

BIBLIOTECA CONJUNTA DEL INSTITUTO
DE INGENIERIA Y DE LA DIVISION
* JUN. 30 1995 *
DE ESTUDIOS DE POSGRADO
DE LA FACULTAD DE INGENIERIA

APUNTES DE GEOTECTONICA

*Dr. Ricardo José Padilla y Sánchez
Profesor Titular de Tiempo Completo
de la Maestría en Ingeniería de Exploración
de Recursos Energéticos del Subsuelo,
DEPFI, UNAM*

Primera Edición: Junio 1987.



DEPFI

F-DEPFI
D-68
1982
EJ-4

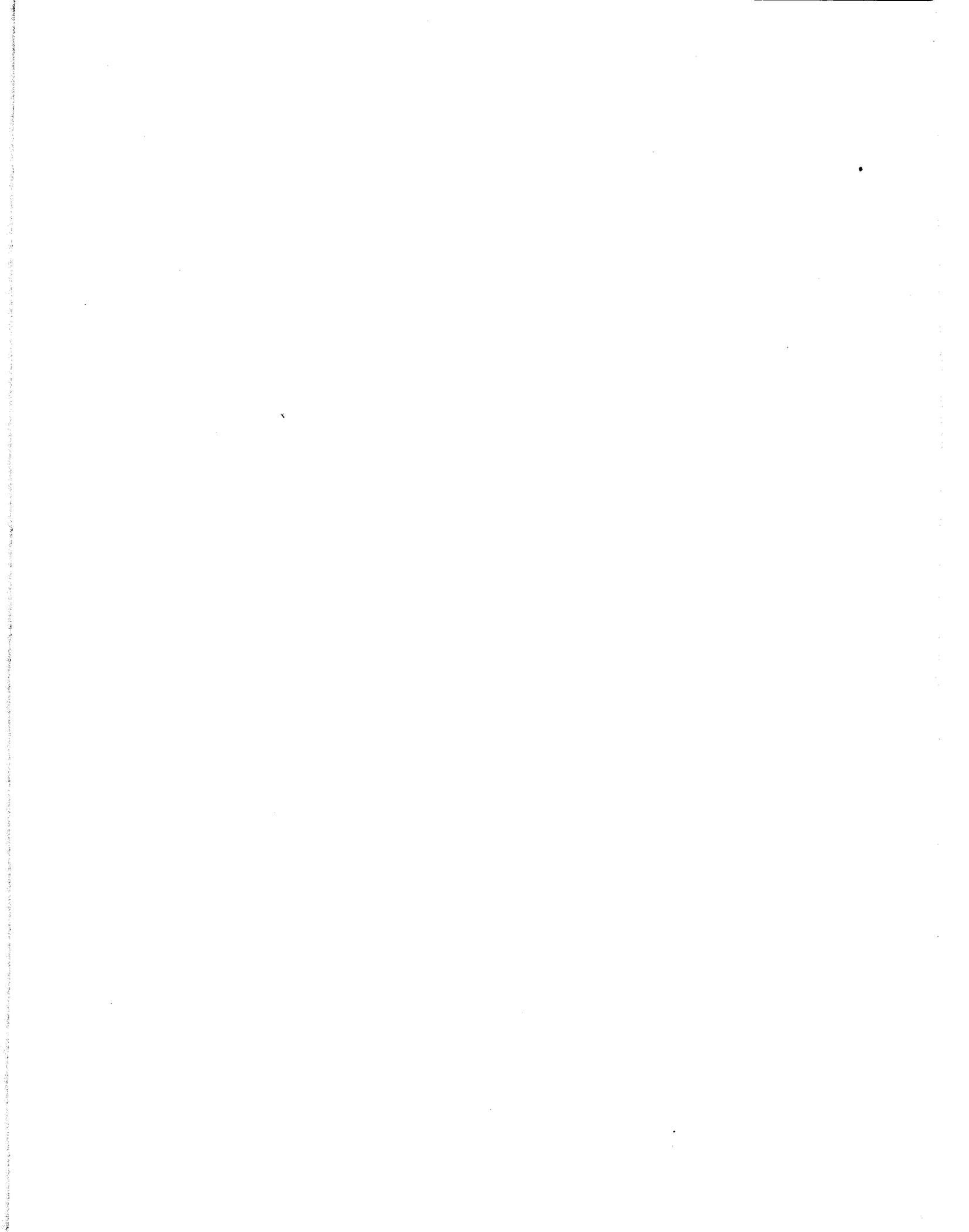
Estos apuntes fueron elaborados con base en una serie de notas referentes al curso de Geotectónica, materia del programa de Maestría en Ingeniería de Exploración de Recursos Energéticos del Subsuelo que se imparte en la División de Estudios de Posgrado de la Facultad de Ingeniería de la U.N.A.M.

El objetivo principal que se persigue con estas notas es introducir al lector en los conceptos elementales que trata la Geotectónica, pero sobre todo hacerlo en español, ya que casi no existen obras en nuestro idioma sobre este tema.

Los temas tratados cubren casi en su totalidad el programa que existe en la DEPMI para esta materia, pero no estrictamente en el mismo orden. Espero que estas notas sirvan de apoyo y de consulta, no solamente a los estudiantes de la maestría, sino también a los de la licenciatura en Ingeniería en Ciencias de la Tierra.

Es muy probable que existan algunas omisiones, o bien que la profundidad con que se tratan los temas no sea lo extensa que debiera ser, por lo que agradezco de antemano cualquier crítica o sugerencia que se me haga al respecto, que será de gran ayuda para mejorar el contenido de estos apuntes en el futuro.

DR. RICARDO JOSE PADILLA Y SANCHEZ



I N D I C E

	PAG.
I. LA TIERRA Y EL ORIGEN DEL SISTEMA SOLAR	1
II. ESTRUCTURA INTERNA DE LA TIERRA CON BASE EN DATOS DE SISMOLOGIA DE TEMBLORES	5
II.1 Modelos Petrológicos sobre la Cons- titución Interna de la Tierra (Nú- cleo y Manto)	21
III. EDAD DE LA TIERRA	30
III.1 Primeras Determinaciones	31
III.2 Descubrimiento de la Radiactividad	38
III.3 Determinaciones Radiométricas	41
IV. FLUJO DE CALOR Y LAS TEORIAS DE CONVECCION EN EL MANTO	56
IV.1 Corrientes de Convección en el Manto	62
V. ATRACCION GRAVITACIONAL Y LA TIERRA	65
V.1 Anomalías Gravimétricas	68
V.2 La Teoría de la Isostasia	73
VI. GEOMAGNETISMO	79
VII. ACTIVIDAD MAGMATICA TERRESTRE	89
VIII. LA NUEVA TECTONICA GLOBAL (TECTONICA DE PLACAS)	99
VIII.1 Deriva Continental	105
VIII.2 Generación de Nueva Corteza Oceánica y su Dispersión (Sea-floor spreading)	108
VIII.3 Cartografía Detallada de la Topogra- fía del Piso Oceánico	110
VIII.4 Las Anomalías Magnéticas y las Inver- siones de Polaridad del Campo Magné- tico Terrestre, Asociados a Medicio- nes cada vez más Exactas de Edades Absolutas de las Rocas	111

I N D I C E

	PAG.
VIII.5 <i>Las Fallas Transformantes</i>	113
VIII.6 <i>El Estudio de los Sismos y sus Agru- paciones</i>	117
IX. REGLAS QUE RIGEN A LA TECTONICA DE PLACAS	130
IX.1 <i>Límites de Placas</i>	130
IX.2 <i>Movimientos Relativos de las Placas en una Esfera</i>	131
X. EL MECANISMO QUE MUEVE LAS PLACAS	137
REFERENCIAS	148

I. LA TIERRA Y EL ORIGEN DEL SISTEMA SOLAR

El planeta Tierra es insignificante si se le compara con el universo, pero su origen y evolución no pueden separarse de sus relaciones con el Sol y los planetas de nuestro sistema solar. Para tener una idea de esto, baste decir que todos los planetas comprenden solamente el 0.13% de la masa del sistema solar, y que la mayor parte de esta masa corresponde al planeta Júpiter.

Para entender mejor estas diferencias, es conveniente comparar a la Tierra con otros planetas, estrellas y con el universo, como se muestra en la siguiente tabla.

TABLA 1. DATOS DE ALGUNOS OBJETOS DEL SISTEMA SOLAR Y EL UNIVERSO

OBJETO	RADIO (m)	DENSIDAD MEDIA kg/m ³	EDAD (años)
Sol	7×10^8	1.4×10^3	5.0×10^9
Luna	1.7×10^6	3.3×10^3	4.6×10^9
Tierra	6.4×10^6	5.5×10^3	4.6×10^9
Júpiter	7.1×10^7	1.3×10^3	4.6×10^9
Universo	$\sim 1 \times 10^{26}$	$\sim 1 \times 10^{-26}$	$\sim 2 \times 10^{10}$

A través de los años se han propuesto varias teorías para explicar el origen del sistema solar. Las primeras hipótesis suponían un origen catastrófico para explicar el origen de

los planetas. Muchos autores imaginaban que los planetas se habían formado como el resultado de una colisión entre estrellas. Sin embargo, el hecho de que todos los planetas roten alrededor del Sol dentro del mismo plano de órbita y en la misma dirección del giro del Sol, sugiere fuertemente que tan to el Sol como los planetas tuvieron su origen en un disco ro tatorio de material.

Originalmente se pensaba que el disco rotatorio consistía en gas caliente, pero en la actualidad, la opinión de los científicos favorece la idea de que tal disco estaba formado de polvo y gas fríos. El material del disco estaba dominado por elementos muy ligeros, como hidrógeno y helio. Gradualmente, fuerzas gravitacionales concentraron la mayoría del material en el centro, en donde se incrementó la presión y se elevó la temperatura hasta que se alcanzó un punto en el que pudieron iniciarse procesos de fusión nuclear, dando así origen al Sol. El resto del material, aunque todavía sujeto al centro por gravedad, estuvo también sujeto al efecto de la fuerza centrífuga causada por la rotación.

Los elementos más ligeros que escaparon a la atracción gravitacional del Sol se concentraron hacia el borde externo del disco, en donde comenzaron a agruparse para formar los Gigan tes gaseosos (Júpiter, Saturno, Urano y Neptuno), también conocidos como "Planetas Jovianos" o Externos.

Una pequeña cantidad de elementos más pesados en el sistema solar se concentró en la región comprendida entre el Sol y Júpiter, en donde se formaron subsecuentemente los "Planetas internos" (Mercurio, Venus, Tierra y Marte). Estos planetas son mucho más pequeños que los externos, pero tienen una densidad mayor que varía de 4.0 g/cm³ para Marte, hasta 5.5 g/cm³ para la Tierra.

La densidad total de un planeta (í.e. la Tierra) se calcula usando datos astronómicos (tamaño del planeta y distancia a otros cuerpos celestes) y considerando las leyes de gravedad para poder obtener la masa. La densidad así obtenida es independiente de cualquier observación superficial, pero es claro que nos conduce a esperar el predominio de elementos pesados en la Tierra.

La siguiente figura resume los datos relativos a densidad en el sistema solar.

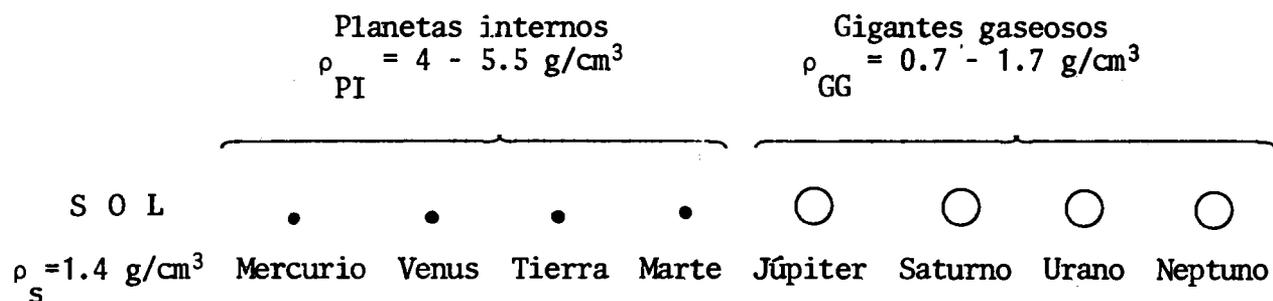


Figura 1. DIAGRAMA DEL SISTEMA SOLAR MOSTRANDO LAS DENSIDADES DEL SOL Y LOS PLANETAS

Si la densidad de la Tierra es 5.5 g/cm^3 , y sabemos que la corteza continental está formada en promedio por un 47%/peso de oxígeno y de un 28%/peso de sílice, se puede concluir que aunque estos dos elementos son mucho más pesados que el H y el He, esto no es suficiente para producir 5.5 g/cm^3 de densidad. Esto, a su vez, nos lleva a pensar que dentro de la Tierra el balance de elementos no es el mismo que en la superficie. Esta idea es reforzada por el análisis de meteoritos (material fragmentario planetario) que, en general, están compuestos por una mezcla de Fe-Ni, lo cual nos hace pensar que alguna parte del interior de la Tierra tiene una composición similar.

Una evidencia superficial de que existen cambios químicos y físicos en el interior de la Tierra la proporcionan los volcanes, mismos que sugieren que bajo la superficie existe calor y de alguna manera roca "líquida" con otros elementos químicos y propiedades físicas.

Debido a la imposibilidad de efectuar observaciones directas del interior de la Tierra, se ha recurrido al uso de métodos indirectos, de los cuales el más útil es la *sismología de temblores*.

II. ESTRUCTURA INTERNA DE LA TIERRA CON BASE EN DATOS DE SISMOLOGIA DE TEMBLORES

La causa, localización y efectos de los temblores (sismos) será discutido más adelante, por lo que de momento baste decir que un sismo es el resultado de movimientos en la Tierra.

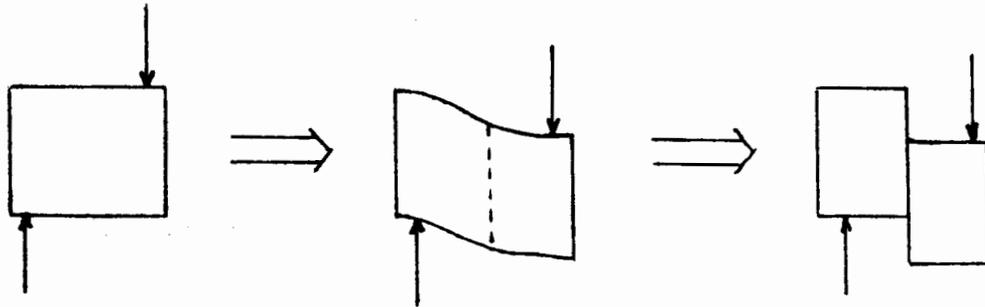


Figura 2. DIAGRAMA PARA EXPLICAR EL ORIGEN DE UN TEMBLOR

Si se aplica un esfuerzo a un bloque de roca por medio de fuerzas en sentido opuesto, no-coaxiales, la roca se deformará primeramente hasta que se exceda su resistencia elástica, y después se romperá a lo largo de un plano de falla. Al momento de la fractura, la roca recupera su forma original, pero en otra posición (Fig. 2). Es en este momento cuando ocurre en la roca un *movimiento súbito* (causado por el alivio de esfuerzos) que produce la propagación de *ondas elásticas*, las cuales se mueven a través de las rocas de una manera similar a como se propagan las ondas en el agua cuando se ha arrojado algún objeto.

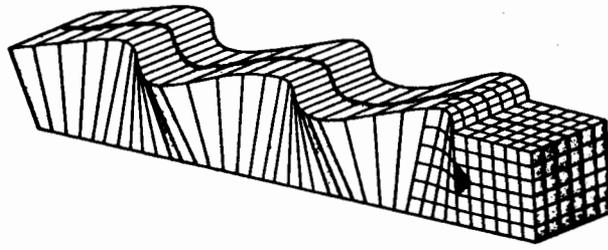
Las ondas sísmicas emanan de un punto (FOCO) que puede estar a cualquier profundidad bajo el terreno. Desde el punto de

vista de un observador en la superficie, las ondas parecen emanar de un punto en el terreno, ubicado directamente arriba del foco y conocido como EPICENTRO.

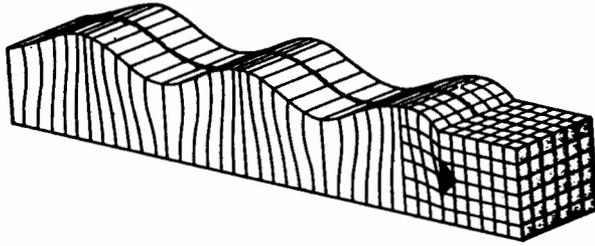
El daño producido por un sismo se debe a un movimiento tridimensional del terreno a medida que las ondas superficiales viajan alejándose del epicentro. Sin embargo, en un análisis sísmico se utilizan aquellas ondas que se propagan bajo la superficie (ondas internas) y que son conocidas como ondas compresionales y ondas distorsionales.

La Fig. 3 muestra gráficamente la naturaleza de propagación de las ondas superficiales e internas.

ONDAS SUPERFICIALES

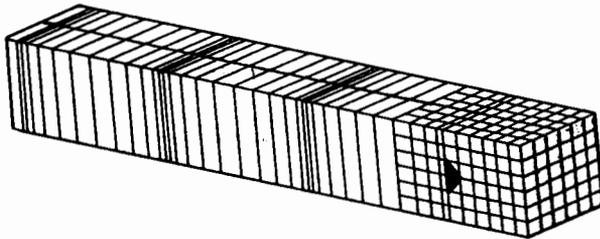


Love

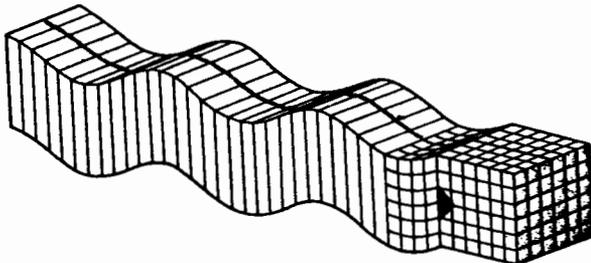


Rayleigh

ONDAS INTERNAS



"P" (Compresionales)



"S" (Distorsionales)

Figura 3. DIFERENTES TIPOS DE ONDAS ELASTICAS

Lo mismo que las ondas sónicas, las ondas sísmicas tienen una velocidad finita, pero las ondas compresionales siempre son aproximadamente 1.7 veces más rápidas que las ondas distorsionales, razón por la que se les denomina primarias ("P") y secundarias ("S"), respectivamente.

En el planeta existen muchos observatorios sísmicos en los que se registra el paso de ondas sísmicas. Un análisis cuidadoso de un sismograma permite identificar ondas "P" y "S" a diferentes distancias del epicentro.

La Fig. 4 ilustra un movimiento sísmico cuyo epicentro fue localizado en "x" y registrado en los observatorios A, B y C.

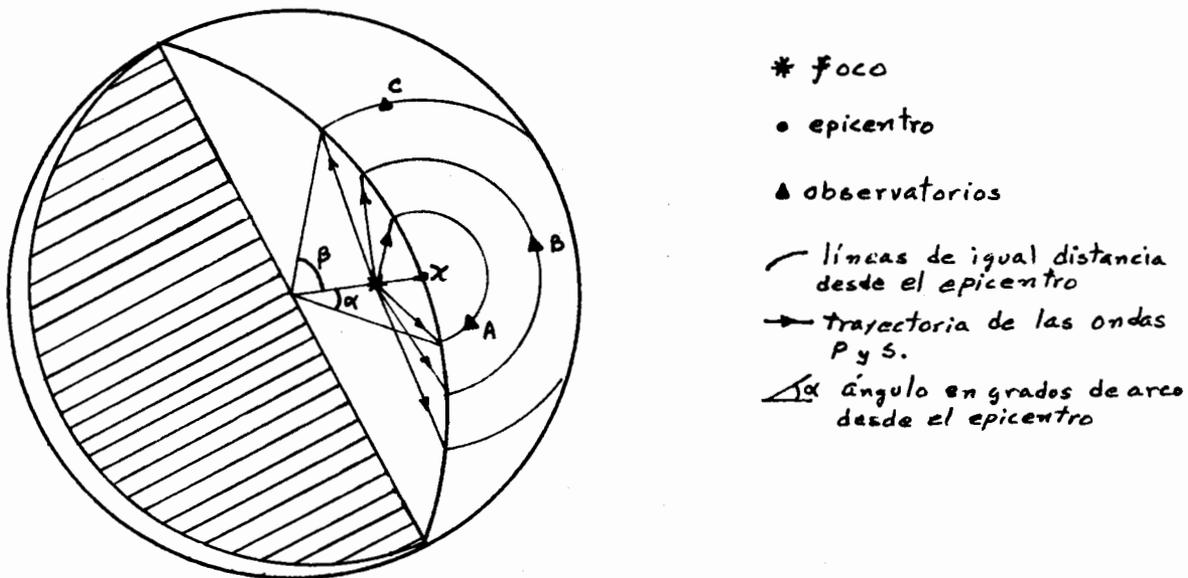


Figura 4. REPRESENTACION DIAGRAMATICA DE UN SISMO

Con estos datos se puede elaborar una gráfica tiempo-distancia que permite calcular la velocidad con que se propagaron las

"P" y "S", y cuáles fueron más rápidas (Fig. 5a). La relación lineal implica que la velocidad de las ondas es constante entre el epicentro y el observatorio. Pero en la realidad la velocidad de propagación de las ondas sísmicas puede variar, ya que en general las ondas elásticas viajan más rápido a través de rocas más densas y disminuyen su velocidad si, por ejemplo, existe un cambio de sólido a líquido, en cuyo caso solamente se propagan las ondas "P". La Figura 5b muestra una gráfica tiempo-distancia un poco más realista, en la que las ondas "P" y "S" arriban a los observatorios más alejados con mayor rapidez que la esperada; es decir, tienen una velocidad promedio mayor que las ondas que arriban a observatorios más cercanos.

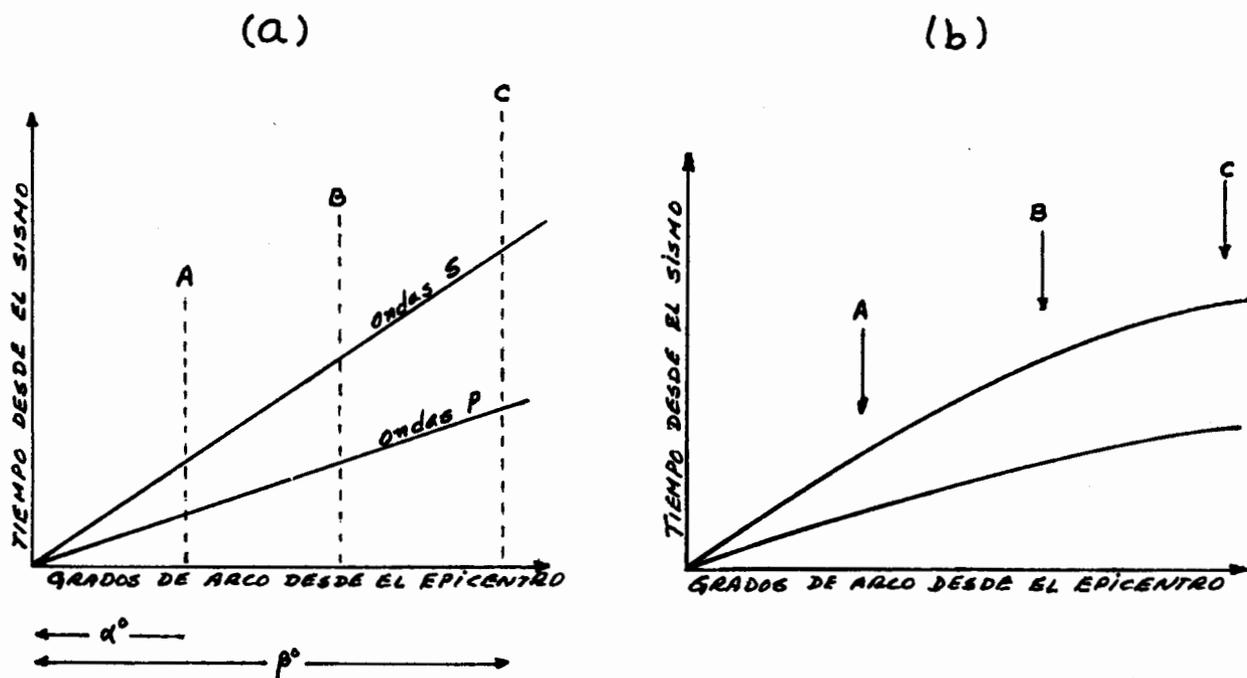


Figura 5. (a) GRAFICA DE UN EVENTO SISMICO REGISTRADO EN LOS OBSERVATORIOS A, B y C DE LA FIGURA 4. (b) GRAFICA IDEAL DE UN EVENTO SISMICO MOSTRANDO UN COMPORTAMIENTO MAS CERCANO A LA REALIDAD, ES DECIR, LA RELACION TIEMPO-DISTANCIA NO ES LINEAL.

El fenómeno mostrado en la Figura 5b puede ser explicado si se considera que las rocas que se encuentran a mayor profundidad tienen una mayor densidad, lo que causa que la velocidad de las ondas sísmicas se incremente. En general, esta explicación es válida para la mayoría de las regiones terrestres, pero existen algunas excepciones importantes que es conveniente recordar, como el caso de las evaporitas que, aunque poseen una densidad muy baja, tienen muy altas velocidades de propagación de ondas elásticas.

Hasta aquí hemos considerado únicamente aquellas ondas que han viajado directamente desde el foco hasta los observatorios, pero si examinamos gráficas tiempo-distancia para distancias mayores observaremos un patrón diferente. La siguiente figura muestra una gráfica T-D muy simplificada que cubre 180° de arco; o sea, un hemisferio completo.

La primera parte de la gráfica (Fig. 6a) se parece a las que hemos discutido anteriormente; la primera diferencia es que parece haber dos ondas P y dos ondas S registradas en cada observatorio. Además, la situación se complica un poco más porque se observa que no existe registro de ondas entre 105° a 143° , y después de este punto, *solamente reaparecen las ondas P.*

Este complejo patrón ha sido interpretado como el resultado de una discontinuidad interna de la Tierra entre dos capas diferentes. Esta situación imaginaria se muestra en la Fig. 6b.

Las líneas DP muestran el paso directo de ondas primarias, pero más allá de 105° este tipo de ondas no pueden alcanzar el terreno sin cruzar la discontinuidad y cuando esto sucede, tales ondas actúan como si fueran ondas de luz cuando penetran en agua (Fig. 6c).

Las ondas marcadas RcP muestran el comportamiento de las ondas primarias cuando son reflejadas por la discontinuidad, lo que explica la aparente DUPLICIDAD de ondas registradas en el observatorio a 105° . Al mismo tiempo, la onda cruza la discontinuidad y penetra a la capa inferior. Si es diferente la velocidad sísmica de cada capa, la trayectoria de la onda cambiará al ser refractada. El ángulo de refracción dependerá de la velocidad sísmica de cada capa, pero lo que nos interesa en este caso es que si la velocidad sísmica de la capa infe-

rior es mayor, la onda tenderá a alejarse del centro de la Tierra, mientras que, a la inversa, tenderá a acercarse al mismo.

Como lo sugiere la Fig. 6b, la única interpretación posible de la ausencia de ondas P entre 105° y 143° (zona de sombra), es que éstas han sido refractadas hacia el centro de la Tierra (RcP).

La conclusión de que esta parte del interior de la Tierra tiene una velocidad sísmica menor es curiosa, ya que se debería esperar que la densidad de la roca se incremente a mayor profundidad. La única explicación razonable a este fenómeno es que se trate de una zona líquida, ya que las ondas S no la cruzan y las ondas P disminuyen su velocidad.

Hasta aquí se ha podido mostrar como el análisis de registros sísmicos puede aportar datos sobre la heterogeneidad del interior de la Tierra, y se puede concluir que nuestro planeta consiste al menos de dos capas, de las cuales la interior es parcialmente líquida. Sin embargo, la mejor manera de representar la gran cantidad de datos sísmicos disponibles es dibujando perfiles de velocidades sísmicas de la Tierra, en los que se muestren las variaciones de las velocidades a diferentes profundidades. La Fig. 7a es una representación gráfica de un perfil de velocidades sísmicas de la Tierra desde la superficie hasta su centro, y la Fig. 7b es un perfil más detallado de los 50 km superiores.

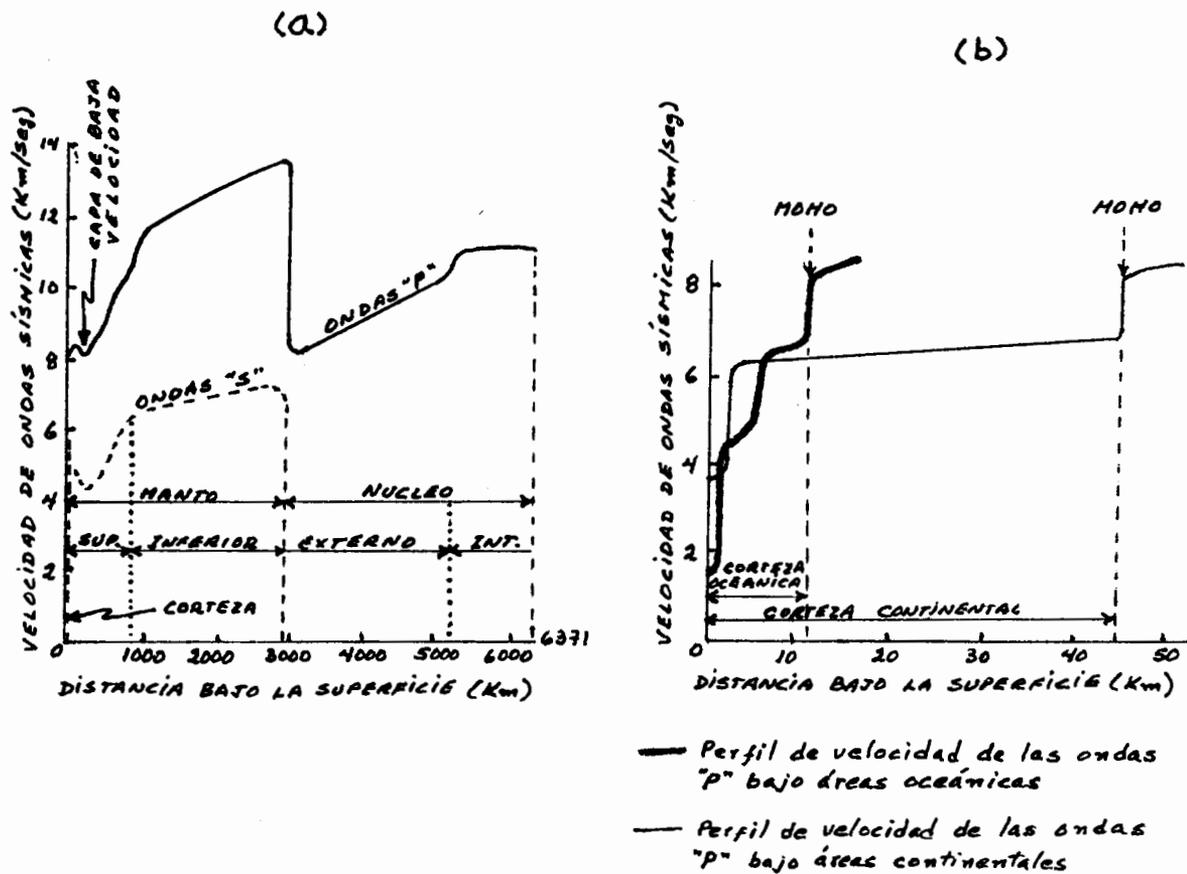


Figura 7. (a) PERFIL DE VELOCIDAD PARA LA TIERRA BASADO EN PROMEDIOS DE VELOCIDAD DE ONDAS P y S. (b) PERFIL DE VELOCIDAD PARA LOS 50 KM SUPERIORES DE LA TIERRA. SE MUESTRAN DOS PERFILES SEPARADOS PARA ILUSTRAR COMPORTAMIENTOS EN AREAS CONTINENTALES Y OCEANICAS. SEGUN WEYMAN, 1981

La gran discontinuidad a 2,900 km de profundidad es el quiebre más notorio en la gráfica de la Fig. 7a. Esta es la discontinuidad que se observó anteriormente (Fig. 6b) y representa un cambio súbito de condiciones sólidas a líquidas.

Abajo de este límite está el núcleo de la Tierra, con un radio de $\pm 3,500$ km y una gran densidad que hace suponer que consiste aproximadamente en 91% de Fe y el resto de Ni. El patrón de velocidad de las ondas P hace pensar que el núcleo está dividido en una parte INTERIOR de gran densidad ($14-16 \text{ g/cm}^3$) y una temperatura promedio de $4,000^\circ\text{C}$, en estado sólido, rodeado por una capa líquida (NUCLEO EXTERIOR) con una densidad de $9.7-11.8 \text{ g/cm}^3$ y una temperatura promedio de $3,500^\circ\text{C}$.

La capa intermedia de la Tierra, entre 10-60 km y 2,900 km de profundidad se conoce como MANTO. En contraste con el núcleo, el manto se encuentra a menor presión, temperatura ($1,000^\circ\text{C}-3,500^\circ\text{C}$) y densidad ($3.3-5.7 \text{ g/cm}^3$). También puede ser dividido en dos partes: una inferior, en la que son comunes los óxidos de Mg, Fe y Si y una superior, en la que abundan los silicatos (olivino, piroxenos y granate) y los óxidos de Fe (espinela) (Fig. 8).

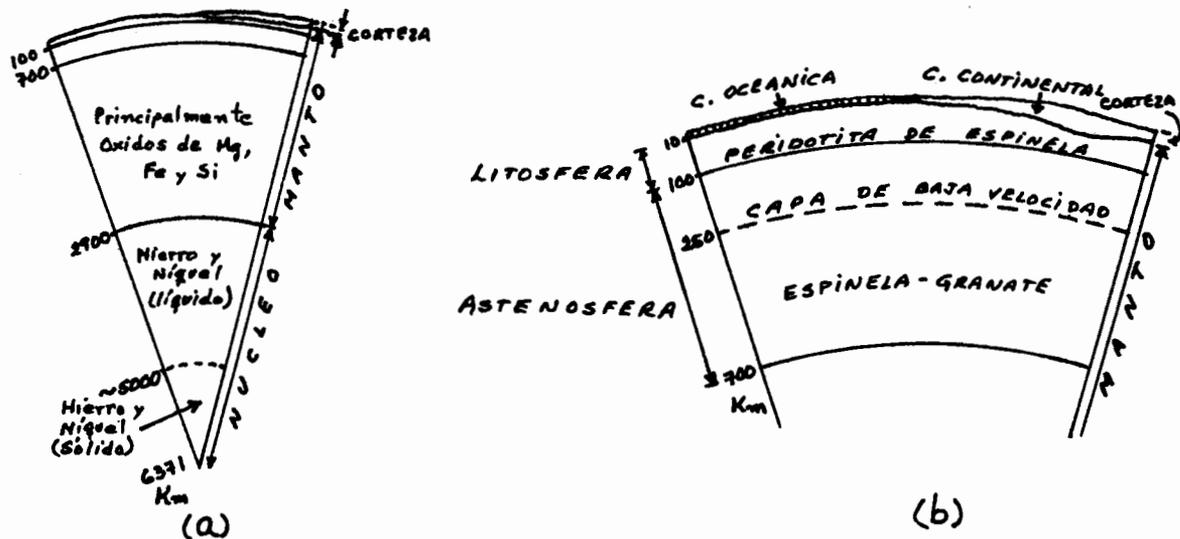


Figura 8. ESTRUCTURA GENERALIZADA DE LA TIERRA

En los inicios de los análisis de las ondas sísmicas se identificó una clara discontinuidad cerca de la superficie terrestre, llamada DISCONTINUIDAD DE MOHOROVICIC, en honor a su descubridor, que representa la zona de transición entre la CORTEZA (fría y rígida) y el MANTO (caliente y sólido, pero capaz de fluir) (Fig. 7b). En años recientes se ha prestado una considerable atención a esta discontinuidad porque entre 100 y 250 km de profundidad existe una capa de baja velocidad (Fig. 7a) que parece representar rocas parcialmente líquidas, lo cual facilitará grandes movimientos de material, provocando que tanto el manto superior como la corteza sobreyacentes, se muevan sobre el manto inferior. En reconocimiento a esta posibilidad, el manto superior se denomina actualmente ASTENOSFERA, y parte del mismo y la corteza se conocen como LITOSFERA.

La discontinuidad de Mohorovičić fue definida como aquella zona en donde la velocidad de las ondas sísmicas sufre un incremento súbito, de hasta más de 8 km/seg. Esta discontinuidad marca la base de la corteza terrestre y se encuentra a diferentes profundidades como se muestra en las Figuras 9, 10 y en la Tabla 2.

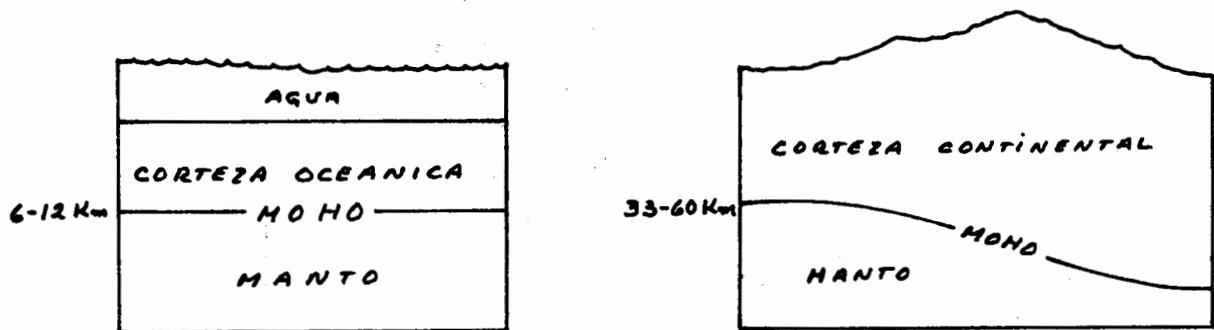


Figura 9. DIAGRAMA MOSTRANDO LA PROFUNDIDAD DEL MOHO
BAJO LA CORTEZA

Se cree que el incremento en velocidad es debido al cambio de densidad que existe en el interior de la corteza ($\rho_c = 3.3 \text{ g/cm}^3$).

Aunque es generalmente aceptado que el moho limita a la corteza y al manto, aún no existe un acuerdo sobre su composición, aunque la mayoría de los científicos aceptan que puede estar compuesto por peridotitas, eclogitas, dunitas o serpentinitas.

Existe evidencia que indica que el moho representa un cambio de fases por temperatura y presión, que causa la transformación de una "corteza basáltica" a un manto de eclogita. La gráfica de la Fig. 10 se ha elaborado usando promedios de espesores corticales bajo los continentes y océanos, y suponiendo un flujo de calor similar en ambas cortezas.

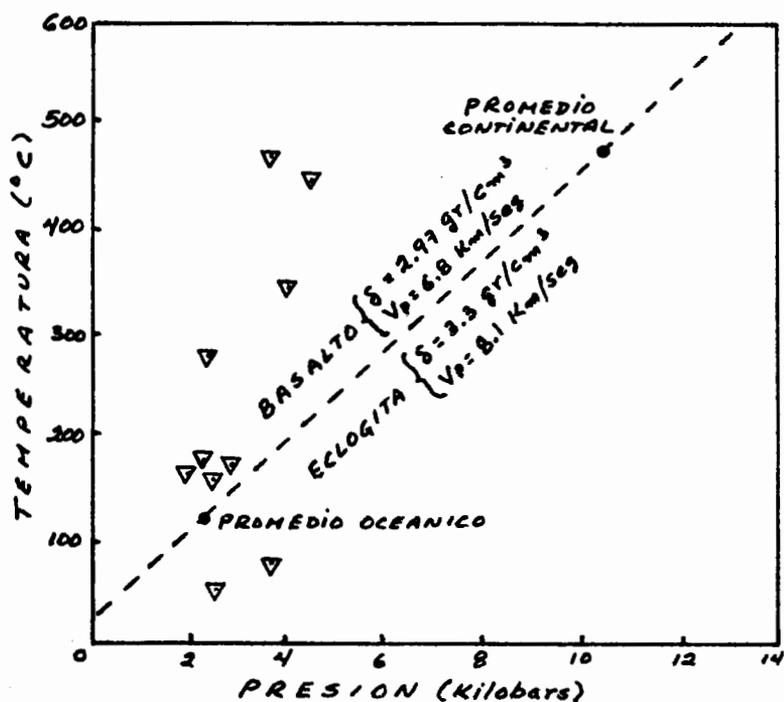


FIGURA 10. RELACION TEMPERATURA-PRESION DEL MOHO

TABLA 2. ALGUNAS PROFUNDIDADES DEL MOHO

LOCALIDAD	VEL. SISMICA (Km/seg)	PROFUNDIDAD (Km)
Costa Oriental E.U.	8.1	33
New York-Pennsylvania	8.15	35
Apalaches Centrales	8.03	40
Canadá	8.1	36
Wisconsin	8.1	40
Valles del Sur de California	8.1	32
Africa del Sur	8.2	36
Atlántico profundo (promedio)	8.1	10
Cuenca del Pacífico (promedio)	8.2	11

Antes de finalizar este capítulo, es conveniente mencionar que hace algunas décadas se consideraba que la estructura interna de la Tierra era de la siguiente manera:

- a) Una capa exterior llamada SIAL (o litósfera en el sentido antiguo), formada principalmente por rocas ricas en SiO_2 y Al_2O_3 (granito en particular) con un espesor de ± 100 km;
- b) una capa intermedia llamada SIMA (o pirósfera), con rocas ricas en SiO_2 y Mg y un espesor de ± 100 km a $\pm 1,400$ km;
y
- c) un núcleo llamado NIFE (o barísfera) con materiales ricos en Ni y Fe.

En el sentido actual es importante recordar que el SIAL representa a la corteza continental y el SIMA a la corteza oceánica.

Para finalizar este capítulo, en la Fig. 15 se presenta un resumen de la estructura interna de la Tierra, indicando todas las discontinuidades que se conocen, así como también los promedios estimados de velocidades de propagación de ondas sísmicas y densidades de las diferentes capas.

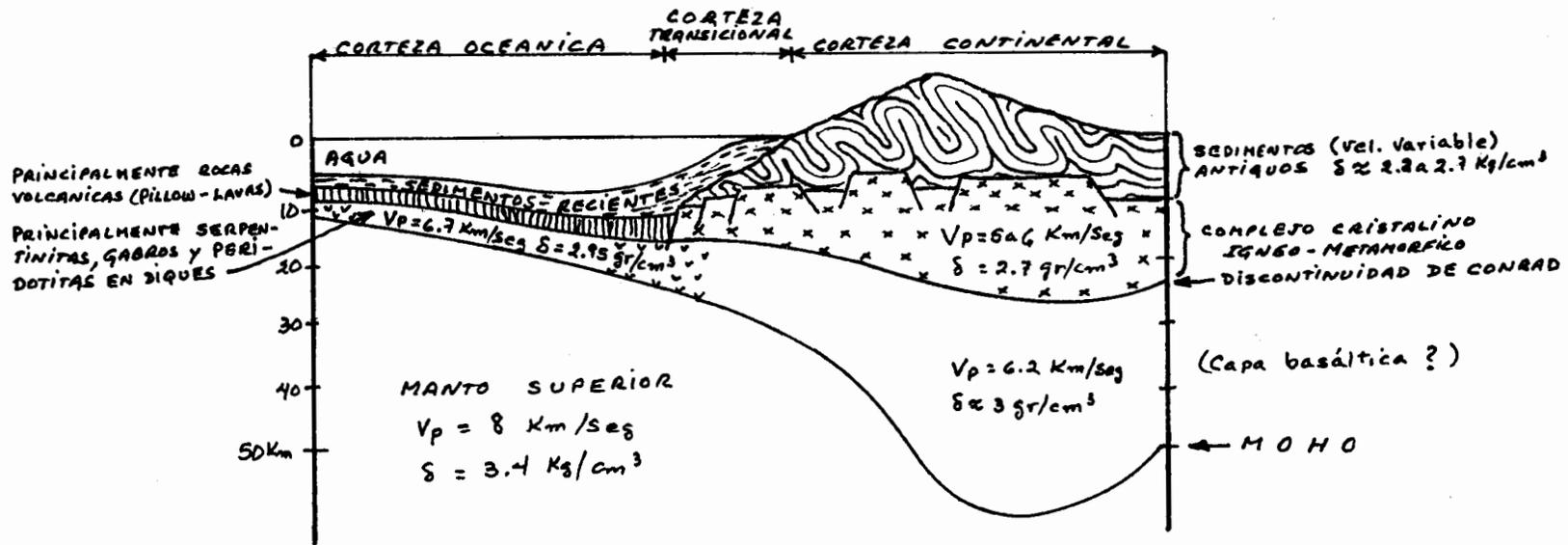
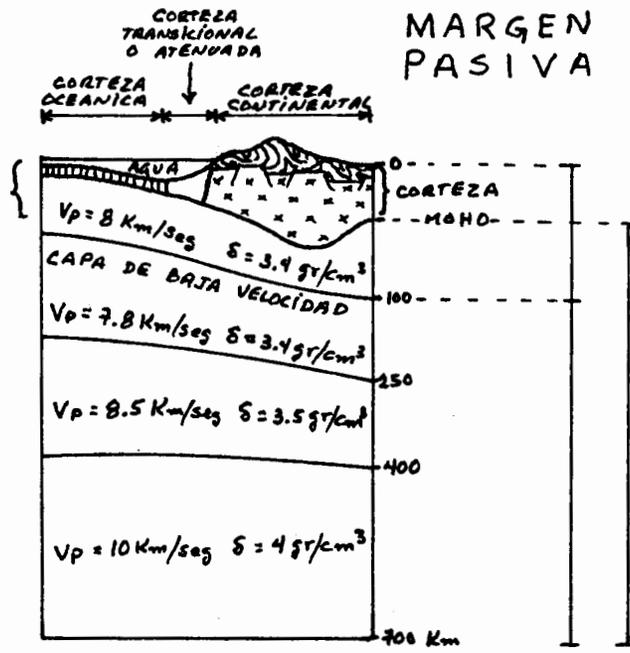
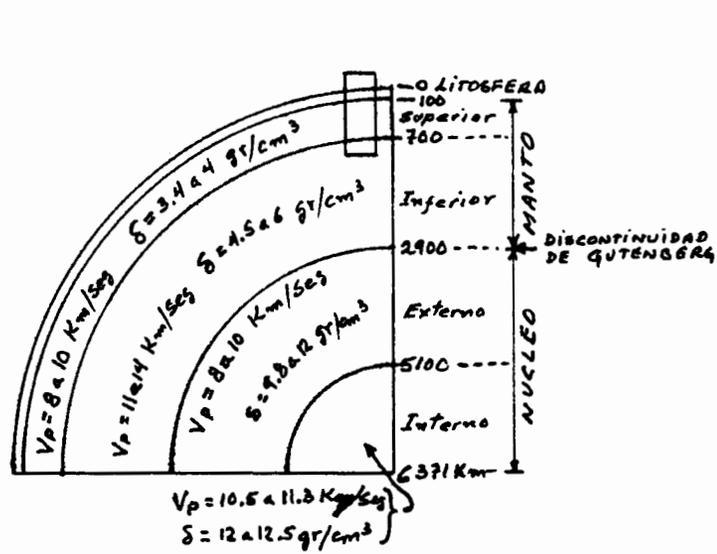


Figura 11. RESUMEN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DE LA TIERRA

II.1 Modelos Petrológicos sobre la Constitución Interna de la Tierra (Núcleo y Manto)

Hasta aquí se ha discutido la constitución física de la Tierra. En este capítulo se analizarán los modelos petrológicos que han sido postulados para saber de qué materiales está constituida la Tierra en su conjunto.

De las tres grandes capas que conforman la Tierra, el núcleo es la más intrigante y la más desconocida. Se supone, basados en estudios sísmicos y en la composición de meteoritos metálicos, que el núcleo está constituido principalmente de Fe y Ni, y se dice que esta composición es supuesta, porque sencillamente no existen evidencias en la superficie de los materiales que conforman el núcleo. Por lo anterior, en estos apuntes no se discutirá con mayor profundidad este tema.

Por otro lado, el manto de la Tierra es una gruesa capa de roca caliente que separa el núcleo, metálico y parcialmente fundido, de las rocas más frías y rígidas de la corteza terrestre. El manto comienza a una profundidad promedio de 35-45 km bajo la superficie y continúa hasta aproximadamente 2,900 km de profundidad. Esta capa constituye casi la mitad del radio de la Tierra, el 83% de su volumen y el 67% de su masa. Su influencia en la corteza es muy grande, ya que se considera que tanto la litósfera como la hidrósfera y la atmósfera son "destilados" del manto. También se sabe que las fuerzas que mueven los continentes lentamente alrededor de la Tierra tienen su

origen en el manto. Es por estas razones que el conocimiento del manto es crucial para entender la estructura y el comportamiento dinámico de la Tierra.

A pesar de su inaccesibilidad, se conocen bastantes datos acerca de la composición y comportamiento del manto, con base principalmente en métodos directos e indirectos.

El manto está compuesto de minerales silicatados ricos en Mg y Fe, con una composición promedio que corresponde a la de las peridotitas (rocas ricas en olivino). Esta composición ha sido deducida *indirectamente* del estudio de meteoritos pétreos, los cuales están constituidos básicamente de silicatos ricos en Mg, Fe, Al y Ca.

De los *métodos directos* para conocer la composición petrológica del manto, el más importante ha sido el estudio de nódulos de peridotitas encontrados en las "chimeneas de Kimberly" (intrusiones cilíndricas de varios centenares de metros de diámetro, que atraviesan la corteza desde el manto). Estos nódulos son comunes en las kimberlitas, famosas -- por su contenido de diamantes. Los diamantes, a su vez, son una forma de carbón que sólo es estable a presiones muy altas. Por lo anterior, se puede aseverar que las kimberlitas fueron originadas a un intervalo de profundidad de 150 a 300 km; o sea, muy adentro del manto.

Las evidencias geológicas indican que las chimeneas de kimberlitas son cuerpos que ascendieron rápidamente a través de la corteza, en un estado semifluido de sólidos, rocas fundidas y gases, que afloraron a la superficie con tremendas explosiones, provocando eventos volcánicos de muy corta duración. Dentro de los fragmentos de roca arrancados de las paredes de las chimeneas y acarreados hacia arriba, están incluidos nódulos de peridotita y de eclogita.

Otros tipos de nódulos similares a los de las kimberlitas han sido encontrados en ciertos tipos de lavas (i.e. hiperalcalinas), pero en general éstos han sido derivados de niveles más someros del manto.

La mayor parte de las estimaciones sobre la composición del manto han sido basadas en la mineralogía de nódulos encontrados en kimberlitas y lavas. Sin embargo, otra aportación importante para conocer tal composición, ha sido el cálculo hipotético en laboratorio de las condiciones físico-químicas necesarias para producir una peridotita. A esta roca sintética se le conoce como PIROLITA (roca de piroxeno y olivino), y su composición es asombrosamente similar a las peridotitas naturales.

Todos los estudios mencionados apoyan la idea de que la composición del manto no varía mucho de su base a su cima. Sin embargo, comparando resultados, se encuentra que el contenido de

potasio del manto superior acorde a la pirolita hipotética es considerablemente más alto que la cantidad de potasio encontrada en las peridotitas derivadas del manto y que ambos tienen mucho menos potasio que el contenido derivado del estudio de meteoritos.

Aún persisten grandes dudas acerca de la concentración y distribución de otros elementos traza y de componentes volátiles, como por ejemplo, agua y bióxido de carbono. Estos componentes son de un significado fundamental para explicar problemas como la generación de calor por medio de decaimiento radiactivo (de elementos como uranio, torio y potasio 40), temperatura de fusión (en presencia de pequeñas cantidades de agua y a presiones altas, las rocas comienzan a fundirse a temperaturas menores que cuando la roca está "seca") y la resistencia física del manto (la resistencia de una roca puede reducirse considerablemente por la presencia de pequeñas cantidades de material fundido y burbujas de gas entre granos minerales sólidos).

En ciertos nódulos de peridotita se encuentran los minerales *hidratados* flogopita y anfíbol, lo cual es aceptado como evidencia para la existencia de agua en algunas partes del manto superior. Se duda que la cantidad de agua pudiera exceder 0.1% por peso, a la vez que su distribución es considerada no-uniforme.

Por otro lado, estudios bajo el microscopio han mostrado que los cristales de olivino y piroxeno de algunos nódulos de peridotita de kimberlitas y lavas se encuentran saturados con pequeñas cavidades, de más de 5 micras de diámetro, rellenas con bióxido de carbono líquido atrapado a altas presiones, lo que indica la presencia de CO_2 en el manto superior.

Las interpretaciones físicas y químicas independientes del manto deben de ser congruentes entre sí. Para comprobar tal congruencia es necesario conocer las propiedades físicas de la composición estimada por medio de los rangos de presión y temperatura que existen en el manto, pues si se puede determinar la manera en que la mineralogía varía en función de la temperatura, entonces es posible calcular la profundidad de la cual proviene una muestra y cuándo fue formada.

La estructura de los minerales silicatados está dominada por el arreglo de átomos de oxígeno. Los otros átomos, que son mucho más pequeños, ocupan espacios entre los de oxígeno. A bajas temperaturas, cada átomo de sílice está rodeado de cuatro oxígenos cuyos centros forman un tetraedro; se dice entonces que el sílice está en una "cuarta coordinación". A presiones mucho más altas, los átomos de oxígeno son comprimidos y acercados uno a otro, ajustándose en un arreglo densamente "apretado" con átomos de sílice en una "sexta coordinación". Este reajuste de estructura mineral es una *transición de fases*. Así, los cambios en las propiedades físicas del manto son causados por transiciones de fases.

En un material de composición fija como las peridotitas del manto, las transiciones de fases dependen de la presión y la temperatura. En aparatos de laboratorio ha sido posible lograr presiones tan altas como 200 kilobares (200,000 atmósferas), que son equivalentes a 600 km de profundidad bajo la superficie terrestre, y se han elaborado diagramas de las transiciones de fases para peridotitas. También se sabe, a partir de nódulos en kimberlitas y lavas, que la peridotita en el manto puede cristalizarse en *peridotita de plagioclasa*, *peridotita de espinela* y *peridotita de granate*. Cuando se incrementa la presión, la peridotita de plagioclasa se transforma primero en peridotita de espinela, y después en peridotita de granate (Fig. 12).

Estudios experimentales muestran que a altas presiones la peridotita de granate avanza a transiciones de fases que involucran incrementos de densidad del orden de 10%. A presiones cercanas a los 200 kbares, los minerales son aún más comprimidos hacia estructuras en las que todos los átomos de sílice tienen una "sexta coordinación", originando minerales que son desconocidos en la superficie terrestre. Tal compresión resulta en otro incremento en la densidad de aproximadamente 10%.

A cualquier profundidad fija, un incremento en la temperatura provoca que una roca alcance su punto de fusión. Esta temperatura se incrementa con la presión, como lo muestra el límite

"sólido" del diagrama de fases (Fig. 12). Una roca compuesta de varias mezclas minerales se funde progresivamente a través de un intervalo de temperatura en el que cristales sólidos coexisten con líquido. La fusión completa está marcada por el límite "líquido" del diagrama de fases (Fig. 12).

El efecto de la temperatura puede ser estudiado por medio de una *geoterma*, línea que muestra la temperatura a diversas profundidades en la Tierra. Si esta línea es dibujada en el diagrama de fases para la peridotita, cada punto en la línea ocupa uno de los campos de fases a la vez que define el arreglo mineral para la peridotita a cada profundidad. Una acción a través del manto hipotético de peridotita puede construirse siguiendo una geoterma que cruza el diagrama de fases, observándose que cada capa consiste de un arreglo mineral particular (Fig. 12).

Los límites entre capas del manto se encuentran presumiblemente a profundidades en donde la geoterma cruza límites de fases, mismos que corresponden de una manera muy cercana a las profundidades donde cambia la velocidad de ondas sísmicas. Este descubrimiento está considerado como una buena evidencia de que el manto superior tiene una composición cercana a la de la peridotita hipotética y que la estructura "estratificada" del manto superior es causada por transiciones de fases en lugar de cambios en composición.

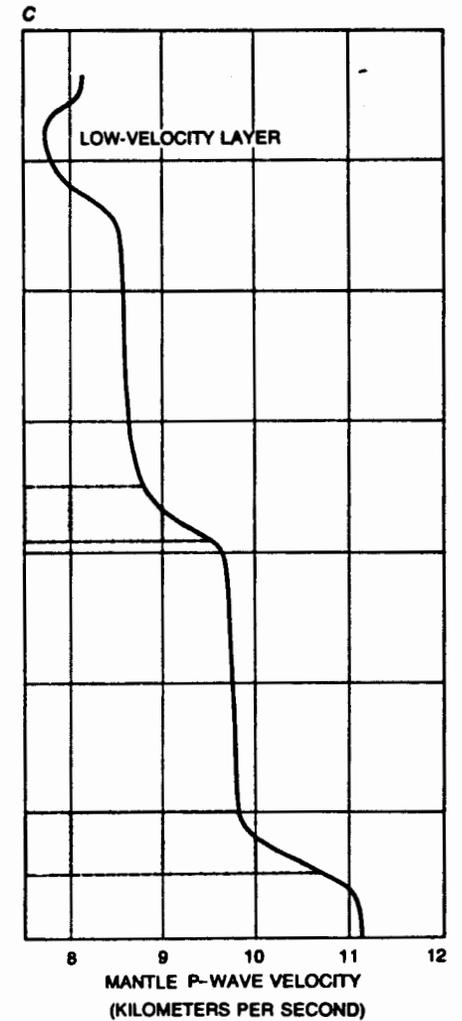
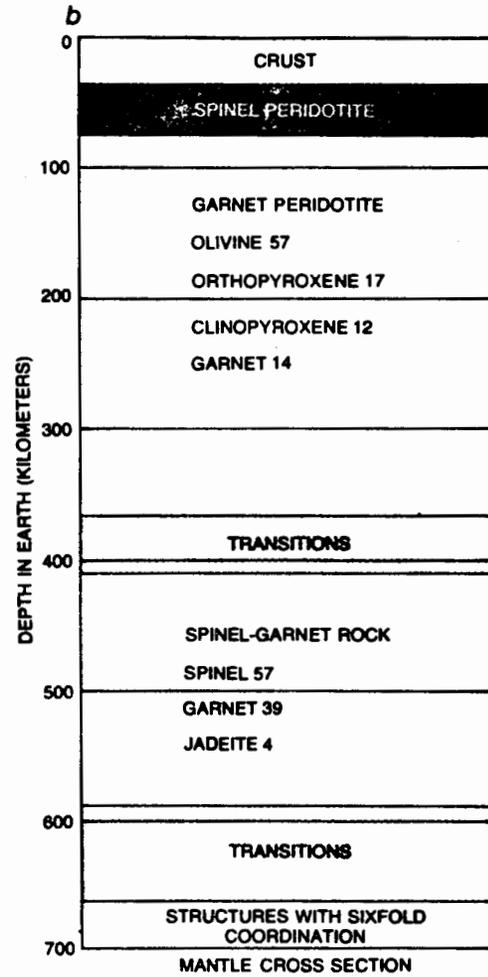
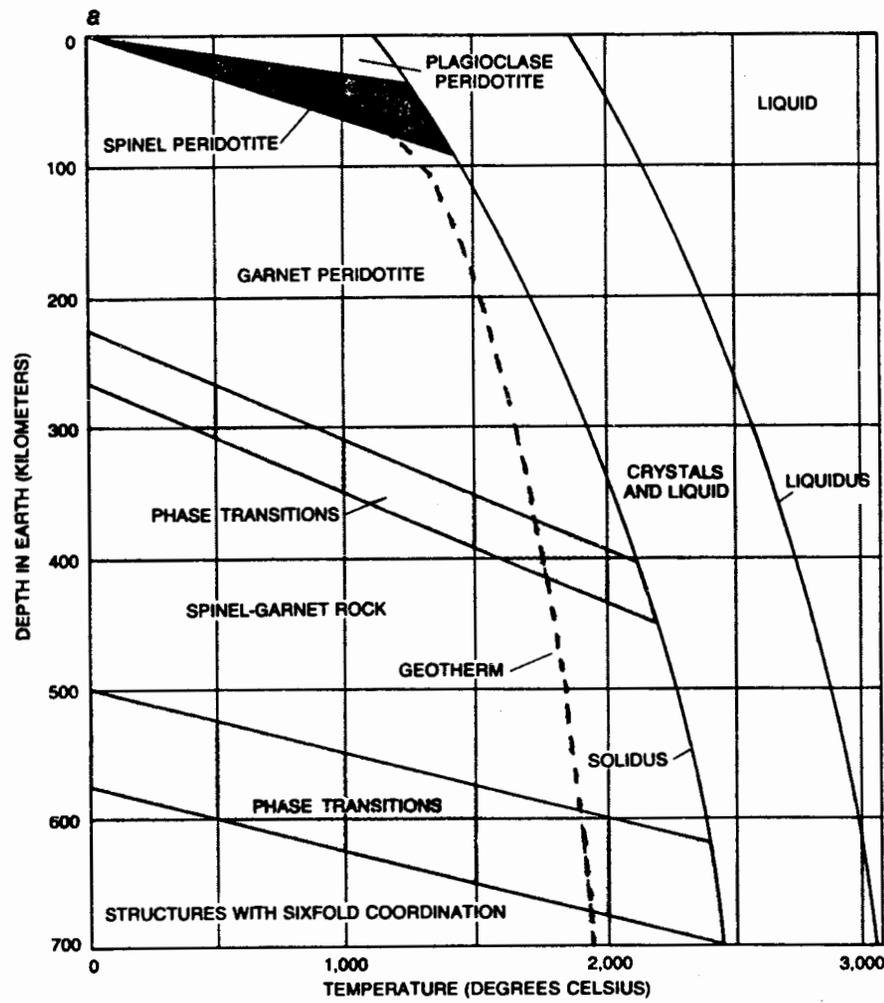


Figura 12. (a) Diagrama de fases para una peridotita. (b) Diagrama mostrando los minerales típicos de las capas más externas de la Tierra. (c) Perfil de velocidades sísmicas para las capas más externas de la Tierra. Ver discusión en texto.

La reducción en la velocidad de las ondas sísmicas en la "zona de baja velocidad" puede ser explicada por la presencia de agua o bióxido de carbono en el manto superior. La presencia de cualquiera de estos dos fluidos podría causar una traza de fusión en la peridotita del manto superior, provocando un cambio en las propiedades físicas de las rocas. Si no hubiera agua presente, la existencia de bióxido de carbono intergranular podría producir un efecto similar.

III. EDAD DE LA TIERRA

III.1 Primeras Determinaciones

Durante el siglo XVII el concepto "tiempo" era un tema difícil de tratar y más aún cuando se mencionaba la edad de la Tierra. En aquella época, se aseguraba que la edad de nuestro planeta era de 6,000 años, según lo que los cristianos habían determinado con base en antiguos escritos hebreos. Dentro de tan corto lapso era entonces inimaginable que fenómenos como mareas, tormentas e imperceptibles movimientos corticales pudieran moldear la superficie terrestre, por lo que los grandes rasgos terrestres eran explicados por medio de grandes catástrofes ocurridas durante el nacimiento del planeta. Sin embargo, a fines del siglo XVIII, James Hutton refutó severamente esta idea medieval. En esta época el pensamiento científico era razonablemente sofisticado y estaba basado en un intenso deseo por el orden matemático, por lo que la idea de grandes catástrofes incompresibles no "encajaba" bien en un universo racional.

Hutton contemplaba la Tierra como una "máquina eterna" en la que fuerzas dinámicas internas creaban esfuerzos, que en el curso del tiempo elevaban del lecho marino nuevas tierras que eran expuestas a la erosión. Hutton no lograba encontrar evidencias para explicar el "Diluvio Universal", planteado por los catastrofistas, pero sí observaba signos de lenta subsidencia de la superficie terrestre en algunos lugares y de levantamieno

to en algunos otros. Para él, la Tierra tenía una superficie y un interior dinámicos, y aseveraba, "*Desde la cima de la montaña hasta la costa del mar... todo está en un estado de cambio... La Tierra tiene un estado de incremento y otro de disminución y decaimiento. Así, este mundo es destruido en una parte, pero es renovado en otra... Pero, ¿qué se requiere para que todo esto ocurra? Solamente tiempo*". El hombre, decía Hutton, tiene ante él todos los principios, pero debe deducirlos de la masa de tiempo en las rocas. A esta idea se le denominó UNIFORMITARISMO y fue resumida como "*El presente es la llave del pasado*" por Charles Lyell.

A mediados del siglo XIX, la radiactividad todavía no era descubierta, por lo que se propusieron innumerables formas y métodos para medir el tiempo geológico, de los cuales tres fueron los más aceptados:

- (1) Velocidad de erosión de las rocas y el correspondiente incremento en la salinidad en los océanos con el tiempo.
- (2) Velocidad de acumulación de sedimentos a través del tiempo y
- (3) Los argumentos de Kelvin sobre la velocidad de enfriamiento de la Tierra a través del tiempo y la edad del Sol.

1. Estimación del Tiempo Geológico Basada en Salinidad

En 1715, el astrónomo inglés Edmund Halley propuso un método, aparentemente simple, para calcular la edad de la Tierra, de terminando el contenido de sal de los mares con gran precisión y efectuando tal determinación una década después.

Halley argumentaba que si se suponía que la salinidad se incrementaba, entonces se podría calcular el tiempo transcurrido para que el mar alcanzara su presente salinidad. Esta idea fue ignorada hasta que, a fines del siglo XIX, fue revivida por algunos científicos, quienes a partir de análisis químicos de aguas de ríos, calcularon la cantidad de sodio vertido por todos los ríos del mundo cada año. Conociendo el volumen de agua de los océanos, estimaron el intervalo de tiempo necesario para alcanzar su presente salinidad, asumiendo que el agua original de los océanos era dulce y que la velocidad con que los ríos introducían sodio a los mares era representativa del promedio para el tiempo geológico. Tomando en cuenta lo anterior, John Joly, en 1899, concluyó que habían transcurrido 90 millones de años desde que el agua se condensó por primera vez en la Tierra.

Actualmente se cree que la salinidad de los océanos no se incrementa, sino que representa una condición de equilibrio, ya que se sabe que el sodio liberado de las rocas durante el intemperismo no se acumula indefinidamente en el mar, sino que es reciclado durante la evaporación y acarreado por el

viento hacia las tierras emergidas, en donde se une al de las demás rocas para volver a ser llevado al mar por corrientes fluviales (Fig. 13).

Otro concepto erróneo que debe ser mencionado es la suposición de que el contenido de sodio de los ríos actuales es representativo a través del tiempo geológico. Partiendo de lo que hoy sabemos sobre la paleogeografía de la Tierra, la posición actual de los continentes es probablemente mucho más alta que antes, por lo que si esto es cierto, las velocidades de erosión por intemperismo son actualmente mayores que en la antigüedad y, por tanto, el contenido actual de sodio en los ríos es también mayor.

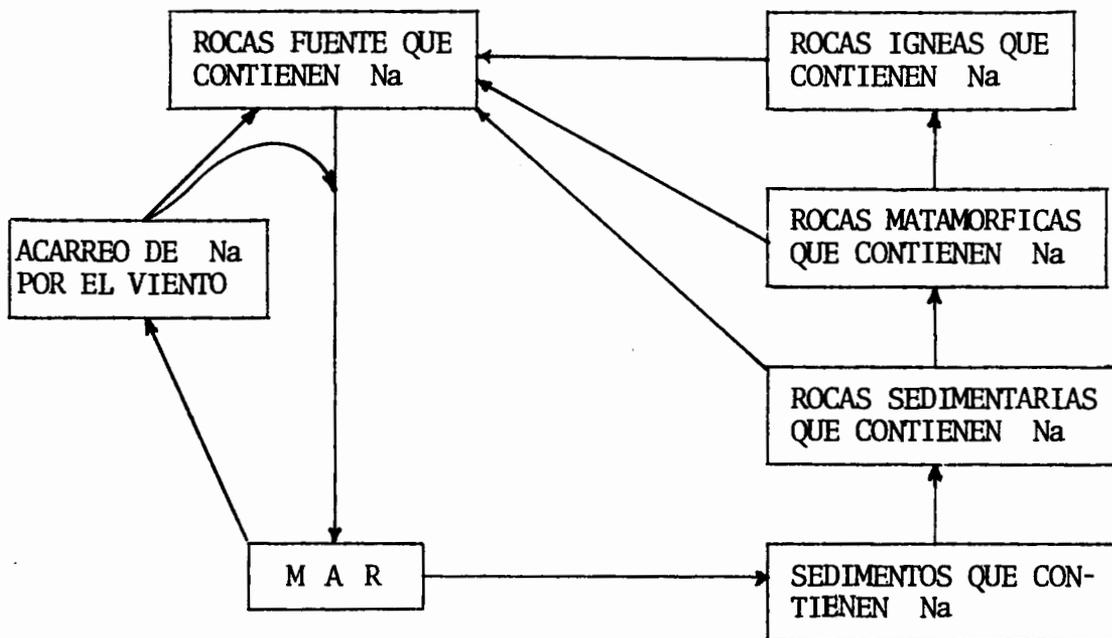


Figura 13. CICLO DEL SODIO EN LA HISTORIA DE LA TIERRA, MOSTRANDO QUE EL MAR NO ES MAS QUE UN ESLABON EN EL CICLO Y NO EL DESTINO FINAL PARA TODO EL SODIO.

2. Estimaciones Basadas en Velocidades de Depósito

Cualquiera que ha estudiado rocas sedimentarias entiende que una capa gruesa de arenisca se pudo haber acumulado en un día; que la capa delgada de lutitas que sobreyace a la arenisca se pudo haber sedimentado en 100 años y que el plano de estratificación que las divide puede representar más tiempo que el de ambas capas juntas. Pero en el siglo XIX se pensaba que si se lograba establecer la velocidad de depósito en ambientes sedimentarios recientes, entonces se podría estimar el tiempo representado por rocas análogas más antiguas. Aún más, se suponía que si se lograba medir el espesor total depositado en el pasado geológico, se podría saber la edad de la Tierra. Inmediatamente se presentaron problemas porque en la mayoría de las localidades, diferentes tipos de rocas estaban en posiciones desordenadas, además de que las discordancias eran abundantes. La mayoría de los investigadores de entonces trataron de asignar velocidades de depósito de acuerdo al tipo de roca (i.e. calizas, areniscas, lutitas, etc.) y trataron de evitar las discordancias considerando solamente los espesores máximos conocidos para cada roca y para cada edad. Sin embargo, se siguieron encontrando nuevas localidades en las que se midieron mayores espesores que los que se habían considerado como máximos. El mayor problema que se presentó fue asignar velocidades de sedimentación para los espesores medidos, por lo que se procedió a adjudicar diferen-

tes velocidades de sedimentación para diferentes eras, lo cual se efectuó con base exclusivamente en juicios personales.

Las estimaciones así obtenidas del tiempo geológico variaron grandemente (Tabla 3). Sin embargo, la mayoría de ellas se aproximaban a 100 millones de años, que curiosamente coincidían con la cifra que Lord Kelvin obtuvo para el tiempo geológico basado en la edad del Sol y en la historia térmica de la Tierra. Este orden de magnitud que ahora consideramos bajo, en aquel entonces fue considerado razonable para explicar la acumulación de los espesores totales máximos medidos.

TABLA 3. ESTIMACIONES DE LA EDAD DE LA TIERRA. MODIFICADO DE HOLMES (1913)

FECHA	AUTOR	ESPESOR MAXIMO (pies)	VELOCIDAD DE DEPOSI TO(años/pie)	TIEMPO (m. a.)
1860	Phillips	72,000	1,332	96
1869	Huxley	100,000	1,000	100
1871	Haughton	177,200	8,616	1,526
1878	Haughton	177,200	?	200
1883	Winchell	—	—	3
1889	Croll	12,000 ¹	6,000 ²	72
1890	de Lapparent	150,000	600	90
1892	Wallace	177,200	158	28
1892	Geikie	100,000	730-6,800	73-680
1893	McGee	264,000	6,000	1,584
1893	Upham	264,000	316	100
1893	Walcott	—	—	45-70
1893	Reade	31,680 ¹	3,000 ²	95
1895	Sollas	164,000	100	17
1897	Sederholm	—	—	35-40
1899	Geikie	—	—	100
1900	Sollas	265,000	100	26.5
1908	Joly	265,000	300	80
1909	Sollas	335,000	100	80

3. Estimaciones de Kelvin

Después de la publicación de "El Origen de las Especies", de C. Darwin, se desató un gran interés por conocer la edad de la Tierra, siendo la opinión de Lord Kelvin sobre la edad del Sol que concluyó por la velocidad de pérdida de calor de la Tierra, una de las que más influyeron en el pensamiento de la época. La mayoría de los geólogos de la época aceptaron, aunque no muy convencidos, esta idea debido a que estaba apoyada en mediciones físicas precisas y que parecían irrefutables. Sin embargo, Darwin y sus seguidores (evolucionistas y biólogos) no aceptaron la cifra de Kelvin porque sus teorías sobre evolución requerían de más tiempo, de hecho, del doble de tiempo (200 m.a.). Pero la fría cifra de Kelvin provocó un fuerte rechazo a las teorías de evolución.

A fines del siglo XIX una teoría muy popular sostenía que la fuente de energía del Sol radicaba en una contracción de la masa solar. Esta teoría explicaba la existencia de un Sol con vida más larga que si solamente estuviera quemándose. En esta época, Kelvin argumentaba que, aún sin tomar en cuenta el mecanismo preciso de la energía, la gran dispersión de energía en el Sol indicaba que su calor era finito. Esto lo hizo concluir que, debido a la gran pérdida de calor por radiación, el Sol tuvo forzosamente en alguna época, más temperatura y que debió de haber iluminado a la Tierra desde hacía solamente algunas decenas de millones de años. En 1897, Kelvin resumió

sus ideas sobre el tema y concluyó que la Tierra había sido habitable probablemente desde hacía 20 a 30 millones de años.

Darwin analizó asombrado los resultados de Kelvin y los consideró como una formidable objeción para la selección natural, lo cual lo hizo replantear sus ideas sobre el origen de las especies y retractarse de su posición original sobre la selección natural que, según sus estudios, debió de haberse efectuado en un lapso mucho mayor que 30 millones de años. En la actualidad se sabe que el calor que recibe la Tierra debe de haberse mantenido aproximadamente constante a través de un lapso de \pm 550 m.a., pues un incremento o disminución de tan sólo un 10% no hubiera permitido el desarrollo de ningún tipo de vida.

El otro argumento de Kelvin para calcular la edad de la Tierra estuvo basado en la idea de que nuestro planeta había estado enfriándose desde sus etapas iniciales. Kelvin midió el gradiente térmico en varias minas y constató que éste era muy constante en diferentes regiones. Así, supuso que si a profundidad la Tierra era más caliente, entonces estaba perdiendo calor y por consiguiente, en épocas anteriores, debió de haber tenido temperaturas más altas. Kelvin consideraba este fenómeno como disipación de calor de una condición originalmente fundida y demostró, utilizando datos de flujo de calor, que tal condición debió de haber existido no hacía mucho tiempo. Este tiempo aparente de "cristalización" de la corteza sólida terrestre estableció la máxima edad posible para la vida que

hoy conocemos. Desde luego que en aquella época no se contaba con datos sobre puntos de fusión y conductividad térmica de las rocas para poder estimar con mayor precisión tiempos de cristalización, pero aún así el orden de magnitud era bajo.

Las conclusiones anteriores también afectaron grandemente las teorías sobre evolución, no solamente por el corto período de tiempo que proponían, sino porque nueva o vieja, la corteza terrestre había estado muy caliente en un pasado no muy distante y, por tanto, no podía haber presentado la larga estabilidad que Darwin consideraba necesaria para la evolución gradual de la clase de vida que habitó nuestro planeta.

III.2 Descubrimiento de la Radiactividad

Así como los cálculos de Kelvin modificaron las conclusiones de Darwin, así también el descubrimiento de la radiactividad probó que Kelvin estaba completamente equivocado y que Darwin tenía razón.

En 1896, Henri Becquerel descubrió que el uranio emitía misteriosos rayos que quedaban registrados en placas fotográficas en la más completa obscuridad, a lo cual bautizó con el nombre de RADIATIVIDAD. Dentro de los años siguientes, el significado geológico de la radiactividad cobró un gran interés, a partir del descubrimiento de Pierre y Marie Curie de que una muestra de Radio siempre mantenía una temperatura mayor que sus alrededores.

En 1906, R.J. Strutt estimó que la cantidad de calor que era generada continuamente por minerales radiactivos en la corteza terrestre, explicaba la pérdida de calor medida por Kelvin, lo cual demostró que la Tierra generaba desde su interior su propio calor y que el flujo observado había sido probablemente constante por un período muy largo de tiempo. Además, la energía radiactiva parecía ser una buena explicación para el misterio del calor del Sol, el cual, creían los astrónomos de aquel tiempo, había mantenido una temperatura casi constante desde hacía muchos millones de años.

Dentro de los diez años siguientes al descubrimiento de Becquerel, se descubrió que también el torio, el rubidio y el potasio, eran radiactivos. En 1902, Ernest Rutherford y Frederick Soddy postularon que los elementos radiactivos cambian a otros elementos durante la emisión de rayos radiactivos, siendo el medio las partículas alfa, uno de los productos del decaimiento del uranio. En 1906, Rutherford fue el primero en tratar de medir las edades de minerales a partir de la relación helio-uranio.

En 1905, el químico americano B. B. Boltwood concluyó que además del helio, el plomo también era un producto estable final del decaimiento del uranio. Este científico pudo demostrar que en rocas frescas de igual edad, la relación plomo-uranio es constante; pero que en rocas de edad diferente, también la relación plomo-uranio es considerablemente diferente. Bajo

estos conceptos calculó las edades de algunos minerales (Tabla 4), que son todavía bastante cercanas a las cifras obtenidas con técnicas y métodos actuales.

En 1911, el estudiante inglés de geología, Arthur Holmes, escribió su primer artículo sobre dataciones radiactivas, en el cual sentó las bases de muchos de los principios que guiarían a los trabajos radiométricos de las décadas siguientes. Holmes resumió todos los datos radiométricos disponibles entonces, verificó la idea de Boltwood de que el plomo era el producto final del decaimiento del uranio, esbozó el problema de la contaminación de muestras, presentó evidencia de que las velocidades de decaimiento son constantes bajo cualquier circunstancia y puntualizó la importancia de las determinaciones radiométricas para entender la historia del Precámbrico.

La radiactividad hizo grandes aportaciones a la mayor parte del conocimiento científico, pero en geología refutó totalmente las ideas de Kelvin sobre una Tierra y un Sol jóvenes, y en la biología apoyó fundamentalmente las ideas de Darwin sobre evolución.

TABLA 4. PRIMERAS EDADES RADIOMETRICAS DE BOLTWOOD

PERIODO GEOLOGICO	PLOMO/URANIO	EDAD (m.a.)
CARBONIFERO	0.041	340
DEVONICO	0.045	370
PRECARBONIFERO	0.050	410
SILURICO U ORDOVICICO	0.053	430
PRECAMBRICO		
SUECIA	{ 0.125	1,025
	{ 0.155	1,270
ESTADOS UNIDOS	{ 0.160	1,310
	{ 0.175	1,435
CEILAN	0.20	1,640

III.3 Determinaciones Radiométricas

Muchas clases de átomos presentes en la naturaleza son inestables y cambian espontáneamente a un estado de energía de emisión radiactiva menor. Este proceso es conocido como decaimiento radiactivo. Durante este proceso, una clase de átomo llamado padre cambia a otra clase de átomo llamado hijo. Una clase determinada de átomo se distingue de todos los demás por el número de protones y neutrones que contiene su núcleo. El número de protones determina el elemento al cual el átomo pertenece, y el número conjunto de protones y electrones determina la masa del átomo. Así, el conjunto del número de protones y el número de masa determinan una clase particular de átomo, a la cual llamaremos nucleido. Por ejemplo, si

tomamos dos nucleidos diferentes que contengan el mismo número de protones, pero un número diferente de neutrones, podemos decir que ambos pertenecen al mismo elemento pero que tienen diferentes masas. A este tipo de nucleidos se les conoce con el nombre de isótopos del mismo elemento. Un ejemplo de dos isótopos comunes de uranio (92 protones) son el uranio-235 y el uranio-238.

En el proceso de decaimiento radiactivo, el núcleo de un átomo padre emite una partícula alfa o una partícula beta, o captura a un electrón. En el decaimiento de alfa, el núcleo de un átomo padre pierde dos protones y dos neutrones, por lo que el número de masa decrece en 4 y el número de protones decrece en 2.

Por otro lado, en el decaimiento beta, el núcleo emite un electrón de alta velocidad y uno de sus neutrones se convierte en protón, con lo que no cambia su masa, pero su número de protones se incrementa en 1. Cuando ocurre una captura de electrones, un protón del núcleo atrae un electrón orbital y lo convierte en neutrón, disminuyendo el número de protones en 1, sin cambiar la masa.

Cada nucleido radiactivo tiene una forma particular de decaimiento y, lo que es más importante, tiene una velocidad de decaimiento propia y única. El decaimiento radiactivo ocurre completamente en el núcleo atómico, y la velocidad de decaimiento es independiente de condiciones externas, tales

como calor o presión. Aún más, la velocidad de decaimiento no es alterada por cambios químicos como oxidación y reducción del átomo padre, debido a que estos cambios involucran solamente a los electrones orbitales y no al núcleo. Así, si un nucleido radiactivo es incorporado dentro de un mineral o una roca durante la cristalización, solamente estará controlado por el tiempo que transcurra a partir del inicio del evento de cristalización.

El principio de las dataciones radiométricas es comparable a un reloj de arena, en el que al voltearlo, permite que la arena de la cámara superior se vacíe a la inferior. La cantidad de arena que permanezca en la cámara superior, en relación con la cantidad de arena que exista en la cámara inferior, permitirá medir el tiempo que ha transcurrido. La arena en la cámara superior representa el decaimiento de átomos radiactivos, y la de la inferior, la acumulación de átomos hijos. Así, como las cámaras del reloj de arena deben estar selladas para impedir que la arena escape, así también la estructura atómica del mineral debe ser capaz de retener a los átomos padres e hijos de un posible escape, o también de impedir que entren algunos otros del exterior. En otras palabras, el sistema debe estar cerrado. A diferencia del paso uniforme de la arena en un reloj de arena, o del consumo constante de una vela, o de cualquier otra forma lineal de decremento, el decaimiento radiactivo ocurre a una velocidad geométrica (Fig..14).

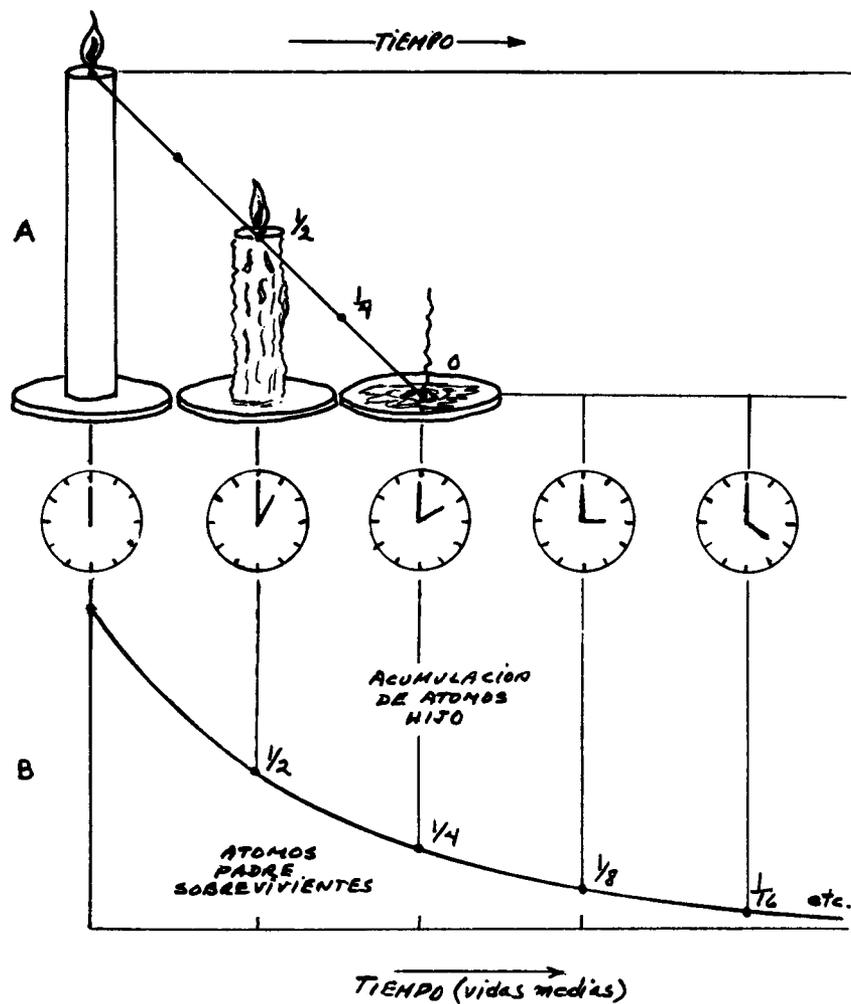


Figura 14. (a) DECREMENTO LINEAL DE LA MAYORIA DE LOS PROCESOS COTIDIANOS, EN CONTRASTE CON (b) EL DECAIMIENTO RADIOACTIVO QUE SE APROXIMA A CERO ASINTOTICAMENTE. NOTESE QUE EL FINAL DE UN INTERVALO DE VIDA MEDIA ES EL INICIO DE OTRO.

Cada átomo individual de un isótopo dado tiene la misma probabilidad de decaimiento dentro del año siguiente, y esta probabilidad permanece constante sin importar el tiempo que ha existido el material datado. La probabilidad de decaimiento es expresada por un número llamado constante de decaimiento λ , el cual simplemente estipula la proporción de átomos que decaen en un año de un átomo en particular. El número actual de átomos que decaerán es λN , en donde N es el número de átomos radiactivos padre presente en el sistema al inicio del año. Al comienzo del año próximo, el número de átomos radiactivos padre es desde luego menor, habiendo decrecido en λN veces. De esta manera, es menor el número actual de átomos que decaerán en el segundo año y seguirá disminuyendo a medida que transcurran otros años.

El tiempo total requerido para que todos los átomos radiactivos de un sistema dado decaigan, no puede ser especificado ya que en teoría es infinito, pero sí se puede calcular el tiempo requerido para el decaimiento de la mitad de los átomos de un nucleido radiactivo particular. A este período de tiempo se le conoce como vida media.

Cada nucleido radiactivo tiene su propia vida media, con duración de unos cuantos microsegundos en algunos de ellos y de miles de millones de años en algunos otros, por lo que un nucleido dado debe ser usado para medir edades que sean aproximadamente del mismo orden de magnitud que su vida media. El fin de un período de vida media marca el inicio de otro. Así,

si una cantidad de nucleidos radiactivos es degradada, la mitad del número inicial de átomos ($N_0/2$) permanece después de un período de vida media; la mitad de estos últimos, o sea, un cuarto ($N_0/4$), permanecerán al fin del siguiente período de vida media y la mitad de los anteriores; o sea, un octavo ($N_0/8$), permanecerán al final del siguiente período y así sucesivamente. El número de átomos padres sobrevivientes (N_t), al final de las (n) vidas medias, es simplemente $N/2^n$. Los átomos padre graficados en función del tiempo t producen una curva como la mostrada en la Fig. 14b. Esta simple relación es la base de todos los "relojes radiactivos" y la ecuación que representa esta clase de curva es:

$$N_t = N_0 e^{-\lambda t}$$

en donde:

$$e = 2.718.$$

Cuando se forma una nueva roca y cristalizan por vez primera los granos minerales que contienen átomos radiactivos, éstos idealmente no contienen átomos del hijo radiogénico; o sea, que la relación inicial es cero y, por tanto, la edad indicada es cero. Al paso del tiempo el decaimiento de átomos padre es cero y produce átomos hijos radiogénicos en sus lugares dentro de los granos minerales. Conociendo el decaimiento constante del padre radiactivo, sólo necesitamos medir la relación de nucleidos hijo y padre (H/P) en el mineral para calcular el tiempo (medido en años antes del presente)

en el que el sistema se originó. El tiempo así medido se conoce como edad radiométrica del sistema y es calculada a partir de la ecuación:

$$t = (1/\lambda) \text{Log}_e [(H/P) + 1]$$

La Fig. 14 muestra gráficamente la lógica de las dataciones radiométricas y como con cada incremento de tiempo, la relación padre/hijo es única.

En radiometría es necesario hacer dos suposiciones: 1) que el sistema ha permanecido cerrado y 2) que no existían átomos del nucleido en el sistema cuando éste se formó. Muchos minerales satisfacen el requisito de sistema cerrado, pero solamente unos cuantos estuvieron originalmente libres de nucleidos hijo. En muchos casos algunos átomos de nucleidos hijo fueron accidentalmente incorporados cuando cristalizó el mineral que va a ser datado, lo que es llamado hijo original y debe ser detectado, ya que si es incluido con el hijo radiogénico, la edad calculada para el mineral será mayor que la edad correcta. Afortunadamente, existen formas de estimar el hijo original.

Las constantes de decaimiento para los nucleidos comúnmente usadas en dataciones radiométricas son conocidas con aproximadamente de menos de 1%, por lo que las únicas posibles fuentes de error son: 1) por pérdida parcial del hijo radiogénico ó 2) por errores en el análisis de laboratorio. Es

importante saber el significado de un error en una edad radiométrica. Por ejemplo, en una edad de 325 ± 10 m.a., el más-menos 10 significa que la determinación de la edad es solamente reproducible dentro de este rango de 20 millones de años, el cual se refiere a la precisión de la medida. Comúnmente, el error expresado es la desviación estándar del grupo de datos obtenidos de varios análisis. Así, el significado de 325 ± 10 m.a. indica simplemente que cualquier otro análisis de la misma muestra debe arrojar una edad dentro del rango de 20 m.a.

Existen en la naturaleza nucleidos radioactivos de vida larga (con una vida media de centenares de millones de años) y de vida corta (con una vida media de unas cuantas decenas de millones de años). Solamente 21 nucleidos radioactivos de vida larga sobrevivieron al tiempo primordial cuando se formó la Tierra, y la totalidad de nucleidos de vida corta que fueron parte de la Tierra original han desaparecido. Sin embargo, existen actualmente en la Tierra varios nucleidos de vida corta, debido a que son producidos continuamente por el decaimiento de uranio o torio, o bien por el bombardeo de rayos cósmicos derivados principalmente de la atmósfera superior.

De todos los nucleidos de vida larga que existen, los más útiles para dataciones radiométricas de rocas se muestran en la Tabla 5.

TABLA 5. PRINCIPALES METODOS DE DETERMINACION DE EDADES RADIO METRICAS. SEGUN EICHER, 1976

NUCLEIDO PADRE	VIDA MEDIA (m.a.)	NUCLEIDO HIJO	MINERALES Y ROCAS COMUNMENTE DATADOS
URANIO-238	4,510	PLOMO-206	ZIRCON URANITA PECHBLENDA
URANIO-235	713	PLOMO-207	ZIRCON URANITA PECHBLENDA
POTASIO-40	1,300	ARGON-40	MUSCOVITA BIOTITA HORNBLENDA GLAUCONITA SANIDINO ROCA VOLCANICA TOTAL
RUBIDIO-87	47,000	ESTRONCIO-87	MUSCOVITA BIOTITA LEPIDOLITA MICROCLINA GLAUCONITA ROCA METAMORFICA TOTAL

Con base en un extenso muestreo de la corteza terrestre, se sabe que hoy existen plomo-204, plomo-206 y plomo-207, con relaciones 1.0, 18.5 y 15.6 respectivamente. En la misma escala existen uranio-235 y uranio-238, con relaciones de 0.0725 y 10.0. Las cantidades actuales de estos nucleidos se encuentran graficadas en el margen derecho de la Fig. 15, bajo la consideración de que en el pasado debieron de haber existido mayores cantidades de uranio. Conociendo las vidas medias del uranio-235 y del uranio-238, podemos calcular cuánta era la cantidad de uranio en el pasado, prolongando simplemente las curvas de

decaimiento de estos isótopos como una función del tiempo (Fig. 15).

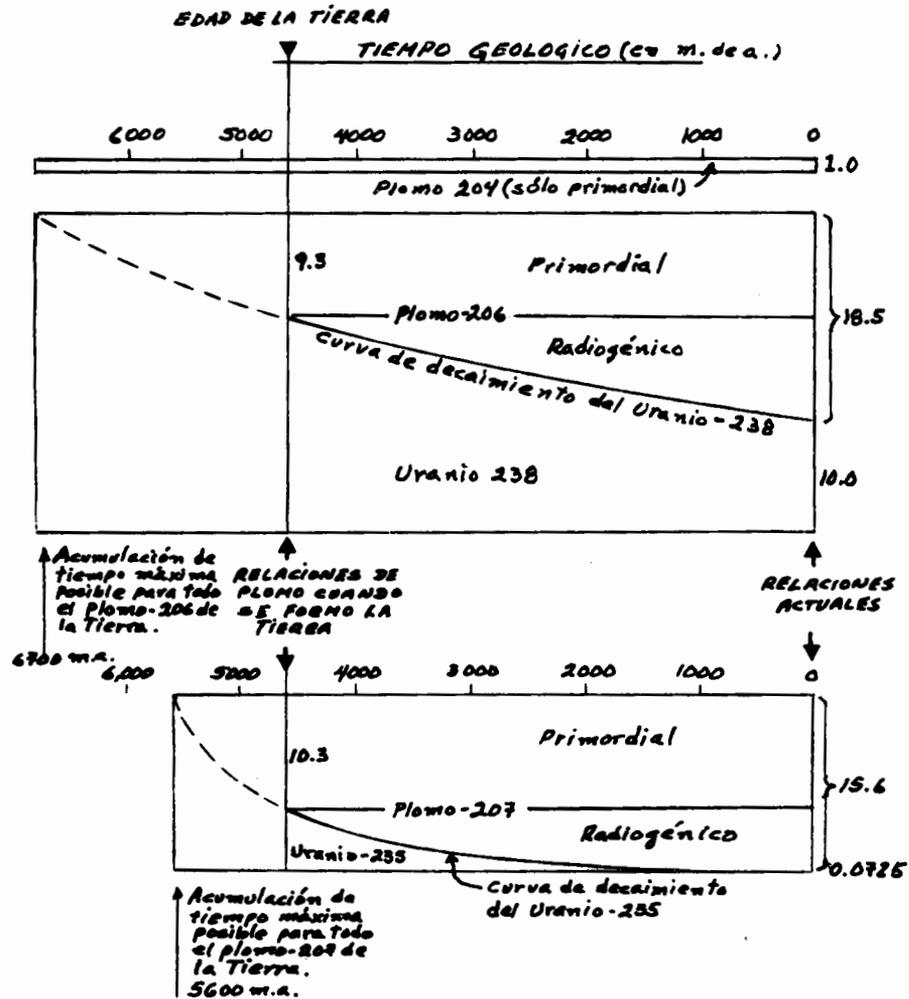


Figura 15. EL DECAIMIENTO RADIATIVO DEL URANIO DE LA TIERRA HA AGREGADO IMPORTANTES CANTIDADES DE PLOMO-206 Y PLOMO-207 Y HA CAMBIADO SUS PROPORCIONES A TRAVES DEL TIEMPO GEOLOGICO. EL MARGEN IZQUIERDO DE LA CURVA DEL PLOMO-207 MUESTRA QUE NO PUDO SER ACUMULADO POR MAS DE 5,600 MILLONES DE AÑOS, DE LA MISMA FORMA QUE EL PLOMO-206 NO PUDO HABERSE ACUMULADO POR MAS DE 6,700 MILLONES DE AÑOS. LAS RELACIONES INDICADAS ESTAN BASADAS EN PLOMO-204=1.0. SEGUN EICHER, 1976.

De lo anterior se puede deducir que hace 4,510 m.a. (la vida media del uranio-238) hubo el doble de uranio-238 en la Tierra de lo que hay hoy en día, pero que en ese tiempo debió de haber existido 80 veces más uranio-235, ya que hace 4,510 m.a. es 6.3 vidas medias del uranio-235.

La curva de decaimiento de la Fig. 15 muestra que así como hubo en el pasado mayores cantidades de uranio-235 y uranio-238, así también las cantidades de plomo-207 y plomo-206 fueron menores. De hecho, si uno sigue las cantidades decrecientes de plomo hacia la izquierda de la Fig. 15, se puede observar que el plomo se acaba primero a 5,600 m.a. (plomo-207) y después a 6,700 m.a. (plomo-206). Esto significa que la Tierra no puede ser más vieja que 5,600 m.a., ya que aun cuando todo el plomo-207 del mundo fuera radiogénico, éste debería haber sido producido en los últimos 5,600 m.a. En otras palabras, si la Tierra fuera más vieja que 5,600 m.a., entonces debería necesariamente contener más plomo-207 que el que contiene. De una forma similar, en 6,700 años se debería haber acumulado todo el plomo-206. Pero, ciertamente no hay razón para suponer que el plomo-207 y el plomo-206 hayan iniciado su existencia solamente después de que se formó la Tierra. Sin duda, la diferencia entre sus tiempos máximos de acumulación posibles indican que una porción del plomo-207 y plomo-206 en la Tierra es primordial, esto es, que fue aportado junto con todos los otros nucleidos no-radiogénicos cuando se formó la Tierra.

Bajo el anterior punto de vista, la Tierra debe de ser considerablemente más joven que 5,600 m.a., durante los cuales se podría haber acumulado radiogénicamente todo su plomo-207, mismo que debería ser más viejo que las rocas más antiguas. Las rocas más viejas que conocemos en nuestro planeta son los gneisses de Groenlandia Oriental que datan de 4,000 m.a. por medio del método de Rb/Sr. Estos datos nos llevan a la pregunta ¿cuándo exactamente se formó la Tierra, entre 4,000 y 5,600 m.a.?

A medida que la cantidad de plomo-206 y plomo-207 se incrementan a través del tiempo geológico, así también van cambiando las relaciones entre uno y otro, debido a que sus isótopos de uranio padre decaen a diferentes velocidades. Ninguna de las rocas presentes en la Tierra preserva plomo primordial, porque desde que la Tierra se formó todos sus materiales han sido intemperizados, fundidos, o bien, reciclados por procesos geológicos, por lo que se han tenido que buscar materiales que no hayan sido alterados (i.e. meteorita) desde el tiempo en que se formó el sistema solar.

Las meteoritas tienen una gran variedad de composiciones, pero aproximadamente el 7% consisten de Fe y Ni y el resto de rocas ricas en Sílice. Una buena parte de las meteoritas pétreas contienen unos nódulos de minerales silicatados llamados *cóndrulas*, por lo que se les conoce con el nombre de *condritas*. También, ocasionalmente, se encuentran diamantes

en los dos tipos de meteoritos, lo que indica que se formaron a altas presiones y temperaturas, aunque la composición de algunas meteoritas pétreas sugiere un enfriamiento rápido. Entonces, las meteoritas representan diferentes tipos de origen, pero todas se formaron al principio de la historia del sistema solar, y aunque probablemente se hayan fragmentado de cuerpos más grandes, nunca fueron refundidos o recristalizados. Por estas razones, se considera a las meteoritas como muestras valiosas del material primordial del cual se formó el sistema solar.

La mayoría de las meteoritas pétreas contienen cantidades traza de uranio y plomo, de las que su contenido total de plomo (como el de la Tierra) es una mezcla de plomo radiogénico y plomo primordial. Sin embargo, las meteoritas metálicas y algunas condritas contienen cantidades traza de plomo pero no uranio, lo que se ha considerado como muestra de plomo primordial virtualmente puro, con relaciones isotópicas de 1.0 para el plomo-204, 9.3 para el plomo-206 y 10.3 para el plomo-207. Estos datos indican una edad de 4,600 millones de años en la evolución de las curvas de plomo de la Fig. 15.

En la práctica actual, las edades más precisas de meteoritas han sido obtenidas por una construcción simple llamada la *isócrona del plomo*. Esta *isócrona* es una línea recta en una gráfica de plomo-206 y plomo-207. Su ventaja es que un gran número de puntos definen la línea, de forma tal que los datos

son mucho más confiables que aquéllos obtenidos de una sola meteorita (Fig. 16). Los puntos representan meteoritas que contienen plomo primordial y radiogénico y la pendiente de la isócrona cambia progresivamente junto con la edad de las meteoritas.

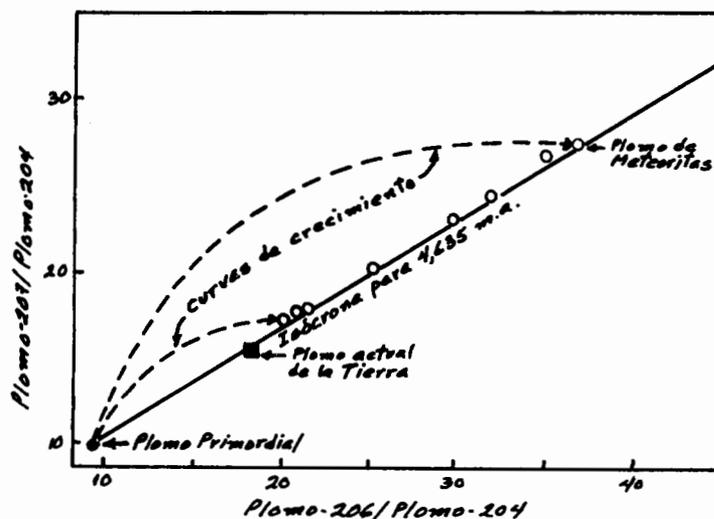


Figura 16. DIAGRAMA DE LA ISOCRONA DE PLOMO QUE ARROJA UNA EDAD DE 4,635 m.a. PARA LAS METEORITAS. EL CONTENIDO ACTUAL DE PLOMO DE LA TIERRA CAE DENTRO DE LA ISOCRONA, INDICANDO QUE ESTE PROVINO DE LA MISMA FUENTE PRIMORDIAL QUE EL PLOMO DE LAS METEORITAS Y AL MISMO TIEMPO. SEGUN EICHER, 1976.

Las curvas de crecimiento (línea discontinua) muestran cómo funciona la datación de la isócrona. Debido a que las meteoritas se formaron a partir del mismo polvo cósmico y al mismo tiempo, contienen inicialmente las mismas relaciones isotópicas de plomo indicadas por el punto primordial (Fig. 16).

Sin embargo, las meteoritas que contienen uranio incrementan su contenido de plomo-206 y plomo-207 a través del tiempo por adiciones radiogénicas; y la composición del plomo de cada una las aleja del punto primordial en una curva de crecimiento como las mostradas en la Fig. 16 . Mientras más grande sea la relación inicial uranio-plomo en la meteorita, más grande será la proporción del plomo radiogénico que se genera y, por lo tanto, su curva será más alta. A cualquier tiempo dado, las relaciones de plomo-206 y plomo-207 de todas las meteoritas caen en la isócrona (Fig. 16) , la cual tiene una pendiente única para una edad de 4,635 m.a. La precisión de estos análisis es considerablemente mejor que la obtenida por medio de las vidas medias del Uranio.

La edad anterior puede parecer convincente para las meteoritas pero, ¿qué tan adecuada es para la Tierra? Hoy en día es aceptada como una cifra confiable simplemente porque si la Tierra se hubiera formado antes o después que las meteoritas, entonces sus relaciones isotópicas iniciales de plomo hubieran sido diferentes. Pero el plomo de la Tierra, analizado a partir de numerosas fuentes que incluyen los océanos, y aún minerales de plomo geológicamente jóvenes, cae en la isócrona de las meteoritas, lo que se considera en la actualidad como una evidencia excelente de que la Tierra y las meteoritas fueron aisladas de la misma masa cósmica hace aproximadamente 4,600 millones de años.

IV. FLUJO DE CALOR Y LAS TEORIAS DE CONVECCION EN EL MANTO

Tradicionalmente se ha supuesto que el interior de la Tierra es caliente, debido quizá a que alguna vez el planeta estuvo en un estado "fundido" y se ha enfriado a través del tiempo, cuando menos la capa externa que forma la corteza. Pero como ya se dijo anteriormente, la creencia actual es que el sistema solar tuvo un origen "frío". Esto no es problema por lo que concierne al Sol, ya que si consideramos las enormes fuerzas gravitacionales que actúan dentro de la gran masa solar, no es difícil imaginar procesos de fusión nuclear durante los cuales el hidrógeno es convertido a helio y se libera energía. Sin embargo, este tipo de procesos nucleares no son posibles a las temperaturas máximas existentes en el núcleo de la Tierra ($4,000^{\circ}\text{C}$). Por otro lado, los procesos de fisión nuclear, que involucran el decaimiento de isótopos pesados, no requieren de altas temperaturas para iniciarse.

Para entender mejor estos conceptos hay que revisar lo que significan. La *fusión nuclear* se define como la unión de núcleos de átomos para formar núcleos de átomos más pesados, dando como resultado la liberación de grandes cantidades de energía cuando se unen ciertos elementos ligeros (*i.e.* hidrógeno); mientras que la *fisión nuclear* es la división de un núcleo atómico que resulta en la liberación de grandes cantidades de energía.

Dentro de la Tierra ocurren continuamente decaimientos de uranio y torio produciéndose calor, pero estos elementos son relativamente raros. En cambio, los radioisótopos de ^{40}K son muy abundantes y por medio de procesos de fisión nuclear, liberan grandes cantidades de energía calorífica sostenida, por lo que se cree que éstos son los responsables del calor interno terrestre. Esto no quiere decir que la Tierra se esté calentando, sino que se mantiene caliente.

Durante millones de años, el calor generado en el interior ha estado balanceado por una pérdida equivalente a través de la superficie de la Tierra y hacia el espacio exterior. Esta pérdida de temperatura se conoce como *flujo de calor* y se puede medir en la superficie. Las cantidades de flujo de calor pueden parecer enormes a una escala mundial, pero en la realidad son apenas detectables. En promedio, la cantidad de calor que "escapa" a través del terreno es 1/10,000 de la energía recibida en la misma región por radiación solar. La mayor parte de la energía medida como flujo de calor es transferida desde el núcleo y el manto hasta la corteza por medio de conducción.

La Fig. 17 indica la existencia de valores altos de flujo de calor en las crestas oceánicas y en los arcos insulares, mientras que en las trincheras oceánicas profundas estos valores son bajos.

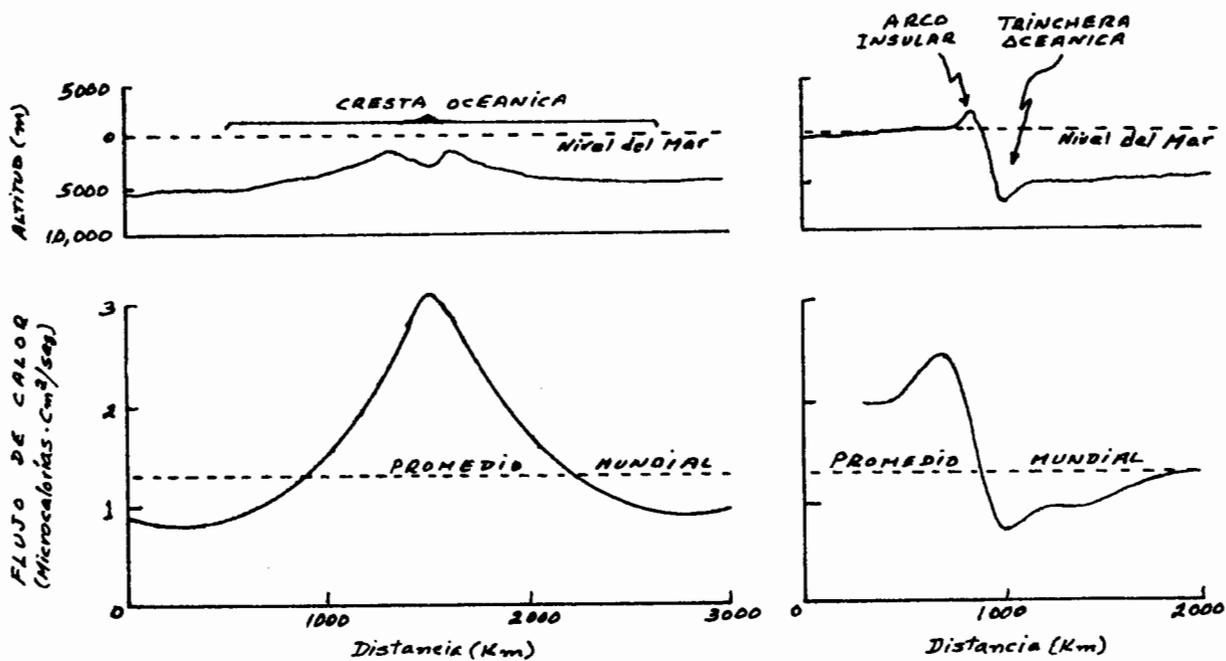


Figura 17. VARIACIONES DE FLUJO DE CALOR EN DIFERENTES REGIONES DEL MUNDO. SEGUN WEYMAN, 1981

Casi siempre los volcanes coinciden con grandes rasgos lineales a escala del globo, los cuales a su vez presentan valores altos de flujo de calor. Estos rasgos lineales superficiales son:

- (a) Crestas oceánicas
- (b) Valles "RIFT" continentales
- (c) Arcos insulares volcánicos
- (d) Grandes cadenas montañosas (con algunas excepciones).

Esto sugiere que existen zonas en el manto en las que la temperatura es más alta o más baja, y su expresión superficial está casi siempre asociada a cadenas volcánicas (Fig. 18).

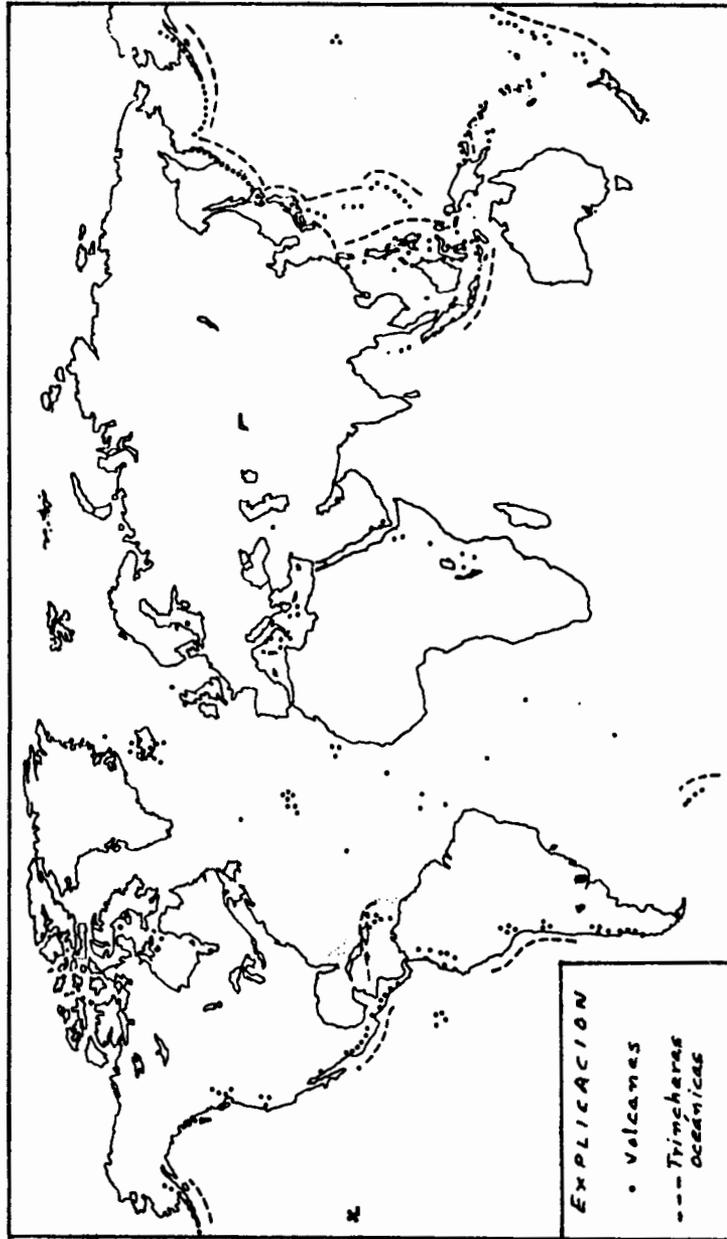


Figura 18. DISTRIBUCION MUNDIAL DE VOLCANES ACTIVOS, MOSTRADOS JUNTO CON LAS TRINCHERAS OCEANICAS MAS PROFUNDAS.

En la Tierra se pueden medir la *temperatura anual media superficial* y el *gradiente geotérmico* en el subsuelo. Las anteriores temperaturas se miden en unidades de flujo de calor ("HFU")*. Se considera que una unidad de flujo de calor es la energía térmica que fluye a través de una unidad de área en un tiempo dado. Una "HFU" es igual a 10^{-6} Cal/cm²/seg.

El flujo de calor (HF) es proporcional al gradiente térmico (GT) y se considera como una constante a la que se denomina *conductividad térmica* (CT). La ecuación que relaciona los anteriores parámetros es:

$$HF = CT \times GT$$

Por medio de esta fórmula, se puede conocer fácilmente el flujo de calor en un área determinada, una vez que se conoce la conductividad térmica de una roca y el gradiente geotérmico del área.

Es conveniente mencionar que el flujo de calor promedio mundial es de 1.5 HFU y es radiado al espacio casi en su totalidad. Este flujo es tan pequeño que sólo es capaz de derretir una masa de hielo a una velocidad de 1 cm/año. Pero, aunque pequeño, se estima que el flujo de calor total liberado en un año es de 10-100 veces mayor que el calor emitido en un evento volcánico.

* Designación inglesa para unidad de flujo de calor (HEAT FLOW UNIT).

El flujo de calor se mide normalmente en minas, túneles o pozos petroleros, lo cual ha permitido elaborar mapas como el de Norteamérica, publicado por el United States Geological Survey a principios de los 60's.

Las Tablas 6 y 7 muestran de manera resumida algunos datos generales relativos a generación y flujo de calor.

TABLA 6. CONCENTRACIONES DE ELEMENTOS CON RADIOISOTOPOS DE VIDA LARGA Y PRODUCTIVIDADES DE CALOR PARA LA CORTEZA Y MANTO

	URANIO (ppm)	TORIO (ppm)	POTASIO (%)	PRODUCCION DE CALOR ($\mu\text{W}/\text{m}^3$)	VOLUMEN (m^3)	PRODUCCION TOTAL DE CALOR		
						W	J/a	
CORTEZA CONTINENTAL PROMEDIO	2.3-4.7	9-20	2.5-4.2	1.5-3.0	5×10^{18}	1.1×10^{13}	3.5×10^{20}	
CORTEZA OCEANICA PROMEDIO	0.9	2.7	0.4	0.4	2.5×10^{18}	10^{12}	3×10^{20}	
MANTO ("FRESCO", SIN FUNDIR)	0.015	0.08	0.1	0.02	9×10^{20}	1.8×10^{13}	5.7×10^{20}	
PRODUCCION TOTAL (CORTEZA Y MANTO) ----->							9.5×10^{20}	

TABLA 7. PROMEDIOS DE FLUJO DE CALOR PARA REGIONES OCEANICAS Y CONTINENTALES

FLUJO DE CALOR	PROMEDIO CONTINENTAL (W/m^2)	PROMEDIO OCEANICO (W/m^2)	TOTAL (W)
a través de la superficie terrestre	53×10^{-3}	62×10^{-3}	3.2×10^{13}
a través de la discontinuidad de Mohorovičić	28×10^{-3}	57×10^{-3}	2.4×10^{13}

IV.1 Corrientes de Convección en el Manto

La idea de que en el manto ocurren corrientes de convección termal se debe originalmente a Alfred Wegener y ha sobrevivido desde principios del siglo XX, a pesar de que no fue desarrollada rigurosamente por este científico.

Al principio, la proposición de que procesos similares a estos tuvieran lugar en la Tierra se consideró como absurda debido a que se consideraba al manto como sólido, pero si se considera que un gran número de materiales, aparentemente sólidos como el chapopote y la cera de zapatero, se rompen en fragmentos cuando son deformados rápidamente, pero fluyen como un líquido si se les aplican fuerzas lentamente, entonces la anterior proposición no parece tan absurda. Durante largos períodos de tiempo aun el hielo es capaz de fluir plásticamente por lo que los científicos de aquella época se cuestionaban ¿y por qué no el manto? Arthur Holmes mantuvo que este flujo dentro del manto debido a convección era lo que proporcionaba el mecanismo para la deriva continental propuesta por Wegener. El definía el flujo como una "banda sin fin" y aseguraba que "aun los continentes podrían ser transportados por éste". Holmes teorizaba que si el flujo dentro del manto ascendía en la parte media de una masa continental y de ahí se distribuía radialmente, entonces el continente podría "partirse" en dos y cada una de estas partes derivar independientemente. El mecanismo de esta teoría se presenta en la Fig. 19.

La teoría de Holmes, propuesta por primera vez en 1929, sobrevivió sin recibir mucha oposición, probablemente debido a que sus ideas eran muy adelantadas para su época. Si examinamos con detenimiento el modelo de la Fig. 19, no es posible negar su extraordinaria similitud con modelos actuales de generación de corteza oceánica.

Por otro lado Griggs (1939), siguiendo los modelos de Wegener y Holmes, se avocó a tratar de demostrar en el laboratorio los efectos de las corrientes de convección. En su modelo experimental.

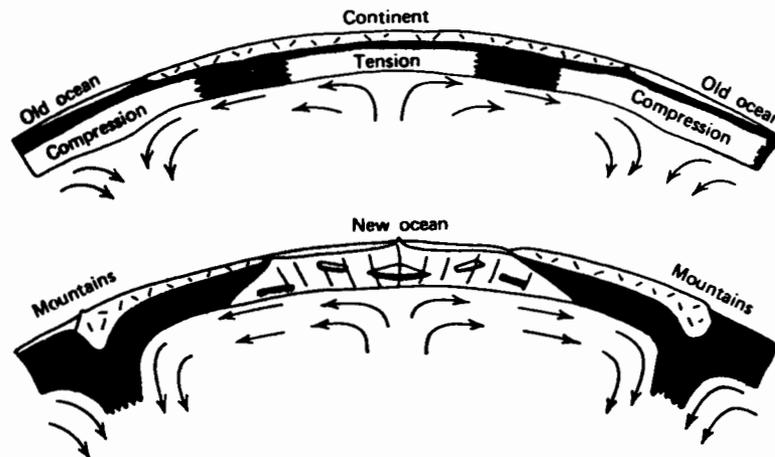


Figura 19. MODELO DE A. HOLMES (1929) PARA DEMOSTRAR QUE LA CONVECCION EN EL MANTO PODRIA SER UN MECANISMO PARA EXPLICAR LA DERIVA CONTINENTAL

(Fig. 20), dos cilindros son rotados en una caja llena de fluido, sobre el cual flota una capa de aceite y arena. Cuando los dos cilindros son rotados en sentido contrario, se produce un "jalón" hacia abajo, provocando que la capa de aceite y arena se deforme simétricamente y origine grábenes (i.e. rifts). Cuando solamente se rota uno de los cilindros, la capa flotante originalmente continua, se sumerge de forma asimétrica. En capítulos posteriores se discutirá más a fondo las ideas actuales sobre convección en el manto.

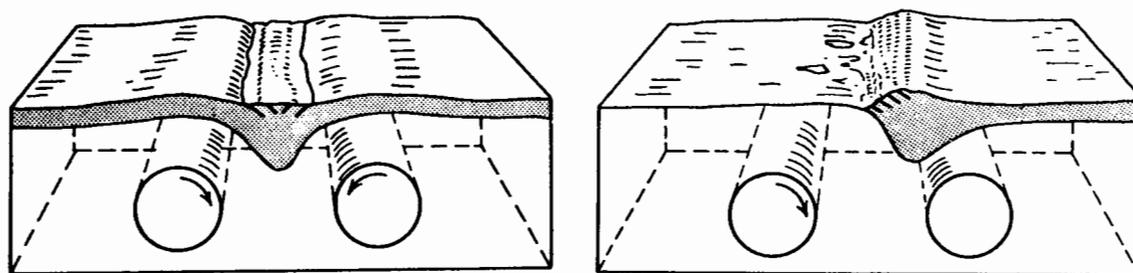


Figura 20. MODELO DE LABORATORIO DE GRIGGS (1939) PARA TRATAR DE EXPLICAR LOS EFECTOS EN LA SUPERFICIE DE LAS CORRIENTES DE CONVECCION DEL MANTO.

V. ATRACCION GRAVITACIONAL Y LA TIERRA

La primera ley de Newton (1643-1727) establece que para dos cuerpos, la fuerza de atracción entre ellos es directamente proporcional al producto de sus masas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia que los separa. Esta ley está expresada por la siguiente fórmula:

$$F = G m_1 m_2 / r^2$$

en donde G es la constante gravitacional, m_1 y m_2 las masas de los dos cuerpos y r la distancia que los separa. La constante G es calculada experimentalmente ya que es muy difícil medirla con precisión, su valor es:

$$G = 6.67 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{kg}^2$$

que es muy pequeño y aparentemente insignificante, sin embargo, lo sentimos diariamente como "peso" ya que la masa de la Tierra es comparativamente grande ($M_{\text{Tierra}} = 5.98 \times 10^{24} \text{ kg}$).

Esta ley, aunada a la teoría de la relatividad de Einstein, es muy utilizada actualmente por astrofísicos y geofísicos para fines prácticos y es fundamental para el estudio de la Tierra porque:

- determina la forma general de la Tierra,
- influye en la mayoría de los procesos tectónicos
- y controla los movimientos orbitales y de rotación de nuestro planeta.

Cuando consideramos la órbita de un planeta alrededor del Sol, tenemos que considerar también la atracción que ejercen otros planetas sobre él. Esto era muy tedioso anteriormente, pero hoy es relativamente fácil con la ayuda de computadoras.

La Tierra se mueve alrededor del Sol en una órbita elíptica y el plano que ésta describe se llama eclíptica (Fig. 21). La Tierra también rota alrededor de un eje que está inclinado $66\ 1/2^\circ$ con respecto a la eclíptica, por lo tanto, el ecuador de la Tierra también está inclinado $66\ 1/2^\circ$ respecto a la eclíptica. Esto se conoce como la *oblicuidad del ecuador* y es la causa del cambio de estaciones climáticas. Por otro lado, la Luna gira alrededor de la Tierra en un plano inclinado aproximadamente 5° respecto a la eclíptica. Debido a la oblicuidad, la inclinación de la órbita lunar sobre el ecuador varía sistemáticamente con el período lunar (28 días): o sea, el tiempo que tarda la Luna en hacer una revolución alrededor de la Tierra.

Si la Tierra, el Sol y la Luna pudieran ser consideradas como "puntos de masa", los movimientos orbitales podrían ser evaluados rápidamente a partir de la ley de Newton, pero como éstos no son perfectos, el cálculo de su atracción gravitacional no es tan simple, pues además de considerar las relaciones mostradas en la Fig. 21, habría que considerar que la Tierra es en sus polos 48 km menor que en el Ecuador y que se encuentra sujeta a fuerzas intersistema solar, de las cuales la relación Tierra-Luna es la más simple.

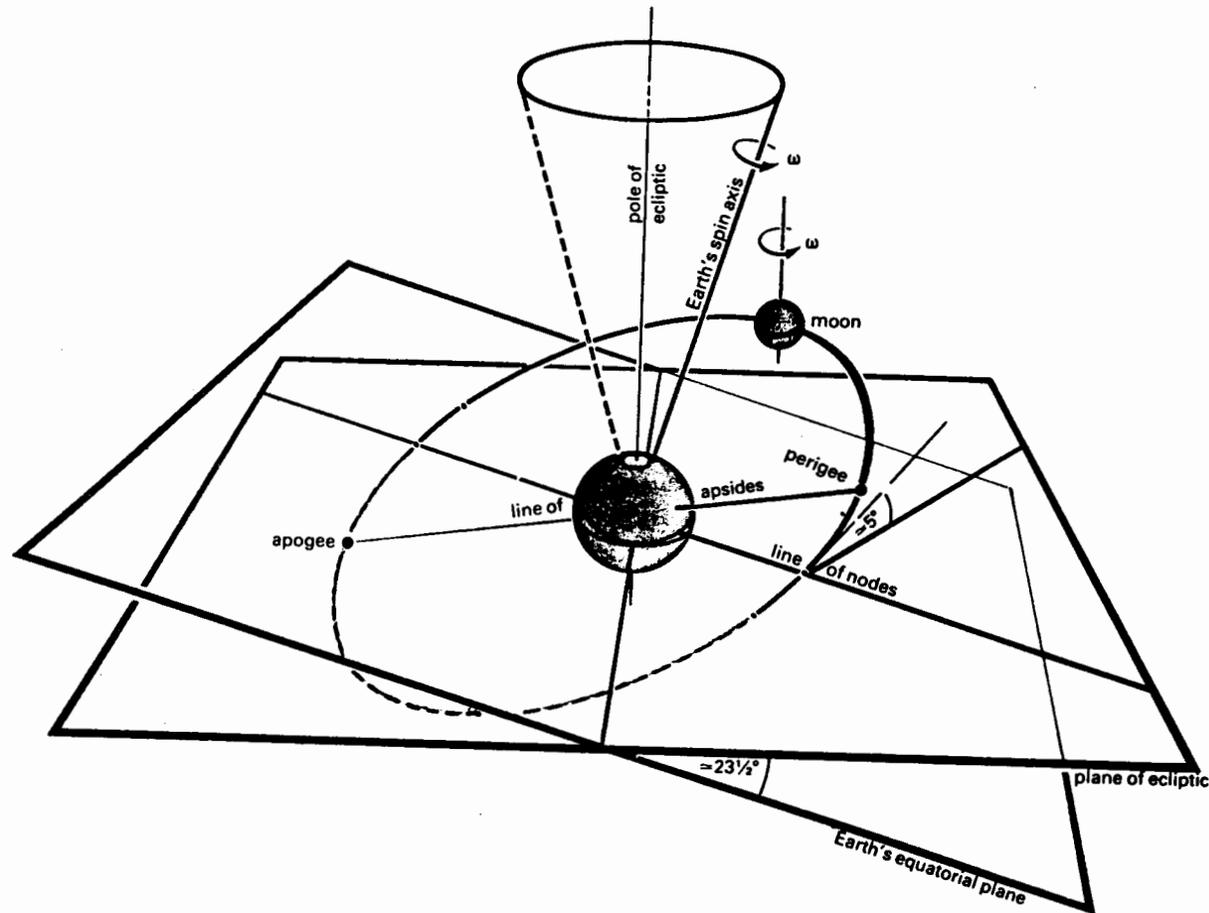


Figura 21. GEOMETRIA ORBITAL DEL SISTEMA TIERRA-LUNA. EL MOVIMIENTO ORBITAL DE LA TIERRA ALREDEDOR DEL SOL DEFINE EL PLANO DE LA ECLIPTICA Y EL EJE DE ROTACION DE LA TIERRA EFECTUA UNA REVOLUCION ALREDEDOR DEL POLO DE LA ECLIPTICA CADA 26,000 AÑOS. LA ORBITA LUNAR INTERCEPTA A LA ECLIPTICA A LO LARGO DE LA LINEA DE LOS NODOS.

Por otro lado, existen también fuerzas gravitacionales internas que influyen notablemente en la dinámica de la Tierra. En la Fig. 22 se muestra un resumen de las fuerzas gravitacionales externas e internas que pueden perturbar la rotación de la Tierra.

V.1 Anomalías Gravimétricas

Las fuentes principales de variación de la gravedad sobre la Tierra son el exceso ecuatorial de masa y la fuerza centrífuga producto de la rotación. La combinación de estas fuerzas puede producir un cambio en la gravedad desde el Ecuador hasta el Polo que es más o menos diez veces mayor que cualquier otra variación.

Como se sabe, cualquier anomalía geofísica se determina cuando se sustrae el valor de una cantidad estándar al valor que se ha medido. *Gravedad* se define como la fuerza de atracción que sufre un cuerpo adherido a la Tierra y rotando con ella, dividido entre la masa del cuerpo. De aquí que la gravedad sea medida en unidades de aceleración (cm/seg^2). La unidad básica en gravimetría es el gal ($1 \text{ gal} = 1 \text{ cm}/\text{seg}^2$), nombrado así en honor a Galileo.

El campo gravitacional de la Tierra es de aproximadamente 980 gales y en la mayoría de las estaciones terrestres se logra una exactitud de más de 1 miligal.

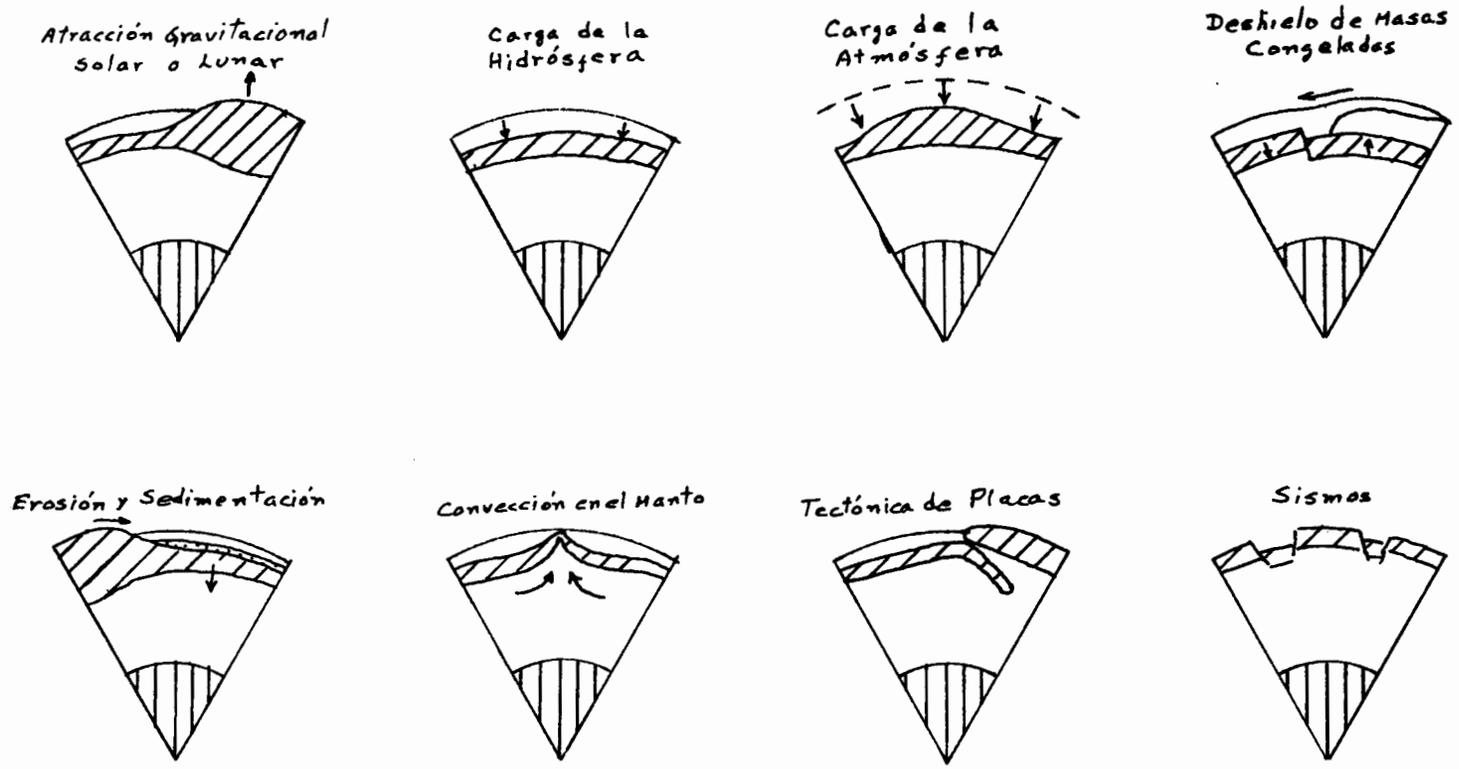


Figura 22. REPRESENTACION ESQUEMATICA DE LAS FUERZAS GRAVITACIONALES EXTERNAS E INTERNAS QUE PUEDEN PERTURBAR LA ROTACION DE LA TIERRA.

La referencia estándar usada en gravimetría es el campo gravitacional del esferoide, caso en el que la gravedad depende solamente de la latitud y está dada por la fórmula internacional de la gravedad:

$$g_t = 978.049 (1 + 0.0052884 \text{ sen}^2\theta - 0.0000059 \text{ sen}^22\theta)$$

en donde θ es la latitud y g_t está dado en gales. Las constantes de esta fórmula fueron establecidas hace muchos años, pero aún siguen siendo bastante exactas.

Rigurosamente, una anomalía gravimétrica debería ser medida como la diferencia en nivel entre el esferoide y el geoide, pero para fines prácticos esta diferencia se considera insignificante.

En áreas continentales, la gravedad se mide en la superficie, la cual se encuentra comúnmente muy por arriba del esferoide. Entonces, es necesario hacer correcciones al valor medido con el objeto de obtener el valor que debería observarse al nivel del geoide. Las correcciones se efectúan en tres etapas:

- 1) Se suma al valor medido el incremento en gravedad debido a que el geoide está más cerca del centro de masa de la Tierra que el punto de observación. Esta corrección es análoga a la diferencia en gravedad resultante de efectuar una medida en el aire y otra directamente abajo. Por tanto se llama a ésta, *corrección de aire libre*. Si

se sustrae a este valor el valor estándar de gravedad, se obtiene una *anomalía de aire libre*. Pero como en lugar de aire existe roca entre el punto de observación y el nivel del geoide, debemos de restar la atracción gravitacional de la roca.

- 2) El cuerpo de roca se trata entonces como si fuera una capa con un espesor igual a la distancia entre el punto medido y el geoide, lo que nos conduce a la *corrección de Bouguer* y, consecuentemente, a la *anomalía de Bouguer* después de sustraer la gravedad estándar.
- 3) Sin embargo existen carros y valles cercanos que deben ser proyectados, ya que sus efectos gravitacionales se suman uno a otro, representando la corrección final que debe ser sumada a la gravedad medida, para así obtener la *corrección completa de Bouguer* y, por último, la *anomalía completa de Bouguer*.

En observaciones gravimétricas marinas es necesario efectuar algunas correcciones análogas que no serán discutidas aquí.

El siguiente ejemplo ilustra las varias correcciones y anomalías para una estación gravimétrica en Wyoming (Según Clark, 1971):

ESTACION BLIND BULL, WYO; ELEV. 2492.8 m.s.n.m.

(Valores gravimétricos en miligales)

Valor teórico al minvel del mar →	980443.9	Gravedad observa- da →	979722
Correc. Aire libre →	<u>-769.2</u>	Anomalía de Aire libre →	<u>-979675</u>
	979674.7		+47
Correc. simple de Bouguer →	<u>+278.9</u>		979722
	979953.6		<u>-979954</u>
Correc. del Terreno →	<u>-2.0</u>	Anomalía simple de Bouguer →	<u>-232</u>
Correc. completa de Bouguer →	979951.6		979722
			<u>-979952</u>
		Anomalía completa de Bouguer →	-230

Se puede observar que la diferencia entre las correcciones completa y simple de Bouguer es pequeña y que las anomalías, además de ser negativas, son mucho mayores en magnitud que la anomalía de aire libre.

Es importante hacer notar que en lugares altos las anomalías de Bouguer tienden a ser grandes y negativas, con magnitudes que varían típicamente en unos cuantos cientos de miligales. Por otro lado, las anomalías de aire libre son generalmente mucho menores en magnitud, pueden tener cualquier signo y su valor promedio sobre una montaña es cercano a cero.

En los océanos, las anomalías de Bouguer son positivas, con magnitudes aproximadas de 200 a 300 miligales. Las anomalías

de aire libre son también pequeñas y pueden promediar valores cercanos a cero sobre regiones extensas.

V.2 La Teoría de la Isostasia

La primera observación de que las montañas tienen una atracción gravitacional pequeña fue hecha por Pierre Bouguer en 1750 y el resultado obtenido por este científico fue corroborado por Sir George Everest, en 1850, en un reconocimiento geológico de la India.

La discrepancia entre la atracción gravitacional calculada y la atracción gravitacional medida fue notada por el inglés Archdeacon Pratt, el cual ofreció la siguiente explicación: *"Las montañas no son simples masas que descansan en la superficie de la Tierra, sino que son el producto de las temperaturas anormalmente altas que existen en su interior, lo que provoca que el material se expanda y disminuya su densidad; por lo tanto, la expresión de "alto relieve" de las montañas es una consecuencia de la expansión y no involucra masa adicional. La masa por unidad de área entre la superficie y algún nivel llamado profundidad de compensación, es la misma en todas partes."*

La teoría de Pratt fue criticada por Sir G.B. Airy, que ofreció la siguiente explicación alternativa: *"La corteza terrestre flota sobre un sustrato débil de mayor densidad, pero no necesariamente líquido. En las montañas, la corteza ligera*

es anormalmente gruesa en espesor y se proyecta profundamente dentro del sustrato de la misma manera que un iceberg en el mar." El esquema planteado por Airy supone que la corteza tiene un mayor espesor bajo las montañas, por lo que es llamado también *Hipótesis de las Raíces Montañosas*.

La noción de que las montañas no son cargas excesivas sobre la superficie, sino que su masa visible está equilibrada con una deficiencia de masa a profundidad, es lo que se conoce como *Teoría de la Isostasia*, mientras que la *Compensación Isostática* se refiere a la compensación del exceso de masa en la superficie por una reducción en masa a profundidad.

La Fig. 23 muestra gráficamente las teorías de Pratt y de Airy.

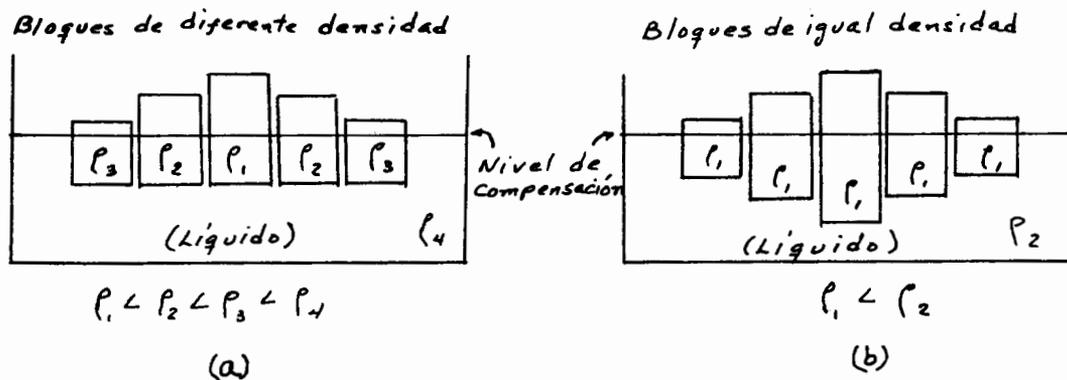
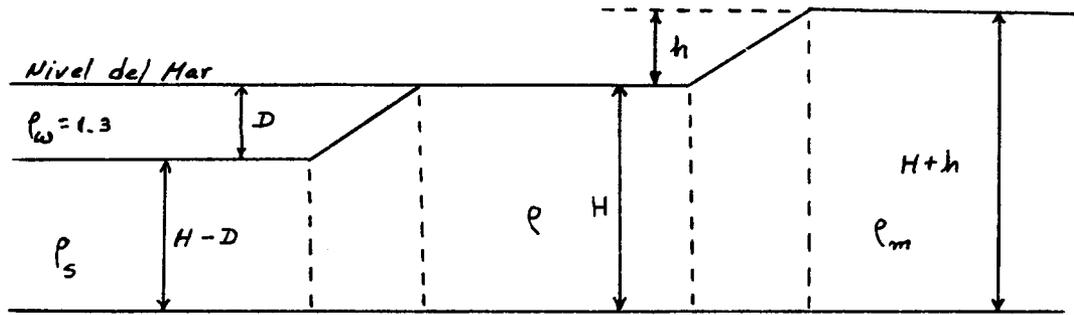


Figura 23. ESQUEMA ILUSTRANDO LAS TEORIAS DE
(a) PRATT Y (b) AIRY

La hipótesis de Pratt fue utilizada ampliamente en los Estados Unidos por J.F. Hayford, y desde entonces se le conoce como el Esquema de Compensación Isostática de Pratt-Hayford. Paralelamente, en Europa, la hipótesis de Airy fue adoptada por W.A. Heiskanen y se le conoce como el Esquema de Compensación Isostática de Airy-Heiskanen.

El cálculo de compensación isostática puede efectuarse fácilmente a partir de cualquiera de los dos esquemas, como se muestra en la Fig. 24.

(a)

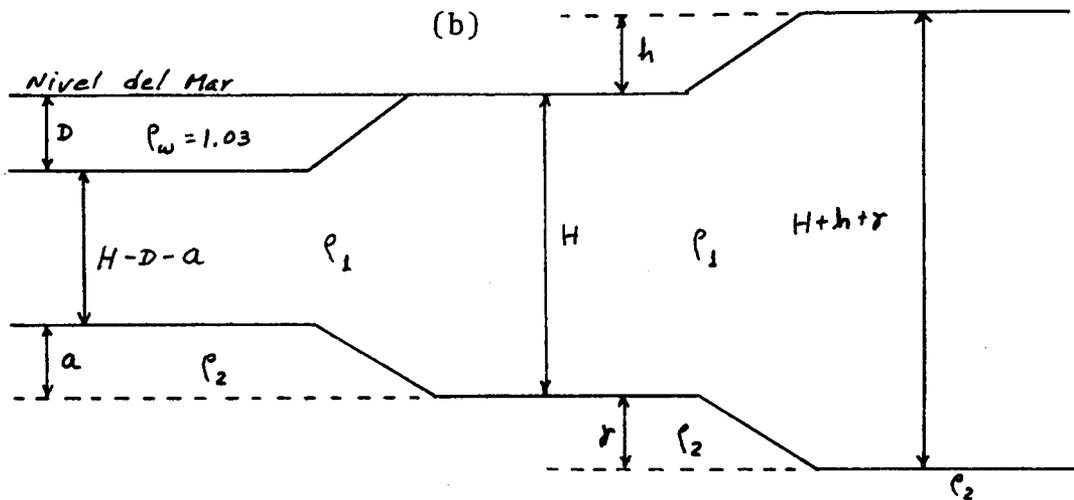


Por balance isostático: $H\rho = (H-D)\rho_s + D\rho_w = (H-h)\rho_m$

de donde: $\rho_s = \frac{H\rho - D \times 1.03}{H-D}$

$$\rho_m = \frac{H\rho}{H+h}$$

(b)



Por balance isostático: $H\rho_1 + \gamma\rho_2 = (H-D-a)\rho_1 + D\rho_w + (a+\gamma)\rho_2 = (H+h+\gamma)\rho_1$

de donde: $a = \frac{D(\rho_1 - 1.03)}{\rho_2 - \rho_1}$

$$\gamma = \frac{h\rho_1}{\rho_2 - \rho_1}$$

Figura 24. CALCULO DEL BALANCE ISOSTATICO BAJO EL ESQUEMA DE (a) PRATT-HAYFORD Y (b) AIRY-HEISKANEN. (SEGUN CLARK, 1971)

La teoría de la isostasia ofrece una explicación adecuada para la profunda erosión que ha afectado a sistemas montañosos antiguos. La erosión remueve masa ubicada arriba del geoide, provocando una deficiencia de masa en las montañas, de manera que éstas, al ser más ligeras, tienden a elevarse. El movimiento vertical total puede ser de varias veces de altura de las montañas, lo cual explica la presencia de rocas muy antiguas (formadas a varios kilómetros de profundidad) en núcleos de sierras que actualmente se encuentran a varios miles de metros sobre el nivel del mar (Fig. 25).

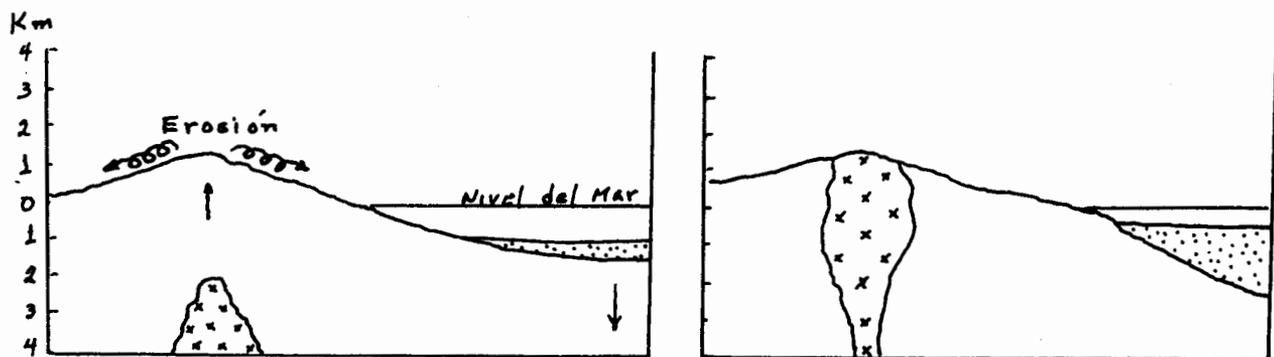


Figura 25. ESQUEMA IDEALIZADO MOSTRANDO COMO POR EFECTO DE COMPENSACION ISOSTATICA, ES POSIBLE QUE AFLOREN EN LA SUPERFICIE ROCAS IGNEAS FORMADAS A PROFUNDIDAD.

Otras regiones en las que la falta de compensación isostática es más evidente son las trincheras oceánicas, en donde la profundidad del agua puede exceder los 10 km y las anomalías gravimétricas, siempre negativas, pueden ser mayores que 200 miligales. La explicación para este fenómeno es que el fragmento de corteza oceánica subductada se mueve tan rápido que arrastra con ella al manto que lo rodea, produciendo la depresión topográfica de la trinchera y el arreglo de las anomalías gravimétricas, ya que la compensación isostática no puede lograrse lo suficientemente rápido.



VI. GEOMAGNETISMO

En este capítulo se revisará brevemente el campo magnético de la Tierra, el magnetismo remanente en las rocas y las implicaciones geológicas de estos fenómenos físicos. No se mencionarán las influencias extraterrestres sobre el campo magnético de la Tierra.

Un campo magnético es un *vector magnético*, esto es, tiene magnitud y dirección. Una aguja magnetizada y suspendida de tal manera que pueda girar libremente, puede asumir cualquier orientación, pero si existe un campo magnético cercano se orientará forzosamente hacia él. Los campos magnéticos son representados convencionalmente por líneas de fuerza que siempre apuntan en la dirección del campo. El campo magnético de la Tierra es muy similar al de un magneto dipolo (Fig. 26).

En el campo magnético de la Fig. 26 sólo existen dos líneas de fuerza que son verticales. Es en estos puntos donde se localizan los Polos magnéticos y se encuentran a una distancia de 180° , siendo la intensidad del campo magnético terrestre del orden de aproximadamente 0.6 Gaos en los Polos y de aproximadamente 0.3 Gaos en el Ecuador.

Pero el campo magnético de la Tierra no es constante y cambia a través del tiempo, lo que se conoce como *variación secular*, y ocurre normalmente en una dirección hacia el oeste. La

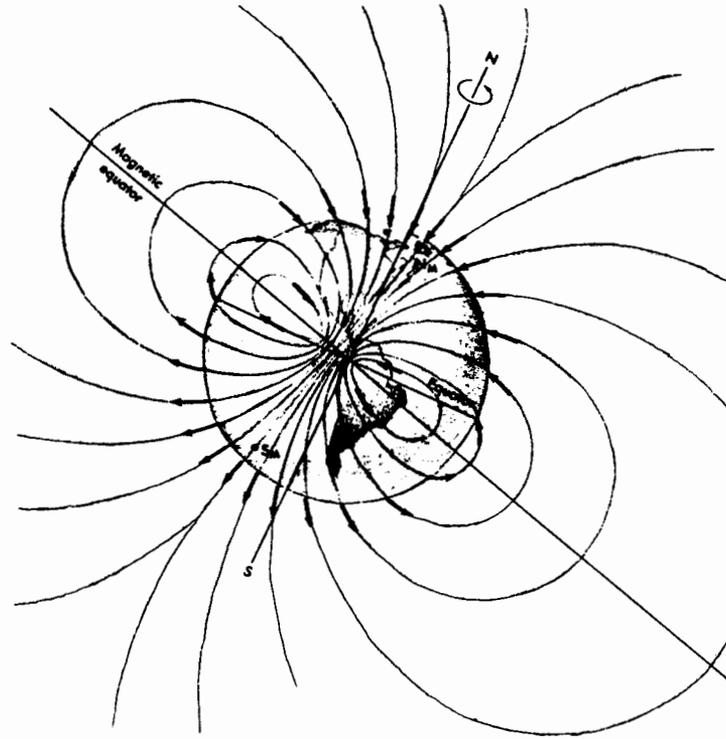


Figura 26. CAMPO MAGNETICO TERRESTRE SIMILAR A UN DIPOLO, EN EL CUAL UNA AGUJA MAGNETIZADA APUNTARIA A LO LARGO DE LAS LINEAS DE FUERZA.

pregunta que surge entonces es ¿qué produce el campo magnético de la Tierra?

La teoría moderna para explicar el campo magnético terrestre se debe a Ec. Bullard y W.M. Elsasser quienes interpretan la variación secular como el resultado de que el campo magnético se origina a profundidad, llamando a este fenómeno *dinamo regenerativo*.

Se supone que el núcleo externo de la Tierra es líquido y que está formado por metal, lo que sugiere que puede conducir electricidad.

Un fluido de este tipo puede interactuar con un campo magnético y, a su vez, el campo magnético puede influenciar el movimiento del fluido.

De acuerdo a la teoría del dínamo, la Tierra originalmente no tenía un campo magnético propio, pero como en todas las galaxias existen siempre campos magnéticos débiles, esto podría influenciar el movimiento de fluidos en el núcleo.

Pero estos dos elementos (campos magnéticos galácticos débiles y movimientos de fluidos) no son suficientes para crear una acción de dínamo. Pero la rotación de la Tierra provee el elemento vital para hacer posible la *teoría del dínamo regenerativo*. Se dice que Venus no tiene un campo magnético porque su rotación es muy lenta.

Esta teoría, además de complicada, no es totalmente satisfactoria, aunque sea la más aceptada, porque explica que las irregularidades en el movimiento del fluido del núcleo podrían ser la causa de las *inversiones magnéticas* de la Tierra.

El "producto" del campo magnético terrestre se encuentra registrado en las rocas y en los minerales que ellas contienen. De todas las rocas que existen, solamente algunas de ellas son capaces de "registrar" las fuerzas magnéticas. Así también,

sólo algunos minerales son magnéticos, destacando los que contienen hierro, como son la Magnetita (Fe_3O_4), la Hematita (Fe_2O_3), la Ilmenita ($Fe Ti O_3$) y la Pirrotita ($Fe_{1-x}S$).

A estos minerales se les conoce como *ferrimagnéticos*, mientras que existen otros que se les denomina *ferromagnéticos* cuando contienen hierro metálico. La distinción entre los minerales ferri, ferro y paramagnéticos se ilustra en la Fig. 27.

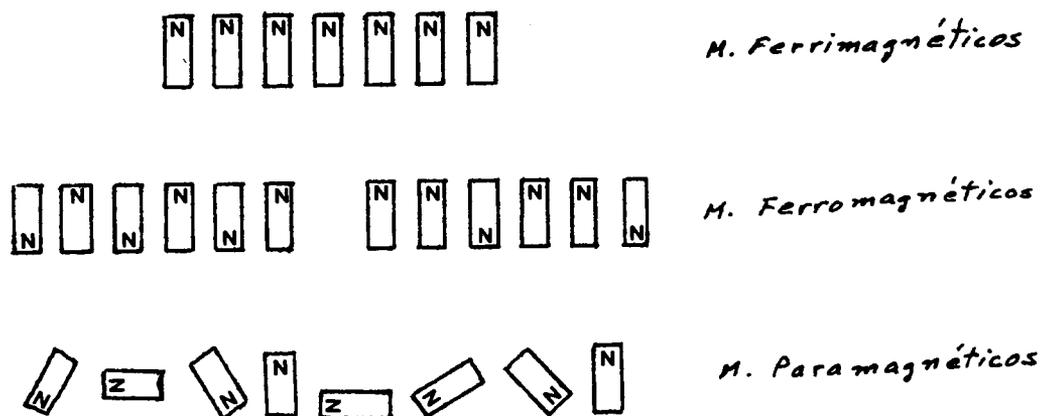


Figura 27. DIAGRAMA ILUSTRANDO LAS DIVERSAS ORIENTACIONES QUE ADQUIEREN LOS MINERALES MAGNÉTICOS MAS COMUNES.

Cuando un mineral ferrimagnético se calienta hasta un punto conocido como "*punto de Curie*", sus cristales cambian su alineamiento y el mineral se convierte en *paramagnético*. Por el contrario, cuando una lava se enfría por debajo del punto de Curie, sus minerales adquieren una orientación magnética

bien definida, lo que se denomina *magnetización termorremanente*. También algunas rocas sedimentarias pueden magnetizarse, pero para que esto suceda, se requiere de un aumento en la temperatura, o bien, que sean ricas en detritos magnetizables (i.e. hematita) cuando ocurre su depósito.

Puede decirse que el campo magnético terrestre es equivalente al campo que sería producido por un imán situado en el centro de la Tierra y ligeramente desplazado de su eje de rotación, lo cual es un concepto hipotético muy útil.

Como se observa en la Fig. 28, en el hemisferio norte la dirección de las líneas de fuerza magnéticas se inclinan en la misma dirección con respecto a un plano horizontal, mientras que en el Ecuador son horizontales, y en el hemisferio sur se inclinan hacia esta última dirección.

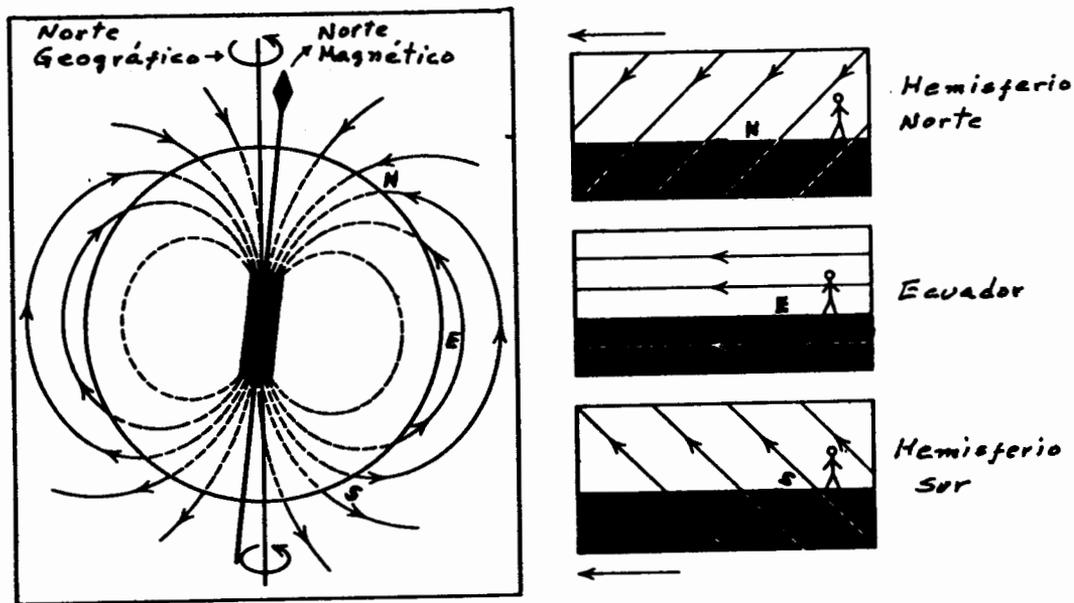


Figura 28. REPRESENTACION ESQUEMATICA DEL CAMPO MAGNETICO DE LA TIERRA, ILUSTRANDO LAS ORIENTACIONES DE LAS LINEAS DE FUERZA MAGNETICA COMO PODRIAN SER REGISTRADAS POR UNA PERSONA QUE SE ENCONTRARA EN LA SUPERFICIE TERRESTRE EN LOS PUNTOS N, E y S. (SEGUN WYLLIE, 1976)

Para definir la posición de una línea de fuerza magnética en el espacio se requiere, al menos, de la información mostrada en la Fig. 29.

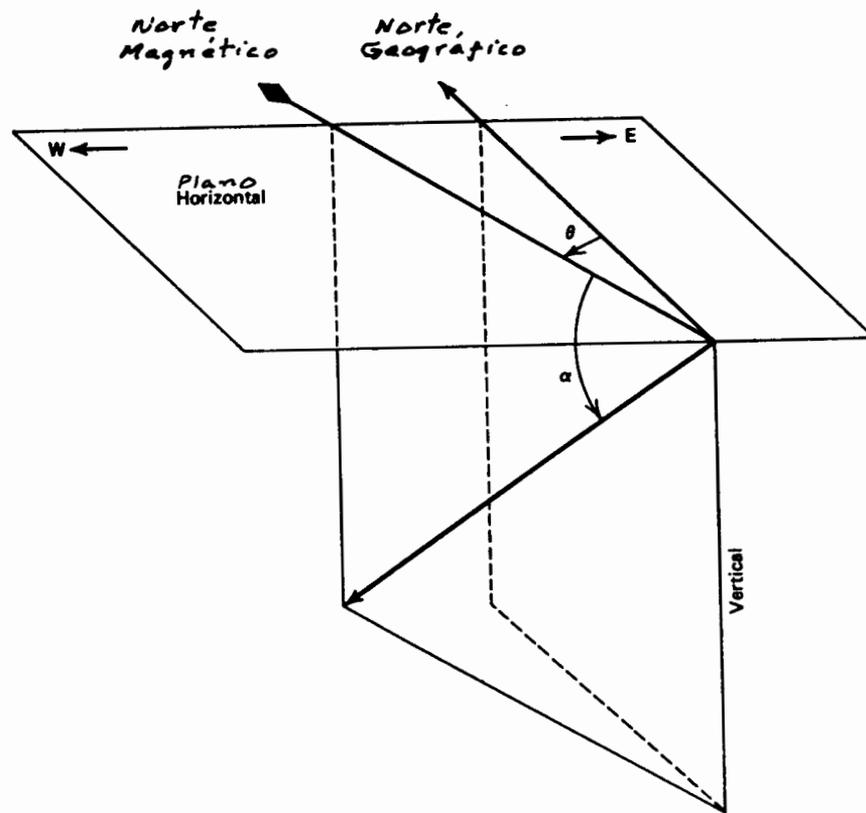


Figura 29. RESUMEN DE LA INFORMACION REQUERIDA PARA DEFINIR LA POSICION DE UNA LINEA DE FUERZA MAGNETICA EN EL ESPACIO, CON RESPECTO A COORDENADAS GEOGRAFICAS Y UNA SUPERFICIE HORIZONTAL. (SEGUN WYLLIE, 1976).

Durante la primera mitad de este siglo solamente algunos geólogos y geofísicos estaban interesados en la magnetización fósil preservada en algunas rocas. Los geofísicos colaboraban con los arqueólogos y antropólogos para estudiar las propiedades magnéticas presentes en pedacería de vasijas de barro y en antiguas hogueras del hombre primitivo. Se utilizaban las inclinaciones y las declinaciones para establecer

las edades de tales lugares. Pero no profundizaremos más en este tema porque la escala de cientos de años no es relevante en el tiempo geológico, aunque baste decir que estos estudios fueron los pioneros del paleomagnetismo.

Durante la década de 1950 se publicaron resultados paleomagnéticos asociados a deriva continental, pero fueron considerados con escepticismo por la comunidad geológica, ya que hasta entonces las rocas que presentaban una polaridad invertida se incluían como "rarezas", aunque se conocían desde 1906.

El fenómeno de inversiones magnéticas hubiera pasado inadvertido si no es que se liga con estudios geocronológicos. Cox, Dalrymple y Doell se dedicaron a coleccionar muestras de basaltos y a medirles su edad y su paleomagnetismo, llegando a los resultados mostrados en la Fig. 30.

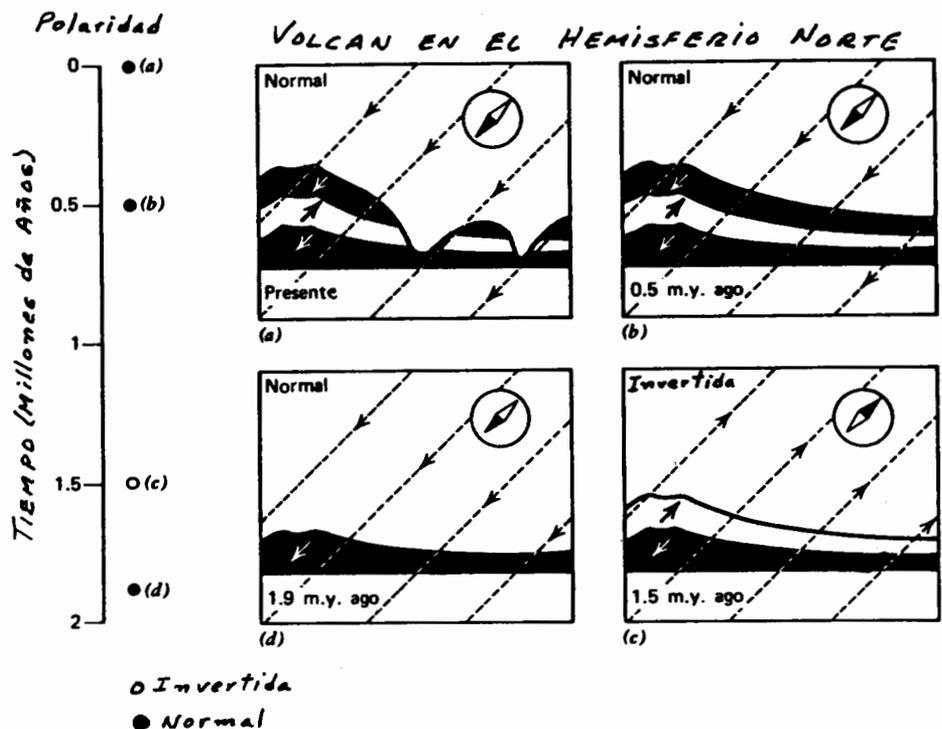


Figura 30. REPRESENTACION ESQUEMATICA DE LA HISTORIA Y CRECIMIENTO DE UN VOLCAN Y LA PRESERVACION DE ANTIGUAS DIRECCIONES DEL CAMPO MAGNETICO. LA POLARIZACION DE LAS DIFERENTES CAPAS DE LAVA APORTA LOS DATOS PARA LA CONSTRUCCION DE LA COLUMNA DE POLARIDADES ASOCIADAS AL TIEMPO. (SEGUN WYLLIE, 1976).

También en los océanos se comenzaron a colectar datos paleomagnéticos, y a principios de los 60's se descubrió que existían franjas paralelas en el piso oceánico que tenían diferentes direcciones magnéticas (Fig. 31).

En 1963, un estudiante de maestría de la Universidad de Cambridge, F.J. Vine, junto con su supervisor, D.H. Matthews, publicaron un artículo de tres páginas en el que trataban de explicar las franjas magnéticas. En aquella época muy

pocos científicos pusieron atención a sus argumentos, aunque tres años después este artículo fue reconocido como uno de los pilares de la tectónica de placas. Más adelante se pondrá mayor énfasis en este descubrimiento y su relación con la generación de corteza oceánica.

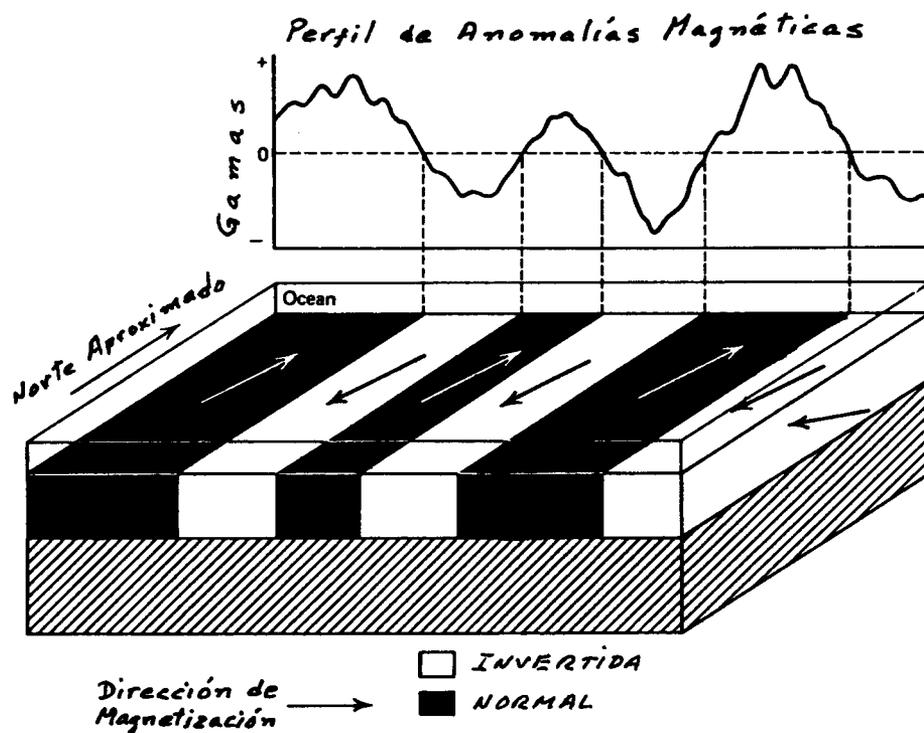


Figura 31. INTERPRETACION DE LAS FRANJAS DE LAVAS OCEANICAS MAGNETIZADAS ESTUDIADAS POR VINE Y MATTHEWS, QUIENES SUGIRIERON QUE ESTAS ANOMALIAS MAGNETICAS ERAN CAUSADAS POR INVERSIONES DE POLARIDAD Y GENERACION DE CORTEZA OCEANICA. [MODIFICADO DE VINE Y MATTHEWS (1963) POR WYLLIE (1976)].

VII. ACTIVIDAD MAGMATICA TERRESTRE

Todos los procesos geológicos (magmatismo, metamorfismo, sedimentación, tectonismo) involucran flujo de energía y movimiento de materia que cambia el estado del sistema geológico. Best (1982), propone un ejemplo muy ilustrativo. Supóngase que la Tierra no tuviera relieve (montañas, valles, trincheras y crestas oceánicas) y que estuviera cubierta por un océano con igual profundidad en todos lados. Más aún, supóngase que la Tierra no recibiera ningún calor del Sol y que ni su temperatura interna ni su densidad fueran diferentes lateralmente y que sólo variara con la profundidad. *Bajo tales condiciones, jamás se podría formar un nuevo cuerpo de roca de ninguna de las clases conocidas.*

Los procesos geológicos son irreversibles. La continuidad de tales procesos y los estados cambiantes en una tierra dinámica impiden a uno decir cuándo un estado particular comienza a cambiar; o bien, cuándo un estado previo ha alcanzado equilibrio. Sin embargo, en algunos procesos geológicos irreversibles y desequilibrados, es posible reconocer localmente estados temporales de equilibrio. Por ejemplo, a lo largo de márgenes continentales activos (i.e. zonas de subducción), las intrusiones magmáticas, el metamorfismo y la deformación constituyen un proceso geológico continuo con una duración de varias decenas de millones de años.

La actividad magmática en la Tierra está expresada superficialmente por zonas volcánicas. Los volcanes son el resultado del ascenso de magma desde el manto superior. Tal ascenso puede crear "diapiros", dentro de los cuales ocurren fenómenos de diferenciación magmática y pueden dar origen a extensos cuerpos intrusivos (i.e. Batolitos). La siguiente figura muestra las regiones en las que es más común la actividad magmática volcánica.

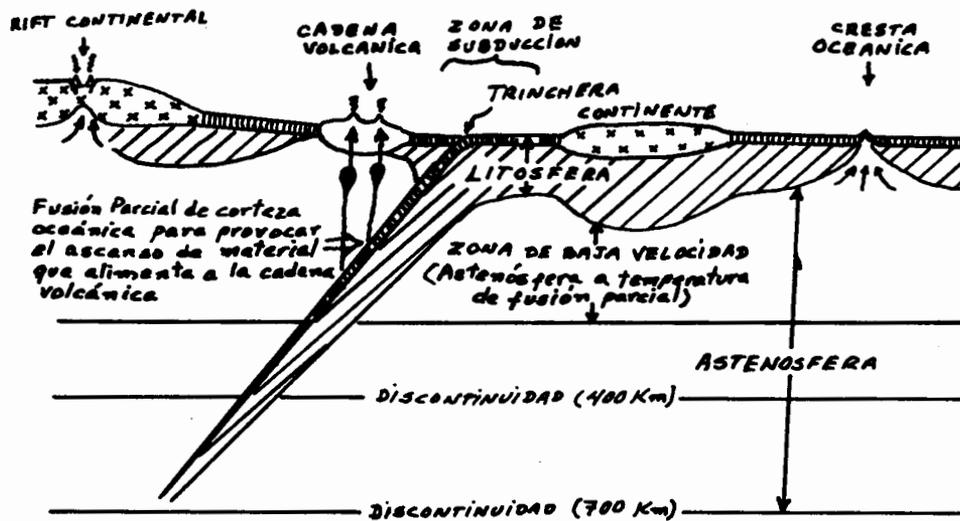
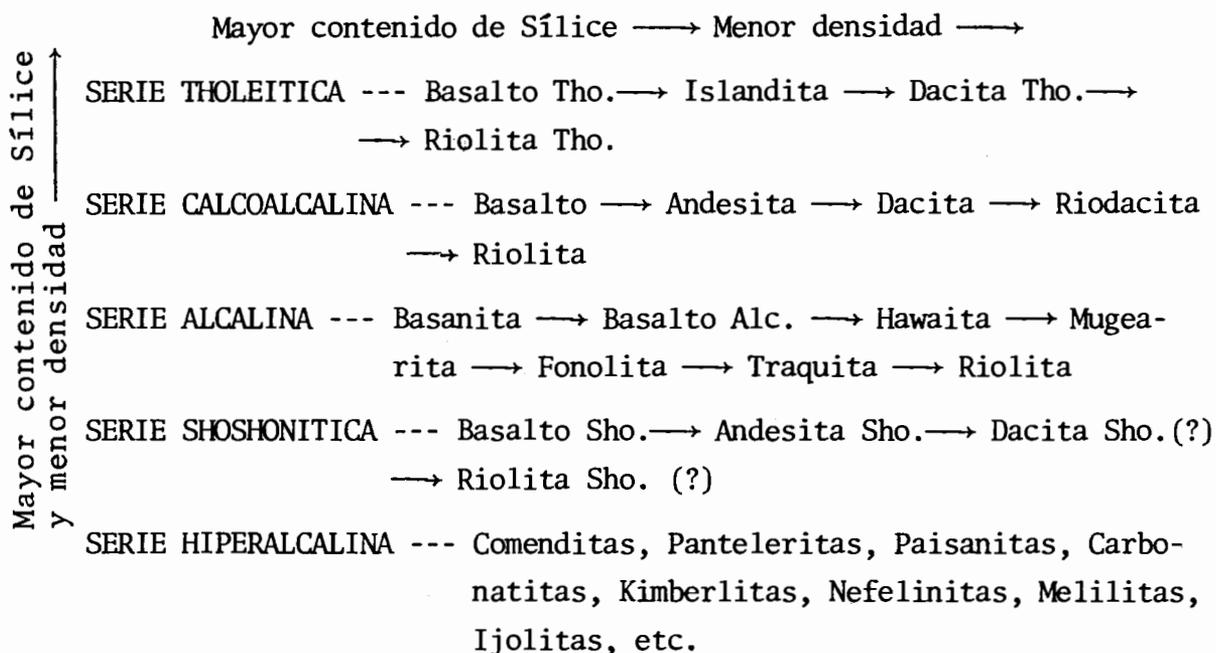


Figura 32. REGIONES DE LA TIERRA EN DONDE ES COMUN LA ACTIVIDAD VOLCANICA

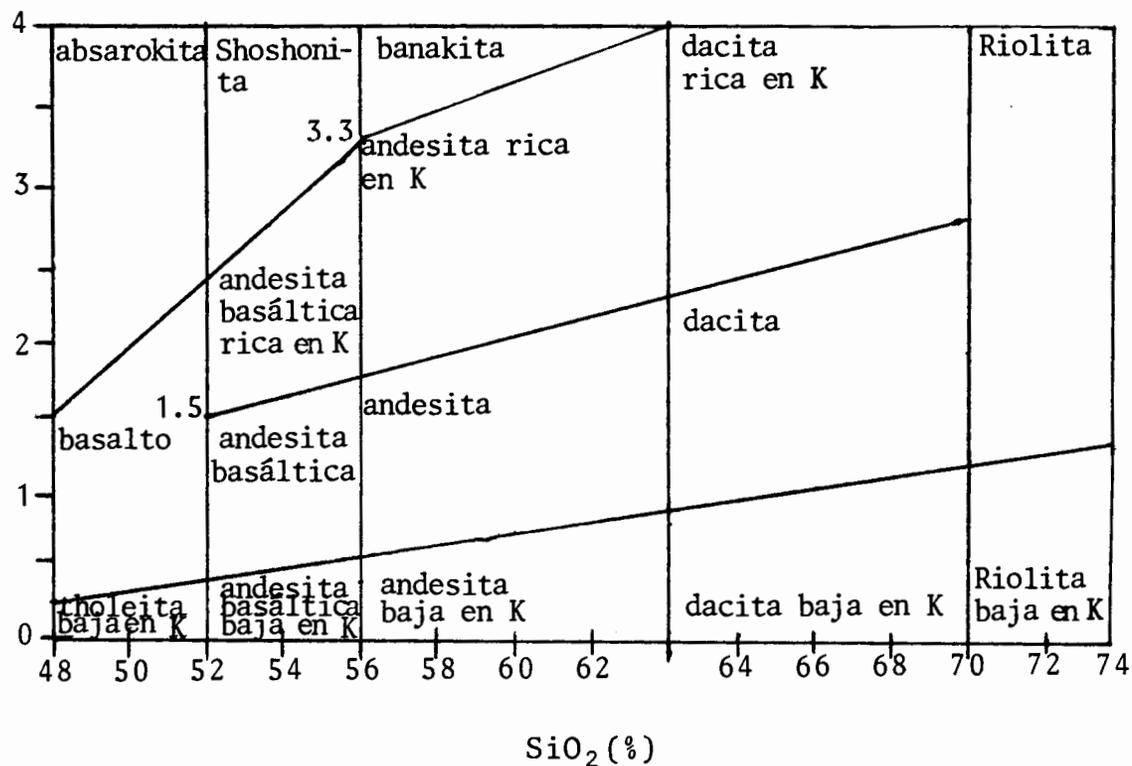
Por otro lado, actualmente se conocen las siguientes series magmáticas que inicialmente sólo consideraban a las rocas volcánicas, pero que hoy en día también incluyen a sus equivalentes intrusivos.



Las anteriores series volcánicas están íntimamente asociadas a regímenes tectónicos bien definidos, aunque en general pueden coexistir varias de ellas en la misma región. La siguiente tabla muestra una clasificación generalizada de las series mencionadas.

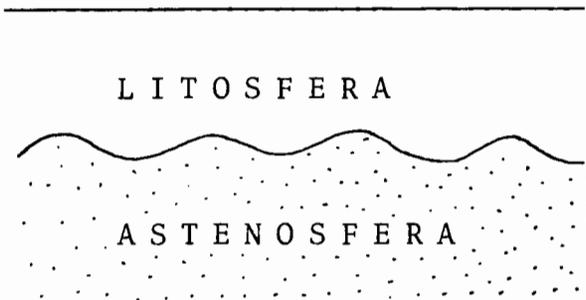
NOTA: Tholeita.- Tipo de basalto de composición saturada o sobresaturada (i.e. Sílice libre como cuarzo) y bajo contenido de K. Es característica de planicies basálticas continentales (flood basalts) y de las zonas de crestas meso-oceánicas.

TABLA 8. CLASIFICACION DE ASOCIACIONES VOLCANICAS OROGENICAS SEGUN SU CONTENIDO DE POTASA (%K₂O) Y SILICA (SiO₂). SEGUN LA CAMBRIDGE ENCYCLOPEDIA OF EARTH SCIENCES (1981), CROWN PUBLISHERS INC./CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS, NEW YORK.

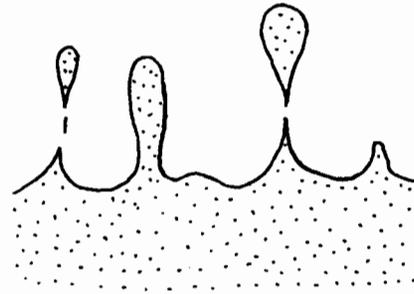


Por otro lado surge la pregunta, ¿cómo se inicia un proceso magmático? Best (1982) contesta esta pregunta de la siguiente manera. Se ha demostrado experimentalmente que en el contacto entre dos capas de diferente densidad (i.e. Litósfera y Astenósfera) es común el desarrollo de "protuberancias" aproximadamente sinusoidales, que a medida que transcurre el tiempo pueden ir "creciendo" hasta llegar a desarrollar cuerpos cilíndricos alargados verticalmente y que asemejan diapiros. A medida que los diapiros van ascendiendo, algunos de ellos pierden temperatura, por lo que su densidad aumenta y ocurre su emplazamiento cuando su "capacidad de flotación" es igual a la carga litostática. Los más calientes seguirán ascendiendo hacia la superficie y probablemente formen cámaras magmáticas que alimenten aparatos volcánicos. El siguiente ejemplo ilustra mejor este concepto (Fig. 33).

a) Desarrollo de "protuberancias" en la cima de una capa inestable.



b) Las "protuberancias" pasan a ser diapiros flotantes que ascienden a través del material sobreyacente.



c) Emplazamiento de diapiros inmovilizados; erupción de otros cuerpos magmáticos.

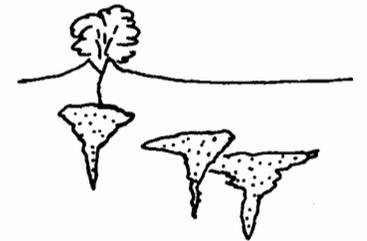


Figura 33. GENERACION, ASCENSO Y ENPLAZAMIENTO DE CUERPOS MAGMATICOS. SEGUN BEST, (1982)

La mecánica del ascenso de magma desde regiones profundas hacia la superficie de la Tierra está basada en principios de equilibrio hidrostático e hidrodinámico. Aquí se presenta solamente un breve resumen de estos principios. Dentro del campo gravitacional de la Tierra, un cuerpo de magma con baja densidad rodeado por roca de mayor densidad es inestable hidrostáticamente y por lo anterior, es empujado hacia arriba por una "fuerza de flotación", que según el principio de Arquímedes es igual al peso del "fluido" (en este caso, roca) desplazado por el cuerpo. Por otro lado, Best (1982) utiliza la Ley de Stokes, establecida para calcular la velocidad de sedimentación de partículas esféricas, para calcular la velocidad de ascenso de un diapiro magmático con la siguiente fórmula:

$$V = \frac{2r^2 g \Delta \rho}{9n}$$

en donde:

- V = velocidad de ascenso del cuerpo magmático
- r = radio del cuerpo magmático ascendente (teóricamente una esfera)
- $\Delta \rho$ = diferencia de densidades del cuerpo ascendente y el material que penetra
- n = viscosidad del cuerpo ascendente
- g = aceleración de la gravedad

Con esta fórmula, Best (op. cit.) calculó que un diapiro de magma granítico con un radio de 8 km, que ascienda a través de una corteza de 10^{20} poisses, con un contraste de densida-

des de 0.1 g/cm^3 , tardaría un año en ascender 5 cm; o sea, una velocidad de ascenso total de 50 km cada millón de años.

En resumen, la causa principal del ascenso de magma desde regiones profundas hasta regiones someras o superficiales de la Tierra, es la baja densidad del material magmático debida a su alta temperatura. Una vez que un cuerpo menos denso comienza a ascender en un sistema idealmente hidrodinámico, la "fuerza de flotación" es rechazada por las resistencias friccionales y viscosas de los alrededores. Finalmente se pueden reconocer dos ambientes para el ascenso de magma: 1) a través del manto superior y de la corteza inferior y 2) a través de la corteza superior.

La Tabla 9 y la Fig. 34 ilustran todas las posibilidades relativas a actividad magmática en la Tierra.

TABLA 9. RESUMEN ESQUEMATICO DE LA GENERACION Y DIVERSIFICACION DEL MAGMA. SEGUN BEST (1982)

DIVERSIFICACION DEL MAGMA

La composición del magma heredada de su fuente puede ser modificada por convección

EMPLAZAMIENTO DEL MAGMA

El cuerpo magmático se instala finalmente en el manto superior, la corteza, o la superficie; o sea, donde se alcanza un balance entre las fuerzas de "flotación" y las fuerzas de resistencia internas por viscosidad.

ASCENSO DEL MAGMA

El cuerpo magmático menos denso es inestable gravitacionalmente y flota hacia arriba; todo el cuerpo, o parte de él, puede detenerse temporalmente en su ruta ascendente y después continuar hacia arriba.

GENERACION DEL MAGMA

El equilibrio de un volumen local de "roca fuente" puede ser perturbado, debido a cambios en P,T, u otros que pueden causar fusión.

PROFUNDIDAD

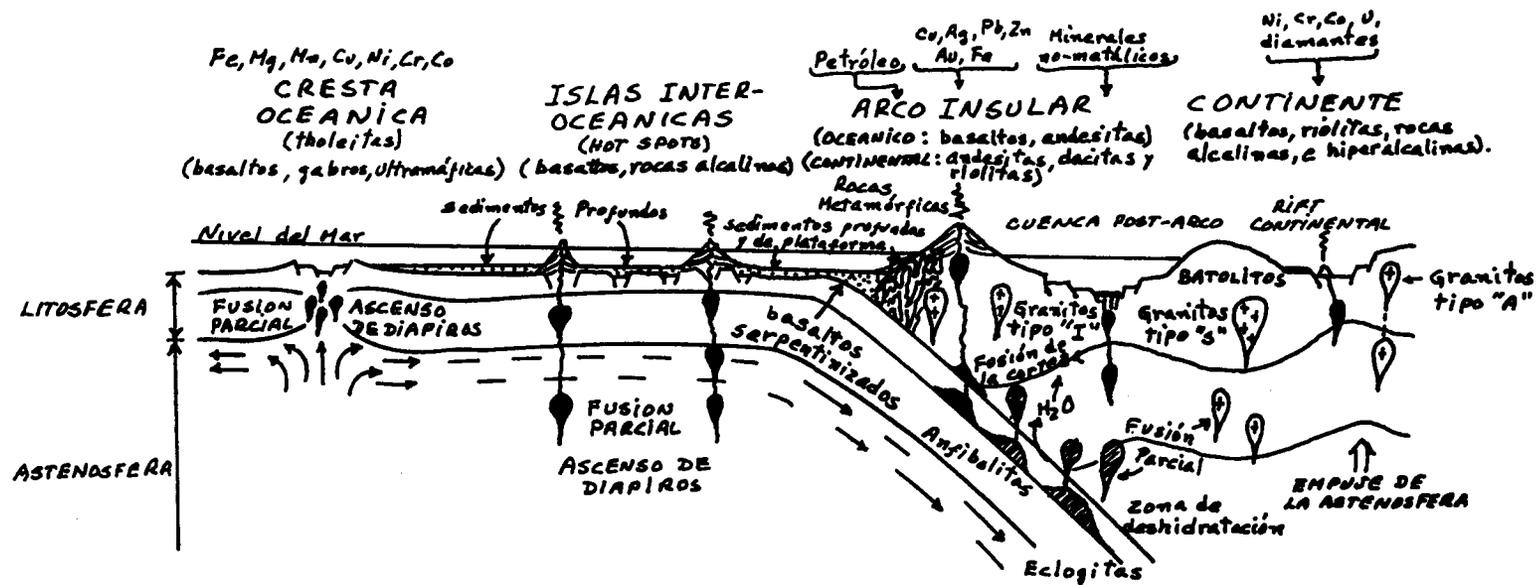


Figura 34. DIAGRAMA GENERALIZADO MOSTRANDO LA OCURRENCIA EN LA TIERRA DE MAGMATISMO, ASOCIACIONES MINERALES Y SUS RELACIONES CON AREAS DE ACTIVIDAD TECTONICA.

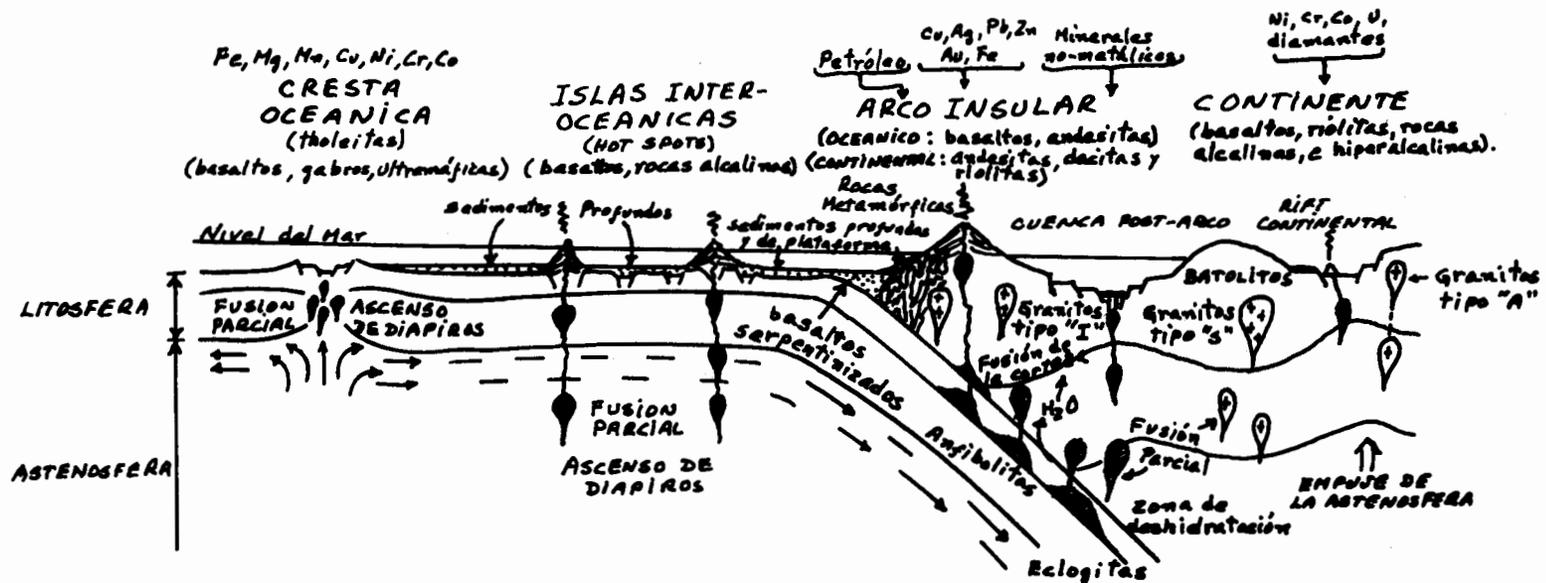


Figura 34. DIAGRAMA GENERALIZADO MOSTRANDO LA OCURRENCIA EN LA TIERRA DE MAGMATISMO, ASOCIACIONES MINERALES Y SUS RELACIONES CON AREAS DE ACTIVIDAD TECTÓNICA.

VIII. LA NUEVA TECTONICA GLOBAL (TECTONICA DE PLACAS)

Hoy en día, la mayoría de geólogos y geofísicos creen que los continentes han derivado sobre el manto de la Tierra desde que ésta inició su historia como planeta. Desde entonces se han fragmentado supercontinentes, se han abierto nuevos océanos y han existido colisiones entre continentes, o bien, han desaparecido océanos. Las colisiones continentales han producido grandes cadenas montañosas (Himalayas) y los océanos se hacen progresivamente más grandes (Atlántico), o más pequeños (Pacífico).

La evidencia a favor y en contra de la idea de deriva continental ha sido motivo de controversia desde principios de este siglo, pero no fue aceptada por la comunidad geológica hasta la década de los 60's, cuando vino a formar parte de una nueva teoría llamada "tectónica de placas". La palabra "tectónica" es sinónimo de "arquitectura" y es la rama de la geología que se ocupa del estudio de la formación de montañas y, en menor escala, del estudio de la manera en que las rocas han sido plegadas, afalladas y sepultadas en la Tierra.

De acuerdo a la tectónica de placas, la superficie de la Tierra está cubierta por una serie de "placas" relativamente delgadas y rígidas (LITOSFERA), que "flotan en un medio más denso (ASTENOSFERA). La Fig. 35 muestra la distribución de placas en la Tierra.

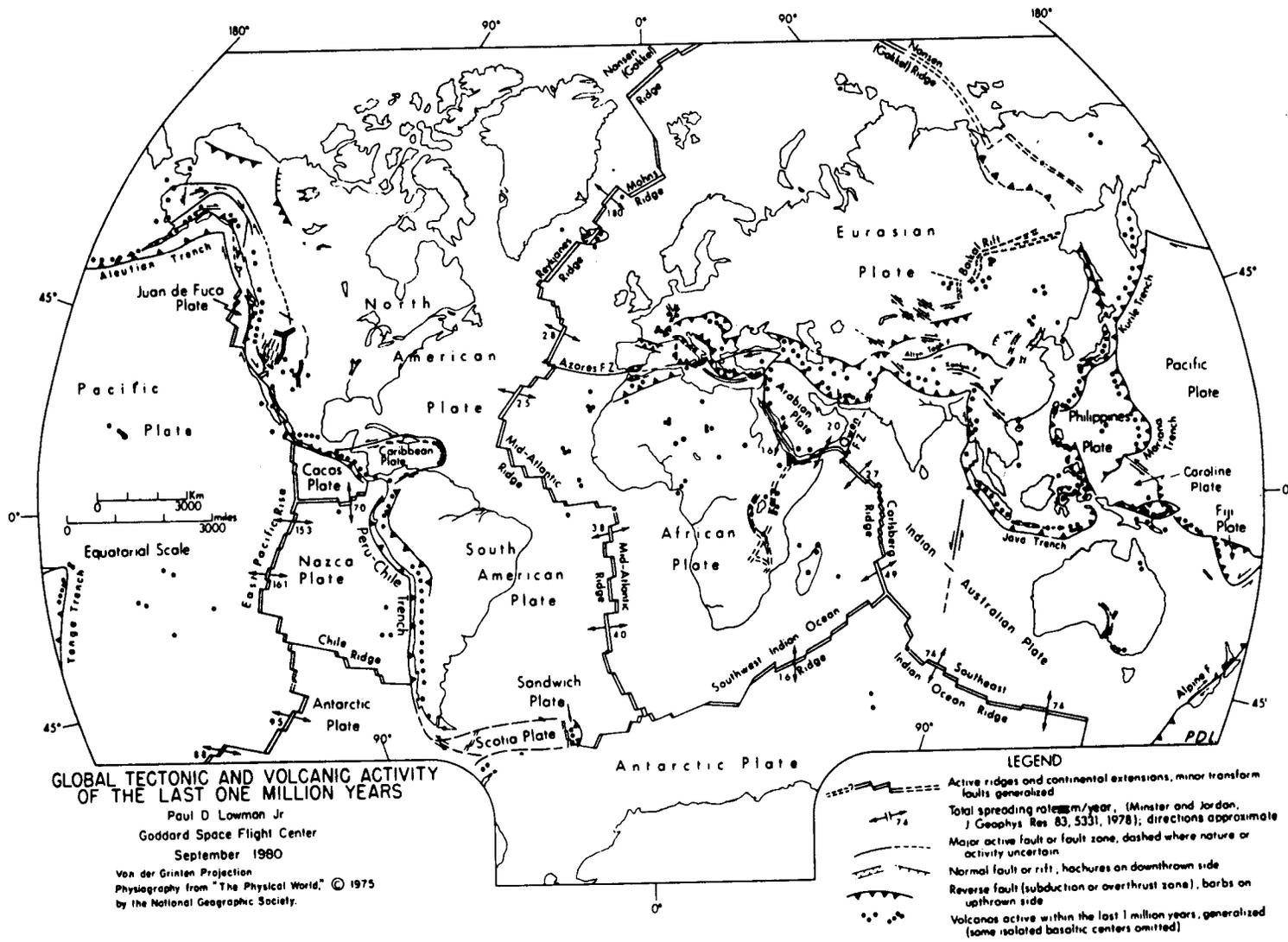


Figura 35. DISTRIBUCION ACTUAL DE PLACAS EN LA TIERRA. SEGUN LOWMAN (1980). TOMADO DE BEST (1982)

Los principios y reglas que rigen a la teoría de la tectónica de placas son el resultado de más de 50 años de investigación en ramas y disciplinas que anteriormente eran consideradas como "incompatibles". Pero una de las virtudes de la nueva teoría es que conjunta y hace posible relacionar disciplinas como la petrología, biología, paleontología, paleomagnetismo, evolución, sismología, geoquímica, oceanografía, etc.

La siguiente tabla muestra en forma cronológica algunos nombres de los científicos que propusieron ideas y conceptos relevantes que, después de conjuntarse, dieron origen a la tectónica de placas.

TABLA 10. DESARROLLO CRONOLOGICO DE LAS IDEAS Y CONCEPTOS QUE DIERON ORIGEN A LA TECTONICA DE PLACAS. SEGUN WYLLIE (1976)

F E C H A	TOPICO O EVENTO	CIENTIFICOS INVOLUCRADOS
1912-1915	Proposición de la deriva continental	Alfred Wegener
1915-1930	Gran Debate	
1930	Muere en Groenlandia	Alfred Wegner
1930-1950	Causa perdida en E.U., El Debate continua en Europa	Du Toit, Holmes
1950-1960	Se reviva el interés Exploración del piso oceánico	Carey, King Bullard, Ewing, Helzen, Menard

Continua.....

Continua Tabla 10

F E C H A	TOPICO O EVENTO	CIENTIFICOS INVOLUCRADOS
	Paleomagnetismo en las rocas y patrones de divagación de los polos	Blackett, Runcorn
1960-1962	Generación de corteza oceánica (Geopoesía)	Dietz, Hess
1963	Anomalías magnéticas oceánicas, asociadas con generación de corteza oceánica	Matthews, Morley, Vine
1963-1966	Inversiones de la polaridad del campo magnético de la Tierra; "magnetismo fósil" y dataciones de rocas en continentes y en fondos oceánicos	Cox, Dalrymple, Doell, Foster, McDougall, Opdyke
1965-1966	Fallas transformantes Sismos	Wilson Sykes
1966-1967	Se proclama la "Revolución Científica" en el "Simposium Goddard"	
1967-1968	Tectónica de placas incorporada a deriva y a generación de corteza oceánica Síntesis de los sismos Escala del tiempo basada en inversiones magnéticas e isócronas para el piso oceánico.	Le Pichon, McKenzie, Morgan y Parker Isacks, Oliver, Sykes Heirtzler, Pitman
1968-1970	El "Glomar Challenger" realiza perforaciones marinas profundas	Maxwell y otros
1970	La "Geopoesía" se convierte en un "Geohecho" (TIME MAGAZINE)	

Continua.....

Continua Tabla 10

F E C H A	TOPICO O EVENTO	CIENTIFICOS INVOLUCRADOS
1971	Características Geológicas recientes son relacionadas a los límites actuales de placas; características geológicas antiguas son analizadas con el objetivo de reconstruir la historia de las placas.	Casi toda la comunidad científica, con excepción de algunos como Belousov, Jeffreys y Meyerhoff.

La tectónica de placas ha sido proclamada "revolución científica" por el historiador de la ciencia Thomas Kuhn (1962), quien dice que una revolución de este tipo es "un nuevo patrón de generalizaciones acerca de la naturaleza, que emerge súbitamente e indica la futura dirección de las investigaciones". Este punto de vista contrasta notablemente con el tradicional, que establece que el avance de la ciencia crece de una manera continua por un proceso de acresión permanente: Según Kuhn, un "cambio paradigmático" es el proceso por medio del cual ocurre una revolución científica y como tal es un fenómeno discontinuo que, una vez que ha sido aceptado por una comunidad científica, da origen a nuevas líneas de investigación. A principios de los 60's las investigaciones en tectónica eran consideradas como incompletas, científicamente hablando, pues sus experimentos y observaciones no tenían unas bases teóricas firmes y sus objetivos específicos eran escasos y con un enfoque poco claro.

Con el advenimiento de la Teoría de la Tectónica de Placas se comenzaron a desarrollar muchas líneas nuevas de investigación, mismas que están bien enfocadas, teórica y experimentalmente. Quizá la esencia de este fenómeno sea el que, la idea fundamental de esta teoría es comparable a la Teoría del Atomo de Bohr, en su simplicidad, en su elegancia y en su habilidad para explicar un gran número de eventos que ocurren en nuestro planeta, como el por qué se concentran volcanes y sismos en angostas franjas o por qué algunas de estas áreas sólo tienen sismos profundos (Los Andes), o por qué la edad de las cortezas oceánicas es más joven que la de los continentes.

En síntesis, los conceptos básicos que dieron origen a la Teoría de la Tectónica de Placas fueron los siguientes:

1. *Deriva continental*
2. *Generación de nueva corteza oceánica y su dispersión.*
3. *Cartografía detallada de la topografía del piso oceánico.*
4. *Las anomalías magnéticas y las inversiones de polaridad del campo magnético terrestre, asociados a mediciones cada vez más exactas de edades absolutas de las rocas.*
5. *Las fallas transformantes.*
6. *El estudio de sismos y sus agrupaciones. A continuación se discutirá con más detalle cada uno de estos conceptos.*

VIII.1 Deriva Continental

En enero de 1912, el meteorólogo alemán Alfred Wegener presentó oralmente sus primeras ideas sobre la deriva de los continentes en dos reuniones científicas, la de la Asociación Geológica de Frankfort-am-Main y la de la Sociedad para el Avance de las Ciencias Naturales, en Marburg. La primera edición en alemán del libro de Wegener, "El Origen de los Continentes y Océanos", fue publicada en 1915 y la última y cuarta edición, revisada, se publicó en 1929, año en que este científico inició su expedición a Groenlandia para tratar de determinar el espesor de la capa de hielo, utilizando un método muy primitivo de reflexión sísmica con eco-sondas. En octubre de 1930, Wegener muere de cansancio durante el viaje de regreso de la estación Eismitte a la Costa oeste de Groenlandia (400 km).

La idea de una tierra móvil era familiar para los geólogos desde el año 1900, pero el concepto de la deriva de los continentes no fue tomado seriamente sino hasta el año de 1915, cuando Wegener publicó su libro, en donde compiló una impresionante lista de evidencias que abarcaba desde datos paleoclimatológicos, paleontológicos, emparejamiento geométrico de márgenes continentales (i.e. Sudamérica y Africa) a través de los océanos, hasta la comparación de secuencias estratigráficas y de estructuras truncadas a ambos lados del Atlántico del Sur.

Wegener propuso el nombre de PANGAEA para designar al supercontinente, que él suponía que existió hace más de 180 millones de años. A partir de ese tiempo Pangaea comenzó a fragmentarse, de tal manera que los continentes del sur se movieron hacia el oeste o hacia el Ecuador. Sudamérica y Africa comenzaron a separarse hace 70 millones de años, después de que se había abierto el Atlántico del norte, unos cuantos millones de años antes (Fig. 36).

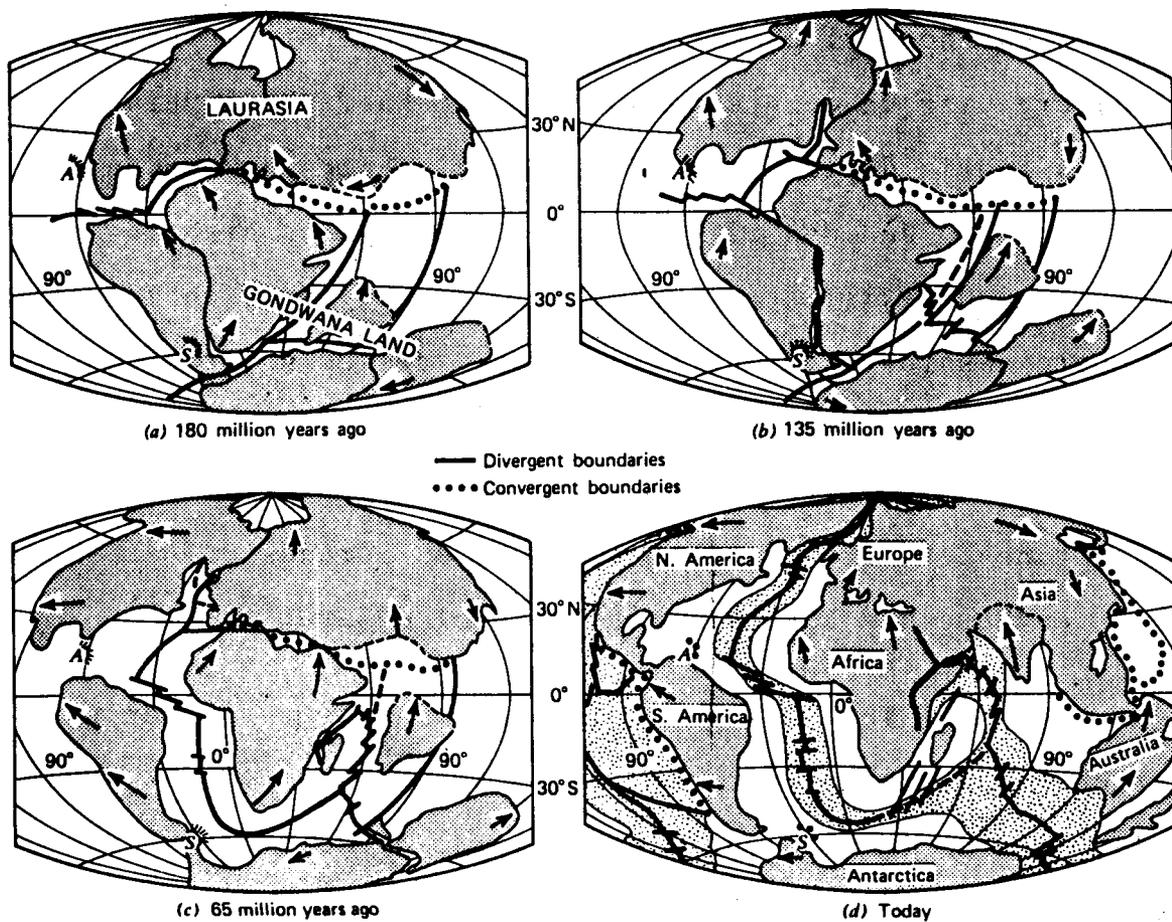


Figura 36. DISPERSION Y DERIVA DE LOS CONTINENTES DURANTE LOS ÚLTIMOS 180 MILLONES DE AÑOS. LAS LETRAS A y S INDICAN LA POSICIÓN ACTUAL DE LOS ARCOS DE LAS ANTILLAS Y DE ESCOCIA RESPECTIVAMENTE. SEGUN DIETZ Y HOLDEN (1970), JOUR GEOPHYS. RES., v. 75, p 4939-4956.

La teoría de la deriva continental carecía de evidencias definitivas, por lo que cada línea de evidencia a favor era inmediatamente opuesta por argumentos en contra. Los geofísicos de aquella época se mostraban escépticos de que hubiera ocurrido deriva de los continentes en el pasado y argumentaban que según lo que se sabía de las propiedades físicas de la Tierra, simplemente era imposible que tales movimientos se hubieran llevado a cabo en nuestro planeta.

En 1926, la Asociación Americana de Geólogos Petroleros (AAPG) organizó un congreso en la Cd. de Nueva York para revisar la teoría de la deriva continental. En esta reunión se discutió a profundidad el tema, en donde algunos oradores argumentaban que existía muy buena evidencia a favor de la teoría, pero desafortunadamente la mayoría de los asistentes concluyeron que existían también severas objeciones a ella. Como resultado de este Congreso, la teoría de la deriva de los continentes comenzó a ser ignorada en Estados Unidos, aunque en Europa y Australia continuó el debate.

En la década de los 50's se revivió el interés por la deriva continental, irónicamente con dos disciplinas muy diferentes de las que iniciaron el debate: exploración del fondo oceánico y el magnetismo de las rocas.

VIII.2 Generación de Nueva Corteza Oceánica y su Dispersión (Sea-floor spreading)

La idea de la hipótesis sobre la creación y dispersión de la corteza oceánica fue propuesta en 1962 por el desaparecido Profesor Harry H. Hess de la Universidad de Princeton, en un excelente artículo titulado "History of Ocean Basins" y basado en ideas de convección en el manto que habían sido propuestas varios años antes por A. Holmes. Hess llamó a su hipótesis "Geopoesía", porque en aquellos años consideró que su idea era fantástica y que carecía de datos suficientes para apoyarla.

Hess propuso que la mayoría de las estructuras mayores de los océanos (cadenas montañosas submarinas), representaban los sitios en donde las corrientes ascendentes de las celdas de convección del manto de la Tierra tenían una expresión superficial (Fig. 37).

A medida que el material convectivo asciende y se desplaza lateralmente, el piso oceánico "se dispersa" y se aleja del valle "rift" producido arriba de la corriente de convección ascendente. *El graben del rift no continúa creciendo* a medida que el proceso de dispersión del fondo oceánico se realiza, debido a que parte del material que sube emerge a la superficie como lava eruptada por volcanes. La lava se solidifica, formando así una nueva corteza oceánica.

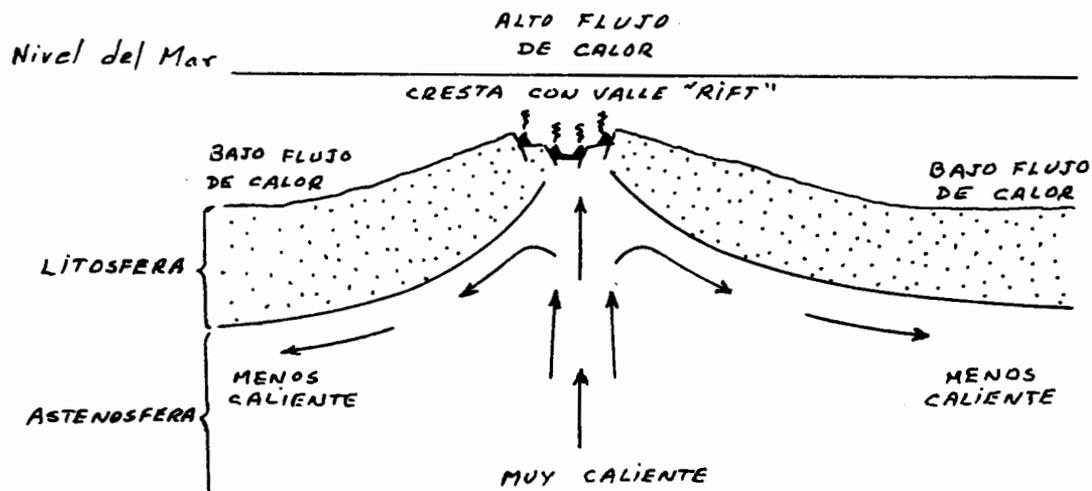


Figura 37. DIAGRAMA MOSTRANDO UNA CRESTA OCEANICA TIPICA CAUSADA POR CORRIENTES ASCENDENTES DE MATERIAL ROCOSO PROVENIENTE DEL MANTO.

Hess consideraba que la deriva continental era una consecuencia directa de las corrientes de convección y, a diferencia de los modelos más primitivos, en donde los continentes "flotaban" sobre (y a través) del material que formaba los océanos, en su modelo los continentes eran arrastrados de una manera pasiva por las corrientes de convección internas. En resumen, Hess propuso que en donde las celdas de convección convergen de una manera descendente, el piso oceánico más antiguo (que ha sido desplazado lateralmente por el proceso de dispersión) es acarreado hacia abajo y hacia adentro del interior de la Tierra a lo largo de los limbos de las celdas convectivas. Estos sitios corresponden con las trincheras oceánicas profundas que bordean los arcos insulares y con

algunos márgenes continentales. De esta manera el piso del océano es regenerado cada 200 ó 300 millones de años. El esquema actual de la tectónica de placas difiere un poco de la idea original de Hess, pero definitivamente incluye la esencia de ésta.

VIII.3 Cartografía Detallada de la Topografía del Piso Océánico

Antes de la década de 1950, el conocimiento de la fisiografía del fondo de los océanos era muy limitado, pero a partir de esta década, la oceanografía tuvo una gran expansión. Los oceanógrafos empezaron a notar que las crestas de ciertas montañas submarinas eran lugares en donde ocurrían muchas cosas. Estas se elevaban de dos a tres km con respecto al piso oceánico adyacente, tenían varios cientos de kilómetros de ancho y se extendían por varios miles de kilómetros a través de los océanos. Estos científicos denominaron a estas grandes cadenas montañosas "rises" o "ridges" (sinónimos en tectónica actual) y notaron, a partir de estudios con eco-sondas, que estas CRESTAS presentaban comúnmente unos grábenes (rifts), o valles centrales, muy bien desarrollados a lo largo de sus cimas. Pero no fue sino hasta finales de los 50's cuando Heezen, Tharp y Ewin, publicaron sus famosos mapas sobre la fisiografía de los océanos en varios "special papers" de la Sociedad Geológica de América, lo cual fue una de las aportaciones decisivas para la postulación de la tectónica de placas.

VIII.4 Las Anomalías Magnéticas y las Inversiones de Polaridad del Campo Magnético Terrestre, Asociados a Mediciones cada vez más Exactas de Edades Absolutas de las Rocas

Como ya se mencionó en uno de los capítulos anteriores, en 1963 Vine y Matthews publicaron un artículo corto en donde ofrecían una explicación para las anomalías del campo magnético terrestre, que habían sido descubiertas en el Pacífico unos cinco años antes. Ellos sugerían que tales anomalías eran causadas por el efecto de franjas magnetizadas del piso oceánico, sucesivamente generadas por dispersión del piso oceánico (sea-floor spreading) y que eran portadoras de una "impresión" de inversiones periódicas de polaridad del campo magnético terrestre. Sin embargo, en 1963 todavía no se había establecido que la Tierra hubiera invertido en alguna ocasión la polaridad de su campo magnético, ni mucho menos que las mencionadas anomalías magnéticas estuviesen asociadas con las cadenas montañosas submarinas, aunque finalmente la confirmación de estos dos temas y el modelo conceptual de Vine y Matthews, fue lo que convirtió la especulativa GEOPOSIA de Hess en un movimiento científico revolucionario, que más tarde fue denominado GEOHECHO.

A partir del estudio de secuencias de lavas magnetizadas en los continentes de todo el mundo, se logró establecer un par de años después que el campo magnético terrestre había invertido su polaridad en épocas de una duración menor a un millón

de años. A partir de este acontecimiento se calibró una escala de tiempo basada en inversiones de polaridad geomagnética que alcanzaba con precisión hasta 4.5 millones de años de antigüedad.

Para 1966 ya se había confirmado la existencia de una serie de anomalías magnéticas alternadas que eran paralelas a las crestas de las cadenas montañosas submarinas y Vine demostró que estas anomalías eran consistentes con el modelo de la dispersión del piso oceánico. El significado de estos descubrimientos se hizo aún más evidente cuando se publicaron varios artículos, entre 1966 y 1967, indicando que las mediciones obtenidas en tres localidades diferentes de la tierra contenían idénticas relaciones de cambio de polaridad. Estas relaciones eran las edades absolutas de inversiones de polaridad magnética en secuencias de lavas colectadas en tierra firme, las profundidades y las direcciones de magnetización de rocas recuperadas en núcleos del fondo marino profundo y el ancho de las franjas con igual anomalía magnética que eran paralelas a las crestas meso-oceánicas. El hecho de que estas relaciones fueran aparentemente iguales en todas partes del mundo, fue considerado como una evidencia muy convincente de que la dispersión del fondo oceánico era una hipótesis que postulaba un marco global válido para explicar y predecir muchos fenómenos geológicos y geofísicos. Un refinamiento posterior de este esquema, que incluye estimaciones precisas de las direcciones y velocidades de movimiento

de grandes sectores de la capa exterior de la Tierra, condujo finalmente a la formulación de la Teoría de la Tectónica de Placas.

VIII.5 Las Fallas Transformantes

Varios años antes de que J. Tuzo Wilson publicara su trabajo en donde definía a las fallas transformantes, ya se sabía que en el piso oceánico existía un "desfasamiento" en la continuidad de las cadenas montañosas submarinas; es decir, que el eje de estas montañas mostraba una discontinuidad perpendicular a él, a lo largo de la cual aparentemente la cadena había sido desplazada. Sin embargo, después de que Vine y Matthews explicaron el origen de las franjas magnetizadas del fondo oceánico, se observó que también éstas mostraban desplazamientos (algunos hasta de 1,000 km) perpendiculares a ellas. Tales desplazamientos impresionaron profundamente a los científicos interesados en el estudio del piso oceánico en aquel tiempo.

Desarrollando un concepto de gran originalidad, J.T. Wilson propuso que esos desplazamientos (o desfasamientos) no eran fallas de transurrencia ordinarias, sino un nuevo tipo de falla completamente diferente que denominó TRANSFORMANTE. La Fig. 38 muestra la diferencia entre falla transcurrente y falla transformante.

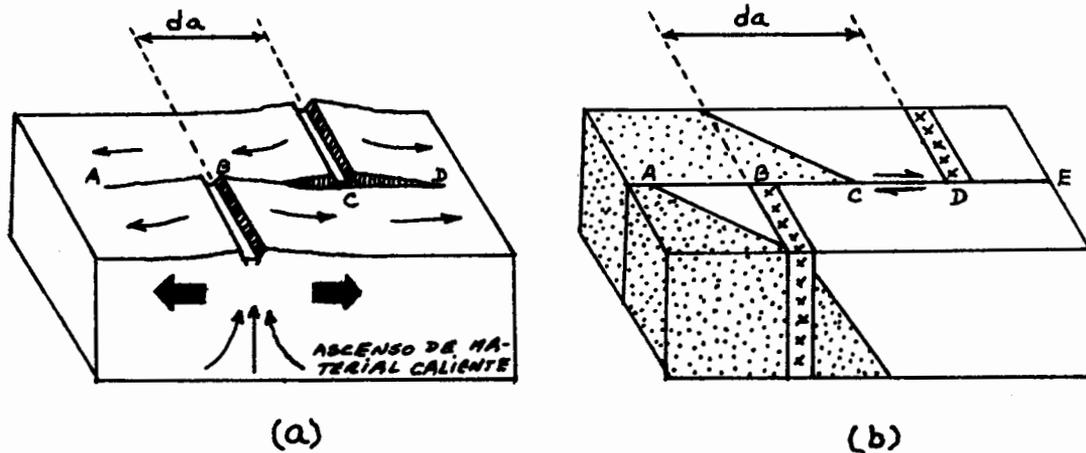


Figura 38. DOS TIPOS DE FALLAS DE DESPLAZAMIENTO LATERAL. (a) FALLA TRANSFORMANTE Y (b) FALLA TRANSCURRENTE. VER DISCUSION EN EL TEXTO.

Nótese que en la falla transcurrente, los bloques a ambos lados de la falla se han movido una distancia marcada por el desfaseamiento del dique desde el punto B hasta el D; esa distancia es el desplazamiento absoluto de la falla (d_a) en un tiempo "x".

Si el movimiento continúa, entonces el desplazamiento absoluto de la falla aumentará en relación directa al tiempo que haya transcurrido. Este tipo de fallas puede ser observado ampliamente en áreas continentales y, de hecho, ya se había descrito en la literatura geológica desde hace muchos años.

Por otro lado, la forma de movimiento en una falla transformante es totalmente diferente y puede comprenderse mejor si se toma en cuenta que para que exista este tipo de estructura, es necesario que exista también generación y disper-

sión del piso oceánico (sea-floor spreading). Obsérvese en la Figura 38a, que la distancia que existe entre el punto B y C será siempre constante, pues a medida que asciende material caliente desde la astenósfera y se emplaza en las crestas, los bloques entre éstas y el plano de falla se mueven en la dirección marcada por las flechas. Más allá de los puntos A y D, ambos bloques se mueven juntos en una misma dirección y no importa el tiempo que transcurra, la distancia entre las crestas siempre será la misma. Si aceptamos este concepto, entonces se puede comprender fácilmente la diferencia entre falla transformante y transcurrente.

Una evidencia que apoya esta diferencia entre ambas fallas son los sismos, pues sabemos que éstos ocurren como una consecuencia de desplazamiento entre dos bloques. Entonces, en el caso de la falla transcurrente debe haber sismicidad a todo lo largo del plano de falla; es decir, entre los puntos A y E (Fig. 38b), mientras que en el caso de la falla transformante, sólo deben existir sismos entre los puntos B y C (Fig. 38a). Wilson logró demostrar así la diferencia entre una y otra fallas.

La aportación de Wilson fue muy importante y surgió porque simplemente no se podía explicar que sucedía en los extremos de una falla transcurrente de 1,000 km de longitud. Wilson se preguntaba: ¿qué sucede con toda esa masa de roca en los extremos de la falla? ¿En dónde están las porciones despla

zadas? No pudieron haber desaparecido sin violar el principio de la conservación de la materia. Según Uyeda (1971), Wilson le relató que el concepto de las fallas transformantes se le ocurrió mientras recortaba un pedazo de papel para elaborar un modelo de dispersión del piso oceánico (Figura 39). Debe remarcarse que esta idea se le ocurrió a Wilson después de haber estudiado cuidadosamente una enorme cantidad de datos que había compilado con anterioridad.

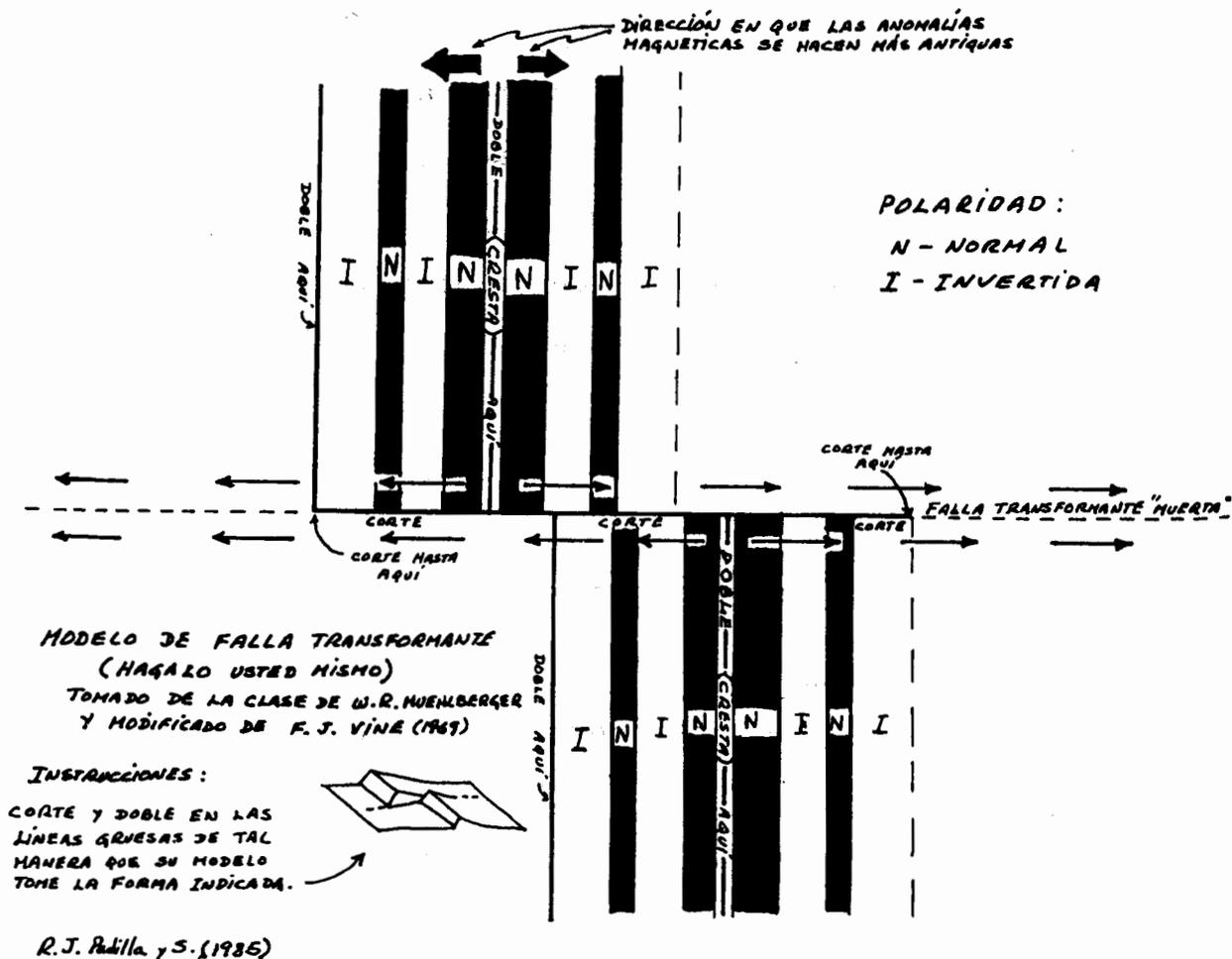


Figura 39. MODELO DE FALLA TRANSFORMANTE SIMILAR AL QUE DESARROLLO J. TUZO WILSON. PARA EFECTUAR EL EJERCICIO SAQUE UNA COPIA FOTOSTÁTICA DE LA FIGURA Y SIGA LAS INSTRUCCIONES. ¡NOTESE QUE LA DISTANCIA ENTRE LAS CRESTAS SIEMPRE SE CONSERVA CONSTANTE!

VIII.6 El Estudio de los Sismos y sus Agrupaciones

Un sismo no es más que una de las consecuencias del dinamismo de la Tierra, pero en términos humanos, un sismo puede ser uno de los fenómenos naturales más temidos y que puede causar mayor devastación (i.e. el sismo del 19 de septiembre de 1985, que destruyó miles de edificaciones y causó la muerte de varios miles de personas). Intensidad XI-XII, magnitud 8.1).

La *intensidad de un sismo* se define en una escala arbitraria de 12 divisiones llamada Escala de Mercalli, la cual se basa principalmente en qué tanto resiente la gente las vibraciones y en qué tanto daño es causado a construcciones. Esta escala se muestra en la siguiente tabla.

TABLA 11. ESCALA DE MERCALLI PARA MEDIR LA INTENSIDAD DE LOS SISMOS

INTENSIDAD	CALIFICACION	E F E C T O S
I	Negligible	Sólo detectado por instrumentos
II	Sensible	Detectado sólo por gente sensitiva. Los objetos suspendidos se balancean.
III	Ligero	Vibración como cuando pasa un camión. Los autos estacionados pueden balancearse.
IV	Moderado	Se siente en habitaciones. Alguna gente que duerme se despierta. Las construcciones se balancean. Las ventanas producen ruidos.
V	Ligeramente Fuerte	La mayoría de la gente lo siente; muchos se despiertan. Caen algunos recubrimien

Continua

Continua Tabla 11

INTENSIDAD	CALIFICACION	E F E C T O S
VI	Fuerte	tos. Las ventanas se rompen. Los relojes de péndulo se pueden detener. Toda la gente lo siente. Los muebles se mueven. Las chimeneas de las casas caen.
VII	Muy fuerte	Alarma; la mayoría de la gente corre al exterior. Las estructuras débiles son dañadas moderadamente. Se siente en los autos en movimiento.
VIII	Destructivo	Alarma general; toda la gente corre hacia el exterior. Las estructuras débiles se dañan fuertemente; las estructuras fuertes se dañan ligeramente. Los monumentos se caen.
IX	Ruinoso	Pánico. Destrucción total de las estructuras débiles; las estructuras especialmente diseñadas sufren daños considerables. Se dañan los cimientos. Las tuberías subterráneas se rompen. El terreno se fisura.
X	Desastroso	Pánico. Solamente las mejores edificaciones quedan en pie. Los cimientos se arruinan. Los rieles se flexionan. El terreno se fractura fuertemente. Ocurren deslizamientos y derrumbes de rocas y suelos.
XI	Muy desastroso	Pánico. Solamente algunas estructuras de mampostería permanecen erguidas. Se producen amplias fisuras en el terreno.
XII	Catastrófico	Superpánico. Destrucción total. Se ven ondas en el terreno. Algunos objetos son lanzados al aire.

La Escala de Richter es una forma más precisa de medir la fuerza de un sismo, pues está basada en mediciones con instrumentos. Esta escala se obtiene a partir de lecturas directas del tamaño (amplitud) de la vibración de un sismo

cuando éste arriya a un sismógrafo en la superficie, tomando en cuenta la distancia entre el instrumento y el epicentro. La escala se inicia con un valor arbitrario cero cercano al límite de detección de los instrumentos; tal valor es igual a un sismo cuyas ondas registradas tienen una amplitud igual a una micra y en el cual se libera una cantidad total de energía de 6.3×10^5 ergs. Teóricamente la escala no tiene un límite superior, aunque de hecho no se ha registrado todavía un sismo de magnitud mayor a 8.9 grados.

La Escala de Richter es logarítmica y cada grado representa una amplitud de onda diez veces mayor que la inmediata inferior. Así, un sismo de magnitud 2 produce 10 veces más la amplitud de vibración que uno de magnitud 1 y uno de magnitud 8, causa un millón de veces (10^6) más que la amplitud de uno de magnitud 2.

La intensidad de un sismo, cuando es medida por la amplitud de las ondas sísmicas, está relacionada muy de cerca con la energía total liberada en el foco. Una ventaja de la Escala de Richter cuando se le compara con la Mercalli, es que permite estimar por medio de sencillos cálculos matemáticos, la energía total proveniente de las vibraciones registradas por los instrumentos. La energía liberada se incrementa 50 veces por cada grado de la Escala de Richter. La Tabla 12 ilustra estos datos e incluye las equivalencias entre ambas escalas, así como también la frecuencia con que ocurren sis-

mos de varias magnitudes. Como ejemplo baste citar que cada año los sismógrafos de todo el mundo registran aproximadamente 1 millón de sismos, de los cuales solamente 300,000 son sensibles a la gente, 120 son lo bastante destructivos como para causar el derrumbe de lagunos edificios, 18 son de magnitud suficiente como para causar daños mayores y, solamente 1 ó 2 son considerados como macrosismos que causan amplia devastación.

TABLA 12. ESCALA DE RICHTER PARA MEDIR LA MAGNITUD DE UN SISMO

MAGNITUD	EQUIVALENCIA APROXIMADA DE INTENSIDAD	NUMERO DE SISMOS POR AÑO	ENERGIA LIBERADA (EN UNIDADES DE EXPLOSIVOS)	PERIODO DE RECURRENCIA	RADIO DE INFLUENCIA (Km)
0 1 2		700,000	1/2 kg TNT		
2-2.9	II	300,000			
3-3.9	II-III	49,000			25
4	III				
4-4.9	Menor	6,200			50
5	VI		Pequeña bomba atómica, 20,000 ton. de TNT (20 kilotones)		
5-5.9	Dañino	800			100

Continua.....

Continua Tabla 12

MAGNITUD	EQUIVALENCIA APROXIMADA DE INTENSIDAD	NUMERO DE SISMOS POR AÑO	ENERGIA LIBERADA (EN UNIDADES DE EXPLOSIVOS)	PERIODO DE RECURRENCIA	RADIO DE INFLUENCIA (Km)
6	VII		bomba de H. (1 megatón)		
6-6.9	Destructivo	120		5 años	200
7	X				
7-7.9	Mayor	18		15 años	400
8	XII				
8-8.9	Macro	Uno cada algunos años	60,000 bombas de 1 megatón	102 años	725

Como ya se mencionó, cada año ocurren en la Tierra cerca de 1,000,000 de sismos lo suficientemente fuertes para ser registrados por instrumentos sensibles. La Figura 40 muestra que la distribución de los epicentros de estos sismos no es al azar, sino que está restringida a ciertas "franjás". Si se compara esta figura con la Figura 35, se observará que las franjas de actividad sísmica corresponden muy de cerca con las zonas en donde ocurre actividad tectónica, o sea con: (1) las crestas de las cadenas montañosas submarinas, (2) los rifts continentales y (3) las cadenas montañosas continentales jóvenes y sus extensiones a lo largo de arcos de islas volcánicas.

En 1956, M. Ewing y B.C. Heezen, descubrieron que las franjas sísmicas coincidían con las crestas meso-oceánicas, lo que contrasta notablemente con los grupos de epicentros más diseminados en cadenas montañosas jóvenes (i.e. Himalayas) y arcos insulares volcánicos (i.e. Antillas Menores) (Figura 40). Sin embargo, como ya se mencionó en los primeros capítulos, el epicentro de un sismo es la proyección vertical en la superficie del foco del sismo, por lo que para una completa representación de la distribución espacial de los sismos es necesario indicar la profundidad de los focos.

Los sismos pueden ser clasificados según la profundidad a la que ocurren como: *someros*, cuando su foco se localiza entre 0 y 70 km de profundidad; *intermedios*, cuando su foco se localiza entre 70 y 300 km; y *profundos*, cuando su intervalo de profundidad varía desde 300 hasta 700 km. Cabe destacar que sólo se sabe de algunos sismos cuyo foco se haya localizado a más de 700 km de profundidad.

La Fig. 41 muestra la distribución de los epicentros ilustrados en la Fig. 40, cuyos focos fueron clasificados como intermedios y profundos, mientras que los focos someros fueron despreciados. Si se comparan ambos mapas se notará que casi la totalidad de focos intermedios y profundos está localizada a lo largo de una angosta región que bordea el Océano Pacífico y que los focos someros están presentes a lo largo de crestas meso-oceánicas, rifts continentales y también a zonas de trincheras. La Tabla 13 sintetiza lo antes men-

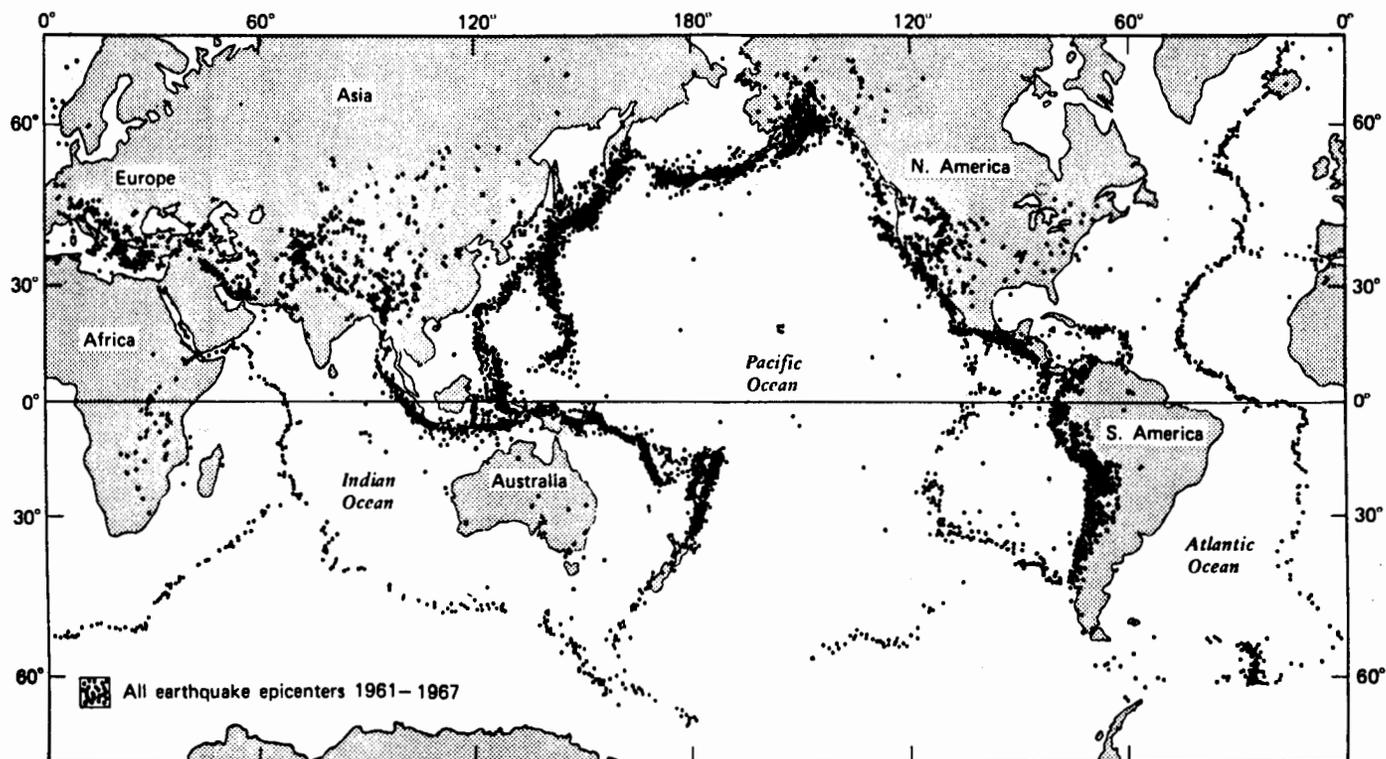


Figura 40. DISTRIBUCION DE TODOS LOS EPICENTROS REGISTRADOS DESDE 1961 HASTA 1967 POR EL SERVICIO DE COSTAS Y GEODESIA DE LOS ESTADOS UNIDOS. (TOMADO DE M. BARAZANGI Y J. DORMAN, 1969, SEISMOL. SOC. AMERICA BULL., V. 59).

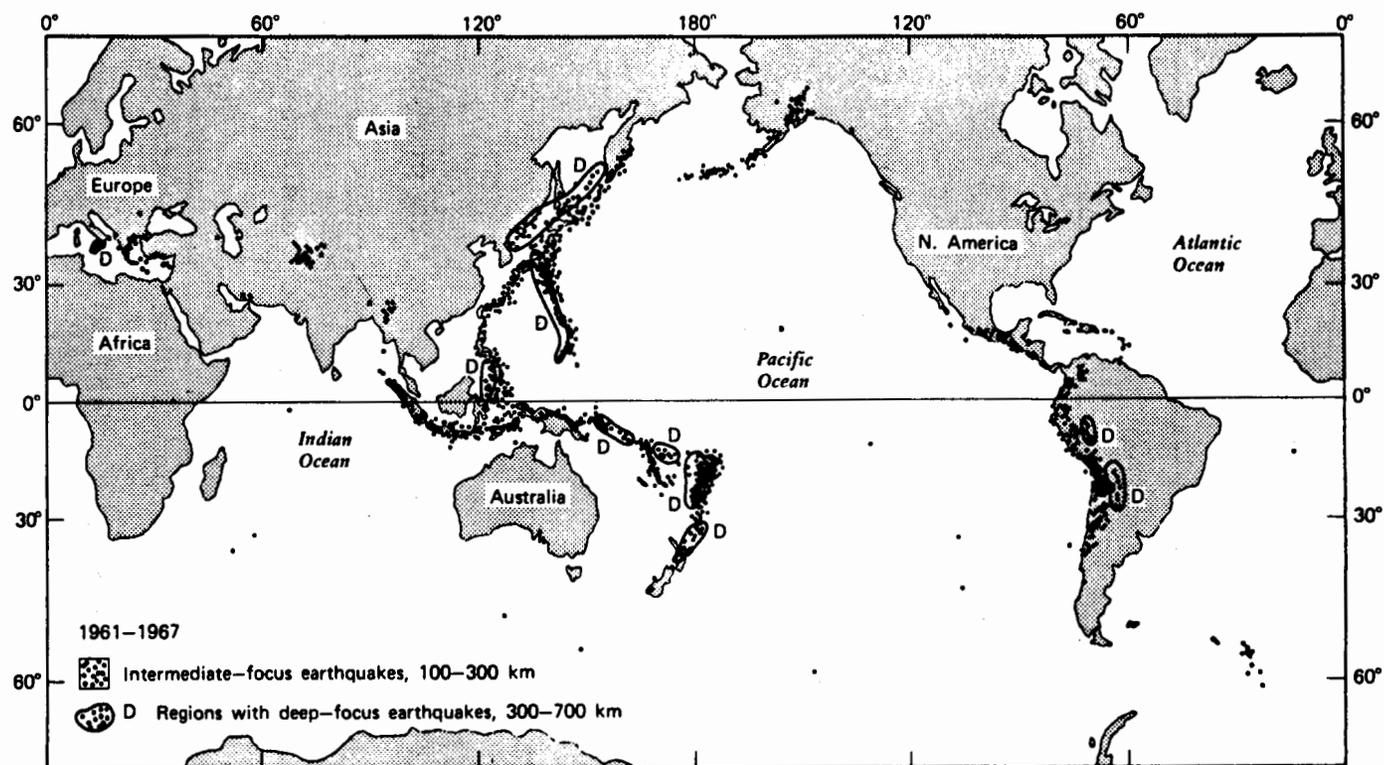


Figura 41. DISTRIBUCION MUNDIAL DE LOS FOCOS SISMICOS INTERMEDIOS Y PROFUNDOS REGISTRADOS DESDE 1961 HASTA 1967 POR EL SERVICIO DE COSTAS Y GEO-DESIA DE LOS ESTADOS UNIDOS. (TOMADO DE LA MISMA FUENTE QUE LA FIGURA 40).

cionado y lo relaciona con las zonas de tectónica activa del mundo.

TABLA 13. TIPOS DE SISMOS Y SU ASOCIACION CON LAS REGIONES DE TECTONICA ACTIVA EN LA SUPERFICIE TERRESTRE

ZONA DE TECTONICA ACTIVA	PROFUNDIDAD DE LOS FOCOS SISMICOS
Cresta oceánica	Someros
Falla transformante	Someros
Arco de Islas Volcánicas con trinchera oceánica	Someros, intermedios, † profundos
Cadenas montañosas jóvenes con trincheras asociada	Someros, intermedios, profundos
Cadenas montañosas jóvenes sin trinchera asociada	Someros † intermedios

La distribución superficial de los epicentros, la profundidad de los focos y su correspondencia con las zonas de tectónica activa y vulcanismo, están íntimamente relacionadas con los límites de placas litosféricas de la Tierra. Comparando las Figuras 35, 40 y 41, se podrá observar esta correspondencia, misma que se resume en la Tabla 14.

TABLA 14. CLASIFICACION DE LOS LIMITES DE PLACAS Y SU ASOCIACION CON LA PROFUNDIDAD DE FOCOS SISMICOS

TIPO DE LIMITE	COLISION OCEANO-OCEANO	COLISION OCEANO-CONTINENTE	COLISION CONTINENTE-CONTINENTE
Divergente (Extensión)	Cresta oceánica. Franja angosta de focos sísmicos someros. Lavas submarinas.		Valles Rifts. Zona amplia de focos sísmicos someros. Volcanes.
Convergente (Compresión)	Trinchera oceánica y arcos de islas volcánicas. Zona amplia de focos sísmicos someros, intermedios y profundos. Volcanes.	Trinchera oceánica y cadenas montañosas jóvenes. Zona amplia de focos sísmicos someros, intermedios y algunos profundos. Volcanes.	Cadena montañosa joven. Zona amplia de focos sísmicos someros e intermedios. No hay volcanes.
Transformante (sin compresión ni extensión)	Zona de fractura entre cresta y cresta. Focos sísmicos someros solamente en la angosta franja entre las crestas desfasadas. No hay volcanes.		Zona amplia de focos sísmicos someros. No hay volcanes.

El estudio de los focos sísmicos y su profundidad también contribuyó al conocimiento y confirmación del concepto de *subducción*, el cual se produce cuando ocurre una colisión entre dos placas y una de ellas (la de mayor densidad) es "subductada" por debajo de la otra, como es el caso del Arco de las Aleutianas, el Arco de Japón, el Arco de las Antillas Menores

y varias otras localidades en donde la convergencia se efectúa entre cortezas oceánicas; pero también puede ocurrir colisión entre cortezas continentales, como sucede en el caso de la Placa de la India y la Euro-Asiática, que es la causa de la formación de la Cadena Montañosa del Himalaya (comparar las Figs. 35, 40 y 41).

A principios de los años 50, Gutenberg y Richter (1951), Benioff (1954) y otros científicos sugirieron que las zonas de trinchera estaban de alguna manera asociadas a fallamiento inverso; pero no fue sino hasta que las crestas oceánicas se interpretaron como zonas de dispersión y generación de corteza oceánica (capaces de generar millones de kilómetros cuadrados de nuevo piso oceánico), que las trincheras fueron consideradas como los sitios en donde se podían consumir simultáneamente cantidades similares de piso oceánico antiguo, junto con toda la litósfera subyacente.

La Fig. 42 muestra los perfiles topográficos de varias trincheras, así como también la distribución de los focos sísmicos asociados a ellas. Nótese que los sismos en zona de trinchera pueden ocurrir a profundidades de hasta 700 km. Los focos sísmicos asociados con cualquier trinchera se presentan agrupados en delgadas zonas que intersectan a un cierto ángulo la superficie de la Tierra. Esas zonas en que se agrupan los focos tienden a una forma tabular, o en ocasiones planar, que es conocida como *Zona o Plano de Benioff* nombrada así en honor a su descubridor, Hugo Benioff.

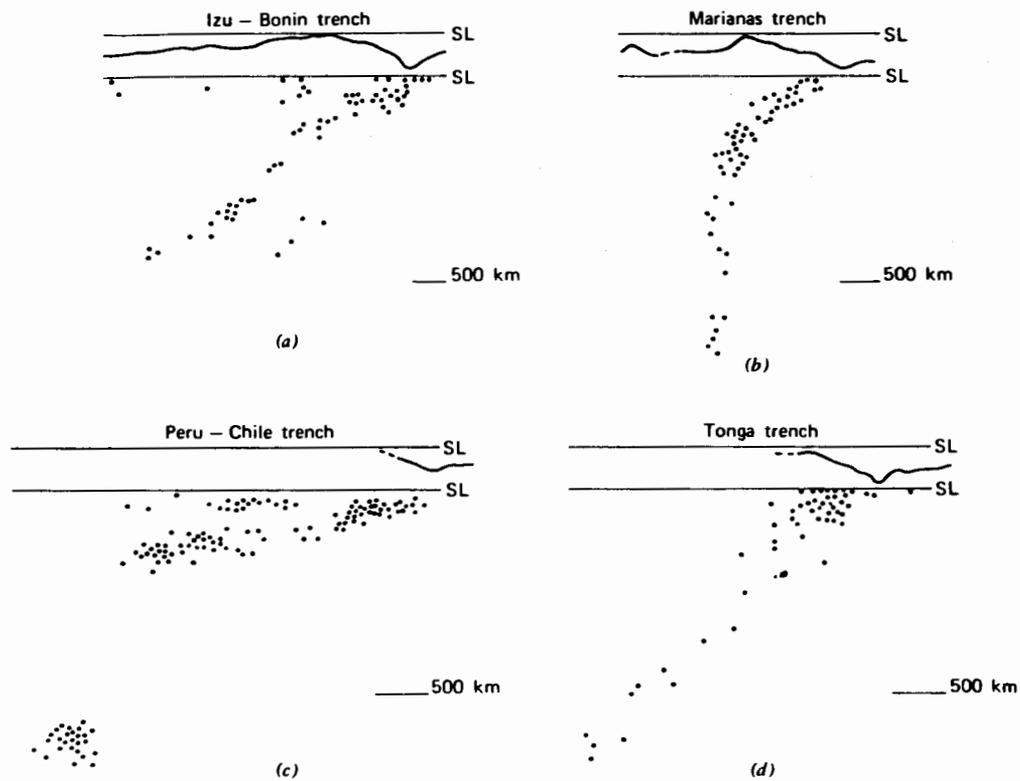


Figura 42. PERFILES TOPOGRAFICOS Y ZONAS DE BENIOFF DEFINIDAS CON FOCOS SISMICOS PARA VARIAS TRINCHERAS. LOS PERFILES TOPOGRAFICOS TIENEN UNA EXAGERACION VERTICAL DE 10:1. LA PROYECCION Y LOCALIZACION DE LOS FOCOS SISMICOS ILUSTRADOS POR DE BAJO DEL NIVEL DEL MAR (LINEA SL) NO HA SIDO EXAGERADA VERTICALMENTE CON OBJETO DE MOSTRAR EL ANGULO VERDADERO DE SUBDUCCION. TOMADO DE HOBBS, ET. AL. (1976).

La inclinación de la zona de Benioff indica el ángulo en que la litósfera es subductada, aunque se sabe que los focos sísmicos pueden, o no, yacer en la superficie superior del fragmento descendente de corteza. Sin embargo, se cree que los focos más profundos se desarrollan dentro del fragmento de corteza descendente, lo cual ha sido explicado como el resultado de un fracturamiento interno debido a deshidratación, o a los movimientos súbitos producidos por alguna clase de "reputación caliente" (hot creep) causada por rápidos cambios de fases en el manto. El vulcanismo y alto flujo de calor asociados a las trincheras han sido interpretados como el resultado de fusión parcial del fragmento descendente de corteza, incluyendo posiblemente a sedimentos arrastrados desde la superficie.

IX. REGLAS QUE RIGEN A LA TECTONICA DE PLACAS

Con base a los conceptos y observaciones expuestas en páginas anteriores se definieron las siguientes reglas que rigen a la tectónica de placas:

- 1) Límites de Placas y
- 2) Movimientos Relativos de las Placas en una Esfera

A continuación se describirán en detalle estas reglas.

IX.1 Límites de Placas

Los tres posibles límites entre las placas de la Tierra son: convergentes, divergentes y transformantes. En páginas anteriores ya se ha discutido cada uno de ellos, de manera que en la Fig. 43 se resumen gráficamente. Comparar con las Figs. 35, 40 y 41 y con la Tabla 14.

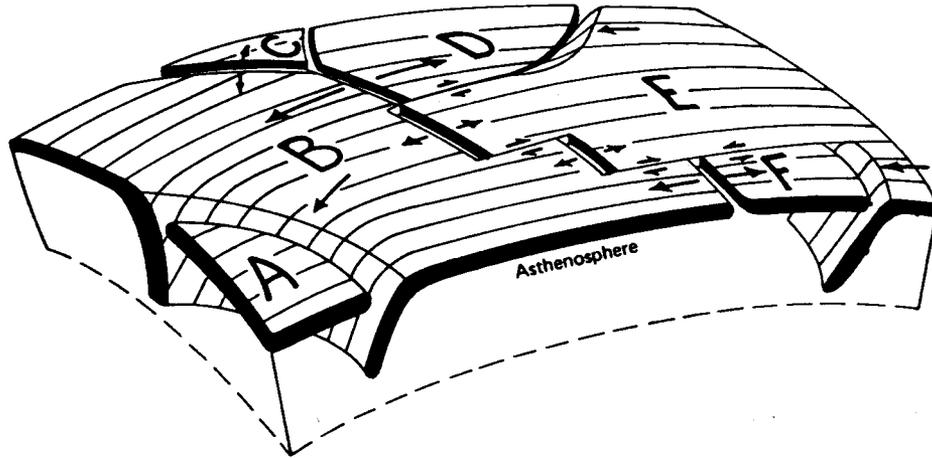


FIGURA 43. ESQUEMA QUE ILUSTRAS LOS POSIBLES LIMITES Y MOVIMIENTOS DE LAS PLACAS LITOSFERICAS EN LA TIERRA. LA LONGITUD DE LAS FLECHAS ES PROPORCIONAL A LAS VELOCIDADES DE MOVIMIENTO DE LAS PLACAS (LA PARTE CENTRAL, EN EL CASO DE CRESTAS Y FALLAS TRANSFORMANTES Y EL BLOQUE DE TECHO, EN EL CASO DE TRINCHERAS). A-B, TRINCHERA; B-C, CRESTA; B-D, CRESTA; B-E, CRESTA CON SEGMENTOS LOCALES DE TRANSFORMANTE DEXTRAL; B-F, CRESTA; D-E, TRANSFORMANTE DEXTRAL QUE CAMBIA A UNA TRINCHERA OBLICUA DEXTRAL; E-F, TRANSFORMANTE SINISTRAL Y TRINCHERA. UNIONES TRIPLES EN B-C-D, B-D-E y B-E-F. SEGUN HOBBS, ET. AL. (1976).

IX.2 Movimientos Relativos de las Placas en una Esfera

De acuerdo a la Teoría de la Tectónica de Placas, la litósfera rígida migra sobre y a través de la astenósfera sin sufrir ninguna distorsión. Supóngase que el hemisferio norte de la Tierra consiste de una extensa y continua placa que cubre toda esta parte de nuestro planeta (Fig. 44). Esta placa puede

ser rotada alrededor del eje N-S, independientemente de la esfera que la subyace (Fig. 44a). Entonces, cada punto de la placa trazará un círculo concéntrico alrededor del polo P. Todos estos círculos pequeños corresponden con líneas de latitud, con excepción del borde de la placa que corresponde con el Ecuador: éste es el círculo mayor cuyo centro coincide con el centro de la Tierra. Nótese que todos los puntos se mueven hacia el Este.

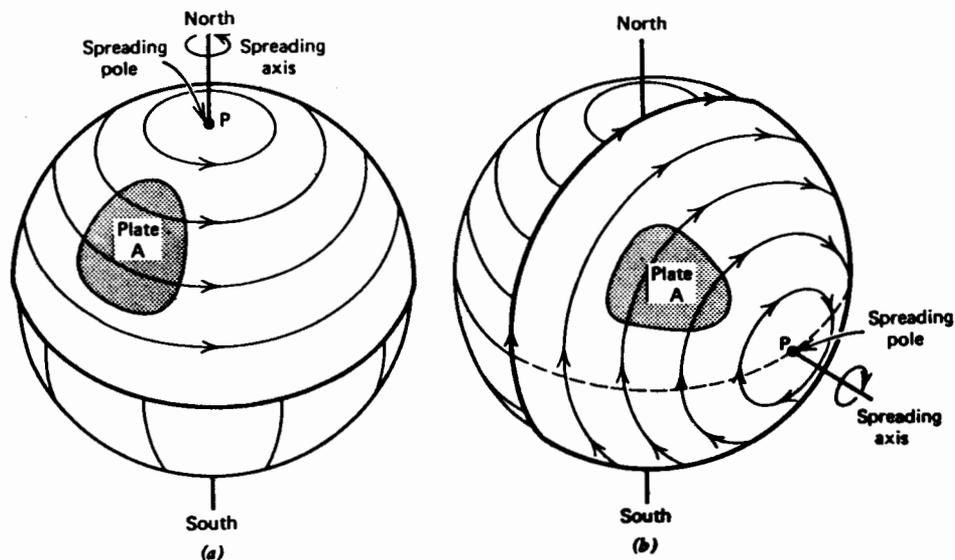


FIGURA 44. ROTACION DE UNA PLACA HEMISFERICA EN UNA ESFERA. EL MOVIMIENTO DE LA PLACA A ESTA CONTROLADO POR EL MOVIMIENTO DEL HEMISFERIO, EL CUAL A SU VEZ, ESTA DEFINIDO POR LA VELOCIDAD ANGULAR ALREDEDOR DE UN EJE (EJE DE DISPERSION). SEGUN WYLLIE (1976).

Para poder definir completamente el movimiento es necesario conocer también la velocidad del movimiento, la cual está dada por la velocidad angular de rotación alrededor del eje. La velocidad angular se define como el número de grados de rotación por unidad de tiempo. Así, para una velocidad angular dada, la velocidad de movimiento de los puntos, en términos de distancia recorrida, se incrementará a medida que aumente la distancia desde el polo P. El punto P rota, pero no recorre ninguna distancia, por lo que su velocidad angular es cero. Por otro lado, los puntos en el Ecuador recorren una distancia igual a la circunferencia de la esfera en una simple revolución, por lo que son los que viajan más rápido.

Ahora considérese una pequeña porción del hemisferio, mostrada en la Fig. 44a como la placa A. Su movimiento también está completamente definido por la posición del polo de rotación P y por la velocidad angular alrededor de P, debido a que forma parte de la placa hemisférica. El polo P es como un pivote alrededor del cual gira la placa A. Esto es cierto aun si se ignora el resto de la placa hemisférica y sólo se considera a la placa A. Este ejemplo es único e ideal, ya que el eje de rotación del hemisferio coincide con el eje de rotación de la Tierra. En el contexto de la Tectónica de Placas este eje es llamado eje de dispersión (spreading axis) y el punto P es llamado polo de dispersión; éstos no tienen que ver nada con el eje de rotación de la Tierra, ni con el polo magnético o geográfico.

En la Fig. 44b la placa hemisférica ha sido rotada 90° , de tal manera que ahora el eje de rotación se encuentra a un ángulo recto con respecto al eje de rotación de la Tierra y el polo de dispersión P se encuentra en el Ecuador. El borde del hemisferio coincide con una línea de longitud que pasa por los polos Norte y Sur. Igual que en el ejemplo anterior, el movimiento de cada punto en el hemisferio está completamente definido por la posición del polo de dispersión P y por la velocidad angular de rotación alrededor del eje de dispersión. En este ejemplo se observa que la dirección de movimiento para cada punto de los círculos pequeños cambia constantemente, con respecto a las coordenadas geográficas de la Tierra, definidas por el eje N-S y por las líneas de latitud y longitud. Un punto en el Ecuador se mueve inicialmente hacia el Norte, cambia gradualmente hacia el Este, después hacia el Sur y hacia el Oeste, para finalmente dirigirse nuevamente hacia el Norte. En cualquier instante cada punto del hemisferio se mueve hacia una dirección geográfica diferente. El mismo comportamiento se aplica a la pequeña subplaca A contenida en la placa hemisférica.

Los dos ejemplos citados son casos especiales, en los que el eje de dispersión coincide con, o es ortogonal, al eje de rotación de la Tierra. Sin embargo, las conclusiones derivadas de estos ejemplos son válidas para cualquier situación intermedia. *Para cualquier placa en movimiento sobre la superficie de la*

Tierra, siempre es posible encontrar un polo P, que actúa como pivote, alrededor del cual la placa rota.

La Fig. 45 es un ejemplo más general que ilustra el movimiento de dos placas relacionadas entre sí. El límite entre las placas 1 y 2 de la Fig. 45a es una cresta desfasada por varias fallas transformantes. Es conveniente suponer que la placa 1 está fija, para poder considerar el movimiento relativo de la placa 2, con respecto a la placa 1. El polo P, alrededor del cual se centra el movimiento, podrá ser localizado sin importar cuál sea la dirección relativa de la placa 2 a través de la superficie de la esfera.

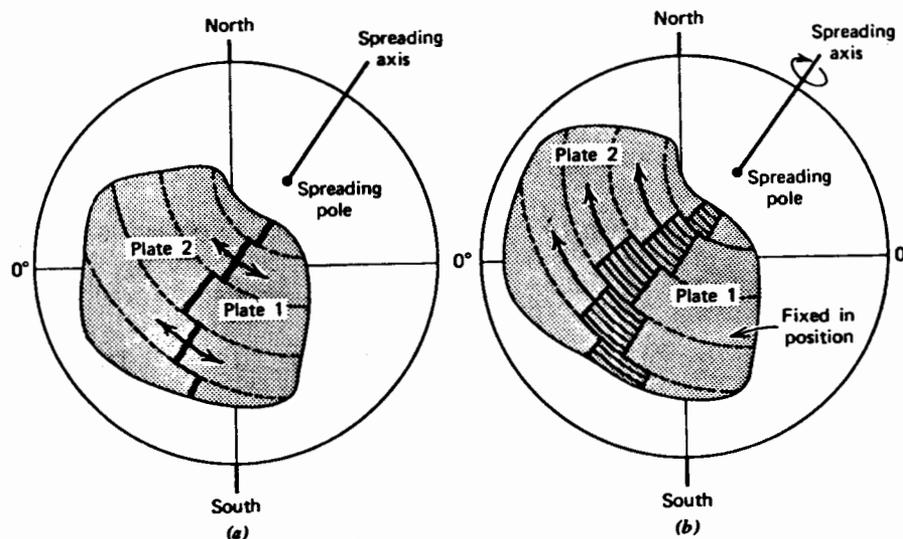


Figura 45.- (a) LAS PLACAS 1 y 2 SE ALEJAN PERPENDICULARMENTE AL LIMITE DIVERGENTE (CRESTA), CON UNA SEPARACION DEFINIDA POR LA ROTACION ALREDEDOR DEL EJE DE DISPERSION (SPREADING AXIS). (b) SEPARACION DE LAS PLACAS, EN DONDE EL MOVIMIENTO RELATIVO DE LA PLACA 2 ES ILUSTRADO MANTENIENDO A LA PLACA 1 FIJA. SEGUN WYLLIE (1976).

El polo P define al eje de dispersión, de manera que si el movimiento entre las placas 1 y 2 continua alrededor de éste, entonces las fallas transformantes (en donde las placas también están en contacto) deben coincidir con círculos concéntricos alrededor del polo P. Las áreas en negro de la Figura 45b ilustran la generación de nueva litósfera a lo largo del límite divergente, a medida que la placa 2 se aleja de la placa 1. La velocidad angular alrededor del eje de dispersión define la velocidad con que las placas se dispersan y se puede observar en la figura cómo la velocidad de separación de las placas se incrementa a medida que aumenta la distancia desde el polo.

En la Fig. 45 se muestra como se puede determinar el polo de dispersión para cualquier par de placas, a partir de la geometría de las fallas transformantes, pues sólo puede existir un polo al centro de todos los posibles círculos concéntricos trazados por las fallas y por la dirección de movimientos relativos entre las fallas.

En la Fig. 45b se muestra la generación de nueva litósfera en un límite divergente de placas, con un obvio incremento en área. La superficie de la Tierra debe incrementarse o bien, debe destruirse la nueva litósfera en algún lugar para poder acomodar este material adicional, lo cual ocurre en los límites convergentes entre placas. Hasta la fecha, no existe evidencia convincente de que la Tierra haya tenido cambios importantes de volumen durante los últimos 200 millones de años,

por lo que la teoría de la tectónica de placas sostiene que, si nuestro planeta está en equilibrio, el volumen de corteza nueva que se genera en límites divergentes de placas, debe ser igual al volumen de corteza que se consume en los límites convergentes de placas.

X. EL MECANISMO QUE MUEVE LAS PLACAS

Este ha sido un problema fundamental para la deriva continental y para la tectónica de placas. ¿Qué es lo que causa que se muevan las placas? Ya se ha mencionado que la hipótesis de simples corrientes de convección térmica presenta numerosas dificultades, como por ejemplo el problema de la extensión horizontal de las celdas de convección y el hecho de que se sabe que las crestas meso-oceánicas migran. Aún más, en 1973 el científico ruso E. Artyushkov aportó otro argumento devastador en contra de la convección en el manto. El propuso que la viscosidad de la astenósfera, especialmente bajo áreas oceánicas, debería ser de uno o dos órdenes de magnitud menor que el valor supuesto comúnmente y calculado a partir del "rebote" posglacial para Escandinavia y Norteamérica. Por lo tanto, la fuerza mecánica ejercida en la base de la litósfera, causada por el flujo en la astenósfera, sería muy débil como para ser considerada como el mecanismo que mueve a las placas. Sin embargo, él reconocía que aunque indudablemente existe flujo y convección en el manto, éste no es de importancia. Si Artyushkov está en lo correcto o no, esto no resuelve la

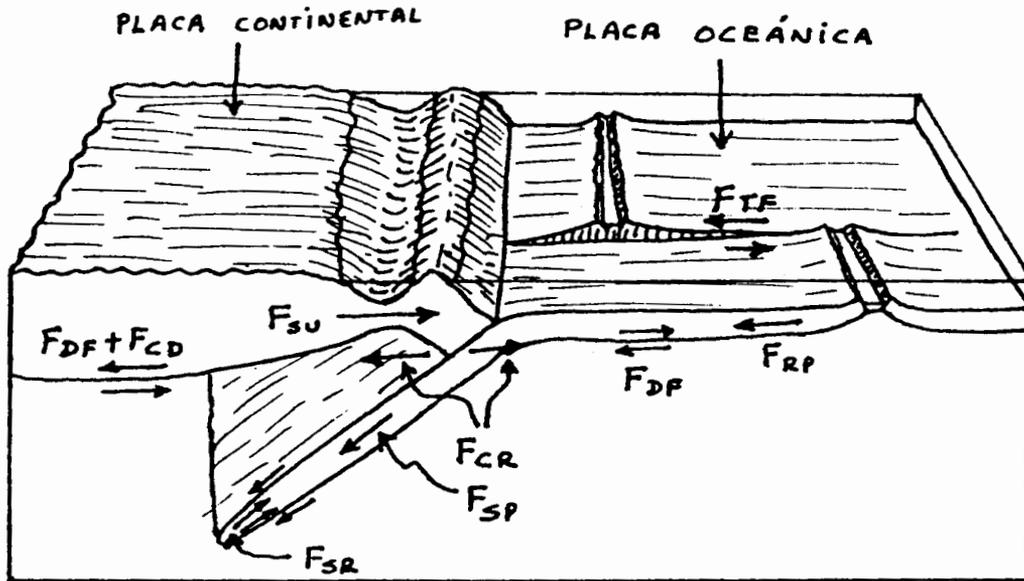
pregunta fundamental: ¿Cuál es la causa del movimiento de las placas?

En 1972 y hasta 1974, Forsyth y Uyeda trataron de contestar esta pregunta y publicaron sus resultados en 1975 en el trabajo "On the Relative Importance of the Driving Forces of Plate Motion", en el V. 43, p. 165 del Geophys. J.

El primer paso que dieron estos científicos fue el revisar los posibles mecanismos que habían sido sugeridos por numerosos investigadores y las dificultades identificadas en relación a una convección simple en el manto. Todas estas fuerzas se muestran en la Fig. 46.

Para poder averiguar cual de las fuerzas sugeridas es más importante que las otras, Forsyth y Uyeda realizaron una cuidadosa revisión de los movimientos de 12 placas mostradas en la Fig. 35.

La dirección y la velocidad de movimientos relativos entre placas fueron determinadas previamente, pero como algunas de las fuerzas (F_{FD} , F_{CD} , F_{SP}) dependen de las velocidades relativas de las placas con respecto al manto, se tuvieron que calcular tomando como marco de referencia al sistema mundial de "Hot Spots" y suponiendo que este marco está fijo (especialmente) en relación al manto inferior. Aquí haremos un paréntesis para explicar que son los "Hot Spots". En 1965, J.T. Wilson, el padre de las fallas transformantes, sugirió la existencia



F_{DF} - Fuerza de "arrastre" con el manto (oceánico)

F_{CD} - Fuerza de "arrastre" con el manto (continental)

F_{RP} - Fuerza de "empuje" de la cresta

F_{SP} - Fuerza gravitacional por diferencias de densidad

F_{SR} - Fuerza de resistencia friccional

F_{SU} - Fuerza de succión

F_{CR} - Fuerza de resistencia a la colisión

F_{TF} - Fuerza de resistencia en falla transformante

Figura 46. ESQUEMA MOSTRANDO TODAS LAS POSIBLES FUERZAS QUE ACTUAN EN LAS PLACAS LITOSFERICAS. SEGUN UYEDA (1978).

de los "hot spots", basado en el hecho de que en ciertas regiones del mundo como Hawai e Islandia, los volcanes habían estado activos por largos períodos de tiempo. La fuente del magma de estos volcanes está localizada a profundidades mayores que la base de la litósfera, de manera que la posición de la actividad volcánica está fija en relación con el manto. Cuando una placa se mueve sobre tal centro de producción de magma, los volcanes que se producen en la superficie son acarreados con la placa, pero la fuente continúa su actividad desde su misma posición fija. Como resultado de lo anterior, se desarrolla una cadena de volcanes, como por ejemplo la cadena volcánica de Hawai. De hecho, ya se conocía que la edad del vulcanismo en la cadena de islas se incrementa, de acuerdo a su distancia, desde la actualmente activa Isla de Hawai (Fig. 47) . A estos cilindros ascendentes de material caliente los llamó Wilson "thermal plumes" y a su expresión superficial la llamó "hot spot". Es necesario aclarar que no se han traducido aquí estos términos al español, porque su significado sería desvirtuado, por lo que continuaremos utilizándolos en inglés.

Tiempo después de que Wilson propuso los hot spots, W.J. Morgan extendió esta idea y demostró que las velocidades del movimiento absoluto de las placas durante la Era Cenozoica podían ser determinados como se muestra en la Figura 48. Estos movimientos son consistentes con los movimientos relativos es

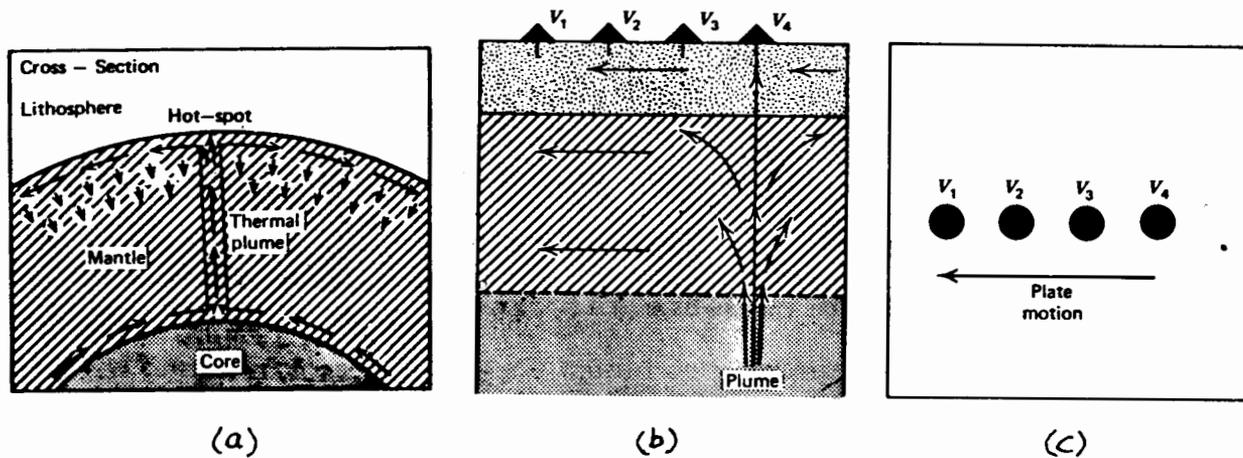


Figura 47. DIAGRAMAS REPRESENTANDO LOS CONCEPTOS DE (a) "THERMAL PLUMES" Y "HOT SPOTS", ASI COMO LAS CADENAS VOLCANICAS RESULTANTES (b) Y (c). LOS APARATOS VOLCANICOS V₁, V₂ Y V₃ SON RESPECTIVAMENTE MAS ANTIGUOS QUE V₄. DIAGRAMAS TOMADOS DE WYLLIE(1976).

pecíficos por la tectónica de placas y satisfacen también la condición de que los hot spots deben estar estacionarios entre ellos y con respecto al manto. Más aún, Morgan argumenta que los hot spots se mantienen fijos por medio de un ascenso local de una corriente de convección en el manto y que éste fluye de forma ascendente por medio de thermal plumes que conducen a los hot spots y, desciende en cualquier otro lugar, moviendo así a las placas.

Pero volviendo a los cálculos de Forsyth y Uyeda, estos científicos adoptaron el sistema mundial de hot spots como su "marco de referencia absoluto", para poder así evaluar los movimientos de las placas en relación con el manto.

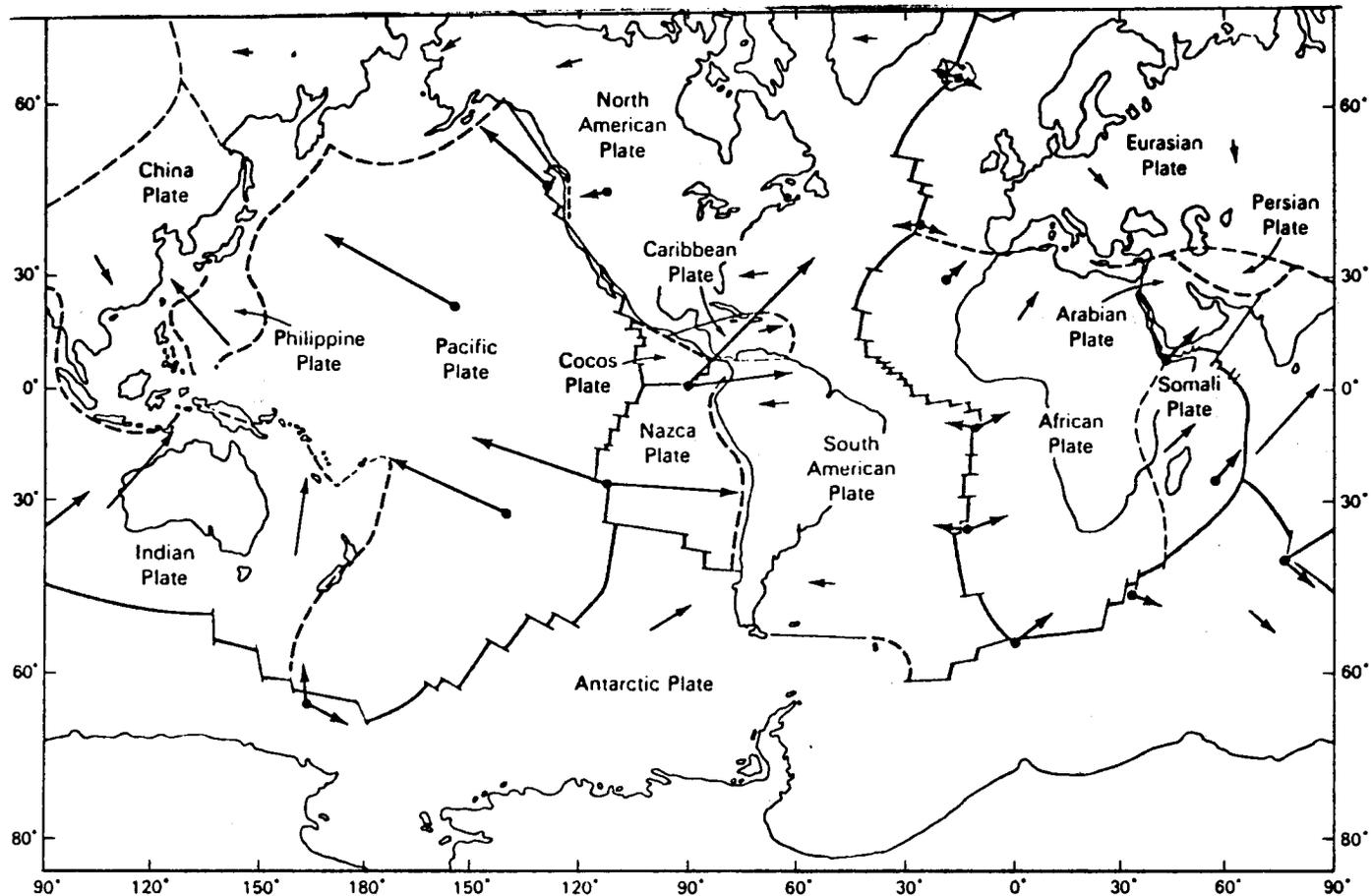


Figura 48. MOVIMIENTOS ACTUALES DE LAS PLACAS SOBRE LOS HOT SPOTS. LOS MOVIMIENTOS RELATIVOS FUERON DETERMINADOS A PARTIR DE RUMBOS DE FALLAS Y DE VELOCIDADES DE DISPERSION EN LOS LIMITES DIVERGENTES. EL MOVIMIENTO ABSOLUTO DE CADA PLACA SOBRE EL MANTO FUE DETERMINADO CON LA ADICION DE UNA CONSTANTE DE ROTACION. LA LONGITUD DE LAS FLECHAS ES PROPORCIONAL A LA VELOCIDAD DE LA PLACA. SEGUN UYEDA (1971).

Lo primero que observaron estos autores fue la notable regularidad de los movimientos de las placas, es decir, que la velocidad de la placa siempre es alta cuando ésta tiene un límite convergente grande y viceversa. Por ejemplo, las placas de Cocos, del Pacífico, de Nazca, de Las Filipinas y de la India, son placas que tienen límites convergentes grandes y para cada una de ellas la velocidad promedio es de 6 a 9 centímetros por año, mientras que otras placas tienen una velocidad promedio de menos de 4 cm/año. Para demostrar esta regularidad, Forsyth y Uyeda graficaron la velocidad de cada placa contra la longitud fraccional de su trinchera, lo cual les indicó que de entre todas las fuerzas que podrían mover las placas, probablemente la más importante era la producida por diferencias de densidad en la trinchera (F_{Sp}) (Ver Fig. 46). También examinaron la correlación entre la velocidad de la placa y otros factores geométricos, como por ejemplo el área de la placa, el área de la parte continental, la longitud total de las crestas y de las fallas transformantes y la longitud del lado cabalgado de la trinchera (bloque de techo). Lo anterior los condujo a algunas conclusiones interesantes, entre las que destacó el hecho de que la velocidad no era correlacionable claramente con los factores mencionados, excepto para el área continental de la placa, lo cual es importante porque si las fuerzas que actúan en los límites de placas son las que impulsan a éstas y el arrastre en el manto es la principal resistencia, tal falta de correlación es difícil de entender.

Por ejemplo, las placas de Nazca, Cocos y del Pacífico son placas muy similares pero con áreas diferentes. Entonces, si el arrastre en el manto es la principal fuerza de resistencia, la placa del Pacífico (que es la de mayor área) debería moverse mucho más lento. A principios de la década de los 70's, Morgan y McKenzie notaron la falta de correlación entre el área y la velocidad de las placas y concluyeron que la velocidad de la placa está determinada primeramente por el flujo del manto y no por fuerzas en los límites.

Sin embargo, Forsyth y Uyeda reconocieron una interpretación alternativa: el par mecánico entre la placa y el manto subyacente es débil en áreas oceánicas, de manera que el arrastre en el manto tiene una influencia pequeña en la velocidad de las placas.

Por otro lado estos científicos encontraron que la correlación entre la velocidad y el área continental era importante, ya que aquellas placas que contienen a continentes como Eurasia, Norte y Sudamérica, Antártica y Africa, tienen grandes áreas continentales y una velocidad promedio de menos de 2 cm/año, lo cual interpretaron como un indicio de que la resistencia debida a arrastre del manto es mayor bajo los continentes que bajo los océanos.

La velocidad de una placa no tiene una correlación obvia con la longitud total de las crestas a lo largo de sus fronteras,

ni con la longitud de las fallas transformantes, ni con la longitud total de las trincheras, en el caso de que la placa esté en el alóctono (bloque de techo) de la trinchera. Además, ya se ha visto que para la placa que se encuentra en el autóctono (bloque de piso) de la trinchera, la velocidad de ésta sí es correlacionable con la longitud de la trinchera. Esta correlación indica que las crestas y los lados alóctonos (bloque de techo) de las trincheras son agentes mucho menos importantes, en cuanto a las fuerzas que mueven las placas, que los fragmentos descendentes hacia el manto y que las fallas transformantes no son agentes resistivos de importancia. En otras palabras, F_{RP} , F_{TF} y F_{SU} son menores que F_{SP} . Esto no quiere decir que las crestas no estén empujando a las placas lateralmente, porque ciertamente las placas en ambos lados de la cresta del mesoatlántico se están alejando una de otra lentamente, sino que probablemente el empuje F_{RP} es mucho menor que el jalón F_{SP} del fragmento descendente de corteza.

Si se toma en cuenta la Ley de Newton para el movimiento y si se supone que las placas se encuentran esencialmente en movimiento constante, entonces debe existir un balance entre las fuerzas que actúan sobre cada placa. Así, se llegó a las siguientes conclusiones: primera; la fuerza de cuerpo F_{SP} debida al exceso de masa en el fragmento descendente es muy grande, ya que jala a la placa adherida a éste, incrementando la velocidad de descenso del fragmento hasta que esta fuerza está casi en equilibrio con la fuerza de resistencia (F_{SR})

producida por la viscosidad del manto. La casi uniforme velocidad de descenso (6 a 9 cm/año) observada para las placas del Pacífico, Nazca, Cocos, de la India y de las Filipinas, representa el punto de balance, que es la velocidad terminal de un cuerpo denso que cae libremente en un medio viscoso; esto es análogo a un hombre en paracaídas que cae libremente en el aire.

Todas las demás placas que no están asociadas a largas trincheras de subducción, se están moviendo a velocidades de menos de 4 cm/año. La mayoría de estas placas tienen grandes continentes que probablemente se encuentren anclados fuertemente al manto profundo. Pero el hecho de que la placa de la India, que tiene extensos continentes (India y Australia) y una trinchera larga (Java-Sumatra) se está moviendo rápido, parece sugerir que el factor dominante para determinar la velocidad es la presencia o ausencia de un fragmento descendente de grandes dimensiones y no la presencia o ausencia de continentes. En síntesis, la velocidad de las placas que tienen fragmentos descendentes al manto en las zonas de subducción, está determinada por el balance entre las fuerzas F_{SP} y F_{SR} (Fig. 46) y esta velocidad es, por lo tanto, completamente independiente de la geometría superficial de la placa.

Se puede decir que el sistema es termalmente convectivo, en el que la fuerza de cuerpo F_{SP} es debida a diferencias de densidad, lo cual es esencialmente el mismo tipo de fuerza que

produce una convección simple. De esta forma, Forsyth y Uyeda no rechazaron el mecanismo de convección térmica, sino que establecieron simplemente que las placas son una parte importante del sistema convectivo y que no son arrastradas en forma pasiva por un sistema de flujo convectivo subyacente a ellas.

R E F E R E N C I A S

- BENIOFF, H., 1954. Orogenesis and deep Crustal Structure: Additional Evidence from Seismology: Geol. Soc. Am. Bull. 65, p. 385-400.
- BEST, M.G., 1982. Igneous and Metamorphic Petrology: W. H. Freeman and Co., San Francisco, 630 p.
- CLARK, S.P., 1971. Structure of the Earth: Prentice-Hall, N.J.
- GRIGGS, D. T., 1939. A Theory of Mountain Building: Amer. J. Sci., v. 237, p. 611-650.
- GUTENBERG, B. and C.F. RICHTER, 1951. Evidence from Deep-Focus Earthquakes: Internal Constitution of the Earth, 2nd ed., p. 305-313, G. Gutenberg (ed.), Dover Publications, 439 p.
- HOBBS, B. E., MEANS, W. D. and WILLIAMS, P. E., 1976. An Outline of Structural Geology: John Wiley, New York
- HOLMES, A., 1945. Principles of Physical Geology: Thomas Nelson and Sons. London 532 p.
- KUHN, T. S., 1962. The Structure of Scientific Revolutions: Chicago, Univ. of Chicago Press, 172 p.
- UYEDA, S., 1978. The New View of the Earth: W. H. Freeman and Company.
- VINE, F. J. y MATTHEOUS, D. H., 1963. Magnetic Anomalies Over Oceanic Ridges: Nature, v. 199, p. 947-949.
- WEYMAN, DARREL, 1981. Tectonic Processes: George Allen Unwin, London, Boston Sydney, 102 p.
- WYLLIE, P. J., 1976. The Way the Earth Works: An Introduction to the New Global Geology and its Revolutionary Development: John Wiley & Sons, Inc. New York London Sydney Toronto 296 p.

F/DEPFI/D-68/1987/EJ.4



711489

