

**BIOLOGÍA Y
GEOLOGÍA 1º DE
BACHILLERATO**

Tectónica y Geodinámica



IES Sierra de San Quílez
(Binéfar-Huesca)

TEMA 3. MOVIMIENTOS Y DEFORMACIONES CORTICALES. TECTÓNICA DE PLACAS.

3.1-INTRODUCCIÓN.

La Geología Estructural es una disciplina que tiene por objeto el estudio de las deformaciones sufridas por las rocas después de su consolidación, y más concretamente las producidas por la dinámica interna de la Tierra.

Se habla de microtectónica, cuando las estructuras de deformación tienen dimensiones centimétricas. Geología Estructural cuando las dimensiones son métricas o de pocos kilómetros. Tectónica cuando las dimensiones son de cientos o miles de kilómetros (una cordillera, un continente) y Geodinámica cuando manejamos escalas planetarias.

3.2- DEFORMACIÓN Y REOLOGÍA.

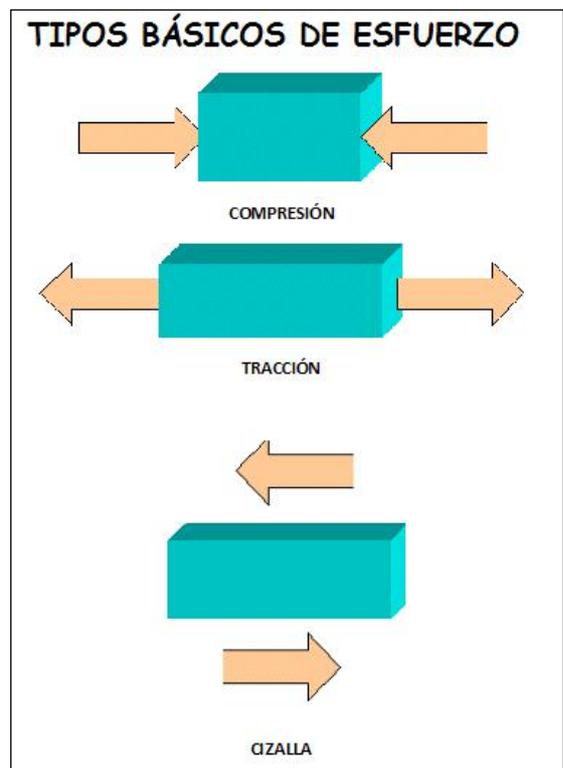
Dos variables que condicionan la deformación de las rocas son la magnitud de la Fuerza (a mayor fuerza más deformación) y la superficie que la soporta (a menor superficie, mayor deformación)

De manera que la magnitud que realmente va a determinar la deformación de una roca es la presión que soporta. ($P = F/S$)

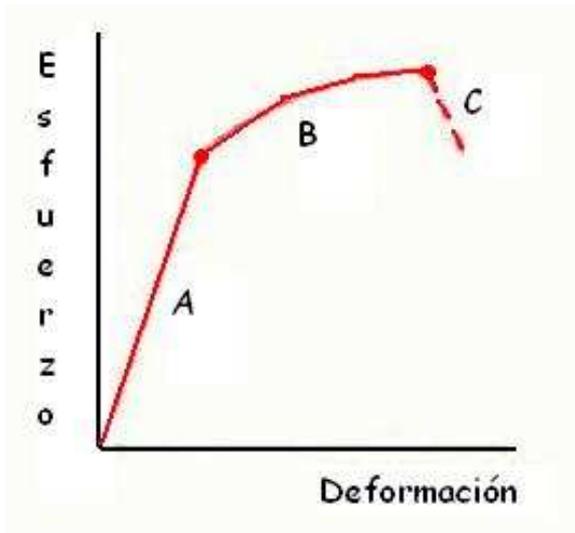
Las presiones que actúan sobre las rocas pueden clasificarse en dos tipos, de acuerdo con sus efectos.

-Presiones no dirigidas: Son presiones de confinamiento que poseen la misma magnitud en cualquier dirección que se considere. Siguen el patrón del principio de Pascal. Son ejemplos las presiones hidrostáticas de los cuerpos que se encuentran en un fluido y las presiones litostáticas, debidas al enterramiento de las rocas en regiones muy profundas de la Litosfera.

-Presiones dirigidas o esfuerzos. Se deben a fuerzas de origen tectónico, en la que la magnitud de la presión varía según la dirección considerada.



La **Reología** es la rama de la física de materiales que estudia las diferentes respuestas que puede presentar una roca o cualquier otro material (suelo, hormigón, hueso) ante los diferentes esfuerzos.



El comportamiento de un material ante un esfuerzo que incrementa su magnitud pasa por tres etapas:

A) Comportamiento elástico. El incremento del esfuerzo produce pequeñas deformaciones. Cuando el esfuerzo cesa, la deformación desaparece y se recupera la forma original. (Ej: un muelle)

B) Comportamiento plástico o dúctil. Superado cierto umbral, el material se deforma rápidamente. La deformación es permanente. Cuando cesa el esfuerzo, no se recupera la forma original. (Ej: un bloque de plastilina)

recupera la forma original. (Ej: un bloque de plastilina)

C) Comportamiento frágil. Sucede en el momento en el que el material se rompe, produciéndose o no desplazamiento a ambos lados de la rotura.

No todas las rocas presentan el mismo comportamiento con las mismas magnitudes de esfuerzo. Una arcilla o un yeso, tienen amplios rangos de comportamiento plástico. Una caliza o un granito, presentan amplios comportamientos elásticos, y pasan inmediatamente al comportamiento frágil.

Del mismo modo, algunos factores externos modifican el comportamiento de la roca. En general, las temperaturas altas y las grandes presiones confinantes favorecen el comportamiento plástico.

Una roca que se deforme de manera elástica, originará ondas sísmicas, pero después del terremoto no dejará señales. Una roca que se deforme de forma plástica originará pliegues. Y una roca que se deforme de manera frágil, originará estructuras discontinuas como fallas, juntas de extensión o diaclasas.

3.3- DEFORMACIONES CONTINUAS. PLIEGUES.

Un pliegue es “una distorsión de una roca que se manifiesta en el curvamiento de sus elementos planares o lineales”

También pueden ser definidos como “ondulaciones presentes en las rocas debido a deformaciones plásticas de las mismas”

Los pliegues pueden ser contemplados con mayor facilidad en rocas sedimentarias, ya que éstas poseen marcadores que en un principio eran horizontales (las superficies de estratificación) cosa que no existe en rocas magmáticas.

Para definir un pliegue son necesarios una serie de parámetros y elementos de referencia, siendo los más utilizados la dirección del plegamiento que viene dada por la

orientación del eje principal del pliegue, y el buzamiento o ángulo de inclinación de los flancos respecto a la dirección del pliegue.

A) Elementos geométricos de un pliegue.

-Charnela: es la línea imaginaria de un estrato plegado donde se concentran los puntos con máxima curvatura.

-Flanco: Es la zona del pliegue donde se producen los puntos de inflexión en los estratos, es decir, las zonas donde la curvatura es mínima.

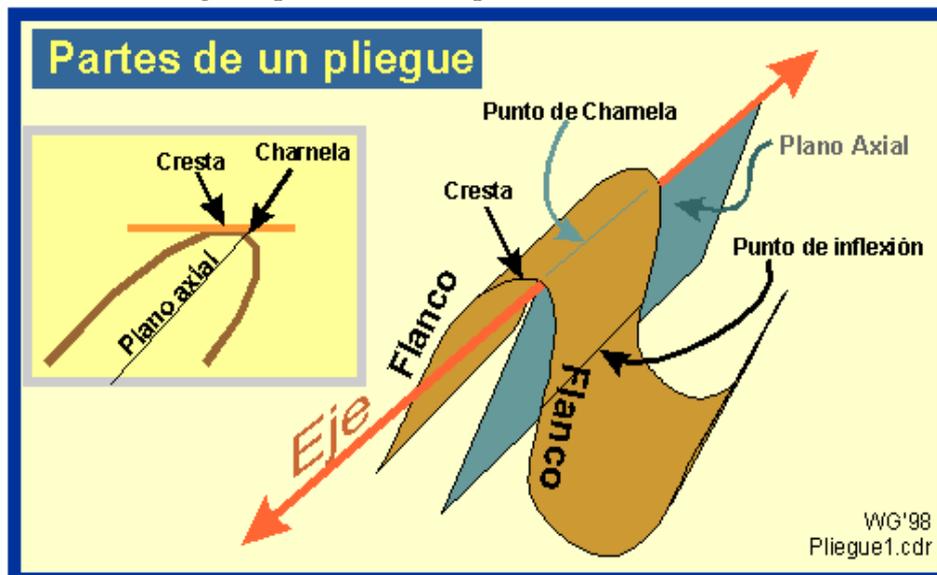
-Superficie axial: Es la superficie imaginaria formada por la unión de todas las líneas de charnela.

-Cierre periclinal: Es la zona final del pliegue, donde la curvatura se amortigua hasta que desaparece.

Considerando solamente un estrato plegado, suelen además considerarse los siguientes parámetros:

-Dirección: ángulo con respecto al norte que forma la intersección del estrato con un plano horizontal.

-Buzamiento: ángulo que forma la superficie del estrato con la horizontal.



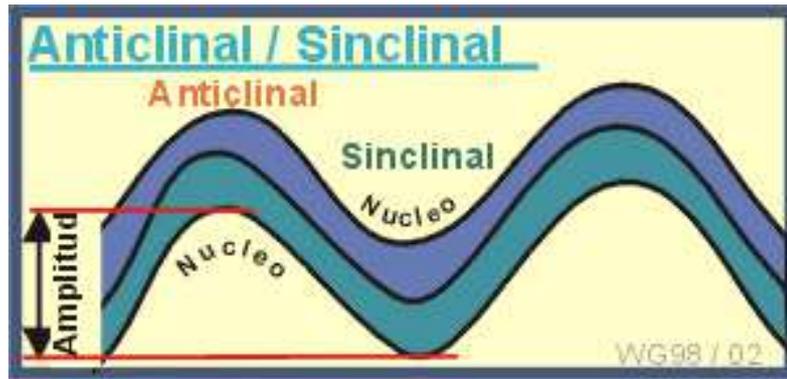
B) Tipos de pliegues.

Los pliegues pueden ser clasificados de acuerdo con diferentes criterios.

-Clasificación geométrica.

-sinclinal: La convexidad está dirigida hacia abajo. El núcleo del pliegue está constituido por las rocas más recientes.

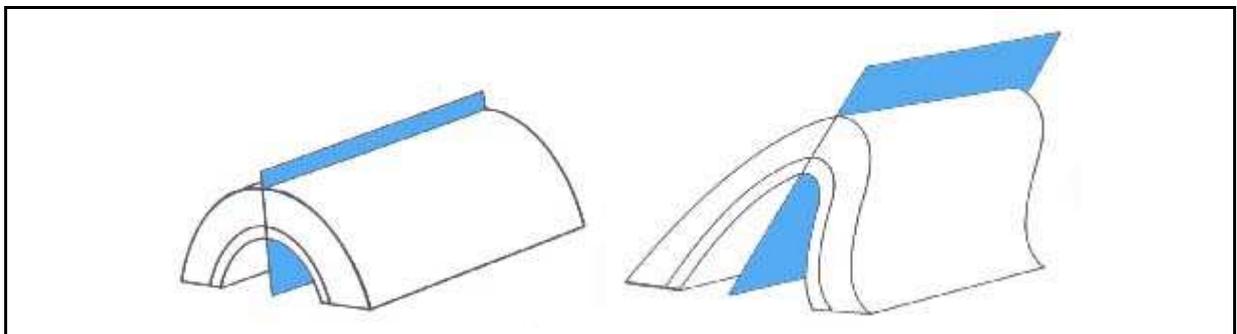
-anticlinal: La convexidad está dirigida hacia arriba. Una vez erosionado el pliegue, en el núcleo afloran las rocas más antiguas.



En general, anticlinales y sinclinales van asociados, sucediéndose unos a otros. Un flanco pertenece a un anticlinal y también al anticlinal contiguo.

-Según la vergencia de la superficie axial y de los flancos.

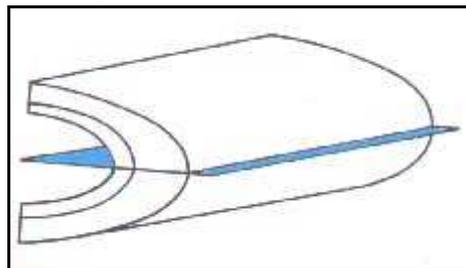
-Pliegues rectos: el plano axial es vertical.



-Pliegues inclinados: el plano axial está inclinado, pero cada flanco presenta vergencia en sentidos distintos.

-Pliegues tumbados: El plano axial está inclinado y los dos flancos también lo están en el mismo sentido.

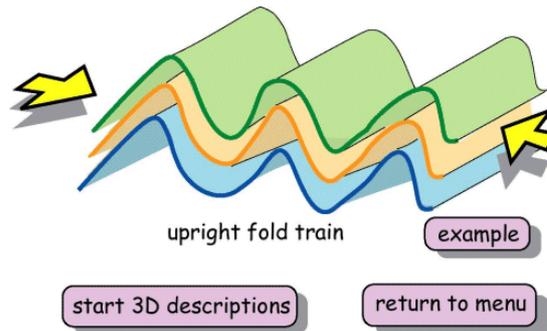
-Pliegues recumbentes: El plano axial está horizontal.



C- El origen de los pliegues.

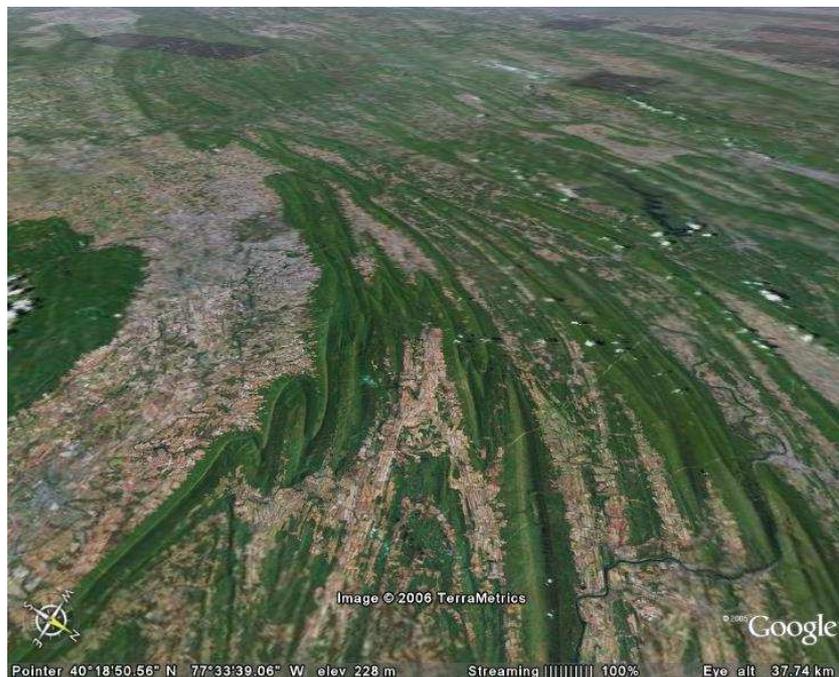
Un plegamiento se produce por la flexión y aplastamiento de una serie sedimentaria. ¿De dónde provienen los esfuerzos capaces de realizar semejante trabajo mecánico?

-Compresión lateral: Normalmente asociada a movimientos de origen tectónico. Es la principal causa.



-Deslizamientos gravitacionales. Producidos en zonas elevadas con una cierta pendiente, donde los materiales muy plásticos se deslizan pendiente abajo, formando unas estructuras características llamadas mantos de corrimiento. Son típicos de muchas cadenas montañosas, estando situados en sus bordes.

-Intrusión de domos salinos, diapiros o plutones magmáticos entre una serie sedimentaria. Los materiales suprayacentes pueden deformarse por el empuje de la intrusión.



3. 4- DEFORMACIONES DISCONTINUAS.

Cuando el límite plástico de la roca se ve superado por un esfuerzo continuado, la roca llegará a fracturarse, produciéndose una estructura de deformación discontinua. En función del tipo de desplazamiento que acompañe o no a la fractura, pueden definirse los diferentes tipos de deformación discontinua.

-Si la roca se ha roto, pero no se han desplazado los bloques, la estructura se denomina **Diaclasa**.

-Si la roca se ha roto y los bloques se han alejado, la estructura se denomina **junta de extensión**.

-Si la roca se ha roto y los bloques se han aproximado, la estructura se denomina **estilolito**.

-Si la roca se ha roto, y los bloques se han desplazado uno con respecto al otro, la estructura se denomina **falla**.

3.4.1- FALLAS.

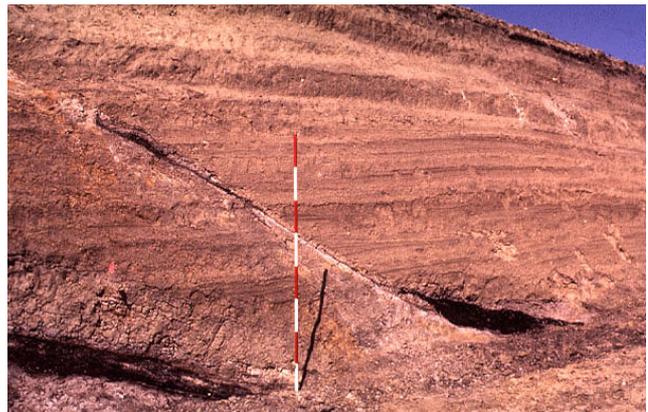
Una falla es una superficie de discontinuidad, generalmente plana, a lo largo de la que se ha producido el desplazamiento relativo de una de las partes con respecto a la otra.

Una falla viene definida por los siguientes elementos geométricos:

-Plano de falla. Es la superficie, no necesariamente plana, definida por la fractura y el movimiento de los bloques. Su buzamiento puede variar de 0 a 90°. Cuando el plano se presenta pulimentado por la fricción de los bloques, se denomina espejo de falla. Sobre el plano pueden encontrarse también estrías que indican la dirección del movimiento. En ocasiones, las rocas colindantes con el plano son trituradas por el movimiento y forman las llamadas brechas de falla, que si están constituidas por fragmentos pequeños se denominan milonitas.

Labios de falla o bloques de falla. Son los dos bloques rocosos desplazados relativamente sobre el plano. Según su desplazamiento relativo, se clasifican en labio levantado y labio hundido. Según su posición respecto al plano de falla, se habla de labio superior y labio inferior.

Línea de falla. Es la intersección del plano de falla con la superficie del terreno o con uno cualquiera de los estratos.



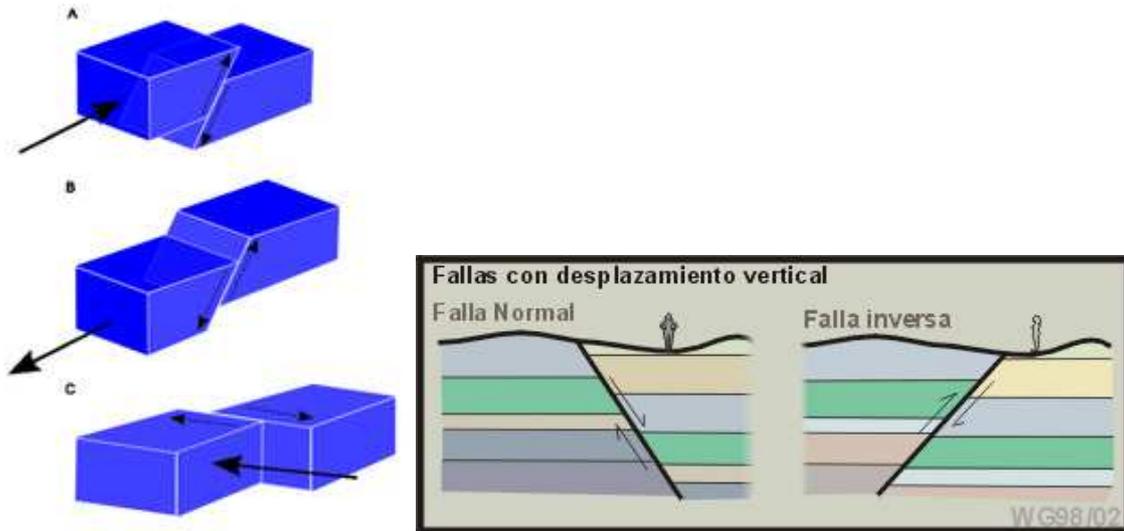
Salto o desplazamiento de falla. Es el valor del desplazamiento que ha tenido lugar entre puntos que estaban colindantes con anterioridad a la ruptura. Se pueden realizar diversas medidas del mismo: desplazamiento neto o total, desplazamiento en la vertical, en la horizontal, etc.

Escarpe de falla. Es el resalte

topográfico producido por la fractura de la roca. Inicialmente funciona como escarpe el bloque levantado, pero la erosión dismantela tarde o temprano el relieve, de acuerdo con la consistencia de las distintas capas de roca.

Tipos de fallas.

Fallas normales o directas. Son las fallas en las que el bloque superior es el bloque hundido.



Se forman cuando la dirección de máxima compresión es vertical y la máxima distensión es horizontal.

Fallas inversas. El bloque superior coincide con el bloque levantado. Se originan cuando la dirección de máxima compresión es horizontal y la de máxima distensión es vertical.

Cuando la inclinación del plano de falla es prácticamente horizontal, en vez de falla inversa se le denomina “cabalgamiento”.

Fallas direccionales o de desgarre. El plano de falla es vertical y el desplazamiento de los bloques tiene lugar paralelamente a la línea de falla, por lo que no hay bloque levantado ni hundido. Se originan por cizalla. (Las direcciones de máxima compresión y de máxima distensión son ambas horizontales).

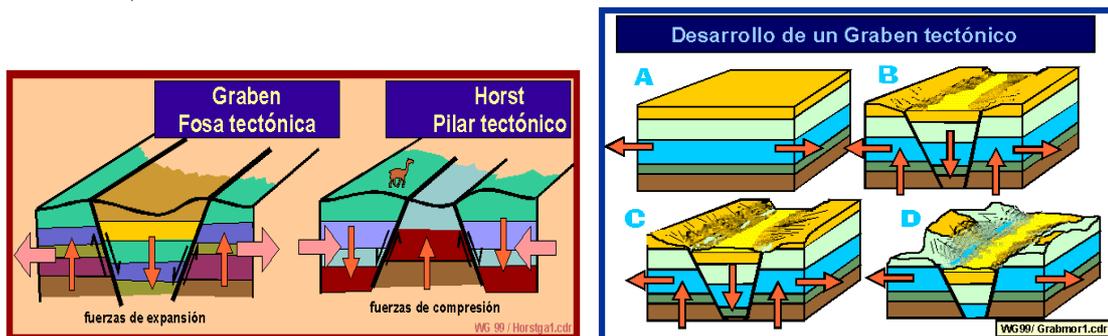
Pliegue-falla. Es una falla originada en la charnela o en los flancos de un pliegue. En ocasiones forman una serie imbricada (escamas tectónicas) Se forman cuando el plegamiento de una serie sedimentaria supera el límite plástico y llega a fracturarse.



Asociaciones de fallas. Es frecuente que las fallas no aparezcan aisladas, sino agrupadas en sistemas de la misma edad y con direcciones congruentes con una misma etapa tectónica.

-Fosas tectónicas: También llamadas “graben” o “rift-valley”. Son una serie de fallas normales con bloques progresivamente más hundidos hacia el interior, quedando un valle escalonado. (Valles del Guadalquivir, el Rin o el Jiloca)

-Horsts o macizos tectónicos: Es una estructura inversa a la anterior. Son fallas normales con los bloques más elevados hacia el centro. (Sierras de Gredos y de Guadarrama)



3.4-2- OTRAS ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN FRÁGIL.

Juntas de extensión: Son discontinuidades en las que a la rotura le ha sucedido la separación de los dos bloques. El hueco suele ser rellenado después con minerales de precipitación, con lo que aparecen en las rocas como series de planos blancos en medio de calizas grises o negras.

Suelen aparecer en familias paralelas, y su dirección es perpendicular a la dirección de máxima distensión.

Estilolitos: Son planos de discontinuidad irregulares en los que se han dado fenómenos de presión-disolución. A través del plano, ha habido entonces acercamiento neto de los bloques, y el material que había en medio ha sido evacuado en disolución. Los picos de cada plano indican la dirección de máxima compresión.

Diaclasas: Son discontinuidades en las que no ha habido separación, acercamiento, ni deslizamiento relativo de los bloques. Una



diaclasa es un proyecto de falla, o un proyecto de estilolito, o un proyecto de junta de extensión que no ha llegado a consumarse. De este modo, no permiten reconstruir las direcciones de compresión ni de extensión. Suelen estar agrupadas en familias de planos paralelos.

3. 5- 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 ello también se laman horizontalistas. 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.

La 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.

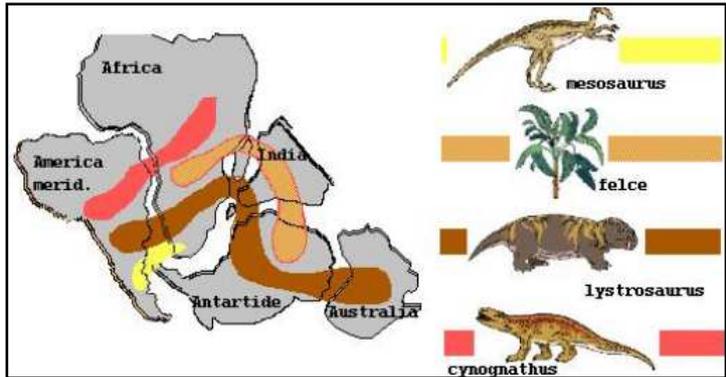
Wegener creía que los bloques continentales se deslizaban sobre la corteza oceánica como hacen los



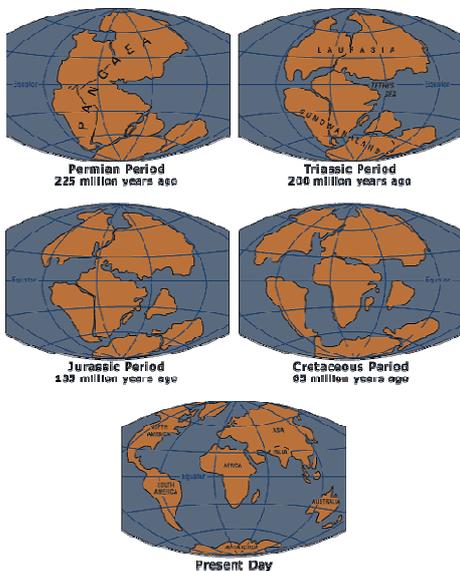
icebergs en el océano. Este razonamiento era falaz, porque la fuerza necesaria para vencer semejante rozamiento sería inalcanzable. Para Wegener, las causas de la deriva continental se podían deber a diversas causas como: la fuerza centrífuga de la tierra, el efecto de las mareas y a la fuerza polar, 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 Mesosauros 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

Atendiendo a todo lo mencionado anteriormente, Wegener trató de defender su teoría de la deriva continental. Indicó que las formaciones rocosas de ambos lados del océano Atlántico -en Brasil y en África occidental- coinciden en edad, tipo, estructura y encajaban. Además, con frecuencia contienen fósiles de criaturas terrestres que no podrían haber nadado de un continente al otro.

Los mejores ejemplos dados por Wegener de las fronteras continentales hendidas estaban a ambos lados del océano Atlántico. El error medio de estos límites es menor a un grado. Sin embargo, a lo largo de otras márgenes oceánicas, no se encuentra una complementariedad similar: por ejemplo, en el cinturón que circunvala el Pacífico o en el sector de Myanmar (Birmania).

Estos puntos de discrepancia subrayan una característica de los bordes continentales señalada por el geólogo vienés Eduard Suess, hacia 1880. Reconoció un “tipo atlántico” de margen, identificado por el truncado abrupto de antiguas cadenas montañosas y por estructuras hendidas, y un “tipo pacífico”, marcado por montañas dispuestas en cordilleras paralelas, por líneas de volcanes y por terremotos frecuentes.

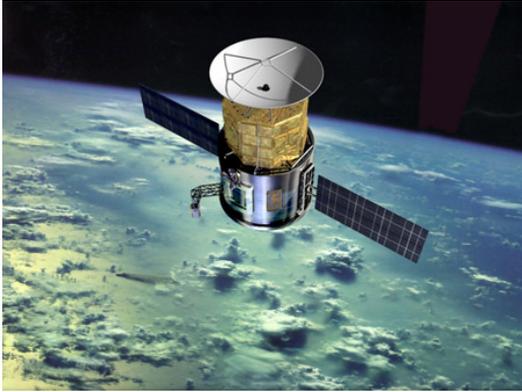
3.6- LA TECTÓNICA DE PLACAS.

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.



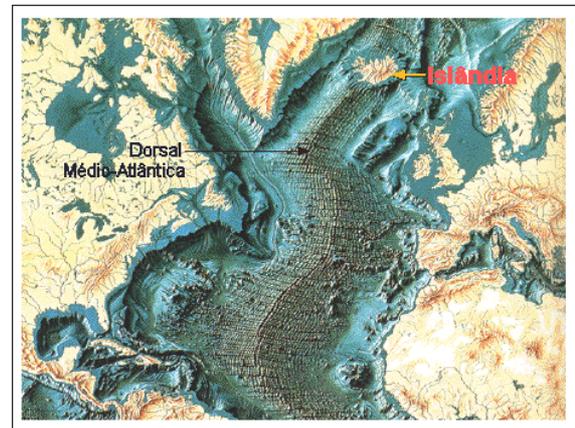
El científico A. Holmes y posteriormente J.Y. Wilson, basándose en la hipótesis de la expansión del fondo oceánico, aportaron una idea que revolucionó las ciencias de la Tierra: el suelo oceánico no es una formación inmutable, sino que se crea nueva corteza oceánica constantemente en las cordilleras 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.

3.6.1- 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.

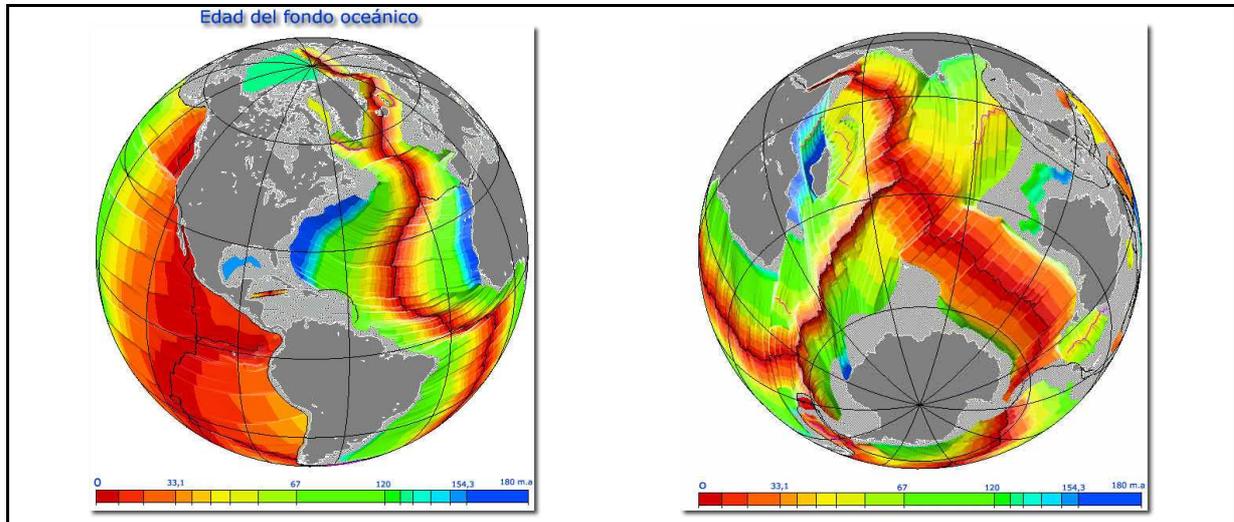
Al continuar separándose las placas, esta nueva corteza oceánica es arrastrada hacia los lados de la cresta y deja lugar para que ascienda más material fundido del manto, originando un bandeado paralelo a la cordillera. Con el tiempo, el océano crece y la cadena de volcanes separa dos placas oceánicas 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.

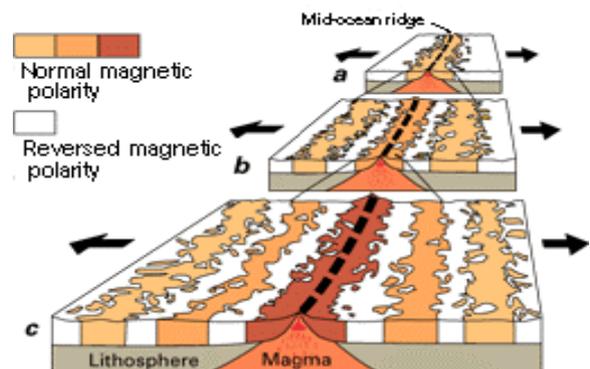
a) La naturaleza y actividad volcánica de las dorsales. Comprobadas por los sondeos del fondo marino y por la presencia de islas volcánicas que se presentan en muchos puntos donde emerge la dorsal.

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.

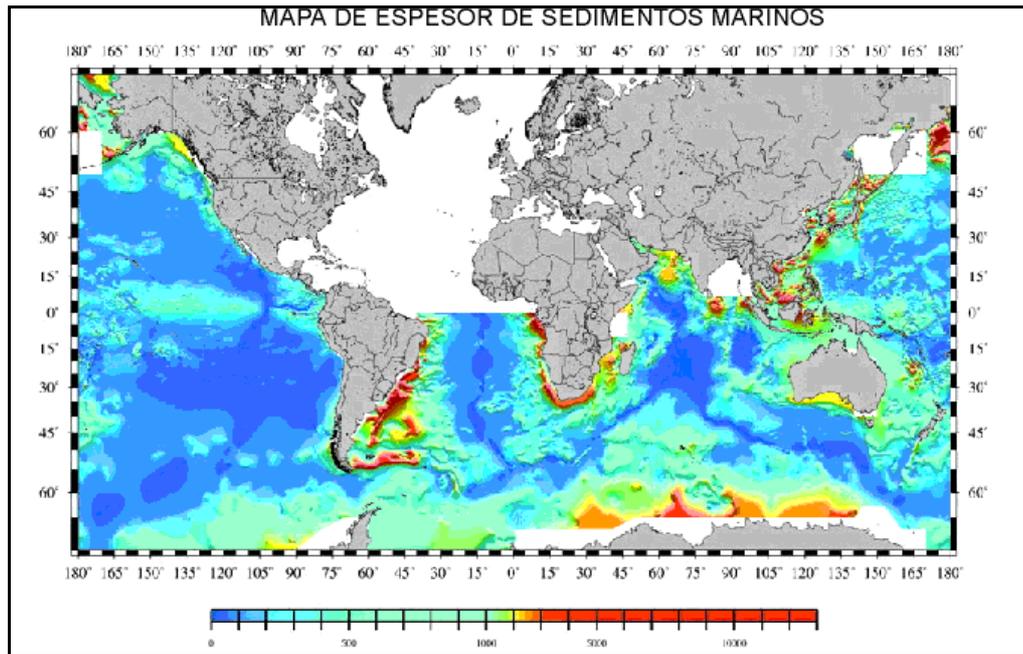


c) Edad y espesor de los sedimentos pelágicos. El estudio de los sedimentos y rocas sedimentarias depositadas sobre la litosfera oceánica denota que la cantidad de los sedimentos disminuye a medida que nos aproximamos a la dorsal. Respecto a las edades, en los bordes oceánicos situados cerca del continente 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.

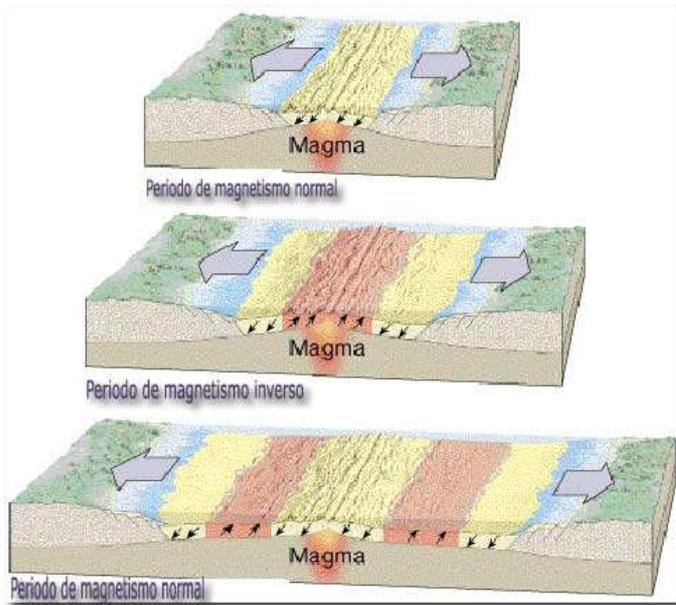
d) El paleomagnetismo. Los óxidos de hierro y titanio de las lavas basálticas se comportan como brújulas al enfriarse por debajo del punto de Curie. El estudio de las posiciones de los minerales magnéticos en las rocas suministra información acerca de la dirección, el sentido y la inclinación del vector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

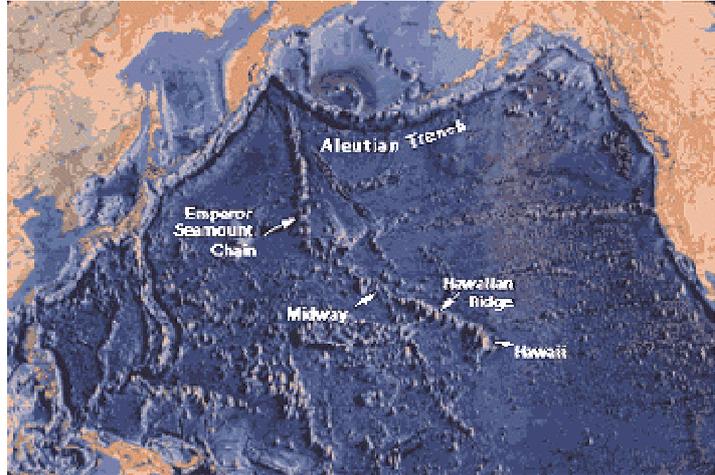
se suelen ordenar en bandas largas, estrechas, simétricas y paralelas al eje de la dorsal (con longitud de varios cientos de Km. y anchuras de hasta 30 Km). La edad del suelo oceánico confirma la disposición indicada, dado que las rocas más recientes se encuentran en las crestas y aumentan en edad a 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.

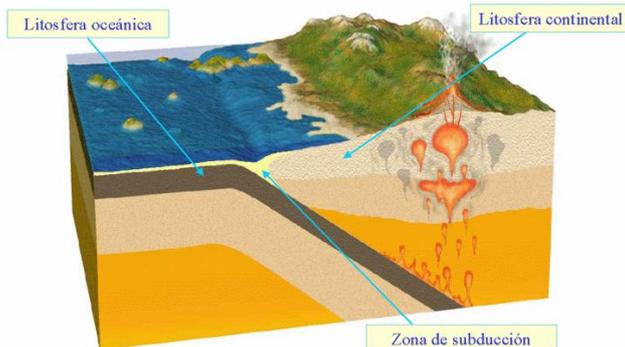
3. 6.2 Zonas de subducción.

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

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

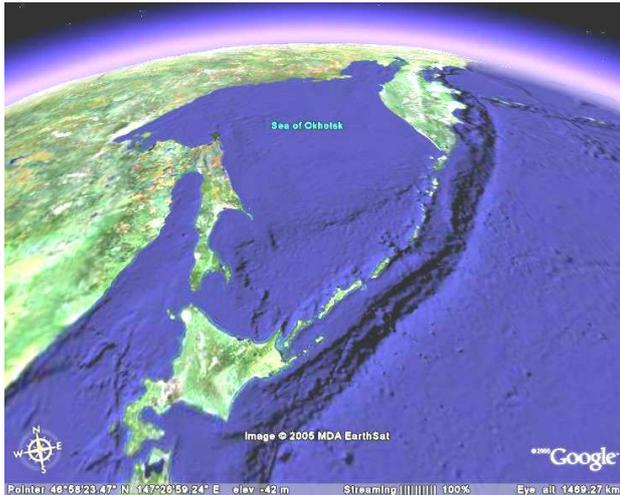


orógenos marginales repletos de volcanes activos. Si las fosas reciben enormes cantidades de sedimentos continentales procedentes del desmantelamiento de las cordilleras activas, ¿cómo es posible que no se hayan colmatado en unos millones de años? ¿Cómo es posible que una cuenca que recibe muchos más 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.

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

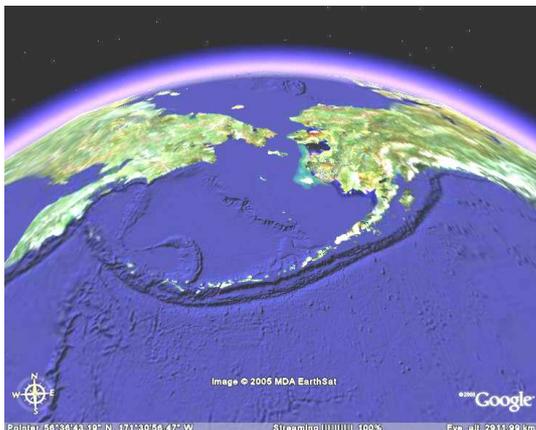
más hacia el interior del continente, y los de foco profundo (los de efectos menos devastadores) se reciben en pleno continente. Queda así dibujado un plano inclinado de fricción que se hunde bajo América y bajo Asia (planos de Benioff)

Sólo resta por añadir un único ingrediente: el Pacífico se está contrayendo y América y Asia están aproximándose. En el Pacífico la 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

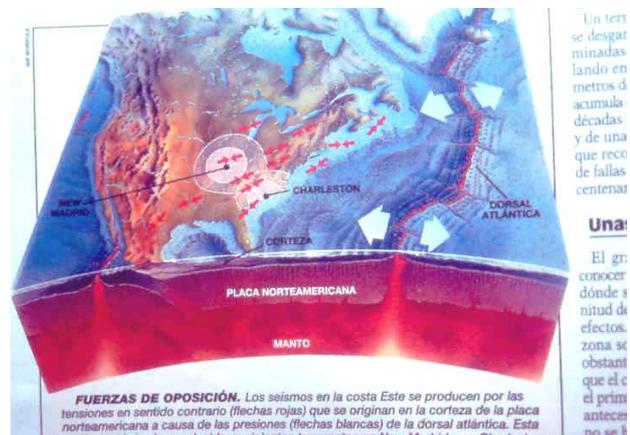
magma que ascienden hacia la superficie. La deformación del frente del continente unido al ascenso de magmas y aparición de volcanes, acaba originando orógenos marginales (Andes, Japón, etc)

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.

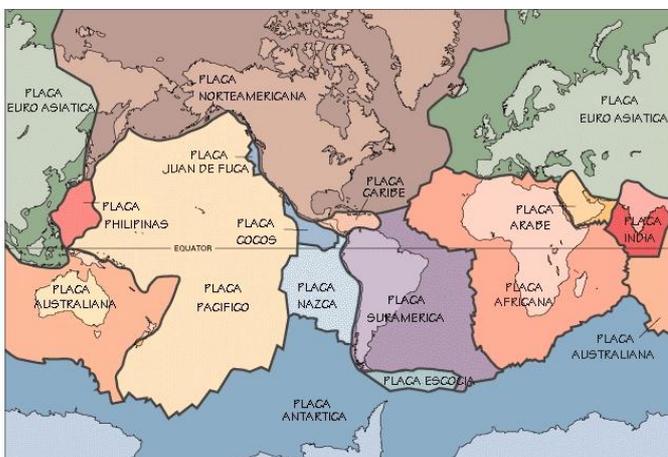
La velocidad de destrucción de litosfera oceánica bajo las zonas de subducción varía entre los 5 y los 15 cm por año. En el caso de que la placa que está introduciéndose en el manto transporte un continente, tarde o temprano tendrá como consecuencia el cierre del océano y la colisión entre dos continentes.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

3. 6.3- 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, Euroasiática, Índica, Pacífica y Antártica. Sin embargo, estas placas litosféricas poseen dimensiones variadas. Las placas de Cocos, Nazca, Caribe y Árabe 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 continuamente producida y destruida:

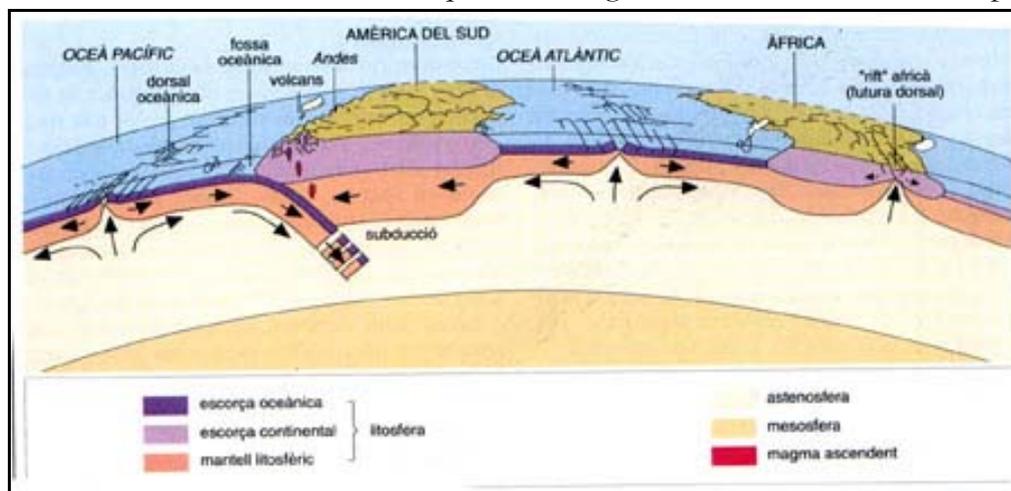
- Se crea en las dorsales oceánicas (bordes constructivos de placa o divergentes).

- 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.

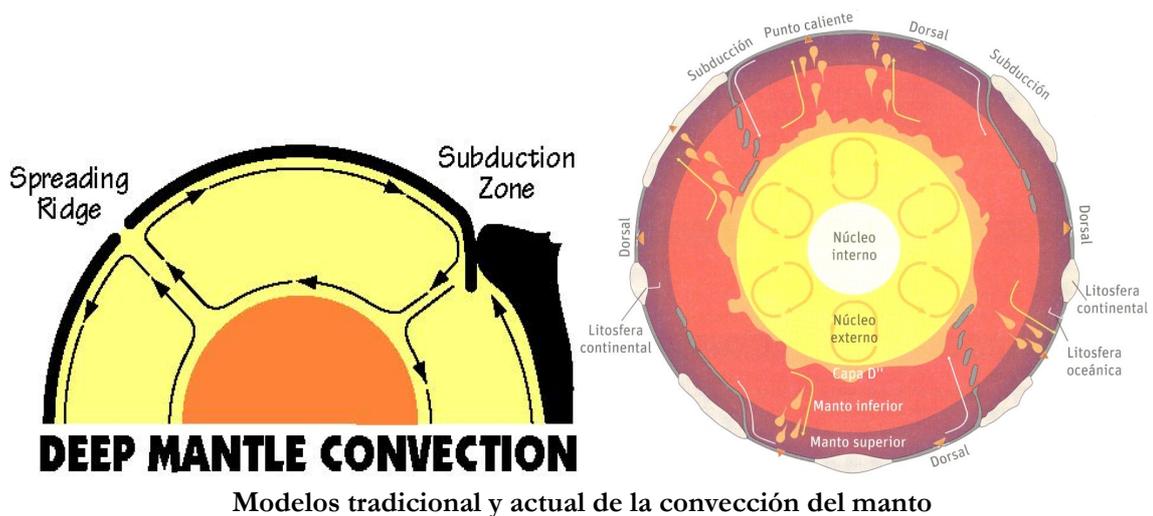
Un principio básico de la tectónica de placas es que la cantidad de corteza creada en los bordes divergentes de las placas debe ser igual a la cantidad destruida por subducción en los bordes convergentes.

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.



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).

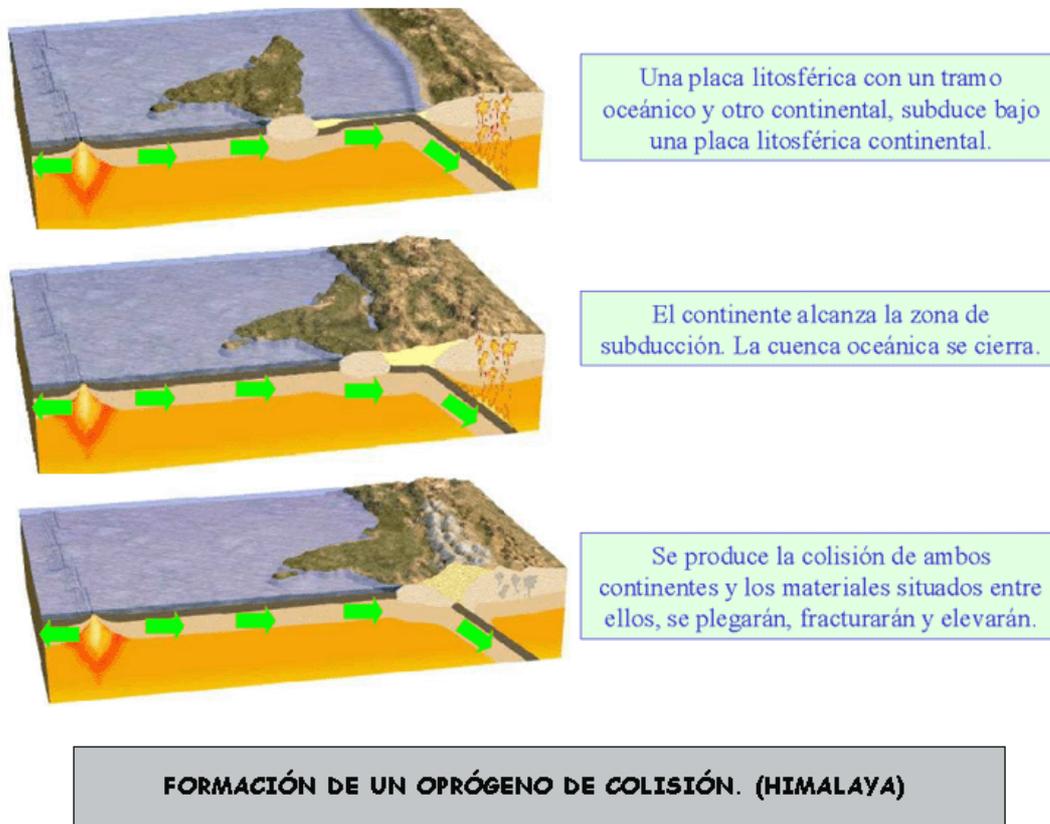
Sólo las ramas ascendentes de las corrientes están bien definidas; en general, las zonas de ascenso convectivo coinciden con zonas de elevado flujo térmico, y toman algunas formas lineales (en las dorsales del Pacífico, del Atlántico y en el triángulo de Afar) y otras puntuales (Islandia, Yellowstone,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

El calentamiento convectivo no puede ser provocado desde el interior del manto (por ejemplo, por procesos radiactivos), porque se lograrían situaciones estáticas en poco tiempo. Así pues, el manto debe ser calentado desde abajo y enfriado desde arriba. El enfriamiento lo puede producir la litosfera que se hunde; el calentamiento el núcleo

externo. Los últimos conocimientos sobre la convección abogan por una convección intermitente en el manto por efecto del cambio de fase de los 670 km. Durante los momentos de mezcla masiva y brusca se aislaría la "capa D" con la subsiguiente acumulación de calor. El exceso de energía acumulada se podría liberar por medio de inestabilidades repentinas (trapps del Deccán en la India, fragmentación de los continentes, etc.). También se podría frenar el líquido del núcleo externo y perturbar el campo magnético.

3.6.4- Orogenias y ciclo de Wilson. 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 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



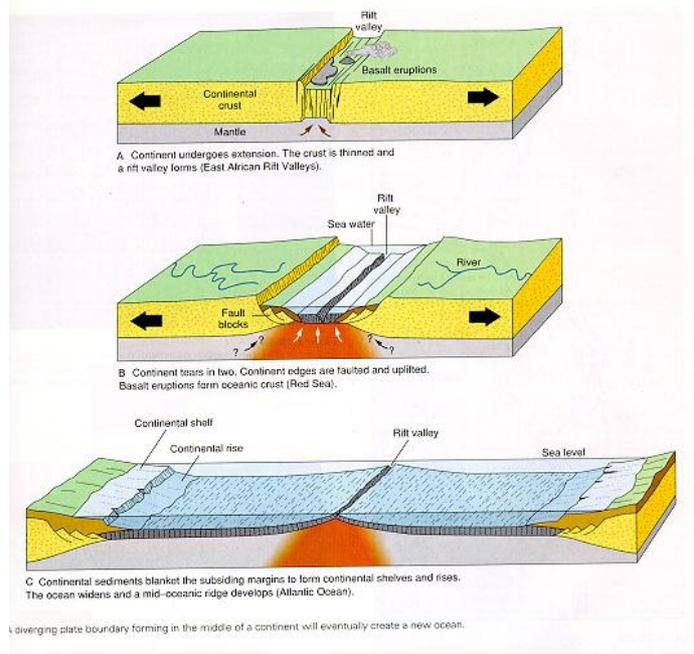
térmico sobre el que se superponen los efectos de la colisión de los dos continentes. Los bordes de las dos placas se pliegan y se fracturan intensamente. Los sedimentos del antiguo océano se elevan y sufren metamorfismo. La cordillera se engrosa creciendo hacia arriba y hacia abajo. Finalmente, la subducción 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.

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.

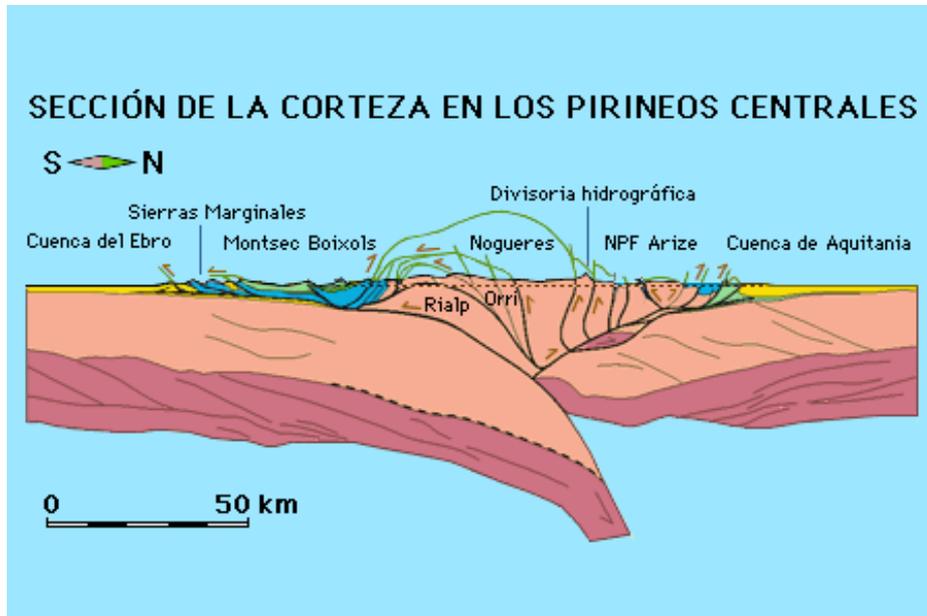
Se ha intentado plantear, por último, un modelo general que explique la existencia de patrones de separación y colisión de las masas continentales: el ciclo de Wilson.

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.



La causa de la disgregación de los supercontinentes parece ser la concentración de corteza continental en una zona, que impide la refrigeración del manto situado debajo. Los

puntos calientes terminan por deshacer los supercontinentes. Ahora también se dice que la disgregación está relacionada con la convección intermitente entre el manto superior y el inferior por efecto del cambio de fase de los 670 km.; el aislamiento de la capa D durante los momentos de mezcla y el aumento de calor subsiguiente producirían puntos calientes.



Algunos autores creen advertir una regularidad de 400 ó 500 millones de años en la producción de los ciclos de Wilson: se habrían producido supercontinentes hace 2100, 1800, 1600, 1100, 650 (Pangea 1) y 250 m.a. (pangea 2)