

CULTURA
CIENTÍFICA 1º DE
BACHILLERATO

La Tierra y su funcionamiento



IES Sierra de San Quílez
(Binéfar-Huesca)

TEMA 1. LA TIERRA Y SU FUNCIONAMIENTO

1.1- Métodos de estudio del interior de la Tierra.

La Tierra es el planeta en el que vivimos, aunque paradójicamente sabemos menos de ella que del Sol. Los métodos directos (sondeos con extracción de muestras) han permitido hasta la fecha la exploración de los primeros quince kilómetros, lo que comparado con sus 6370 Km de radio, supone que apenas hemos aprendido a rascar en su cáscara.

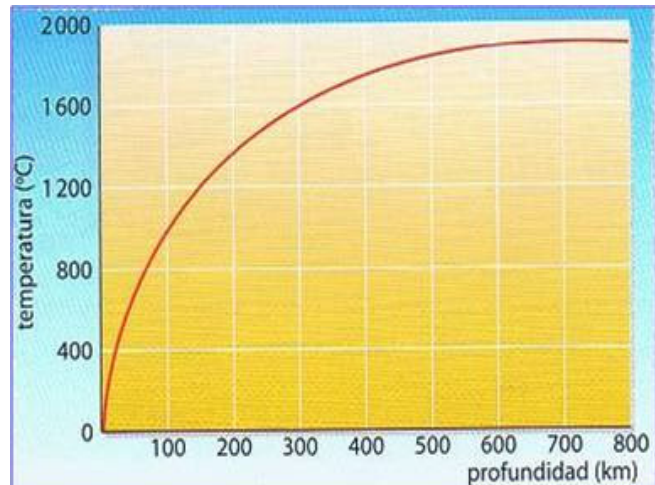


Existen varias formas de estudiar el interior de la Tierra sin necesidad de recurrir a perforaciones, son los métodos indirectos. Estos son los principales métodos de estudio del planeta.

La temperatura interna

La temperatura del interior de la Tierra sólo se ha podido medir directamente en minas y pozos. La máxima profundidad alcanzada por el hombre es un pozo en Rusia que llegó a 12 km, y midió una temperatura de 245 °C. A partir de ahí todo son suposiciones, y se piensa que durante los primeros 100 km la temperatura aumenta 1 °C cada 33 m, valor que se denomina **gradiente geotérmico**, y que a partir de 100 km la temperatura sigue aumentando pero más lentamente, de modo que en el centro de la Tierra se supone que es superior a 6.000 °C.

Las causas de esta elevada temperatura son dos: el calor derivado de los procesos iniciales que originaron la Tierra -y que aún perdura-, y el calor generado actualmente por la desintegración de átomos radiactivos (K^{40} , U^{238} y 235 , Th^{232}) en el núcleo terrestre.



Los volcanes

Un volcán es una fisura de la superficie terrestre por donde salen materiales del interior (líquidos, gaseosos y sólidos). El estudio del interior de la Tierra mediante este método está limitado a los primeros 200 km, que es la máxima profundidad de la que proceden los materiales expulsados.

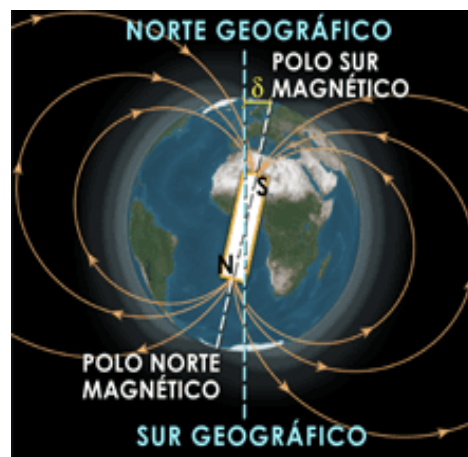


El campo magnético

La Tierra está dentro de un campo magnético formado por líneas de fuerza (invisibles) que la atraviesan, las cuales salen del polo norte magnético y entran por el polo sur magnético.

Los polos magnéticos no coinciden con los polos geográficos, que son los puntos donde el eje de rotación atraviesa la superficie terrestre. Es más, los polos magnéticos se invierten cada miles de años, y actualmente están invertidos respecto a los polos geográficos.

Se piensa que el campo magnético terrestre aparece, al menos en parte, debido a que el centro de la Tierra es metálico, y el hierro es el único metal lo suficientemente abundante en el universo como para formar una masa tan grande como el núcleo terrestre. Sin embargo, el hierro es demasiado denso para producir un campo magnético como el actual, por lo que debe haber otros elementos menos densos, como el níquel. Todo este material debe estar en



continuo movimiento mediante corrientes, que son las que generarían ese campo magnético.

Los meteoritos

Un meteorito es un fragmento rocoso de origen extraterrestre. La mayoría de los que entran en la atmósfera terrestre son pequeños y se desintegran al contacto con ella, pero los mayores pueden impactar contra la superficie terrestre originando cráteres. Cada año impactan contra la Tierra unos 150 meteoritos mayores de 0,5 kg. A veces pueden verse de noche cuando, al rozar la atmósfera, se calientan y encienden antes de desaparecer (estrellas fugaces).



Los meteoritos son restos de asteroides que, a su vez, son los escombros, las sobras de la construcción de los planetas rocosos, por lo que su estudio puede informarnos sobre nuestro planeta. Algunos están formados por silicatos de baja densidad, al igual que la parte externa (corteza) y media (manto) de nuestro planeta, mientras que otros tienen una elevada densidad a base de hierro y níquel, tal como se piensa que es el núcleo terrestre.

Las ondas sísmicas

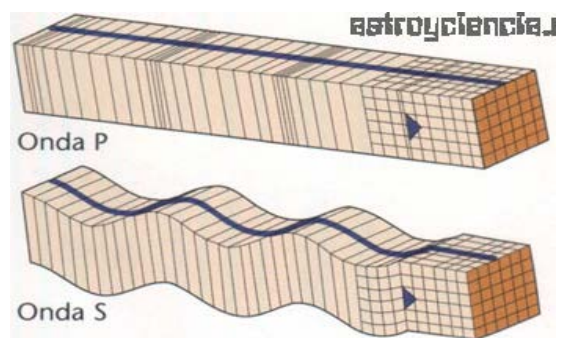


provocan la vibración de los materiales que atraviesan, y cuando llegan a la superficie se transmiten por ella provocando el terremoto que sentimos los humanos.

Hay varios tipos de ondas sísmicas:
- Las **ondas Primarias** o **P** son las que se propagan en la misma dirección en la que vibra el material, y pueden transmitirse a

Un **terremoto, seísmo** o sismo es un movimiento vibratorio de la superficie terrestre provocado por la repentina liberación de mucha energía.

El punto subterráneo donde se origina un terremoto es el **hipocentro**, y a partir de él se generan unas ondas sísmicas que se extienden en todas direcciones a gran velocidad (4-14 km/s). Estas ondas

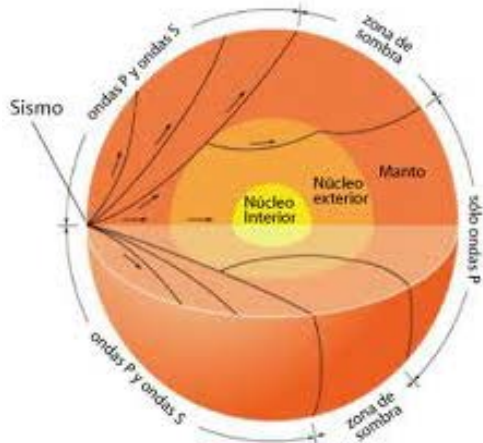


través de materiales sólidos y líquidos.

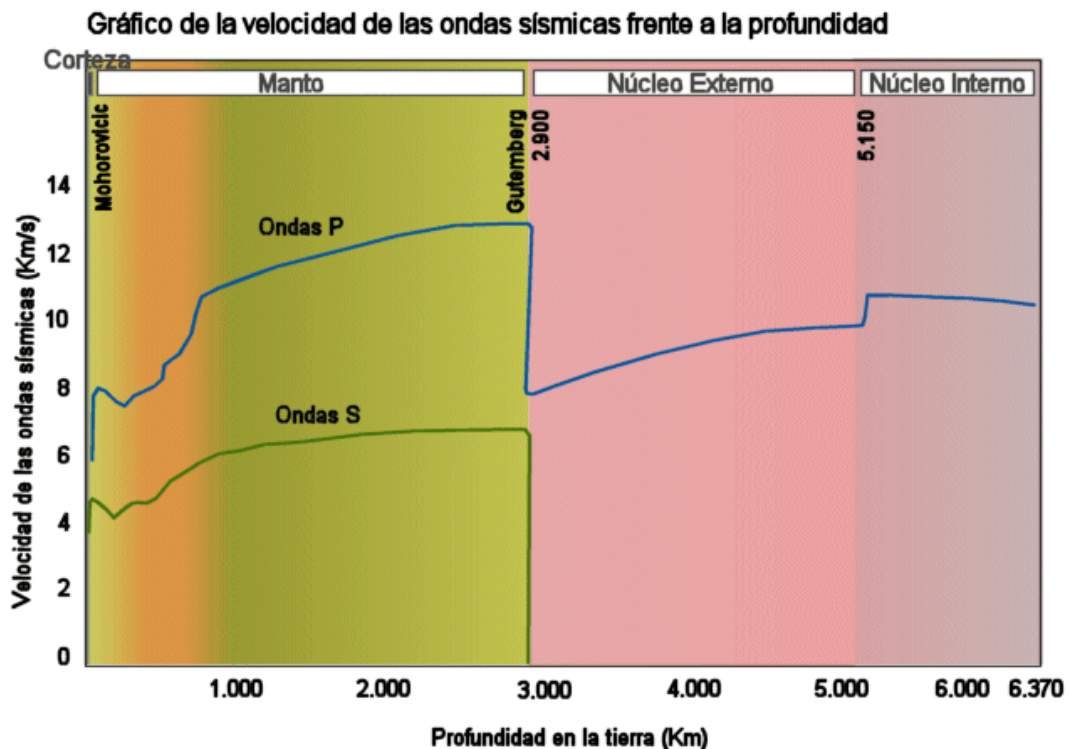
- Las **ondas Secundarias** o **S** son las que se propagan en dirección perpendicular a la de la vibración del material, y sólo se transmiten a través de materiales sólidos.

Las ondas P y S no solo avanzan hacia la superficie, sino que se extienden por el interior de la Tierra en todas direcciones. Su velocidad y dirección puede

cambiar según la densidad y rigidez del material que atraviesan, de modo que cuanto más denso o rígido es el material, mayor es la velocidad. También pueden cambiar de dirección por reflexión o refracción al pasar de un material a otro. Tras recorrer miles de kilómetros por el interior de la Tierra, las ondas pueden aparecer en la superficie terrestre a miles de kilómetros de distancia. Midiendo el tiempo que tardan en aparecer puede averiguarse la velocidad a la que han viajado, y deducir la densidad y rigidez de los materiales que han atravesado. Este es el principal método para estudiar la estructura interna de la Tierra.



Este es el principal método para estudiar la estructura interna de la Tierra.



1.2. ESTRUCTURA INTERNA DE LA TIERRA

1.2.1- El modelo Geoquímico

La parte sólida de la Tierra (**geosfera**) no tiene una composición uniforme sino que consta de capas concéntricas, menos densas las superiores y más densas las inferiores. Estas capas son tres: **corteza**, **manto** y **núcleo**. A ellas hay que sumar dos capas exteriores no sólidas, una líquida (**hidrosfera**) y otra gaseosa (**atmósfera**).

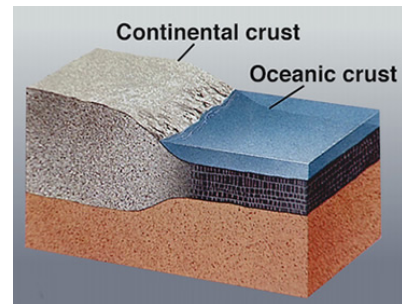


Corteza

Es la capa más externa y la mejor conocida pues es la que pisamos. Es sólida y está constituida sobre todo por silicatos de baja densidad ($2,7-3 \text{ g/cm}^3$, con Al, Ca, Na y K sobre todo). Tiene una anchura media de unos 35 km, aunque bajo los continentes alcanza hasta 70 km y bajo los océanos puede tener sólo 6 km. Su límite inferior se llama discontinuidad de Mohorovicic.

La corteza se divide en dos partes:

- **Corteza continental:** es la que forma los continentes (más una mínima parte bajo el océano). Su grosor varía entre 25 y 70 km, y es más ancha cuanto más alto es el relieve en superficie, por lo que el mayor grosor se alcanza bajo altas cordilleras. Está formada por rocas magmáticas, metamórficas y sedimentarias, aunque las más abundantes son las magmáticas, y sobre todo granito. Su densidad media es de $2,7 \text{ g/cm}^3$, menor que en las otras capas inferiores de la Tierra. La edad de sus rocas es muy variable, y comprende desde las más antiguas de la Tierra, con 3.800 ma, hasta rocas sedimentarias recién formadas.



- **Corteza oceánica:** es la situada bajo los océanos. Está formada principalmente por rocas magmáticas volcánicas, sobre todo basalto, con un espesor reducido de 6-12 km. Su densidad es de 3 g/cm^3 , mayor que la de la corteza continental. Estas rocas son relativamente jóvenes, las más viejas tienen 180 ma y hay otras que se están formando en la actualidad. Sobre esta capa volcánica existe otra de rocas sedimentarias recientes, más gruesa cerca de los continentes y más fina, incluso inexistente, en el centro de los océanos.

Manto

Entre 12 y 70 km de profundidad, las ondas sísmicas aumentan bruscamente de velocidad debido a que pasan de las rocas menos densas de la corteza ($2,7-3 \text{ g/cm}^3$) a otras más densas ($3,5-7 \text{ g/cm}^3$, con silicatos de Fe y Mg) que constituyen

una capa nueva, el **manto**. Esta capa es bastante desconocida pues todavía es inaccesible, y se divide en dos partes:

- **Manto superior** o **externo**: formado sobre todo por peridotita, una roca magmática con mucho olivino y piroxeno, y llega hasta unos 670 km de profundidad.
- **Manto inferior** o **interno**: también está formado por peridotita pero el olivino es sustituido por otro mineral más denso, la espinela, por lo que esta capa es más densa que la anterior.

Núcleo

Al llegar a 2.900 km de profundidad, las ondas S desaparecen y las P reducen mucho su velocidad, por lo que a esta profundidad empieza otra capa, el **núcleo** o endosfera, que es una esfera en lo más profundo del planeta.

Es una esfera metálica cuyo principal componente es el hierro, aunque posiblemente contiene también un 8 o un 10% de otros elementos (tal vez níquel, azufre, oxígeno o silicio). En cuanto a su estructura, los datos sismológicos parecen sugerir que existen dos capas de idéntica composición pero diferentes en cuanto a su estado físico:

- **Núcleo superior** o **externo**: el descenso de las ondas sísmicas al inicio de esta capa hace sospechar que el material es fluido, y la presencia del campo magnético terrestre sugiere que este material está en continuo movimiento mediante corrientes. El núcleo superior va desde 2.900 km hasta 5.100 km (discontinuidad de Lehmann).
- **Núcleo inferior** o **interno**: se supone que es una esfera sólida muy densa y caliente.



1.2.2- El modelo dinámico.

Tiene en cuenta que la presión y la temperatura afectan al comportamiento mecánico, a la densidad y al estado fisicoquímico de los materiales del interior de la Tierra. Por eso establece unas capas que no coinciden con las capas composicionales.

- **Litosfera**: capa más externa y rígida. Se corresponde con corteza y algo del manto superior, variando su grosor según la localización. Se distinguen la Litofera oceánica, entre 50 y 100 km de espesor, y la Continental, que alcanza entre 100 y 200km.
- **Manto sublitosférico**: capa situada inmediatamente por debajo de la litosfera. En ella, las velocidades presentan fluctuaciones. Formado por peridotita y estado sólido. Lo más característico son las **corrientes de convección**, (debido a que

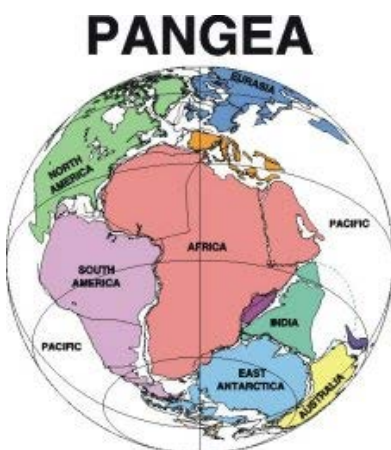
responde de forma plástica y deformable en tiempos largos) del orden de 1 a 12 cm por año. Antes se pensaba que la convección estaba limitada a una zona que se bautizó como “**astenosfera**” pero hoy se sabe que la astenosfera no existe, puesto que la zona de baja velocidad no es universal y se da por supuesto que las corrientes de convección afectan a capas más profundas, hasta el manto inferior. En su base, se encuentra la famosa capa D”, capa discontinua e irregular, cuyo espesor varía entre 0 y 300 km, con materiales más densos. En algunas zonas de esta región, las ondas P disminuyen bruscamente su velocidad. Una posible interpretación considera que las rocas de esta capa se encuentran parcialmente fundidas en algunos lugares, coincidiendo con puntos de intenso flujo de calor procedente del núcleo. Estas masas de roca supercaliente y parcialmente fundida podrían ser capaces de ascender a través del manto hasta la litosfera, generando corrientes de material que se consideran el motor de la dinámica del interior terrestre.

- **El núcleo externo.** hasta 5150km de profundidad, es líquido y bastante fluido. De hecho, permite que en su seno se produzcan corrientes de materiales debidas a diferencias de temperatura y de densidad.
 - La dinámica de estas dos capas parece ser el origen del campo magnético terrestre y de parte del flujo de calor en el manto.
 - **Núcleo interno:** según va perdiendo calor el núcleo, hacia el manto, el hierro va cristalizando y emigrando hacia el núcleo más profundo en forma sólida. Así, éste va aumentando algunos mm por año.

1.3. LA DERIVA CONTINENTAL DE WEGENER.

A mediados del siglo XX se admitían cerca de una docena de teorías orogénicas. Aunque hoy casi todas ellas están descartadas, es necesario recordarlas para no caer en el error de creer que la Tectónica de Placas ha sido una especie de inspiración que ha resuelto sin esfuerzo todos los problemas geológicos.

En general, las teorías orogénicas pueden dividirse en dos grupos: movi listas y fijistas. Las primeras admiten grandes movimientos horizontales de los continentes que sería la causa de la elevación de las cordilleras, y por el contrario, las teorías fijistas se denominan también verticalistas, ya que en estas se propone una elevación como causa inicial de la génesis del relieve.



La Tectónica de Placas es, obviamente, una teoría horizontalista, y su antecedente inmediato está en la deriva continental de Wegener.

Las hipótesis de la deriva continental fue propuesta entre 1908 y 1912, por el geólogo y meteorólogo Alfred

Wegener (1880-1930), en una época en que los medios tecnológicos para demostrarla no se habían desarrollado todavía.

A partir de diversas evidencias, renovó la idea de que todos los continentes estuvieron en un momento dado unidos en una gran área de tierra que él llamo Pangea. Más tarde sostuvo que ese supercontinente habría comenzado a dividirse hace aproximadamente 200 millones de años en dos partes: una norte que él llamo Laurasia, y una sur llamada Gondwana.

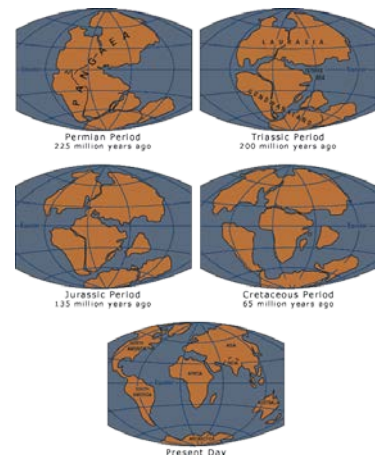
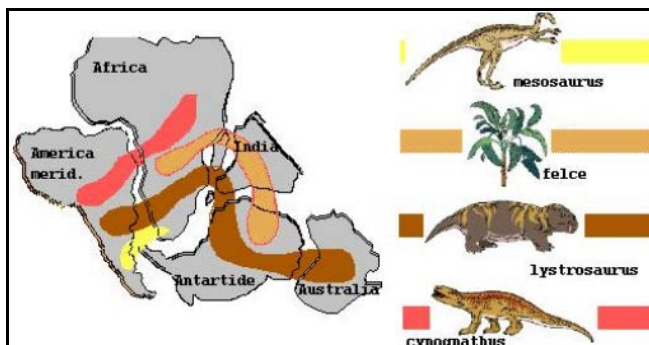
Las teorías de Wegener, descritas en *El origen de los continentes y de los océanos (1915)*, no fueron corroboradas por los científicos hasta 1960, cuando la investigación oceanográfica reveló el fenómeno conocido como expansión del fondo oceánico atribuida al geólogo norteamericano Harry Hammond Hess. Wegener murió durante una expedición a Groenlandia.



Wegener creía que los bloques continentales se deslizaban sobre la corteza oceánica como hacen los icebergs en el océano. Este razonamiento era falaz, porque la fuerza necesaria para vencer semejante rozamiento sería inalcanzable. Para Wegener, las causas de la deriva continental se podían deber a diversas causas como: la fuerza centrífuga de la tierra, el efecto de las mareas y a la fuerza polar, que hacía que los continentes se desplazaran desde los polos hacia el Ecuador.

Pruebas de la deriva continental.

Pruebas paleontológicas. Wegener halló fósiles de un mismo helecho de hoja caduca en Sudamérica, Sudáfrica, Antártida, India y Australia. Así como fósiles del reptil Lystrosaurus en Sudáfrica, India y Antártida, y fósiles de Mesosaurus en Brasil y Sudáfrica. Esto indicaba que tanto esta fauna como la flora pertenecían a unas mismas zonas comunes que se irían distanciando con el paso del tiempo, claro está, con el deslizamiento de los continentes.



Pruebas geológicas. Por un lado, el ajuste de los bordes de la plataforma continental entre los continentes africano y sudamericano. Por otro lado, la continuación

de las cadenas montañosas en el continente sudamericano y en el africano, hoy en día separadas por el océano Atlántico. Y por último la continuación de las cadenas montañosas europeas y norteamericanas, actualmente separadas por el océano Atlántico.

Pruebas paleomagnéticas. Se puede saber cuál era la posición de los continentes con respecto a los polos, atendiendo al magnetismo procedente de la composición de sus rocas. De esta forma, observando los trazados magnéticos se llegó a la conclusión de que hubo con anterioridad una aglomeración de los continentes actuales.

Pruebas paleoclimáticas. La presencia de un mismo modelo erosivo en distintos continentes, da pie a pensar que todos ellos permanecieron en el pasado unidos ya que poseían el mismo clima. Por ejemplo, los mismos depósitos morrénicos (de origen glaciar) en Sudáfrica, Sudamérica, India y Australia.

Distribución actual de los seres vivos. Después de la fragmentación de los continentes, se han encontrado especies que poseen características similares, en determinados continentes, con la única diferencia de que éstas han ido evolucionando según su nuevo entorno. Por ejemplo, el caracol de jardín encontrado tanto en Norteamérica como en Eurasia, los camélidos de África y Sudamérica, los grandes felinos existentes a un lado y otro del Atlántico, etc



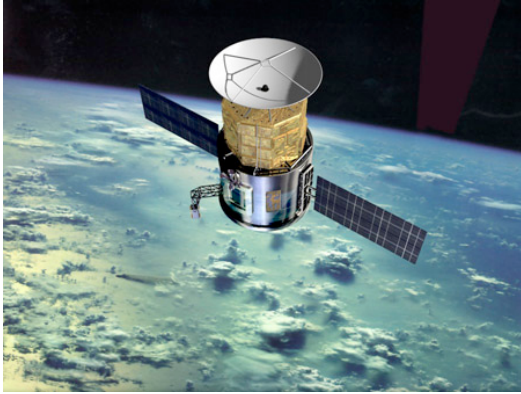
1.4- LA TECTÓNICA DE PLACAS.

A lo largo de la segunda mitad del siglo XX tuvieron lugar varios acontecimientos sociales y avances tecnológicos que permitieron estudiar el planeta desde perspectivas completamente nuevas.

Entre ellos destacan: la guerra fría y la carrera de armamentos entre EEUU y la Unión Soviética (ambos bandos se empeñaron en conocer en detalle el fondo del Atlántico para buscar las mejores rutas por las que enviar sus submarinos), la carrera espacial (que permitió colocar satélites en la órbita geoestacionaria y, por primera vez, medir de forma directa el movimiento de los continentes) y la primera crisis del petróleo (que obligó al occidente rico a perforar en los océanos en busca de bolsas de hidrocarburos)



Cuando se comenzó a estudiar el fondo de los océanos después de la segunda guerra mundial cambiaron muchas de las ideas de los geólogos sobre la corteza oceánica. Se descubrieron en el fondo marino largas cordilleras que dividen los grandes océanos y varias fallas de desplazamiento lateral que cortaban a estas cordilleras. Además se cayó en la cuenta de que en las cordilleras oceánicas, en las fallas laterales y en las fosas era donde ocurría la gran mayoría de los movimientos sísmicos.



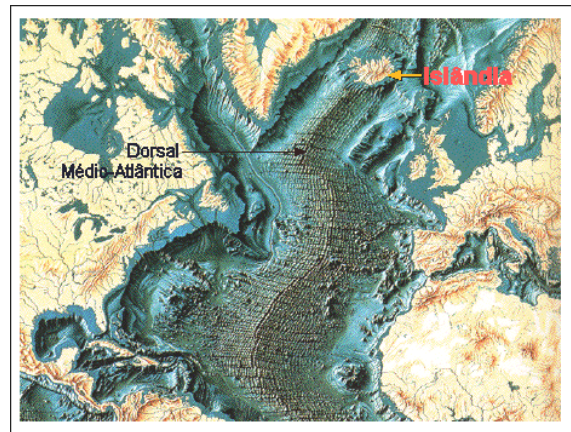
El científico A. Holmes y posteriormente J.Y. Wilson, basándose en la hipótesis de la expansión del fondo oceánico, aportaron una idea que revolucionó las ciencias de la Tierra: el suelo oceánico no es una formación inmutable, sino que se crea nueva corteza oceánica constantemente en las cordilleras submarinas y termina por hundirse y reciclarse en el manto en las fosas. El motor de esta circulación está en

las corrientes de convección en el manto.

1.4.1- La expansión oceánica: las dorsales.

En los fondos oceánicos existen grandes cordilleras que son zonas de fractura donde las placas se alejan y queda entre ellas un hueco que se llena con magma basáltico procedente del manto. En cuanto llega a la superficie sufre cambios físicos y químicos al perder gases y entrar en contacto con el agua del fondo del mar, transformándose en nueva corteza oceánica.

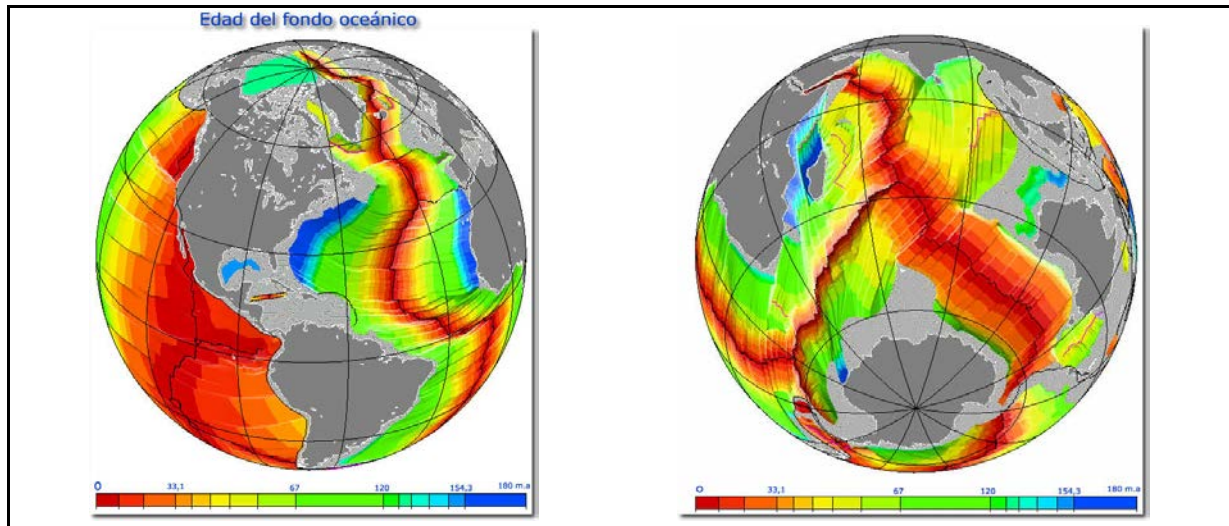
Al continuar separándose las placas, esta nueva corteza oceánica es arrastrada hacia los lados de la cresta y deja lugar para que ascienda más material fundido del manto, originando un bandeo paralelo a la cordillera. Con el tiempo, el océano crece y la cadena de volcanes separa dos placas oceánicas en expansión: se ha formado una dorsal oceánica. Los basaltos más antiguos, al alejarse de la dorsal, se enfrían, se contraen y aumentan su densidad, descendiendo topográficamente a medida que se alejan de la dorsal.



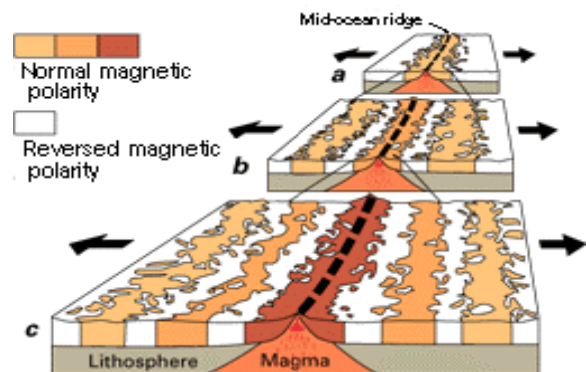
Las pruebas de la expansión oceánica en las dorsales.

a) La naturaleza y actividad volcánica de las dorsales. Comprobadas por los sondeos del fondo marino y por la presencia de islas volcánicas que se presentan en muchos puntos donde emerge la dorsal.

b) La edad de la corteza oceánica. Mediante técnicas de datación radioisotópica se han analizado muestras de sondeos obtenidos de los basaltos de la litosfera oceánica. Los resultados siempre demuestran que las edades de las rocas aumentan conforme se alejan de la dorsal.

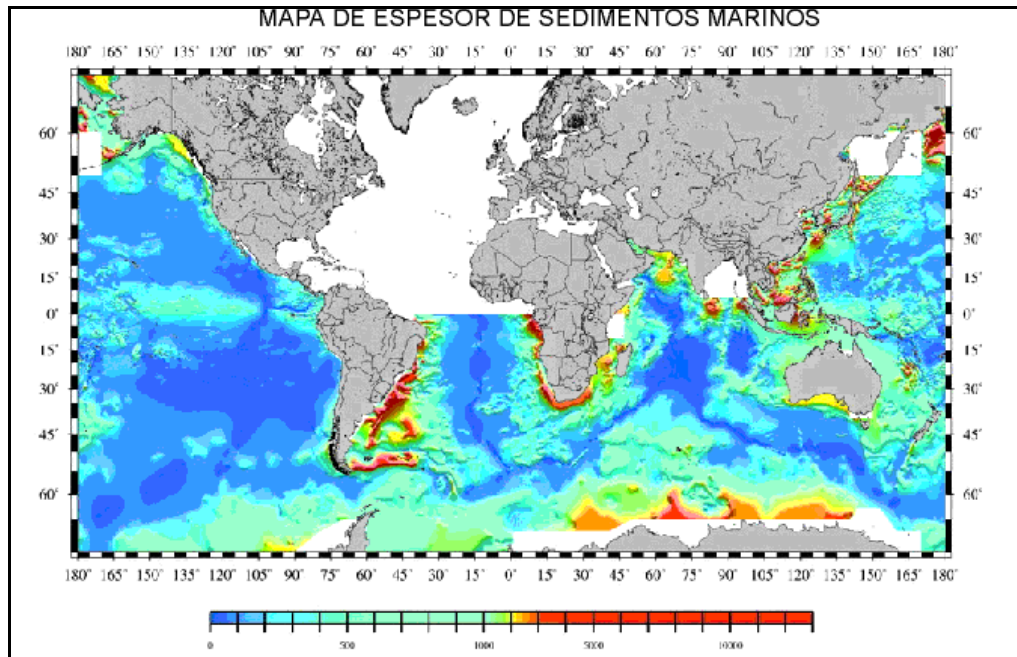


c) Edad y espesor de los sedimentos pelágicos. El estudio de los sedimentos y rocas sedimentarias depositadas sobre la litosfera oceánica denota que la cantidad de los sedimentos disminuye a medida que nos aproximamos a la dorsal. Respecto a las edades, en los bordes oceánicos situados cerca del continente encontramos series que comprenden capas antiguas y modernas. Conforme nos aproximamos a la dorsal, las capas más antiguas dejan de encontrarse, y cerca de la dorsal, sólo aparecen sedimentos muy recientes.

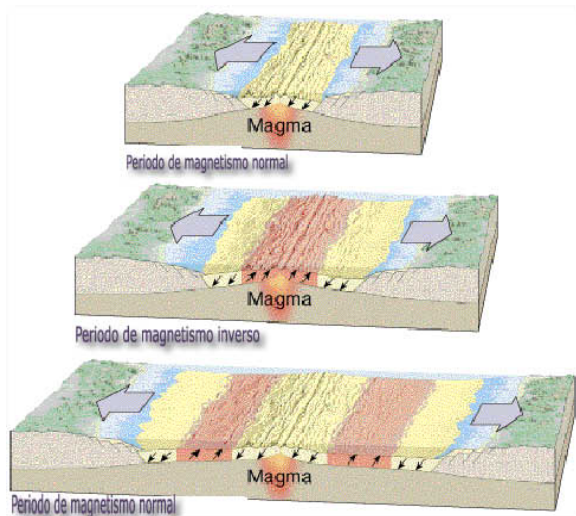


d) El paleomagnetismo. Los óxidos de hierro y titanio de las lavas basálticas se comportan como brújulas al enfriarse por debajo del punto de Curie. El estudio de las posiciones de los minerales magnéticos en las rocas suministra información acerca de la dirección, el sentido y la inclinación del vector intensidad del campo magnético, lo que da información de la situación de los polos.

Se ha demostrado que el polo norte ha cambiado de posición desde el Precámbrico al Terciario. Se han comparado los caminos de la deriva polar para Europa y para América del Norte; y se ha constatado que los caminos seguidos por los polos norte están desplazados unos 30° de longitud, que aproximadamente equivalen a la anchura del océano Atlántico. Después del Triásico desaparece paulatinamente la diferencia. La anomalía desaparece si se supone cerrado el Atlántico norte. Ello implica que los continentes se han separado entre el Triásico y el momento actual.



Hoy se sabe que el campo magnético terrestre no sólo ha experimentado cambios en la posición de los polos, sino que ha sufrido también cambios de polaridad a lo largo del tiempo, es decir, en numerosas ocasiones el polo N. magnético se ha convertido en el polo S y viceversa, y estos cambios han quedado registrados en las rocas. Los valores del



módulo del vector intensidad del campo magnético actual son influenciados por el magnetismo remanente de las rocas de otras épocas. Cuando al campo magnético actual se le suma el magnetismo remanente de las rocas aparece una anomalía positiva, si se le resta aparece una anomalía magnética negativa. Estas anomalías se suelen ordenar en bandas largas, estrechas, simétricas y paralelas al eje de la dorsal (con longitud de varios cientos de Km. y anchuras de hasta 30 Km). La edad del suelo oceánico confirma la disposición

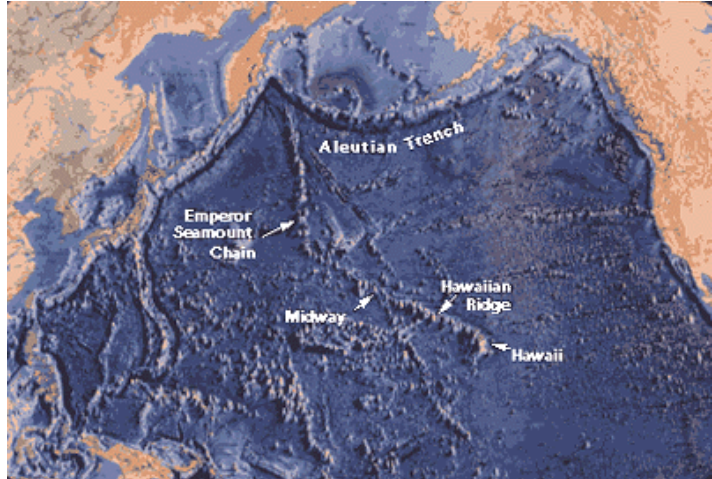
indicada, dado que las rocas más recientes se encuentran en las crestas y aumentan en edad a medida que nos separamos de las mismas.

A la luz de estos resultados, a finales de 1950 Harry Hess (1906 - 1969), de la Universidad. de Princeton, tras integrar e interpretar los descubrimientos más importantes de la década de los años 50 (límites de las placas, naturaleza del fondo oceánico y el manto, diferencias entre las cortezas oceánica y continental, etc.) presentó la hipótesis que R.S. Dietz denominó "Hipótesis de la expansión de los fondos oceánicos": suponía que los fondos oceánicos se creaban en las crestas oceánicas, se extendían hacia las fosas oceánicas y luego se introducían debajo de ellas hasta el manto. Los continentes eran

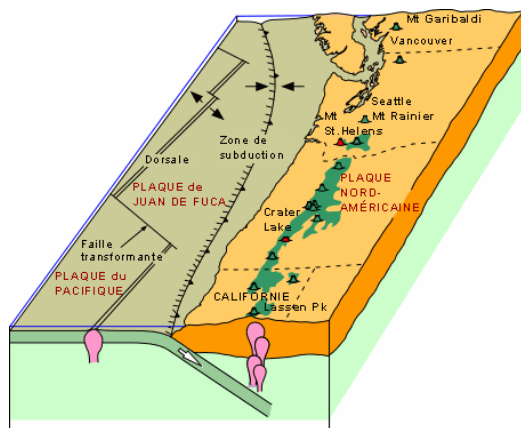
transportados en el mismo proceso, que era originado por las corrientes de convección del manto.

1.4.2 Zonas de subducción.

Si se está creando continuamente nuevo fondo oceánico y el volumen de la Tierra no está creciendo, la creación de nueva superficie debe ser compensada mediante la destrucción de superficie antigua. Por otro lado, si dos placas se alejan una de otra, esto significa que se acercan a otras placas que se encuentren en su camino, y si éstas no se alejan lo suficientemente rápido tienen que competir por la superficie que ocupan.



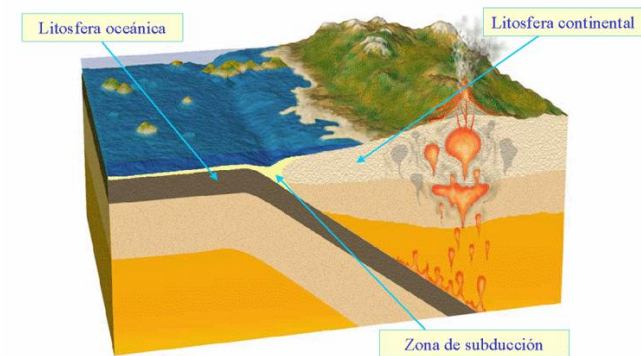
Simultáneamente al hallazgo de las dorsales, se descubrieron las fosas oceánicas, enormes trincheras lineales (entre 40 y 120 Km de anchura y entre 500 y 4500 Km de longitud) donde la profundidad del agua alcanza hasta 12 kilómetros. Se da la paradoja de que la mayoría de las fosas se encuentran bordeando continentes, y en concreto



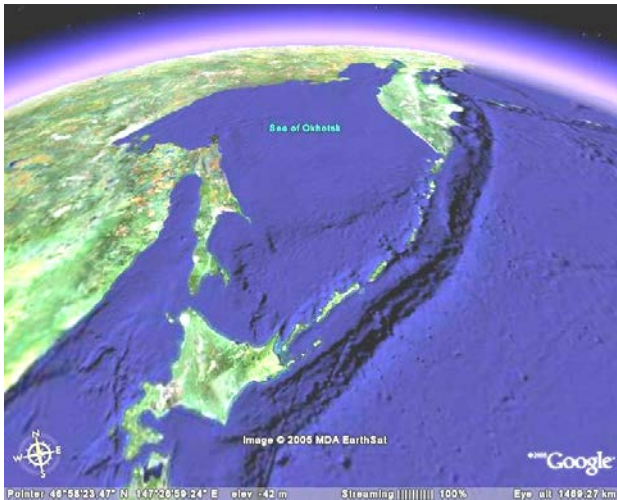
erógenos marginales repletos de volcanes activos. Si las fosas reciben enormes cantidades de sedimentos continentales procedentes del desmantelamiento de las cordilleras activas, ¿cómo es posible que no se hayan colmatado en unos millones de años? ¿Cómo es posible que una cuenca que recibe muchos más sedimentos que el resto del océano presente una profundidad que duplica o triplica a la de las llanuras abisales?

En el caso de las fosas que no limitan con un continente, sino que se encuentran en medio de un océano, siempre existe un archipiélago volcánico lineal y paralelo a la fosa (arco isla) como es el caso de las Aleutianas o las Kuriles. Tanto en este caso como en el anterior, los alrededores de las fosas son pródigos en terremotos.

Las zonas donde la corteza oceánica subduce son los llamados límites destructivos.



De este modo, mientras que el Atlántico es un océano tranquilo en expansión, en el que las costas son lugares tranquilos que se limitan a recibir sedimentos, las costas del Pacífico son lugares violentos repletos de terremotos, volcanes activos, archipiélagos jóvenes, fosas oceánicas y orógenos en crecimiento. Los terremotos, además no están distribuidos de manera aleatoria, sino que los de foco superficial (los más destructivos) se encuentran siempre cerca de la fosa. Los de foco intermedio están situados más hacia el interior del continente, y los de foco profundo (los de efectos menos devastadores) se reciben en pleno continente. Queda así dibujado un plano inclinado de fricción que se hunde bajo América y bajo Asia (planos de Benioff)



Sólo resta por añadir un único ingrediente: el Pacífico se está contrayendo y América y Asia están aproximándose. En el Pacífico las litosfera oceánica se sumerge bajo los continentes y se recicla e el manto. Los límites de placa donde esto sucede reciben el nombre de zonas de subducción.

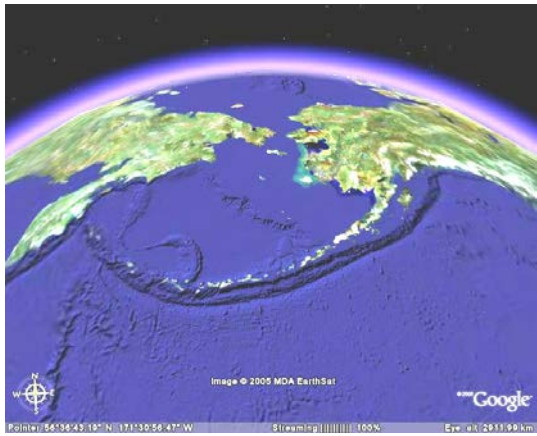
En los extremos de dos placas, una continental y otra oceánica, el extremo de la placa oceánica tiende a hundirse mientras que la placa continental flota por ser más ligera. En consecuencia, la placa oceánica se hunde bajo la continental y regresa al manto donde las altas temperaturas la funden. Las trincheras oceánicas son, por tanto, zonas de subducción donde se consume la placa oceánica.

El hueco entre la placa subducida y la emergida forma una fosa oceánica, donde se deposita gran cantidad de sedimentos, aportados, sobre todo, por la continental. Algunas veces parte de estos sedimentos se une al continente y, de esta manera, crecen los continentes.



El rozamiento entre la placa oceánica y la continental se libera en forma de ondas sísmicas, responsables de los terremotos que se registran. La fricción continua en la zona de subducción genera calor que, acumulado durante millones de años, funde grandes cantidades de roca generando bolsas de magma que ascienden hacia la superficie. La deformación del frente del continente unido al ascenso de magmas y aparición de volcanes, acaba originando orógenos marginales (Andes, Japón, etc)

Si la subducción se produce entre dos placas oceánicas, el crecimiento del orógeno será más lento y se manifestará con una etapa intermedia de arcos isla.



La velocidad de destrucción de litosfera oceánica bajo las zonas de subducción varía entre los 5 y los 15 cm por año. En el caso de que la placa que está introduciéndose en el manto transporte un continente, tarde o temprano tendrá como consecuencia el cierre del océano y la colisión entre dos continentes. Se levantará como consecuencia un orógeno de colisión (Pirineos, Alpes, Urales)

1.4.3- El motor de las placas litosféricas : la convección del manto.

Las placas litosféricas constituyen tanto la corteza continental como la oceánica, y están limitadas por las dorsales mediooceánicas, las fallas de transformación, las fosas oceánicas y enormes fracturas de orden continental. Las placas litosféricas son rígidas y comprenden la corteza y la parte superior del manto; se mueven sobre el manto, que presenta alta viscosidad y baja rigidez estructural.

La corteza terrestre es una capa de cerca de 25 a 70 km de espesor; menos densa bajo los continentes, y más delgada y densa sobre los océanos. La mayor parte de las placas continentales está constituida tanto de corteza continental como de corteza oceánica; las placas oceánicas están formadas, en su mayor parte (o enteramente), por corteza oceánica.

Parece haber consenso entre los geólogos en cuanto a la existencia de las siguientes grandes placas: Africana, Sudamericana, Norteamericana, Eurasiática, Índica, Pacífica y Antártica. Sin embargo, estas placas litosféricas poseen dimensiones variadas.

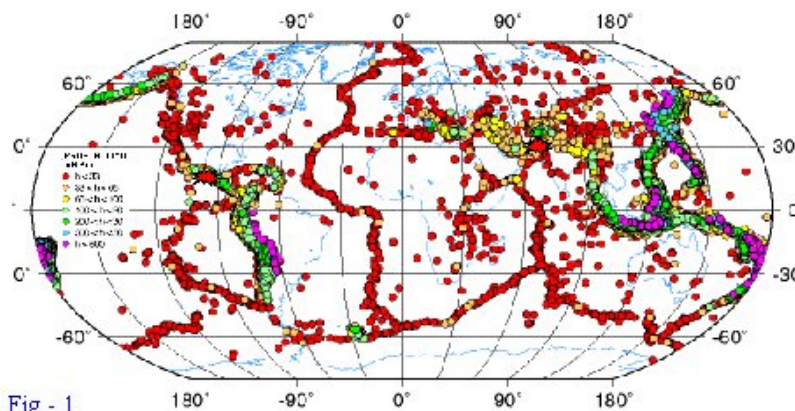


Fig. - 1

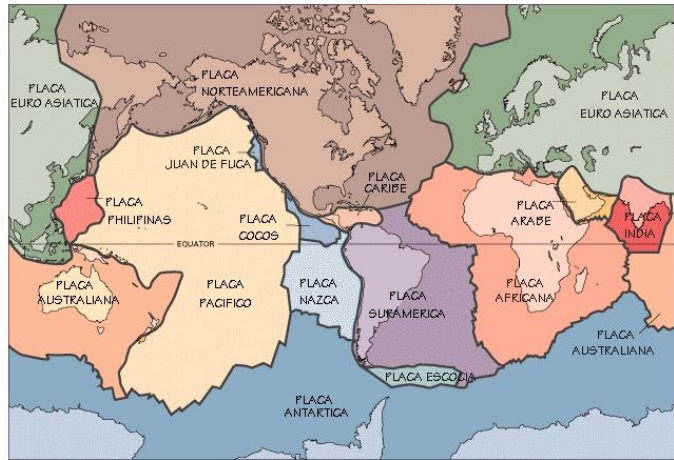
continuamente producida y destruida:

Las placas de Cocos, Nazca, Caribe y Arábica sólo poseen tamaño subcontinental.

En términos de tiempo geológico, la litosfera oceánica es un sistema que se recicla a gran velocidad, ya que está siendo

- Se crea en las dorsales oceánicas (bordes constructivos de placa o divergentes).

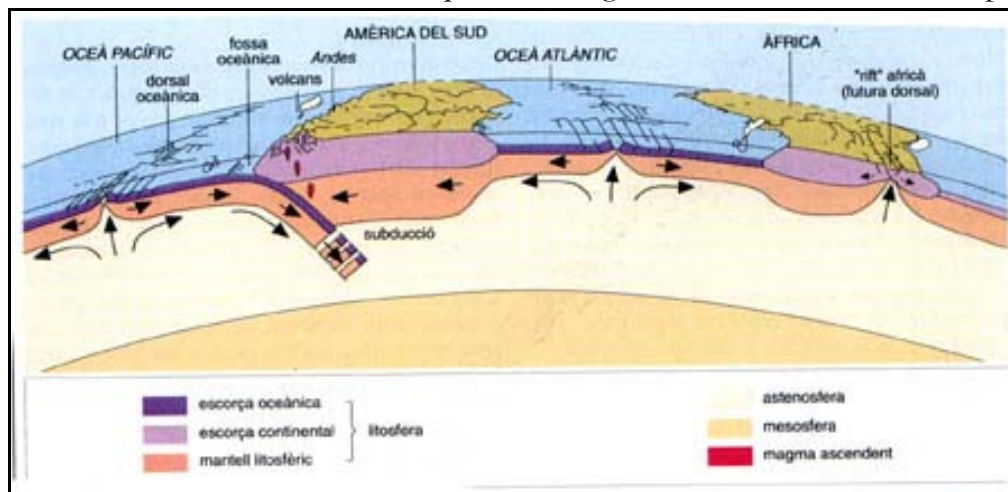
- Luego se separa (extensión o expansión del fondo oceánico) hasta llegar a los bordes destructivos o zonas de subducción (o bordes convergentes), marcadas por una trinchera oceánica, donde se destruye por subducción (introducción por debajo) o, por el contrario, se produce obducción, es decir, una parte de ella o su totalidad cabalga otra placa.



Un principio básico de la tectónica de placas es que la cantidad de corteza creada en los bordes divergentes de las placas debe ser igual a la cantidad destruida por subducción en los bordes convergentes.

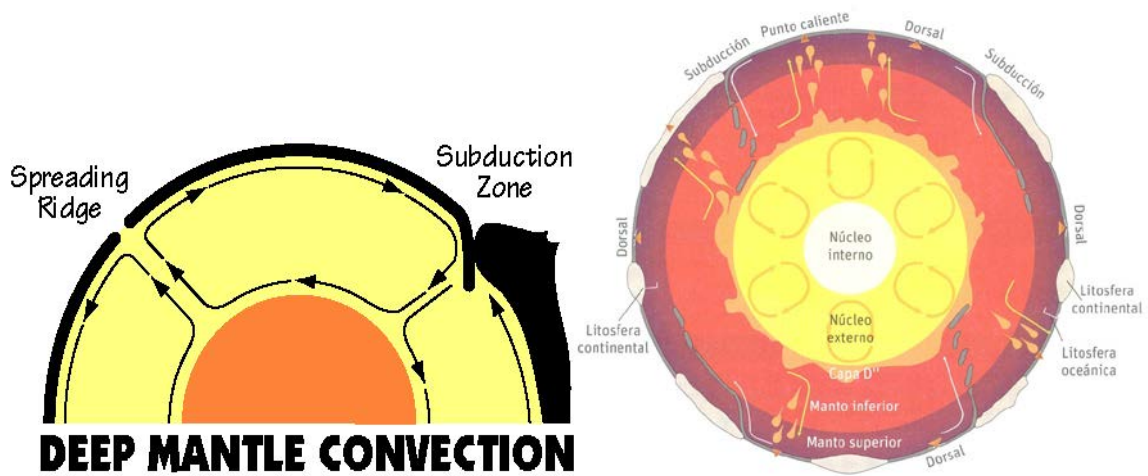
Las interacciones entre las placas, puestas de manifiesto por el vulcanismo y la sismicidad, incluyen una tercera modalidad, el deslizamiento lateral de una placa respecto a otra en los mal llamados bordes pasivos de placa (fallas transformantes). Ahora se sabe que, en algunos casos, también pueden actuar como bordes convergentes y divergentes al curvarse, relevarse produciendo cuencas compresivas o extensivas, o simplemente transmitir esfuerzos hacia el interior de las placas.

Todavía son poco conocidas las fuerzas que originan el movimiento de las placas litosféricas. Diversas teorías han sido propuestas para explicarlas, y es posible que no sea sólo un mecanismo, sino varios, los que intervengan en el movimiento de las placas.



Sea cual sea el mecanismo que impulsa el movimiento de las placas lo que está claro es que el núcleo está caliente (unos 6000 ° C) y la litosfera es fría y mala conductora. En medio, el manto sólido, plástico e incapaz de transferir calor por conducción ni por

radiación, sólo le queda la opción de fluir y transformar el calor en energía mecánica: en movimiento, en células de convección.



Modelos tradicional y actual de la convección del manto

El movimiento de las placas tiene una relación directa con la dinámica del manto. La tomografía sísmica ha revelado zonas calientes y frías en el manto, lo que permite la existencia de corrientes convectivas: unas zonas se calientan, se dilatan y pierden densidad, subiendo, enfriándose en superficie, y volviendo a descender. Se admite que hay células convectivas independientes en el manto superior y en el inferior y otras que atraviesan la barrera que los separa.

Sin embargo, no hay células convectivas cerradas, sino columnas ascendentes o descendentes, destacando:

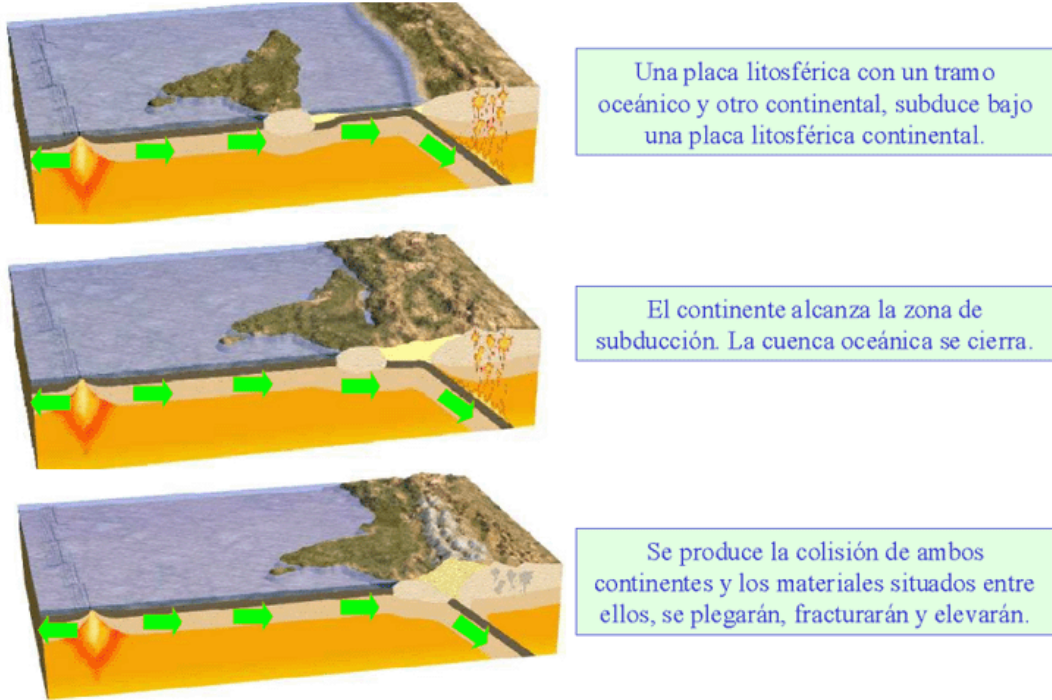
- La subducción enfría el manto superior, y las placas incluso llegan hasta el núcleo provocando un ascenso convectivo difuso del material del manto inferior.
- Existe un segundo flujo convectivo: penachos térmicos que suben desde la base del manto (zona D'') y pueden perforar la litosfera (puntos calientes).

Sólo las ramas ascendentes de las corrientes están bien definidas; en general, las zonas de ascenso convectivo coinciden con zonas de elevado flujo térmico, y toman algunas formas lineales (en las dorsales del Pacífico, del Atlántico y en el triángulo de Afar) y otras puntuales (Islandia, Yellowstone, Hawaii, etc.).

Las teorías más recientes sugieren que las placas "simplemente son la superficie superior de los movimientos del flujo convectivo del manto. Esos movimientos no se deben a simples células, sino a un patrón más irregular del flujo. Conforme el material del manto asciende en las dorsales oceánicas, se enfría y se contrae". Como uno de los bordes de la placa se hace más espeso a medida que se enfría, su peso contribuye a que se hunda y se reabsorba en el manto, promoviendo un mecanismo adicional de movimiento.

1.4.4- Orogenias: EL ORIGEN DE LAS CORDILLERAS Uno de los aciertos de la tectónica de placas es que resuelve el viejo problema de origen de las cordilleras. Según se ha visto, las cordilleras tienen su origen en el movimiento de las placas litosféricas. Estos son los distintos tipos de cordilleras, de acuerdo con su origen.

-Orógenos térmicos o marginales. Son cordilleras lineales que bordean



FORMACIÓN DE UN OPRÓGENO DE COLISIÓN. (HIMALAYA)

continentes. Se levantan por la subducción prolongada de una placa oceánica bajo el límite del continente. Adosada en el océano, siempre está presente la fosa. Los volcanes

activos y terremotos son una constante en estas zonas. Un ejemplo sería la cordillera de los Andes, el Japón o Filipinas.



-Orógenos de colisión o intercontinentales. Son cordilleras originadas por el encuentro de dos masas continentales, en medio de las que ha desaparecido un océano por subducción de la litosfera oceánica.

Es importante recordar que en este tipo de orógenos, ya existía un orógeno térmico sobre el que se superponen los efectos de la colisión de los dos continentes. Los bordes de las dos placas

se pliegan y se fracturan intensamente. Los sedimentos del antiguo océano se elevan y sufren metamorfismo. La cordillera se engrosa creciendo hacia arriba y hacia abajo. Finalmente, la subducción se detiene, quedando a veces una cicatriz de la antigua fosa (como es el caso de la falla norpirenaica) Durante la colisión también se han producido magmas que en general no salen a la superficie sino que se emplazan en el interior originando rocas plutónicas. Ejemplos de orógenos de colisión son los Pirineos, los Alpes, el Himalaya o los Urales.

-Arcos Insulares. Son cadenas lineales de volcanes originados por la subducción de una placa oceánica bajo otra también oceánica.

Se ha intentado plantear, por último, un modelo general que explique la existencia de patrones de separación y colisión de las masas continentales: el ciclo de Wilson. Según este ciclo, un continente se fragmenta, sus fragmentos se dispersan, separados por un océano de tipo Atlántico (sus costas no son bordes destructivos de placa); luego vuelven a aproximarse, cuando el océano se convierte en uno de tipo Pacífico (sus bordes son bordes destructivos de placa), hasta que colisionan, formando una sutura. Durante el acercamiento o colisión de las placas o de "terrenos" se producen cadenas montañosas en relación con la actividad en las zonas de subducción o con su cierre. Tras la unión el continente habrá crecido. También la propagación de esfuerzos hacia el interior de las placas continentales, en relación con zonas de subducción o con fallas transformantes, puede formar otros tipos de cadenas montañosas.

