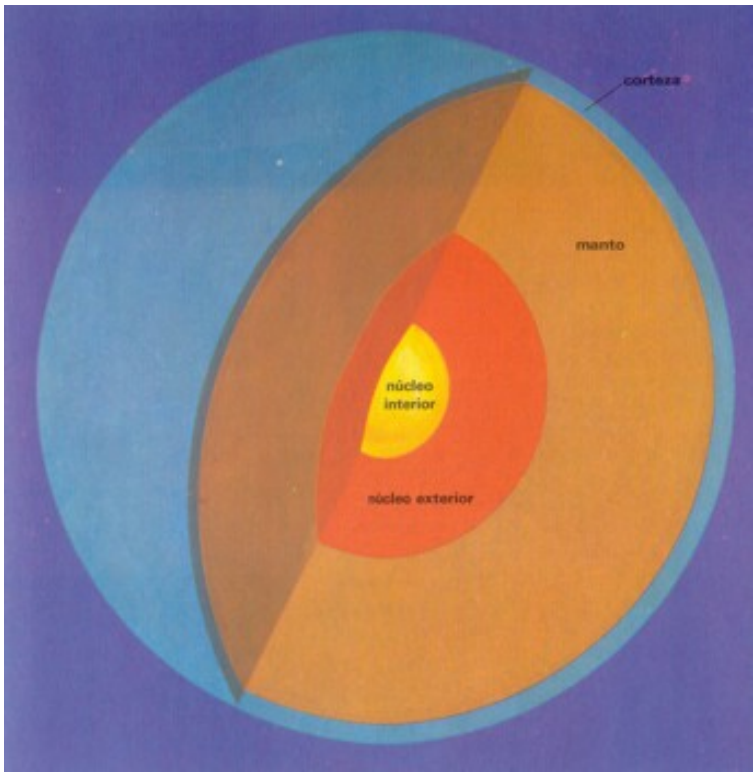
El estudio sismológico de la capa más interna de la Tierra, es decir, del núcleo, permite suponer que, al menos en su parte más externa, hasta los 5.100 km, se comporta como un líquido, ya que no transmite las ondas transversales u ondas *S*, al mismo tiempo que las longitudinales u ondas *P* sufren una gran refracción. Debido a este comportamiento del núcleo, para cualquier terremoto originado en un punto A de las zonas superficiales de la Tierra se produce una zona de sombra sísmica (de no recepción de las ondas sísmicas) a distancias de 105 a 140° del foco del seísmo.

Estructura interna de la Tierra

Desde que se iniciaron los estudios acerca del interior de la Tierra se han propuesto numerosos modelos para explicar la estructura interna de la misma.

Todos ellos se basan esencialmente en una estructura concéntrica constituida por tres capas principales, la corteza terrestre o capa más externa, el manto o capa intermedia y el núcleo interno. En todos los modelos propuestos el elemento común es el núcleo terrestre, que la mayor parte de los autores consideran constituido por una aleación de hierro y níquel. En cuanto a la constitución del manto y de la corteza

terrestre hay notables diferencias entre los modelos que han sido propuestos por los diversos autores que han tratado el tema en muchas ocasiones.



La estructura interna de la Tierra.

En el esquema se exponen distintas interpretaciones de la estructura interna de la Tierra, las debidas a Goldschmidt (1922), Washington (1925), Buddington (1943) y Bullen (1953).

Núcleo terrestre

Es la capa más interna de la Tierra, extendiéndose desde la discontinuidad de Gutenberg, 2.900 km de profundidad, hasta el centro del globo terrestre. El núcleo representa aproximadamente el 14 % del volumen de la Tierra y el 31 a 32 % de su masa.

Los datos más recientes sobre el comportamiento sísmico del núcleo permiten suponer que está formado por dos partes claramente diferenciadas, el núcleo externo y el núcleo interno. El primero se extiende desde 2.900 km de profundidad (discontinuidad de Gutenberg) hasta 5.100 km (discontinuidad de Wiechert). Las

características sísmicas del núcleo externo, especialmente la no transmisión de las ondas S a su través, hacen suponer que se comporta como un líquido (para numerosos autores sus materiales estarían en estado de fusión). El núcleo interno se extiende desde 5.100 km de profundidad hasta el centro de la Tierra.

Acerca de la composición de los materiales del núcleo terrestre se han elaborado numerosas hipótesis. En la actualidad, la mayoría de los geólogos y geofísicos consideran que el núcleo es esencialmente metálico, y que está constituido por hierro, con cantidades menores de níquel y mucho menores aún de silicio metálico, azufre y carbono, formando estos dos últimos sulfuros y carburos metálicos respectivamente. La hipótesis de una composición esencialmente férrica se basa en el hecho de que el hierro es uno de los elementos pesados de mayor abundancia en el sistema solar y su preponderancia en los meteoritos metálicos o sideritos.

El núcleo metálico sería el principal factor estructural del campo magnético terrestre, al imantarse por inducción debido a las corrientes eléctricas que circulan en el núcleo externo y en las capas profundas del manto.

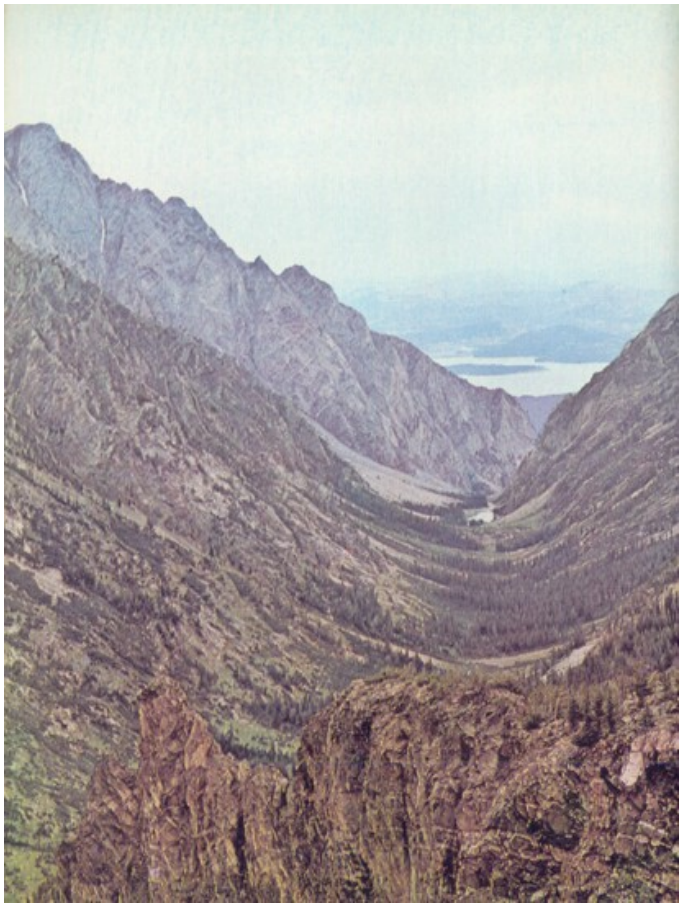
Cañón de Bryce Utah (EE.UU.) con formas características de la erosión fluvial.

La densidad de los materiales del núcleo, teniendo en cuenta la hipotética composición expuesta y las velocidades de transmisión de las ondas sísmicas a través del mismo, oscilará entre 10, en sus zonas más externas, y 13,6 en sus zonas más internas.

Sobre las condiciones termodinámicas de los materiales del núcleo se tienen pocos datos, pero se admite que las presiones alcancen valores de varios centenares de miles de atmósferas y las temperaturas sean del orden de algunos miles de grados centígrados, como máximo 4.000 a 5.000°C.

Manto

Es una capa intermedia dispuesta inmediatamente encima del núcleo, que se extiende desde unos 2.900 km de profundidad (discontinuidad de Gutenberg) hasta la discontinuidad de Mohorovicic, que la separa de la corteza terrestre. Por consiguiente, su espesor será de poco menos de 2.900 km. El manto representa aproximadamente el 83 % del volumen del globo terrestre y el 65 % de su masa.

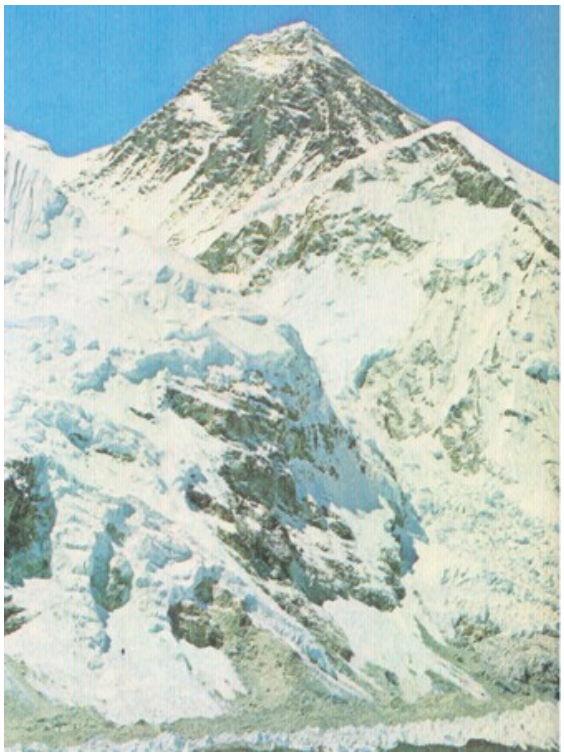


Profundo valle glaciar (Leigh Canyon, Wyoming, EE.UU.)

La existencia de una discontinuidad de segundo orden a 700 km de profundidad permite suponer que el manto presente dos zonas, el manto externo desde la discontinuidad de Mohorovicic hasta los 700 km de profundidad (discontinuidad de Repetti), y el manto interno, desde esta última discontinuidad hasta la de Gutenberg, a 2.900 km de profundidad.

Esquema mostrando las corrientes de convección del manto

La densidad de los materiales del manto oscilará entre 3,3 g/cm^3 en sus zonas más superficiales, hasta 5 a 6 g/cm^3 en sus partes más profundas.



El monte Everest, en el Nepal.

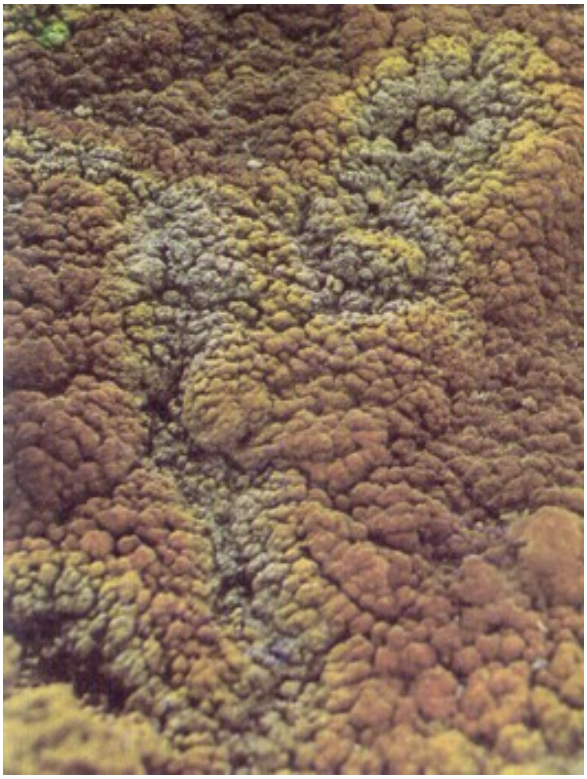
Sobre la composición de los materiales del manto se admite en general que está formado por rocas ultrabásicas que contienen grandes cantidades de olivino y piroxenos.

Manifestación del calor interno de la Tierra.

El manto, especialmente en sus zonas más superficiales, presenta desde el punto de vista geológico gran importancia, pues con toda seguridad la corteza terrestre se formó por diferenciación a partir de los materiales del manto superior. Por otra parte, numerosos e importantes fenómenos geológicos que afectan a la corteza terrestre, como la orogénesis, el vulcanismo, los fenómenos sísmicos, etc., tienen su origen en el manto superior.

La fuerza motriz que provoca los más importantes cambios en la corteza terrestre tiene su origen en el manto subcortical y se trata simplemente de las corrientes de convección existentes en el mismo. El primero en sostener la existencia de corrientes de convección en el manto fue Vening Meinesz, en 1948, quien suponía que en ciertas áreas locales o regionales del manto, y debido a las altas temperaturas existentes, las rocas se dilataban y ascendían hasta zonas subcorticales, extendiéndose lateralmente bajo la corteza terrestre, enfriándose y descendiendo. En esencia, el mecanismo sería el mismo que se puede observar en el líquido contenido en un vaso cuando es expuesto a un rápido calentamiento.

Recientemente, el descubrimiento de las dorsales submarinas y el estudio de sus características, parece probar la existencia de las corrientes de convección del manto.



Escorias volcánicas

Dichas dorsales, caracterizadas por altos flujos de calor y por una gran inestabilidad sísmica, corresponderían a las crestas de las corrientes de convección, que, por otra parte, serían la fuerza motora que produce el desplazamiento de los continentes.

Corteza terrestre

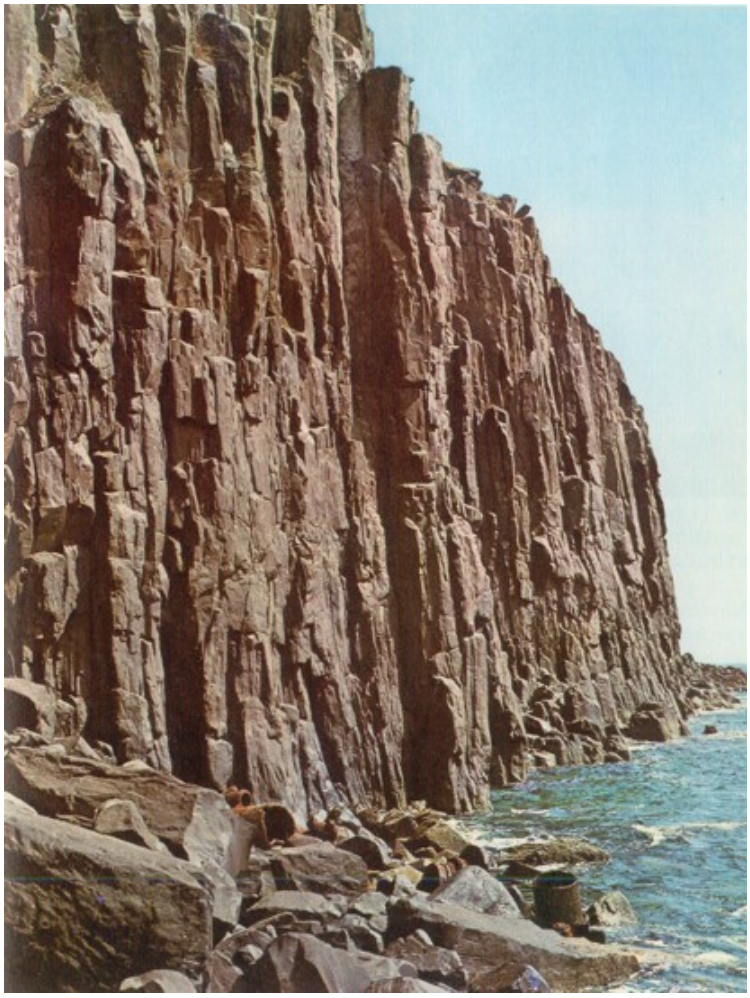
Es la capa más superficial de las que forman la Tierra, constituyendo únicamente el 1 % de la masa de la misma. Pese a su escasa importancia cuantitativa, sobre la corteza terrestre versan el 99 % de los conocimientos directos existentes acerca del planeta.

La corteza terrestre se originó probablemente en épocas avanzadas del período pregeológico de la Tierra, a partir de materiales del manto, de manera semejante a cómo se origina la escoria en una masa pétrea fundida.

Como ya se ha indicado, el límite inferior de la corteza terrestre lo constituye la discontinuidad de Mohorovicic. Su espesor no es uniforme, pues mientras bajo los continentes llega a los 3 5-40 km, debajo de los fondos oceánicos raramente supera los 10 km de espesor.

Superposición de mantos de lava en la corteza terrestre.

La corteza terrestre, especialmente en sus zonas continentales, es la parte más heterogénea de la Tierra, y está sometida a continuos cambios provocados por la acción de fuerzas antagónicas, las endógenas o constructoras del relieve (orogénesis, vulcanismo, etc.) y las exógenas o destructoras de los relieves (erosión).



Rocas basálticas en la costa del Senegal.

Los conocimientos actuales sobre la estructura de la corteza terrestre permiten distinguir las tres capas que se describen a continuación.

a. Capa sedimentaria superficial, discontinua, constituida por rocas sedimentarias, cuyo espesor puede llegar en ciertas zonas continentales a varios miles de metros, mientras que en los fondos oceánicos raramente supera los 500 a 1.000 m y en ciertas zonas de los mismos, falta por completo.
b. Capa granítica intermedia, también denominada corteza continental, constituida por rocas de composición semejante a la del granito. El espesor de esta capa es de 15 a 20 km bajo los continentes, faltando por completo en los fondos oceánicos. Antiguamente se la denominaba SIAL.

c. Capa basáltica inferior, también denominada corteza oceánica, constituida por materiales de composición muy semejante a la de los basaltos. En los fondos oceánicos la falta de la capa granítica intermedia determina que la corteza oceánica se encuentre directamente bajo la capa sedimentaria y en los puntos donde falta ésta aflora directamente debajo de las aguas. En la terminología antigua esta capa constituía el SIMA.

Expansión de los océanos y tectónica de placas

Los numerosos estudios geológicos y geofísicos que desde hace 15-20 años se están realizando sobre la constitución, origen y desarrollo de los océanos han empezado a suministrar datos importantes que permiten iniciar una interpretación global sobre las distintas partes de la corteza terrestre y de los principales procesos que en ella se desarrollan, como el origen de los continentes, la formación de las cordilleras de montaña, etcétera.

Distribución de los sedimentos en las proximidades de las dorsales oceánicas.

En los últimos años numerosas expediciones oceanográficas interdisciplinarias, como las del Lamont Geological Observatory, llevada a cabo en el océano Atlántico, las del laboratorio de La Jolla. en California, en aguas del océano Pacífico, la campaña de estudio del Atlántico Norte bajo patrocinio francés y los proyectos actualmente en desarrollo, como el de estudio del océano Indico, están aportando numerosos datos para un mejor conocimiento de estos problemas, datos que se pueden agrupar en:

a. estudio de la estructura de las dorsales submarinas;

b. distribución y estudio de las edades de los sedimentos oceánicos, y
c. descubrimiento e interpretación de las anomalías magnéticas en relación con las dorsales oceánicas.

Con fundamento en estos nuevos datos se ha elaborado la hipótesis de la expansión de los océanos o de la expansión del fondo oceánico, formulada por Hess (1960) y ampliada por Vine y Mattews (1963), y se intenta esbozar un esquema de tectónica global basada en la teoría de la tectónica de placas.

Dorsales oceánicas

Las dorsales oceánicas son alineaciones de relieves submarinos desplegadas a modo de cordilleras sumergidas, de varios miles de kilómetros de longitud y con alturas de 1.500-2.500 m sobre las llanuras abisales oceánicas. La primera dorsal descubierta y estudiada fue el dorsal medio-atlántico, que se extiende desde Islandia hasta el sur del océano Atlántico, dividiendo a éste en dos mitades bastante simétricas. Dicha dorsal se continúa por el sur de África con la dorsal índica, la cual a su vez está estrechamente relacionada con el sistema de fosas tectónicas (rifts valleys) de África oriental. La dorsal del océano Índico continúa por el sur de Australia con la dorsal del océano Pacífico.

"La teoría de la tectónica de placas explica la génesis de las cadenas de montañas y, más en general, todos los aspectos de la evolución geológica de la corteza terrestre. Dicha teoría es global, es decir, universal y pluridisciplinaria."

S. KLEIN

Las dorsales conocidas hasta la actualidad están, pues, relacionadas entre sí, presentan una longitud de más de 60.000 km y ocupan una superficie equivalente a la de los continentes.

El progresivo conocimiento de la estructura de las dorsales oceánicas está aportando datos importantes sobre la dinámica de la corteza terrestre. Las dorsales serían, de

acuerdo con las más modernas teorías geológicas, elementos fundamentales de la corteza.

Un corte transversal de una dorsal típica muestra que está formada por dos alineaciones montañosas de varios centenares de kilómetros de anchura, separadas por una fosa tectónica, denominado rift mediooceánico, que ocupa el eje axial de la dorsal y que presenta una anchura de 20 a 50 km. Longitudinalmente, las dorsales están formadas por segmentos rectilíneos desplazados unos respecto a otros y separados por fallas, las llamadas fallas de transformación, de dirección perpendicular a la de la dorsal. El funcionamiento de dichas fallas, provocando el desplazamiento de los sectores o bloques que delimita, es la causa principal de los numerosos movimientos sísmicos cuyos focos se localizan en las dorsales.

Las dorsales oceánicas emergen en di versos puntos y dan lugar a archipiélagos e islas de naturaleza volcánica. Por ejemplo, la dorsal medio-atlántica es el soporte de diversos archipiélagos, como el de Islandia, el de las Azores, etc.

Emersión de la dorsal medio-atlántica en las Islas Azores.

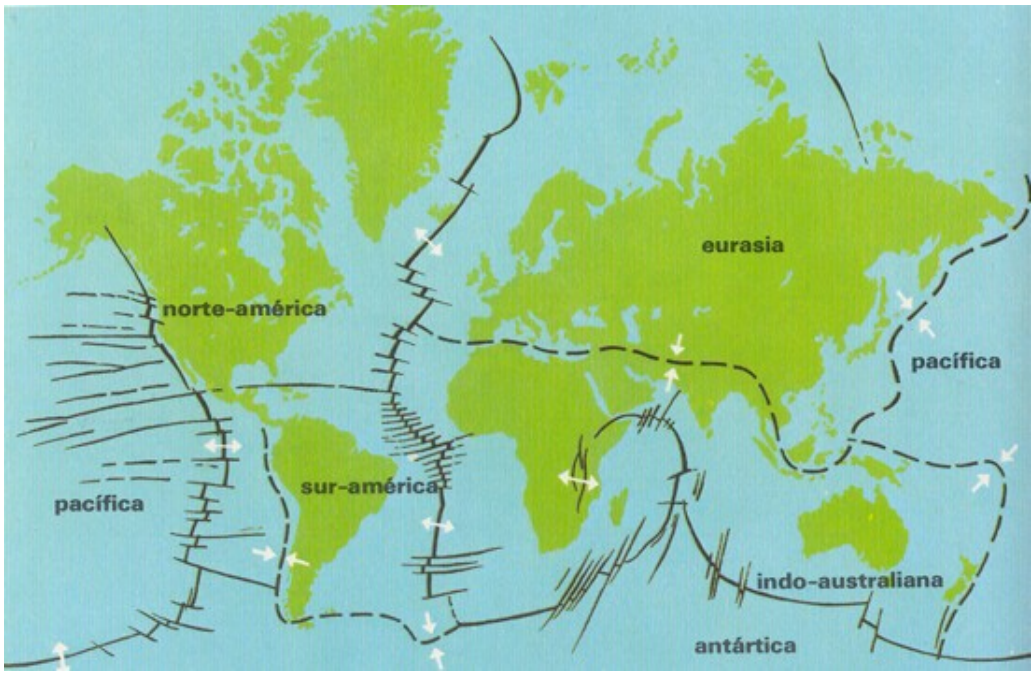
Por el estudio de los materiales constituyentes de las islas relacionadas con las dorsales y de los obtenidos mediante sondeos se sabe que aquéllas están formadas

por rocas basálticas alcalinas densas, productos de la consolidación de masas magmáticas provenientes de las zonas superficiales del manto.

Las dorsales oceánicas son zonas de gran inestabilidad sísmica y de notable actividad volcánica. En la dorsal medio-atlántica se localizan los hipocentros del 80 % de los terremotos que afectan al océano Atlántico.

Otra característica muy importante de las dorsales, y más concretamente de sus rifts centrales, es la de presentar valores del flujo térmico (cantidad de calor que fluye hacia la superficie terrestre proveniente de zonas profundas) muy superiores a los valores medios de otras zonas oceánicas. En ciertos puntos de la dorsal del Atlántico el elevado flujo térmico determina valores del gradiente geotérmico de 315 °C/km, es decir, que por cada kilómetro que se profundiza la temperatura aumenta 315°C. Teniendo en cuenta este valor del gradiente geotérmico, hay que admitir que el punto de fusión de las rocas se alcanzará a muy pocos kilómetros de profundidad.

No obstante la existencia de numerosas características comunes, las dorsales que se conocen actualmente presentan una diversidad bastante acusada, debida, según la mayoría de los geofísicos, más a una diferente edad y estado de evolución que a una distinta estructura y naturaleza original.



Mapa mostrando la distribución de las dorsales o zonas de expansión (<—>) y de las zonas de compresión o de subducción (—><—).

Esquemáticamente, se distinguen dos tipos principales de dorsales: las de tipo atlántico y las de tipo pacífico. Las primeras son estructuras relativamente jóvenes (unos 150 millones de años para la dorsal atlántica), ocupan posiciones centrales en los océanos, dividiéndolos en dos mitades casi simétricas, y presentan un trazado longitudinal paralelo, en líneas generales, a los bordes de los continentes. En las dorsales de tipo atlántico los sectores limitados por fallas de transformación están poco desplazados unos respecto a los otros. Las dorsales de tipo pacífico son mucho más antiguas que las de tipo atlántico, ocupan posiciones marginales en los océanos (es decir, cerca de líneas de costa) y están constituidas por segmentos longitudinales muy desplazados entre sí, debido a un período mucho más largo de actuación de las fallas de transformación. Las características de las dorsales de tipo pacífico indican probablemente un estado muy avanzado en su evolución.

Pese a que el conocimiento de las dorsales está en sus inicios se admite que son grandes fracturas de tensión a través de las cuales asciende y se derrama lateralmente material magmático proveniente del manto.

La emersión de la dorsal medio-atlántica formó el archipiélago de Islandia. Vista de la costa oeste.

Según numerosos geofísicos, las dorsales corresponderían a las “crestas” de las corrientes de convección del manto.

Distribución de los sedimentos en los fondos oceánicos

El estudio del espesor, de la distribución y de la edad de los sedimentos de los fondos oceánicos proporciona datos importantes que pueden ayudar a conocer el origen y la evolución de las grandes cuencas.

Una primera conclusión que se obtiene es que el espesor de los sedimentos oceánicos, en las zonas donde es mayor, raramente supera los 1.000 m, mientras que en las áreas continentales las series sedimentarias alcanzan en numerosos puntos varios miles de metros de espesor. El escaso espesor de los sedimentos oceánicos y su relativa poca edad (unos 150 millones de años para los sedimentos más antiguos del Atlántico) permite suponer que la mayoría de los océanos son unidades estructurales de la corteza terrestre de formación relativamente reciente en comparación con numerosas áreas continentales donde se han datado rocas de más de 3.000 millones de años de antigüedad.

Por otra parte, la distribución de los sedimentos oceánicos es muy peculiar. En las dorsales y en las zonas próximas a las mismas los sedimentos faltan por completo o se presentan en espesores muy pequeños, encontrándose directamente en los fondos la corteza oceánica constituida por rocas volcánicas y, probablemente, por materiales provenientes del manto superior. A medida que nos alejamos a ambos lados de las dorsales el espesor de los sedimentos aumenta progresivamente hasta alcanzar sus máximos valores en las zonas próximas a los continentes.

Efectos de la abrasión marina en el Cabo de Gato (Almería, España).

Esta característica distribución de los sedimentos oceánicos podría intentarse explicar considerando que las áreas continentales son las fuentes principales de materiales a partir de los cuales se forman gran parte de los sedimentos oceánicos. Esta explicación sería bastante satisfactoria si no interviniese el factor edad de los sedimentos, la cual es tanto más reciente cuanto más cerca están de las dorsales.

Una primera explicación global de la distribución de los sedimentos de los fondos oceánicos y de sus edades estriba en suponer que en épocas pasadas la sedimentación se producía únicamente en zonas próximas a los continentes, debido a que es muy probable que los océanos presentasen una menor extensión, y que dichas zonas se fuesen ensanchando con el tiempo a causa de la expansión del fondo a partir de sus dorsales.

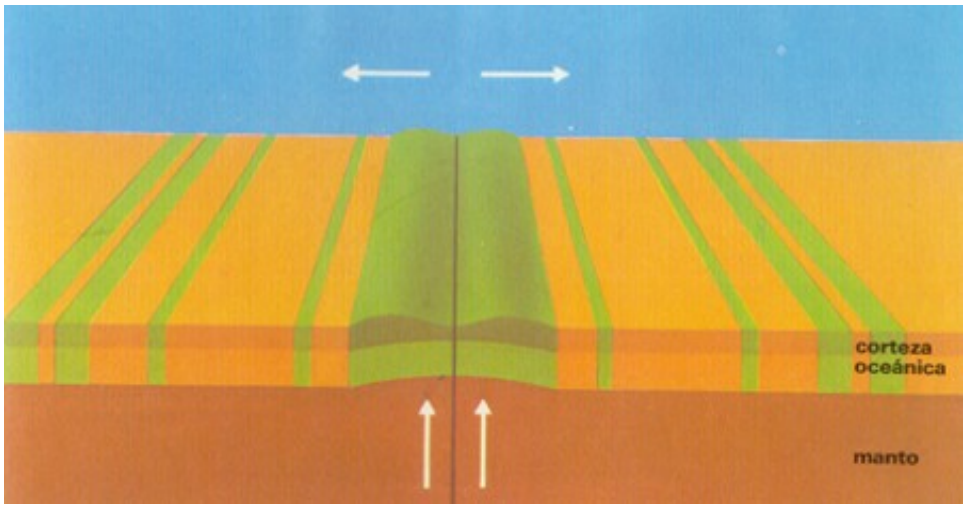
Anomalías magnéticas en zonas próximas a las dorsales

El estudio de las características magnéticas y paleomagnéticas de las rocas de zonas próximas a las dorsales oceánicas (entre 400 y 700 km a ambos lados de los ejes de las mismas) ha permitido descubrir importantes anomalías magnéticas de difícil

explicación, no obstante haberse recurrido a todos los medios de que dispone actualmente la oceanografía geofísica.

Estudiando el magnetismo remanente de las rocas según perfiles submarinos perpendiculares al eje de una dorsal, se detectan con facilidad anomalías magnéticas caracterizadas por presentar una alternancia en su signo. A un lado y a otro de la dorsal los perfiles magnéticos muestran la sucesión, alternada, de bandas rocosas con anomalías positivas y negativas. Dado que las bandas están formadas por rocas de igual o muy similar composición, las anomalías de distinto signo no pueden ser el resultado de la heterogeneidad de las rocas. La mayoría de los geofísicos admiten que la alternancia en el signo de las anomalías deriva de inversiones de la polaridad del campo magnético terrestre en los períodos en los que se formaban las rocas de las dorsales.

Las bandas rocosas con anomalías positivas se formarían en períodos durante los cuales la polaridad (situación de los polos) del ampo magnético terrestre era semejante a la actual, mientras que las bandas con anomalías negativas se originaron en períodos en los cuales la polaridad del campo magnético terrestre era inversa respecto a la polaridad actual.

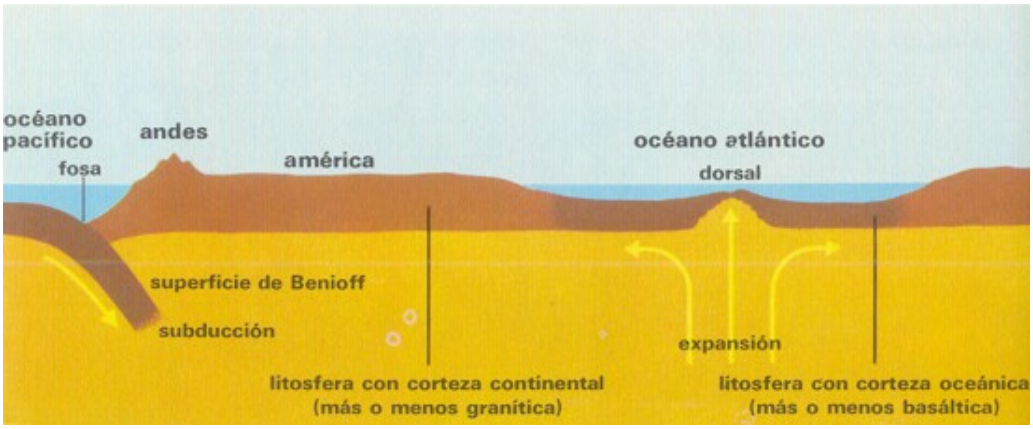


Bandas de anomalías magnéticas a ambos lados de las dorsales medio-oceánicas. Las bandas de rocas en verde se originaron en períodos en los cuales la polaridad del campo magnético terrestre era la inversa de la actual.

Esta interpretación de las anomalías magnéticas en relación con las dorsales oceánicas se ha visto confirmada por los estudios paleomagnéticos en otras zonas de la corteza terrestre, donde se ha podido comprobar que a lo largo de los tiempos geológicos se han producido frecuentes inversiones de la polaridad del campo magnético del planeta.

Expansión de los fondos oceánicos

En un intento de obtener una explicación correcta de los datos facilitados por la oceanografía sobre la constitución de los océanos (existencia de las dorsales, distribución de los sedimentos, anomalías magnéticas en las dorsales, etc.), Hess propuso en 1960 la teoría de la expansión de los fondos oceánicos, que posteriormente ha sido ampliada por numerosos geofísicos.



Corte geológico mostrando la dorsal atlántica y la zona de subducción del Pacífico a lo largo de la costa americana.

Según dicha teoría, las dorsales oceánicas son zonas de ascenso de materiales del manto (lo que explica su elevado flujo de calor) que se derraman a ambos lados de las mismas y dan lugar a la corteza oceánica. Debido a este proceso los océanos se irían ensanchando y los continentes se separarían paulatinamente a ambos lados de las dorsales.

La teoría de la expansión de los fondos de los océanos explica los datos aportados por la geofísica y la geología, como por ejemplo la escasez y la poca edad de los sedimentos en las proximidades de las dorsales, debido a que éstas son zonas de

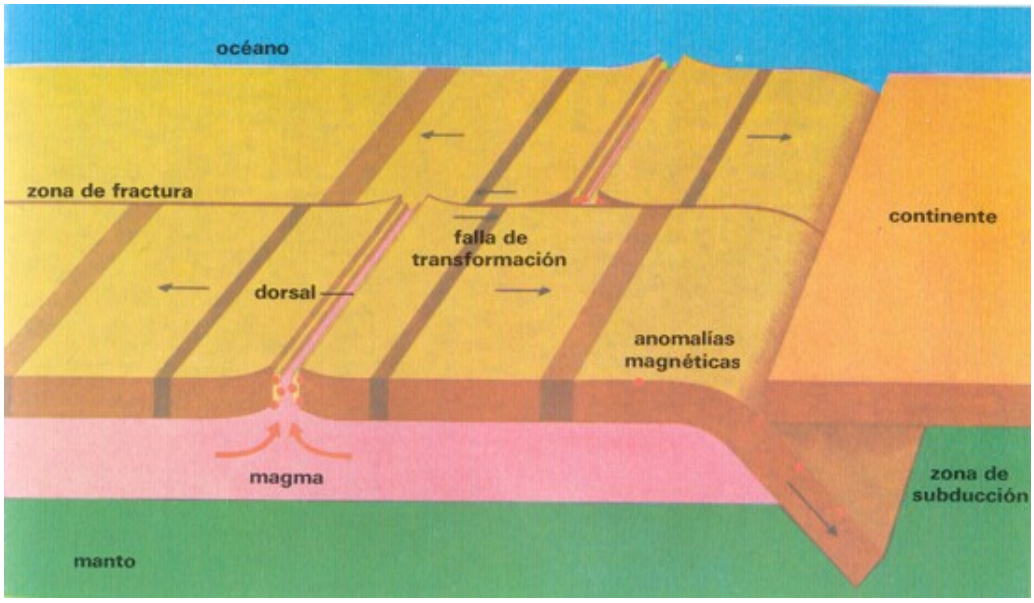
reciente formación y aún no se han podido depositar en ellas importantes espesores de sedimentos. También explica la distribución simétrica de las bandas de anomalías magnéticas a ambos lados de una dorsal; cada banda de rocas presenta una anomalía cuyo signo dependerá de la polaridad del campo magnético terrestre en el momento de formación de la banda rocosa. Lógicamente, las bandas con anomalías magnéticas serán simétricas pues las rocas se forman al mismo tiempo a ambos lados de la dorsal.

La expansión de los océanos sería la fuerza motriz que provoca los desplazamientos (deriva) que han experimentado los continentes en los tiempos geológicos.

Según ciertos geofísicos, algunos sectores continentales caracterizados por presentar grandes fosas tectónicas, como el sistema de rifts valleys de África oriental, son potenciales zonas de expansión de la corteza terrestre que podría llegar a constituir las dorsales de futuras cuencas oceánicas.

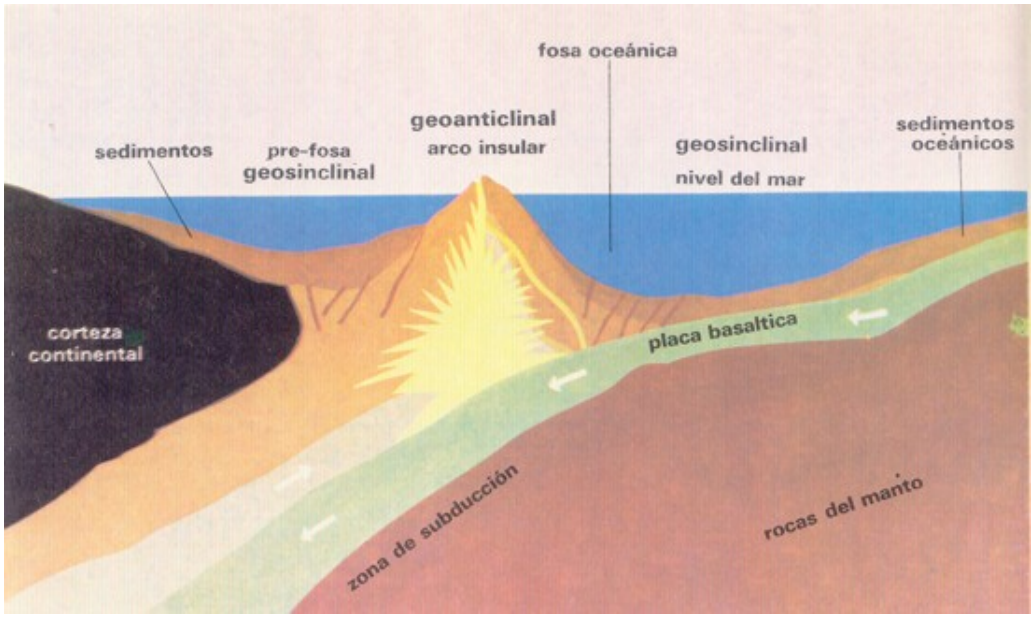
Zonas de subducción

Si se admite que la expansión de los océanos o de formación de la corteza oceánica se ha producido con mayor o menor continuidad a través de la historia geológica de la Tierra, hay que admitir también un cierto mecanismo de destrucción de dicha corteza, pues la mayor parte de los geólogos admiten que la relación entre la superficie ocupada por los océanos y los continentes ha variado poco a través de los períodos geológicos. Ese mecanismo de destrucción de la corteza oceánica se produciría en el borde de ciertos continentes, por choque de ésta con la corteza continental y reintegración de los materiales de la corteza oceánica en el manto. Los lugares donde se produce la destrucción o reabsorción de la corteza oceánica se denominan zonas de subducción.



Esquema mostrando fragmentos de una dorsal oceánica a partir de la cual se genera la corteza terrestre y de una zona de subducción.

Esas zonas constan en esencia de una fosa oceánica estrecha y alargada, paralela a un arco insular o al borde de un continente, generalmente constituido por cordilleras de reciente plegamiento.



Arriba, izquierda, esquema detallado de una zona de subducción
Abajo, vista de un fondo marino, colonizado por organismos, cercano a la costa.

Las zonas de subducción son regiones de máxima actividad sísmica de la corteza terrestre, localizándose en ella todos los seísmos de foco profundo, profundidad que puede llegar a 700 km. Los hipocentros o focos de dichos seísmos se localizan en zonas inclinadas hacia el continente, denominadas zonas de Benioff, y el origen de los mismos parecen ser las grandes fricciones que son producidas por el choque entre la corteza oceánica y la continental. Estas fricciones serían igualmente la causa del intenso volcanismo que se observa en las zonas de subducción. Las fosas que constituyen parte importante de las zonas de subducción son sede de una intensa sedimentación (geosinclinales) y de plegamiento de los materiales depositados en ellas.

"Como Galileo probó que la Tierra no era el centro fijo del Universo sino que se mueve en el espacio, las teorías de Wegener sostienen que la superficie de la Tierra no es fija, sino que está en movimiento."

J. TUZO WILS0N

En la actualidad se conocen varias zonas de subducción, como la que se halla situada en el borde oeste del océano Pacífico, que engloba los arcos insulares, desde las Kuriles a Nueva Zelanda, y también la que comprende el borde este del mismo océano a lo largo de América del Sur.

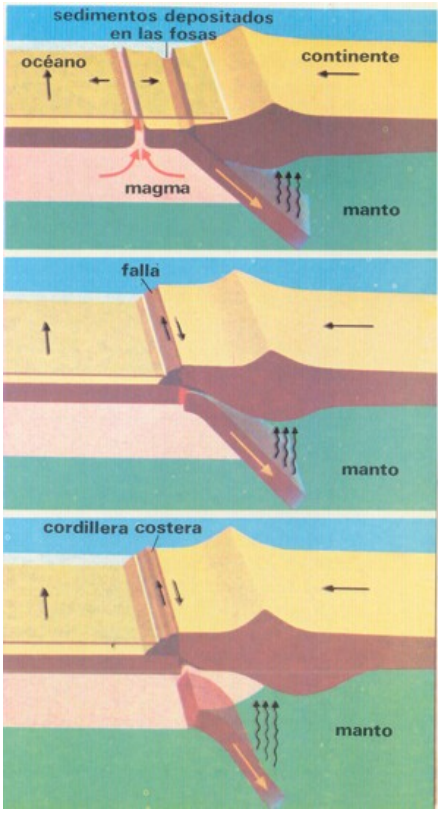
Tectónica global de la corteza terrestre: tectónica de placas

Haciendo un breve resumen de lo expuesto anteriormente, podemos afirmar que en la superficie de la corteza terrestre existen unas zonas de expansión, las dorsales oceánicas, en las que se genera la corteza oceánica a partir de los materiales del manto, y unas zonas de compresión o subducción, en donde se reabsorbe dicha corteza y se generan las principales fuerzas orogénicas.

El hielo en su acción erosiva.

Estudiando la distribución de las dorsales y de las zonas de subducción se comprueba que la litosfera está formada por una serie de fragmentos o placas de unos 70 a 100 km de espesor, limitadas por dorsales y por zonas de subducción. Dichas placas son:

placa norteamericana, que comprende América del Norte y la mitad occidental del océano Atlántico norte hasta la dorsal media de este mismo océano; placa sudamericana, que comprende América del Sur y la mitad occidental del Atlántico sur hasta su dorsal media.



Diversos esquemas de una zona de subducción en la que la corteza oceánica se reintegra al manto.

Esta placa presenta un movimiento relativo hacia occidente y en su borde occidental está limitada por una zona de compresión que ha originado la cordillera de los Andes; placa pacífica, exclusivamente oceánica, comprendiendo la mayor parte del océano Pacífico (todo su borde occidental corresponde a una zona de fuerte compresión); placa eurasiática, que comprende la mayor parte de Europa y Asia y la mitad oriental del Atlántico norte hasta su dorsal media (la compresión ejercida sobre ella por las placas africana, indoaustraliana y pacífica dieron lugar a las cadenas montañosas del sistema alpino-himalayo); placa africana, que comprende el continente africano, la mitad oriental del Atlántico sur y la mitad occidental del océano Indico (en su sector

oriental presentan una zona de distensión o expansión constituida por el sistema de fosas tectónicas que se extiende desde el mar Rojo hasta el lago Nyasa); placa indoaustraliana, que comprende el subcontinente de la India, Australia, gran parte del océano Indico y parte del océano Pacífico sudoccidental (queda separada de la placa pacífica por la zona de compresión de Nueva Zelanda), y placa antártica, que comprende el continente Antártico, limitado por las placas sudamericana, africana, índica y pacífica.

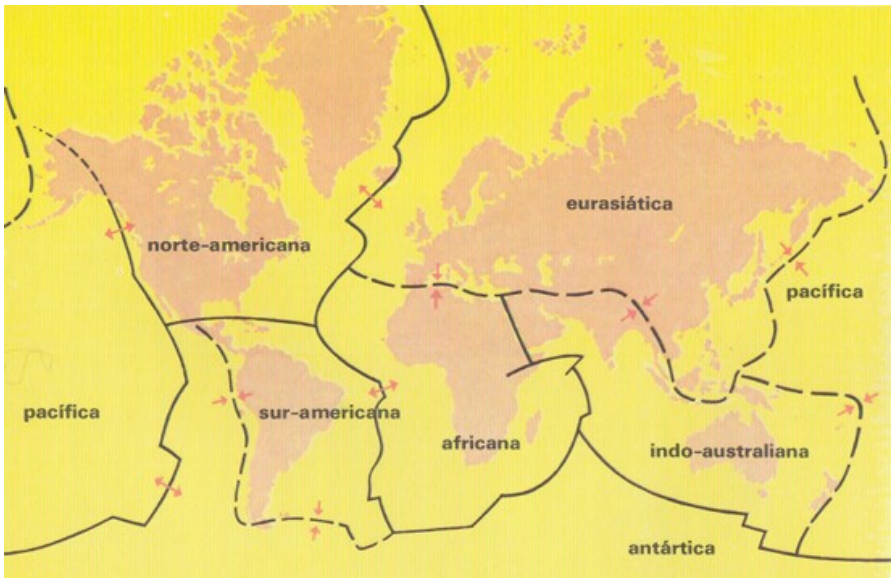
Recuperación de un tubo de sondeo en un buque oceanográfico.

Las placas que constituyen la litosfera se mueven unas respecto a las otras, alejándose o acercándose entre sí. El principal problema de la teoría de la tectónica de placas consiste en determinar cuál es la fuerza motriz capaz de movilizar y desplazar dichas placas.

La hipótesis más aceptada para explicar tales fuerzas es la de las corrientes de convección del manto. En efecto, se supone que debido a las altas temperaturas reinantes en el manto se producirán en su interior movimientos de convección consistentes en grandes desplazamientos verticales de materiales a alta temperatura (posiblemente en estado de fusión), que en zonas superficiales de la litosfera se enfrían, se derraman lateralmente y descienden reintegrándose a zonas profundas del manto.

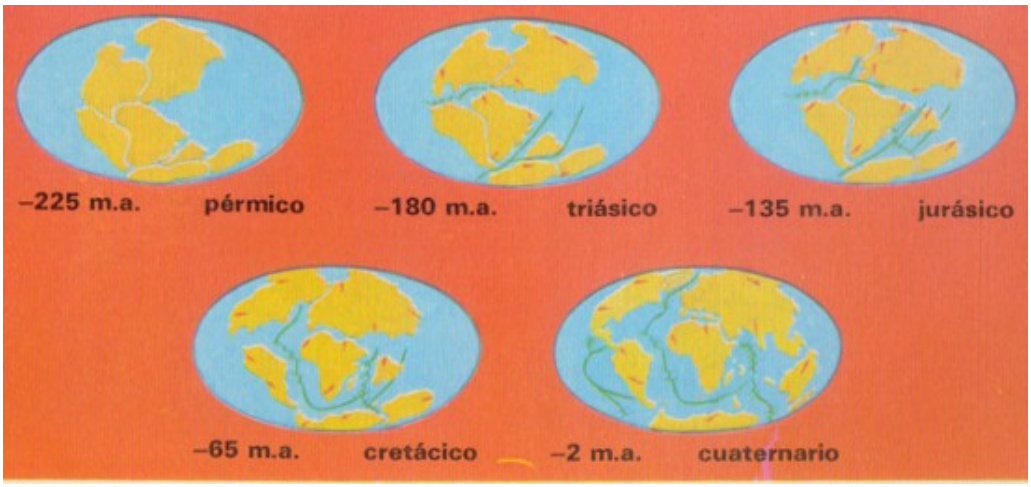
Acción de las aguas superficiales en un relieve arcilloso.

Las dorsales oceánicas corresponderían a zonas de ascenso (crestas) de las corrientes de convección, mientras que las zonas de subducción corresponderían probablemente a zonas de descenso de los materiales enfriados.



Mapa mostrando la disposición actual de las placas más externas de la Tierra.

La actual disposición de las placas de la litosfera sería el resultado de una compleja evolución. Según Dietz y Holmes (1970), durante la era primaria o paleozoica existía una única área continental, el pangea, que se fue fragmentando por la aparición de grietas de expansión (embriones de dorsales oceánicas).



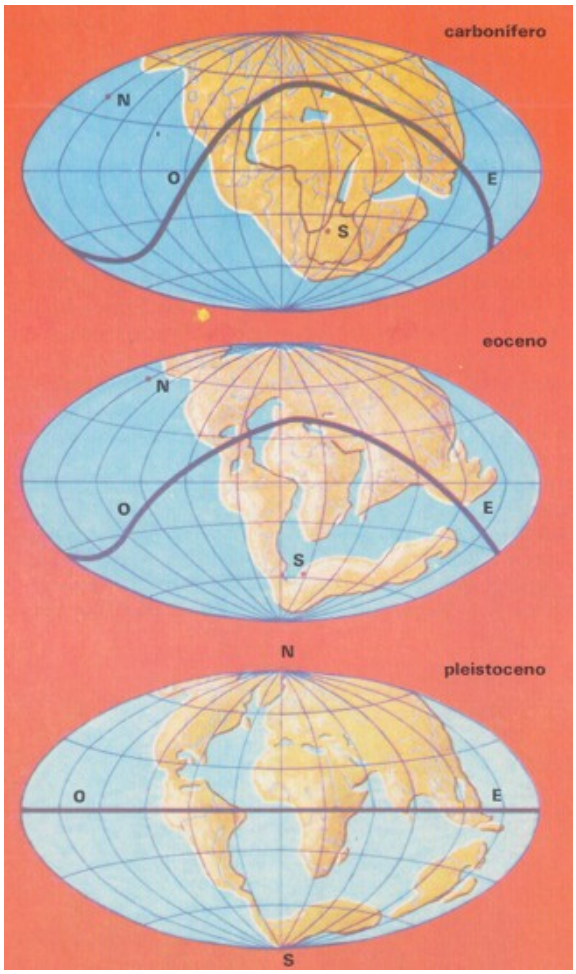
Fragmentación del primitivo y único continente terrestre a través de los tiempos geológicos.

Primero se originaron dos grandes conjuntos continentales, uno meridional, el continente de Gondwana, y otro septentrional, el continente Laurasiático, entre los cuales se extendía una amplia franja frecuentemente ocupada por el mar y denominada Mesogea.

Durante la era secundaria el continente de Gondwana se fragmentó por formación de grietas de expansión, como por ejemplo la que originó la dorsal atlántica y posteriormente el océano del mismo nombre, y la que dio lugar a la dorsal del Indico. En el continente septentrional la aparición del Atlántico provocó la separación de América del Norte de Eurasia. En la figura se muestran diversos esquemas en los que se representa la fragmentación del primitivo continente de Pangea, indicándose las principales líneas de expansión y los movimientos relativos de unas placas con respecto a otras.

Las teorías de la expansión de los fondos de los océanos y de la tectónica de placas hacen pensar en la antigua teoría de la deriva continental elaborada por el geofísico Wegener entre 1912 y 1915.

En efecto, Wegener sostenía que los continentes actuales provenían de la fragmentación de una única masa continental y que a partir de su separación iniciaron un movimiento de deriva o de desplazamiento relativo entre ellos. Wegener elaboró su teoría basándose en las semejanzas de las líneas de costa de ciertos océanos, especialmente las del Atlántico, y en las semejanzas entre las faunas y floras fósiles de ciertos continentes. En efecto, al estudiar las faunas y flores de la era primaria de los continentes meridionales (América del Sur, África, India y Australia) se comprueban grandes semejanzas entre ellas, que únicamente pueden ser explicadas suponiendo que dichos continentes han presentado amplias relaciones entre ellos, es decir, que han constituido una masa única.



Mapas paleogeográficos que explican la teoría de la deriva continental según Wegener.

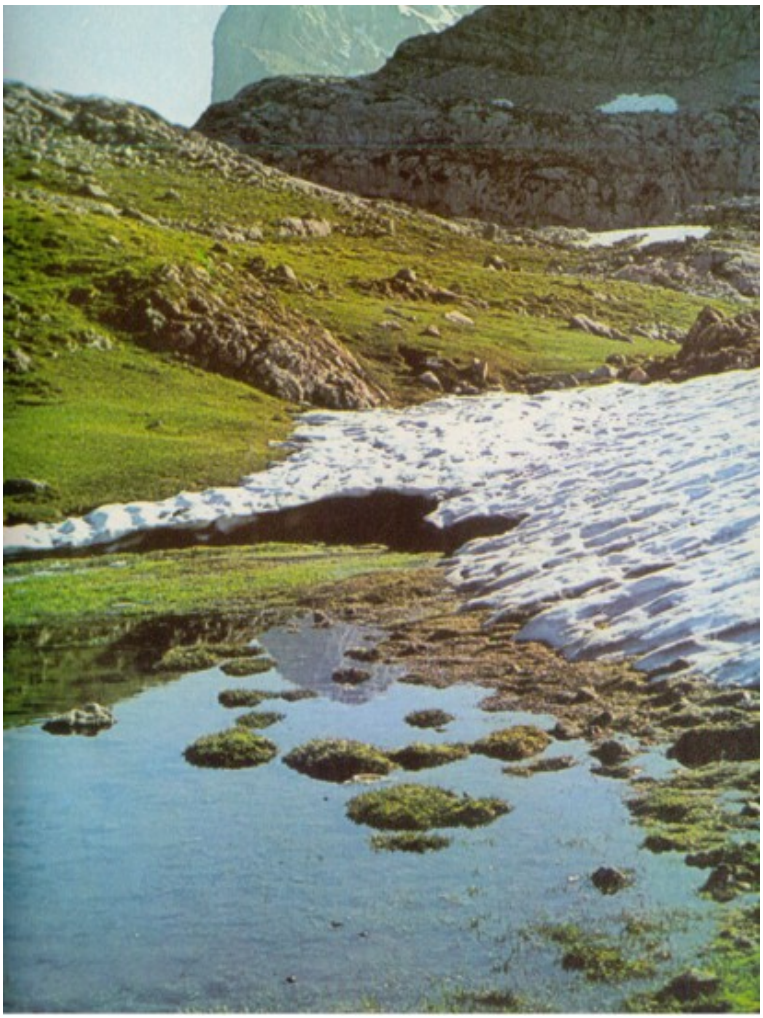
Por otra parte, América del Norte y Eurasia muestran también analogías entre sus faunas y floras fósiles, lo que indicaría que se originaron a partir de una sola masa continental.

Acumulación de cenizas volcánicas en Tenerife (Canarias, España).

Sin embargo, si se comparan las faunas y flores fósiles de los continentes septentrionales con los continentes meridionales se comprueba que existen muy pocas semejanzas entre ellas. En la figura se representan los esquemas elaborados por Wegener para explicar su teoría de la deriva de los continentes.

Capítulo 5
Unión Geodésica y Geofísica Internacional

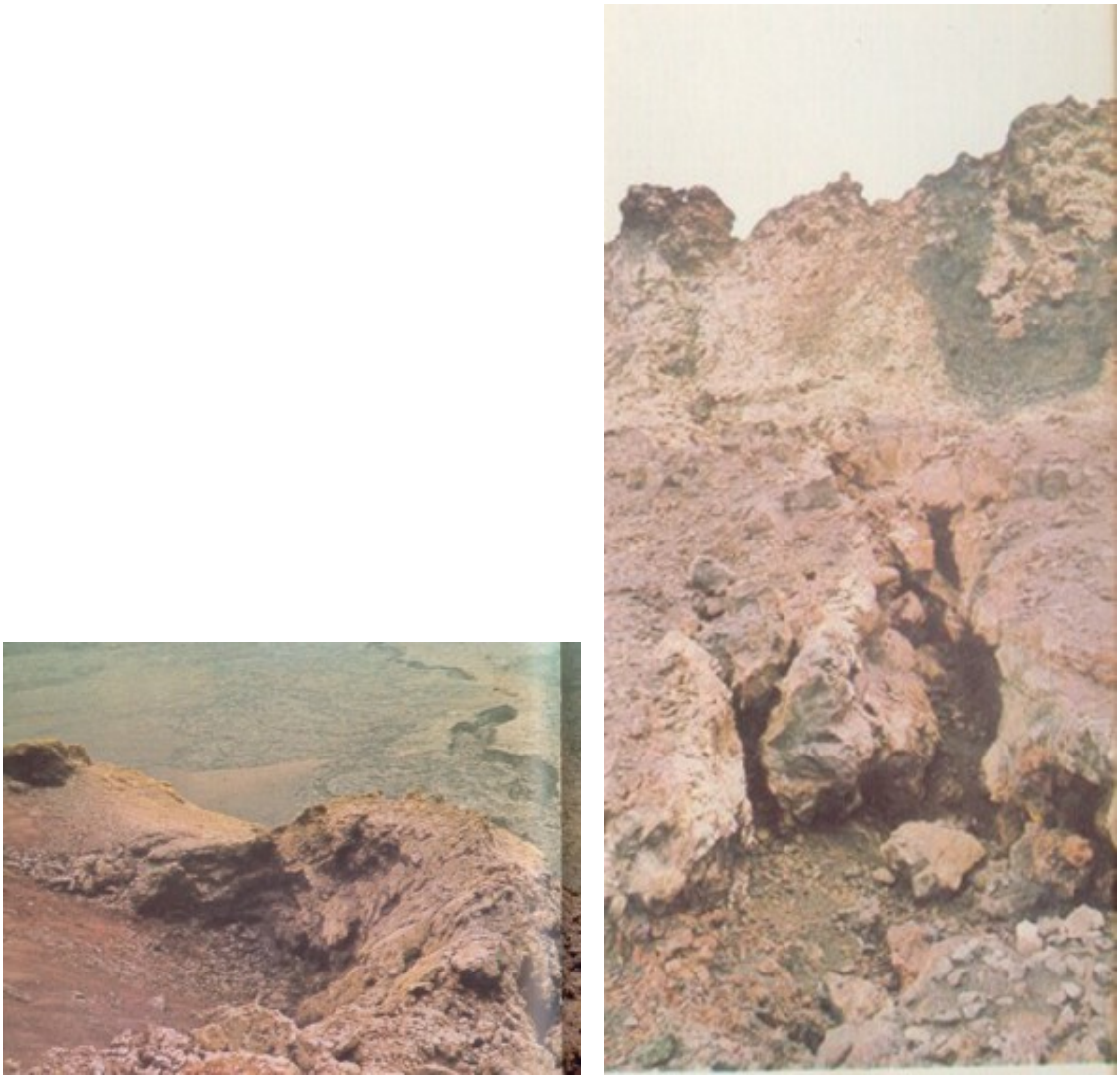
Los estudios de la Tierra por medios físicos alcanzaron un notable desarrollo durante el siglo XIX y fue necesario la creación de organismos que centralizasen las diversas investigaciones, culminando con la constitución de la Unión Geodésica y Geofísica Internacional (U.G.G.I.) que es, sin lugar a dudas, la más desarrollada de las uniones científicas federadas en el Consejo Internacional de Uniones Científicas.



El deshielo glaciar es en numerosas zonas una de las principales fuentes de alimentación de las aguas corrientes superficiales.

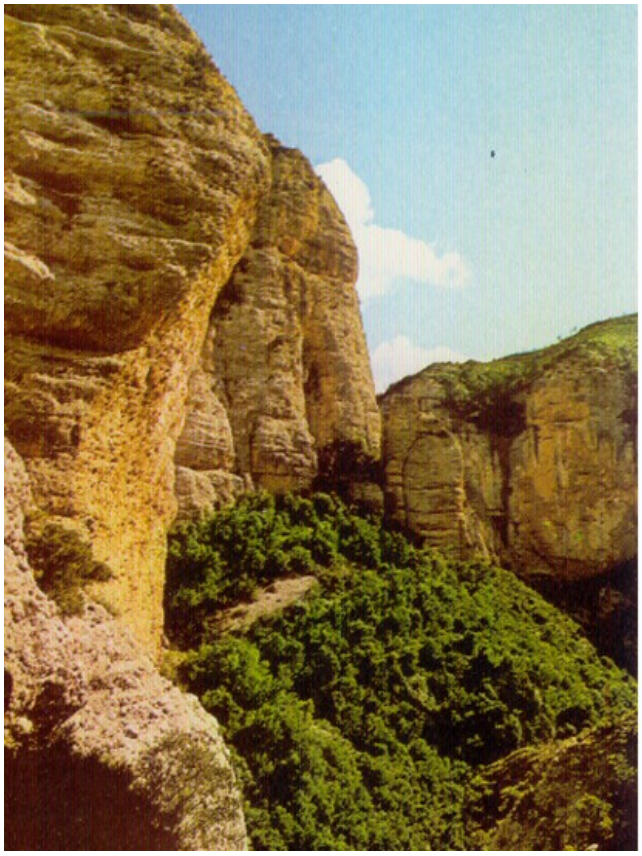
La U.G.G.I. comprende en la actualidad siete secciones con campos de investigación bien delimitados. Con periodicidad variable la U.G.G.I. desarrolla programas complejos de investigación sobre temas concretos, que denomina años geofísicos internacionales. A continuación se describen las secciones actuales de la U.G.G.I.

Asociación Internacional de Geodesia, que comprende cinco secciones. Una primera trata de determinar las posiciones geométricas de los puntos de la superficie terrestre, tarea imprescindible para calcular distancias y ángulos en la superficie del planeta.



Dos ejemplos de grietas originadas por un movimiento sísmico.

Una segunda sección fija las altitudes de los puntos del suelo y estudia los lentos movimientos a que están sometidos. Una tercera sección, la de geodesia astronómica, establece las longitudes y latitudes mediante la observación de los astros, utilizando los satélites artificiales como óptimos puntos de observación. La cuarta sección, de gravimetría, mide la fuerza de la gravedad en el mayor número de puntos posibles de la superficie terrestre. Por último, la quinta sección, de geodesia física, se ocupa de problemas concretos, como las mareas terrestres, etc.



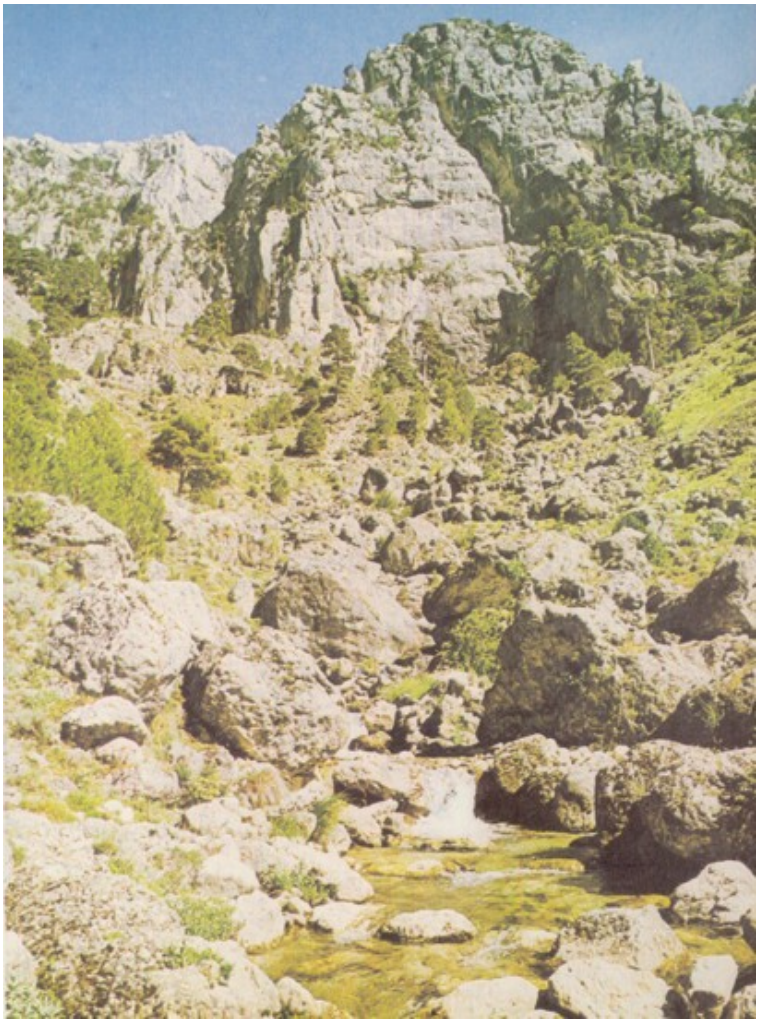
Zona alta de un torrente abriéndose paso a través de un relieve calcáreo.

Asociación internacional de sismología y de física del interior de la Tierra, que estudia los terremotos o seísmos, catalogándolos y determinando el lugar y la hora en que se han producido. En la actualidad las investigaciones sismológicas están esencialmente dirigidas a la posibilidad de predecir los terremotos.

La Asociación de sismología desempeña un papel importante en la evolución de las ideas sobre los más importantes fenómenos geológicos, como la formación de las

cordilleras de montaña y las modernas teorías de la expansión de los océanos y de la tectónica global. Por otra parte, no hay que olvidar que la mayoría de los conocimientos actuales sobre el interior de la Tierra han sido proporcionados por estudios sismológicos.

Asociación Internacional de meteorología y física de la atmósfera, que estudia la composición y características atmosféricas. En relación con esta asociación existe la Organización Meteorológica Mundial, que trata de la previsión del tiempo atmosférico.



Zona de formación de un torrente.

En la investigación meteorológica se han realizado progresos importantes gracias al empleo de nuevos medios de trabajo; por una parte el uso de los ordenadores facilita enormemente los cálculos y el archivo de datos, mientras que el empleo de los

satélites artificiales proporciona datos continuos sobre el estado de la atmósfera. Recientemente, la Organización Meteorológica Mundial ha realizado un vasto programa de investigaciones sobre la atmósfera conocido con el nombre de Global Atmospheric Research Program (G.A.R.P.)

Asociación Internacional de Ciencias Físicas de los Océanos, constituida como tal en 1967 y que está desempeñando un papel primordial en la elaboración de las nuevas teorías de la expansión de los océanos y de la tectónica de placas. Hasta no hace muchas décadas la geología se dedicaba únicamente al estudio de las áreas continentales, descuidando casi totalmente el estudio de los océanos, que constituyen más de las dos terceras partes de la superficie de la Tierra. Recientemente, se han iniciado exhaustivos estudios sobre los océanos, especialmente sobre la naturaleza de sus fondos, y se ha llegado a la conclusión de que desempeñan un papel esencial en gran número de problemas planetarios. El conocimiento progresivo de los fondos oceánicos está proporcionando datos muy importantes sobre la estructura y la dinámica de la corteza terrestre.

Recogida de muestras de aguas profundas en una investigación oceanográfica.

En relación con esta asociación hay diversos organismos internacionales, como el Scientific Commitee on Oceanic Research (SCOR), el Bureau hydrographique international y el Comite oceanographique international.

Asociación internacional de geomagnetismo y aeronomia, fundada en 1954 y que estudia el magnetismo terrestre. En la actualidad el campo magnético terrestre está siendo estudiado de manera sistemática gracias a la utilización de aviones adecuadamente preparados, que realizan mediciones permanentes de las zonas que sobrevuelan. Gracias a estas mediciones se elaboran mapas geomagnéticos precisos que permiten estudiar las variaciones del campo magnético terrestre.

Medida de la temperatura de las aguas oceánicas por medio de un batitermógrafo.

En los últimos 15-20 años se han desarrollado nuevas técnicas para determinar las variaciones del campo magnético terrestre a través de la historia geológica de la Tierra, técnicas conocidas con el nombre de paleomagnetismo. Los estudios en este campo han permitido comprobar que el campo magnético terrestre ha sufrido cambios importantes a lo largo de los períodos geológicos, como desplazamiento o migración de los polos e inversiones en la polaridad del campo.

Asociación internacional de hidrología científica, que engloba tres campos principales de investigación: las aguas superficiales, los hielos y las nieves, y las aguas

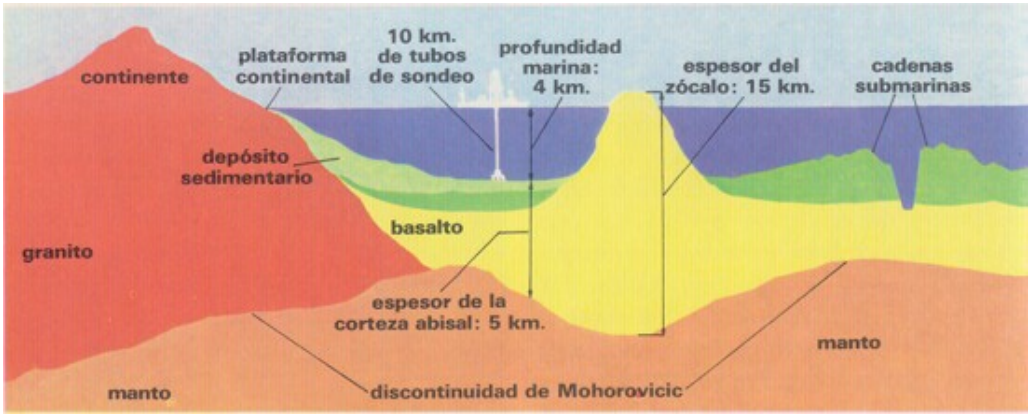
subterráneas. La asociación participa en el Scientific Commitee on Water Research (COWAR), organizado por el Consejo Internacional de las Uniones Científicas, que en colaboración con la UNESCO ha iniciado un gran programa de investigación conocido con el nombre de Decenio Hidrológico Internacional, cuyo objetivo es realizar un exhaustivo estudio de las reservas hidrológicas explotables.

Asociación internacional de volcanología y química del interior de la Tierra, cuyos campos de investigación son dos: el estudio y la catalogación de los volcanes activos, y el estudio de la físico-química de las lavas y, más en general, el estudio de la geoquímica de las capas profundas de nuestro planeta.

Los programas del JOIDES

(*Join Oceanographic Institutions Deep Earth Sampling*)

A partir de 1964, los institutos americanos oceanográficos (Joides) han iniciado un ambicioso Proyecto de perforación en mar profundo (Deep Sea Drilling Project), cuyo objetivo principal es determinar la edad y la evolución de las cuencas oceánicas.



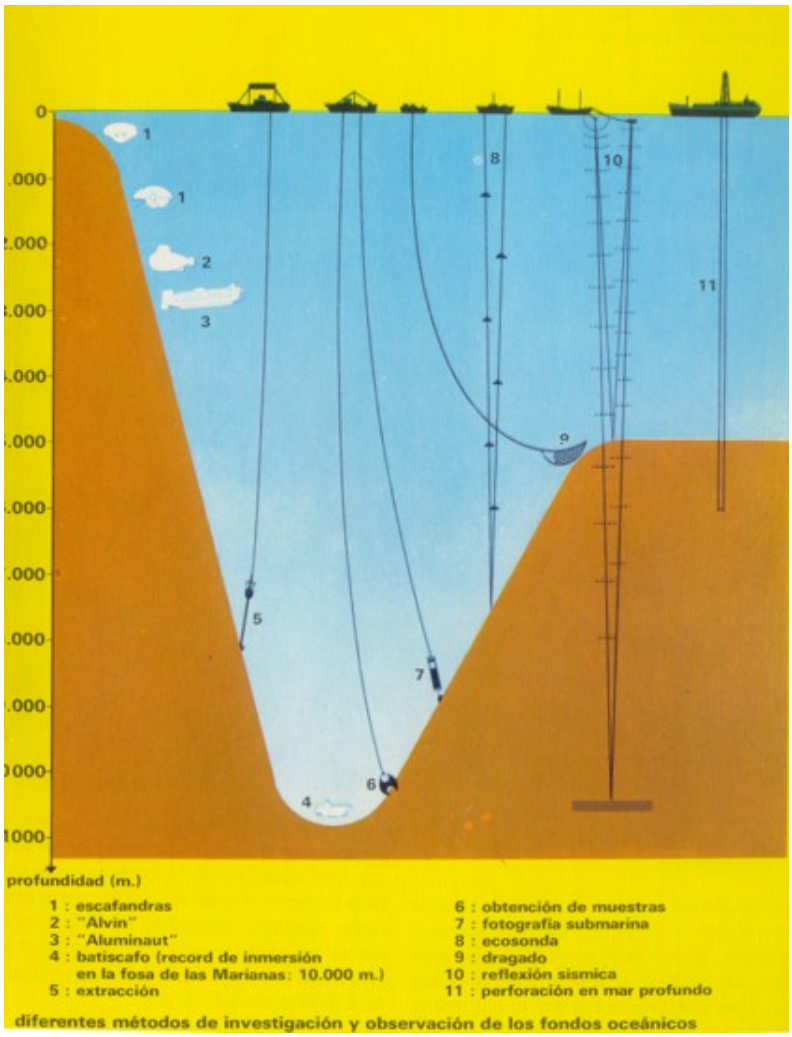
Esquema del proyecto Mohole de perforación en mar profundo.

Hasta la actualidad se han desarrollado 26 campañas y se han practicado más de 250 perforaciones en todos los océanos, la mayoría de las cuales han alcanzado profundidades de 1.000-1.500 m. La última campaña de perforaciones del Joides se ha realizado en el océano Índico. La mayoría de los datos que se están obteniendo en las campañas del Joides confirman en gran parte la teoría de la expansión de los océanos.

Para los años 1973-1974 el FAMOUS (French-American Mid Oceanic Underwater Survey) prepara una exploración in situ de la dorsal medio-atlántica utilizando el submarino de investigaciones norteamericano Alvin y el batiscafo francés Archiméde. Dicho proyecto se realizará a lo largo de las islas Azores.

Proyecto Mohole

En la década de los cincuenta y patrocinado por la National Academy of Sciences de Estados Unidos se inició un proyecto de investigación cuyo principal objetivo era obtener muestras directas de los materiales del manto superior.



Diferentes métodos de investigación y observación de los fondos oceánicos.

La parte principal de dicho proyecto consistía en la realización de una gran perforación que atravesara la corteza terrestre y la discontinuidad de Mohorovicic para llegar a las capas superficiales del manto. Dado que el espesor de la corteza terrestre es menor bajo los océanos que debajo de los continentes se decidió realizar las perforaciones en una zona oceánica cerca de las islas Hawai. En 1960 se realizaron las primeras perforaciones de prueba a unos 3.600 m de profundidad bajo el mar, presentándose numerosos problemas, como el mantenimiento posicional de una gran plataforma de perforación, el elevado peso de los taladros que han de perforar soportando una columna de agua de casi 4.000 m, etc.

Sin embargo, el principal problema del proyecto Mohole, que ha determinado su provisional abandono, ha sido su extraordinario costo.

Proyecto Manto Superior

En la década de los años sesenta los estudios geofísicos sobre la Tierra han estado centralizados en el denominado Proyecto Internacional del Manto Superior, cuyo comité estaba presidido por el profesor Vladimir V. Beloussov. El objetivo principal del programa fue el estudio de los primeros 1.000 km a partir de la superficie terrestre. Las investigaciones se han centrado principalmente en las dorsales oceánicas, en el magnetismo remanente o fósil de las rocas cercanas a dichas dorsales y en las zonas sísmicas de focos profundos.

La erosión del viento contribuye a que vastas regiones terrestres se conviertan en zonas desérticas.

Como consecuencia principal del Proyecto Manto Superior se ha reelaborado la teoría de la deriva continental a partir de la teoría de la expansión de los océanos y de las corrientes de convección del manto. Asimismo ha servido de base para la elaboración de la teoría sobre la tectónica de placas.

Proyecto Internacional Geodinámica

Las nuevas teorías de la expansión de los océanos y de la tectónica de placas o tectónica global son aceptadas por gran parte de geofísicos y geólogos, pero hay una gran controversia sobre la naturaleza de las fuerzas internas que determinan la expansión y el desplazamiento de las placas que constituyen la corteza terrestre. Para intentar determinar con la mayor precisión posible la naturaleza de dichas fuerzas se ha iniciado en 1971 un vasto programa de investigación: el Proyecto Internacional Geodinámica.

Vocabulario

AMINOÁCIDO. Compuesto orgánico, constituyente esencial de la materia viva, formado por grupos amina y ácidos carboxilos; las moléculas de las proteínas están formadas por centenares de miles de moléculas de aminoácidos.

BASALTO. Roca volcánica más abundante en la corteza terrestre; es muy pesada y de color oscuro. Mineralógicamente está formada en gran parte por olivino (silicato de hierro y magnesio).

FALLA. Fractura producida en el terreno por un movimiento geológico.

FOSA TECTÓNICA. Depresión de la corteza terrestre limitada lateralmente por fallas.

GEOSINCLINAL. Zona deprimida y alargada de la corteza terrestre que sufre un hundimiento continuo (subsidencia) y en la que se produce una intensa sedimentación. El plegamiento de los materiales acumulados en los geosinclinales da origen a las cordilleras de montañas.

MAREA. Movimiento de ascenso y descenso, regular y periódico, del nivel de los océanos debido a la atracción gravitatoria de la Luna y el Sol.

OROGÉNESIS. Conjunto de procesos dinámicos y petrológicos cuyo resultado es la formación de una cordillera de montañas.

OZONO. Gas incoloro, muy inestable, que se origina a partir del oxígeno mediante descargas eléctricas.

PERIDOTITA. Roca eruptiva muy densa y de color verdoso constituida casi exclusivamente por silicatos de hierro y magnesio.

PIRIMIDINA. Compuesto orgánico, constituyente fundamental de los ácidos nucleicos, responsables estos últimos de los caracteres hereditarios y de la síntesis de las proteínas.

RADIOTELESCOPIO. Aparato capaz de captar las ondas radioeléctricas emitidas por los cuerpos celestes y que son inobservables con los telescopios ordinarios.

RIFT. Fosa tectónica alargada y no muy ancha.

TORMENTA MAGNÉTICA.

Variación irregular del campo magnético que rodea a la Tierra. Probablemente deriva del bombardeo de ésta por las partículas de alta energía emitidas por el Sol en los períodos de intensa actividad solar.

ULTRABÁSICAS. Rocas de muy escaso contenido en sílice y ricas en elementos metálicos y alcalinotérreos (hierro, magnesio, calcio).

ULTRAVIOLETA. Radiación perteneciente a la parte invisible del espectro de la luz que se extiende a partir del color violeta y se pone de manifiesto, principalmente, por su acción química, peligrosa para los seres vivos.