



© Fondo de Cultura Económica

LA INQUIETA SUPERFICIE TERRESTRE

Autor: ALEJANDRO NAVA

● [COMITÉ DE SELECCIÓN:](#)

● [EDICIONES](#)

● [DEDICATORIA](#)

● [AGRADECIMIENTOS](#)

● [INTRODUCCIÓN](#)

● [I. ANTECEDENTES Y BASES: UN PASADO APARENTEMENTE INEXPLICABLE Y LA DERIVA CONTINENTAL](#)

● [II. SISMOLOGÍA Y ESTRUCTURA INTERNA DE LA TIERRA](#)

● [III. GRABACIONES MAGNÉTICAS DE LA HISTORIA TERRESTRE. POLOS VIAJEROS](#)

● [IV. EL FONDO OCEÁNICO](#)

● [V. LA TECTÓNICA DE PLACAS. REVOLUCIÓN CIENTÍFICA](#)

● [VI. PRESENTE Y PASADO DE LAS PLACAS TERRESTRES](#)

● [VII. MONTAÑAS, TRINCHERAS, TERREMOTOS Y VOLCANES](#)

● [VIII. LAS GRANDES INCÓGNITAS](#)

● [ESCALA DE TIEMPOS GEOLÓGICOS](#)

● [BIBLIOGRAFÍA*](#)

● [COLOFÓN](#)

● [CONTRAPORTADA](#)



COMITÉ DE SELECCIÓN:

Dr. Antonio Alonso

Dr. Juan Ramón de la Fuente

Dr. Jorge Flores

Dr. Leopoldo García-Colín

Dr. Tomás Garza

Dr. Gonzalo Halffter

Dr. Guillermo Haro †

Dr. Jaime Martuscelli

Dr. Héctor Nava Jaimes

Dr. Manuel Peimbert

Dr. Juan José Rivaud

Dr. Emilio Rosenblueth

Dr. José Sarukhán

Dr. Guillermo Soberón

Coordinadora Fundadora:

Física Alejandra Jaidar †

Coordinadora:

María del Carmen Farías

Inicio



Primera edición, 1993

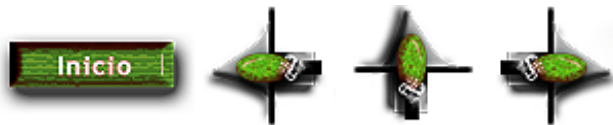
La Ciencia desde México es proyecto y propiedad del Fondo de Cultura Económica, al que pertenecen también sus derechos. Se publica con los auspicios de la Subsecretaría de Educación Superior e Investigación Científica de la SEP y del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología.

D.R. © 1993 FONDO DE CULTURA ECONÓMICA, S.A. DE C.V.

Carretera Picacho-Ajusco 227;14200 México, D. F.

ISBN 968-16-3467-5

Impreso en México



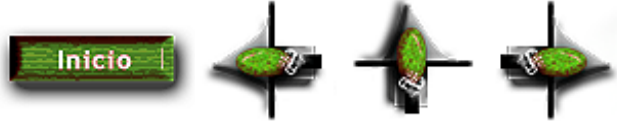
DEDICATORIA

A la

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO.

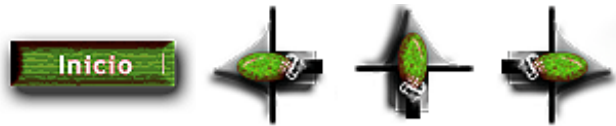
A la física

ALEJANDRA JAIDAR



AGRADECIMIENTOS

Quisiera expresar mi agradecimiento a María del Carmen Farías, coordinadora de *La Ciencia desde México*, por su entusiasmo y amabilidad, y a Leticia García y Marco Antonio Pulido por sus atinadas correcciones. Muchas gracias a Olivia, Ari e Ian por su constante apoyo y comprensión. Gracias a mis colegas y compañeros por las estimulantes discusiones que me han hecho meditar sobre el tema de este libro, y a Cinna Lomnitz y Jim Brune que me introdujeron a él y me enseñaron a manejarlo.



INTRODUCCIÓN

... el escepticismo es el más alto de los deberes: la fe ciega es el único pecado imperdonable. Y no puede ser de otra manera, pues cada gran avance en el conocimiento de la naturaleza ha involucrado el rechazo completo a la autoridad, el apego al escepticismo más agudo, la aniquilación del espíritu de fe ciega.

THOMAS H. HUXLEY (1871)

QUÉ ES LA TECTÓNICA DE PLACAS Y CUÁL ES SU IMPORTANCIA

Quién no se ha planteado algunas de las siguientes preguntas: ¿cómo se crean y se mantienen las montañas?; ¿qué causa los terremotos?; ¿a qué se debe que nazcan los volcanes?; ¿cómo es posible que se encuentren fósiles de animales marinos en la cima de las montañas más altas y restos de plantas tropicales en la Antártida?; ¿por qué algunas especies animales y vegetales son muy parecidas aunque vivan en continentes lejanos, y bastante distintas de otras localizadas en sitios cercanos?; ¿a qué se debe la existencia de cadenas de islas?; ¿existieron en la antigüedad continentes ahora desaparecidos como los legendarios de Atlántida y Lemuria?; etcétera.

Respuestas a éstas y a otras muchas preguntas relativas al planeta que habitamos ofrece una teoría, propuesta hace apenas un par de decenios y que se encuentra aún en plena fase de desarrollo, la denominada de *tectónica de placas*.

La palabra *tectónica* viene del griego τεκτονικός que significa "perteneciente a la construcción o la estructura", y se refiere al estudio de los procesos que dan forma a los grandes rasgos de la corteza terrestre mediante la creación de continentes y océanos, de montañas y trincheras marinas, etcétera.

Las *placas* son trozos (más o menos rígidos) de la parte más superficial de la Tierra que se mueven unos con respecto a otros, como, por dar una imagen, pedazos de cáscara de melón que resbalaran sobre la carne del fruto. Las interacciones entre estas placas dan lugar a los procesos tectónicos por lo que, como veremos en este libro, la teoría de la tectónica de placas explica en forma muy elegante toda una serie de observaciones geológicas, geofísicas, geográficas, botánicas y zoológicas, que antes no tenían explicación satisfactoria.

Pero la teoría de la tectónica de placas resulta importante no sólo para los científicos, ya que los ayuda a la comprensión de los procesos sísmicos y volcánicos y al cálculo de los riesgos asociados a ellos, además, sus principios se emplean en la búsqueda de métodos de predicción de terremotos y también en la búsqueda de yacimientos minerales de importancia económica.

Sin embargo, la teoría de la tectónica de placas no ofrece solución a todas las incógnitas con respecto a la Tierra. Si bien en su forma actual explica bastante bien el panorama global, es necesario aún refinarla lo suficiente como para poder aplicarla a algunos casos particulares que, aparentemente, no obedecen las reglas de un modelo simple a gran escala. Estas incógnitas representan un reto y motivación para los geofísicos actuales.

El objetivo del presente libro es ofrecer una introducción, somera pero rigurosa, a la teoría de la tectónica de placas, que permita al lector no especializado obtener una mejor idea sobre la constitución y los procesos físicos del planeta en que vive.

El mínimo de matemáticas y tecnicismos utilizados en el texto no son esenciales para su comprensión. Además, todas las palabras técnicas o poco comunes se definen la primera vez que son usadas; quien lea el libro de principio a fin no tendrá problemas con el léxico. Todas las menciones a tiempos geológicos estarán referidas al cuadro que aparece al final de esta introducción, y que contiene, también, información de algunos otros aspectos relacionados con la tectónica de placas.

La bibliografía permitirá al lector interesado en profundizar sobre los temas aquí tratados consultar libros generales que los complementan o artículos claves que los tratan a fondo.

Inicio



I. ANTECEDENTES Y BASES: UN PASADO APARENTEMENTE INEXPLICABLE Y LA DERIVA CONTINENTAL

EN ESTE capítulo haremos un breve bosquejo histórico de algunos aspectos del conocimiento de la Tierra que son aplicables al tema del presente libro, y algunas observaciones que no podían ser explicadas satisfactoriamente antes del advenimiento del modelo de la tectónica de placas.

I.1. BOSQUEJO HISTÓRICO DEL CÓMO HA IDO AVANZANDO EL CONOCIMIENTO DE LA TIERRA

Ya los antiguos griegos habían logrado varios conocimientos importantes al respecto: Aristóteles, alrededor de 330 a. C., había concluido que la Tierra es redonda al observar la sombra circular de ésta sobre la Luna. Eratóstenes de Cirene calculó, alrededor de 230 a. C., el radio de la Tierra con gran aproximación. Había especulación (más bien filosófica) acerca de la naturaleza de la Tierra y su relación con otros elementos del Universo.

Desgraciadamente, durante muchos siglos el obscurantismo que pretendía explicar todo a partir de una interpretación literal de la Biblia hizo retroceder la ciencia en general y persiguió a cualquier persona que pretendiera explicar racionalmente las observaciones sobre la Tierra.

Alrededor de 300 d. C. la Iglesia denunció la creencia en una Tierra esférica y en la existencia de antípodas como absurda y herética. Argumentos teológicos fueron usados para *dogmatizar* que la Tierra era plana, que era el centro del Universo, y aun para determinar su edad (y la de éste). Por ejemplo, basándose en la autoridad de la versión de la Biblia conocida como *del Rey Jaime*, el arzobispo de Armagh y primado de Irlanda, James Usher, afirmó en su obra *Annalis Veteris et Novi Testamenti*, publicada en 1650 y 1654, que el Cielo y la Tierra habían sido creados en la tarde (a la entrada de la noche) que precedía al domingo 23 de octubre de 4004 a. C., el martes siguiente las aguas se concentraron en un lugar determinado y apareció la tierra firme, el viernes fue creado el hombre. Según el mismo autor, el diluvio ocurrió 1 656 años después: Noé abordó el Arca el 7 de diciembre de 2349 a. C. y desembarcó el 6 de mayo de 2348 a. C. (no dice a qué hora).

Las autoridades eclesiásticas aseguraban que la Tierra y la vida fueron creadas, según la descripción del Génesis, hacía unos 6 000 años, y que su estado actual lo determinaban esa creación y los efectos de algunas catástrofes de origen divino, como el Diluvio. Esta aseveración se conoce como *principio de catastrofismo*, e imperó hasta finales del siglo XVIII (de hecho hay quien sigue creyéndolo en nuestros días).

Las observaciones que no cuadraban con este principio, como la de fósiles de animales entonces desconocidos, la presencia de restos de animales marinos en zonas montañosas, y muchas otras eran ignoradas o explicadas como tentaciones del Maligno. Naturalmente, cualquier persona que tratara de dar a estas observaciones una explicación distinta a la religiosa era considerada como inspirada también por el Diablo y acusada de herejía.

Afortunadamente, no se puede detener el intelecto humano y a pesar de la opresión religiosa muchos sabios buscaron explicaciones racionales a las observaciones; varios de ellos fueron perseguidos y las ideas de otros se publicaron sólo en forma póstuma para evitar la persecución. Entre otros podemos mencionar a Leonardo da Vinci quien, como Aristóteles cientos de años antes que él, razonó por los años 1400 que las conchas de animales marinos (idénticas a otras de animales vivientes) halladas en lugares montañosos son de origen orgánico (no demoniaco) e indican que estas montañas en alguna época se encontraron bajo el mar.

Sin embargo, Leonardo no hizo público su descubrimiento, pues hubiera sido perseguido por ello, como lo fue en 1570 Bernard Palissy por decir que los fósiles son de origen orgánico y que la forma de la Tierra no puede ser estática, pues la *erosión* (del latín *erodere* [roer], que es el desgaste de las rocas causado por la lluvia, el viento, etc.) debe ser contrarrestada por la creación de montañas.

Todavía en el siglo XVII Galileo Galilei fue perseguido por afirmar que la Tierra no era el centro del Universo, al ver lo cual René Descartes, quien había publicado en 1644 su *Principia Geológica*, en donde propone que la Tierra se está contrayendo al enfriarse, no se atrevió a publicar su libro *Le Monde*, terminado en 1634, en el cual describe el movimiento de la Tierra alrededor del Sol; este libro se publicó póstumamente.

En 1668 Robert Hooke terminó su libro *Discourse on Earthquakes*, en el cual se oponía al dogma del origen catastrófico y de la estaticidad de la configuración actual de la superficie terrestre; mantenía que los estratos con abundantes fósiles marinos hallados en Inglaterra debían haberse encontrado alguna vez bajo el mar. Este libro no fue publicado en vida del autor por temor a represalias, por lo que apareció póstumamente en 1705.

La disminución del poder represivo de la Iglesia a finales del siglo XVII hizo posible de nuevo la libre expresión del pensamiento humano, y una serie de hombres brillantes se abocaron a explorar y explicar un mundo en gran parte todavía desconocido.

En 1715, Edmond Halley, conocido usualmente por el descubrimiento del cometa que lleva su nombre pero que hizo grandes aportaciones en muchas otras disciplinas científicas, se opuso abiertamente a las ideas de que la Tierra tuviera sólo unos cuantos miles de años de edad o de que fuera eterna, y propuso que su edad podría determinarse a partir de la salinidad del mar.

En 1778, Georges Leclerc, conde de Buffon, propuso un origen *ígneo* (llamamos *ígneas* a las rocas formadas a partir de material ardiente) para la Tierra y calculó que tenía una edad de casi 75 000 años, afirmando de paso que el planeta se encontraba en estado de cambio constante. Por esas fechas, Jean de Monet, caballero de Lamarck, propuso una teoría de la evolución de las especies animales que implicaba que la edad de la Tierra debería ser bastante mayor que la aceptada hasta entonces.

Alrededor de 1785, James Hutton propuso una escala de tiempo indefinidamente larga, indicó que la erosión debía ser contrarrestada por nuevos depósitos y levantamientos (evidenciados por la presencia de conchas marinas en formaciones terrestres) y que la fuente de levantamientos, erupciones y metamorfismo de sedimentos debía ser el calor interno de la Tierra. Mantuvo que, dado un tiempo suficiente, los mayores cambios de la superficie terrestre podían realizarse por medio de una sucesión de cambios pequeños, y que los procesos geológicos que se llevan a cabo actualmente son los mismos que han actuado desde siempre. Esta tesis encontró un campeón en Charles Lyell, cuyo libro *Principios de geología* (editado 12 veces entre 1830 y 1872) fue considerado por mucho tiempo el tratado más importante en este campo. Lyell llamó a esta teoría *principio de uniformitarianismo*, y se basó en ella para desplazar al catastrofismo, que era la más aceptada hasta entonces y la apoyada por la Iglesia.

Entre 1799 y 1815, William Smith publicó las primeras tablas y mapas de las formaciones sedimentarias de Inglaterra, Gales y parte de Escocia. Sus métodos y resultados se aplicaron más tarde al estudio del resto del mundo, y los nombres de los sitios donde originalmente identificó sedimentos correspondientes a un cierto episodio de la historia terrestre aún son utilizados (véase el cuadro de tiempos geológicos).

En 1858 se dio a conocer la teoría de Charles Darwin y Alfred R. Wallace acerca de la evolución (publicada más tarde por Darwin en su libro *El origen de las especies*), que permitía explicar muchos de los hallazgos de fósiles.

A partir de esas fechas comenzaron los modernos estudios geológicos y geofísicos; se recabaron gran cantidad de datos que permitieron conocer con mayor precisión la forma, la distribución de masa, la geografía y otras características de la Tierra. En particular, como veremos en el capítulo II, la sismología aportó conocimientos sobre la estructura interna de la Tierra, los avances de la geología permitieron comprender los procesos de formación de rocas, y los parentescos entre especies animales y vegetales, actuales y extintas fueron establecidos por la biología. Sin embargo, las mismas investigaciones que permitían resolver algunos de los problemas existentes resultaban (como sucede hasta la fecha) en nuevas observaciones que suscitaban aún más preguntas.

Entre las grandes incógnitas figuraban: la distribución de los sismos y de los volcanes (que trataremos en el capítulo siguiente), los cambios en el campo magnético de la Tierra (capítulo III), las extrañas características del fondo oceánico (capítulo IV), la distribución desigual sobre el globo terrestre de los continentes (a la cual se daban respuestas a menudo basadas en la numerología), y las mencionadas en los incisos siguientes.

I.2. LAS INCÓGNITAS: LA FORMACIÓN DE MONTAÑAS

A continuación veremos algunos conceptos de geología necesarios para la comprensión del material que sigue. El vulcanismo (de *Vulcano*, dios del fuego en la mitología romana) produce montañas mediante la extrusión de *lavas* (la roca fundida proveniente del interior de la Tierra, llamada *magma* (de $\mu\alpha\gamma\mu\alpha$ [pasta]), cuando ha perdido gases al llegar a la superficie terrestre se llama *lava* (del latín *labes* [deslizamiento]) y productos *piroclásticos* (de $\pi\nu\rho$ [fuego] + $\kappa\lambda\alpha\sigma\tau\omicron\zeta$ [roto]), producidos por explosiones volcánicas y que incluyen rocas grandes (bombas),

medianas (*lapilli*, piedrecillas en latín), y pequeñas (*cenizas*). Los piroclastos pueden provenir del magma, ser pedazos arrancados al volcán o ser trozos de rocas acarreados desde las profundidades llamados *xenolitos* (de ξενοζ [extranjero] + λιθοζ [piedra]).

Las rocas producidas por erupciones volcánicas son llamadas *extrusivas*, y su composición química puede variar mucho de un volcán a otro. Las lavas de volcanes continentales tienen alto contenido de sílice (se dice que son *ácidas*), lo que las hace ser viscosas (no fluyen fácilmente) y dar lugar a erupciones explosivas que producen las grandes estructuras conocidas como *estratovolcanes* formadas por capas de ceniza y de lava. Otros volcanes, los oceánicos, producen lavas con bajo contenido de sílice (*básicas*) que dan lugar a rocas llamadas *basaltos*; estas lavas son muy fluidas y a menudo las erupciones ocurren sin explosiones y cubren de lava grandes extensiones, pero no forman volcanes muy altos.

Además de las montañas de origen volcánico, existen montañas formadas por enormes bloques de rocas *intrusivas*. Estas son producidas por magmas que rellenan grietas y cavidades (a menudo extendiéndolas) pero que no alcanzan la superficie y se solidifican a profundidad, por lo que se les conoce como rocas *plutónicas* (de Plutón, Πλοντων, dios de los muertos y del mundo subterráneo).

Pero hay otras montañas, entre las que se encuentran las más grandes, que no son de origen únicamente ígneo, sino que están formadas en gran parte por rocas *sedimentarias*, que son las formadas por el depósito de fragmentos provenientes de la erosión de otras rocas, y *metamórficas*, que son rocas originalmente ígneas o sedimentarias que han sido metamorfozadas (es decir, transformadas) por altas presiones y temperaturas.

Volviendo al tema de las incógnitas, si bien la física y la geología permitían describir el mecanismo de la *orogenia* (el proceso de formación de montañas, de όροζ [montaña] + γεννωω [engendrar]) a partir del comportamiento de las rocas sometidas a grandes esfuerzos, no se conocía la posible fuente de dichos esfuerzos. Además, tampoco existía explicación para la formación de los grandes espacios subterráneos necesarios para las intrusiones ígneas, como tampoco se podía explicar por que las grandes cordilleras sólo (o primordialmente) se han formado durante algunos *episodios* orogénicos, llamados *revoluciones* por los geólogos, y no durante todo el tiempo. Tampoco había explicación para la distribución observada de montañas y volcanes a lo largo de grandes líneas. Éstas eran grandes incógnitas.

Naturalmente había teorías que ofrecían explicaciones más o menos verosímiles; probablemente la más aceptada era la que mantenía que la Tierra se estaba achicando conforme se enfriaba, lo que ocasionaba que la corteza le quedara grande y se arrugara (como la piel de una persona gorda que adelgaza mucho) formando las montañas. Esta teoría, empero, no resolvía el resto de las incógnitas mencionadas, y hasta hace muy pocos años no existía una teoría que pudiera hacerlo.

I.3. LAS INCÓGNITAS: EL AJUSTE DE LAS COSTAS DEL ATLÁNTICO. WEGENER Y LA DERIVA CONTINENTAL

El ajuste entre las costas del Atlántico fue notado en cuanto comenzaron a aparecer mapas confiables de América; de allí a la propuesta de que los continentes debieron haber estado unidos en el pasado, sólo había un paso. Sir Francis Bacon lo mencionó ¡alrededor de 1620! y posteriormente fue propuesto por el conde de Buffon, Immanuel Kant, Alexander von Humboldt (1801) y Richard Owen (1857).

En 1858, Antonio Snyder publicó mapas que muestran los continentes unidos (Figura 1). Su teoría era que durante el Diluvio salió material del interior de la Tierra, lo que hizo que subieran las aguas y empujó a los continentes separándolos.

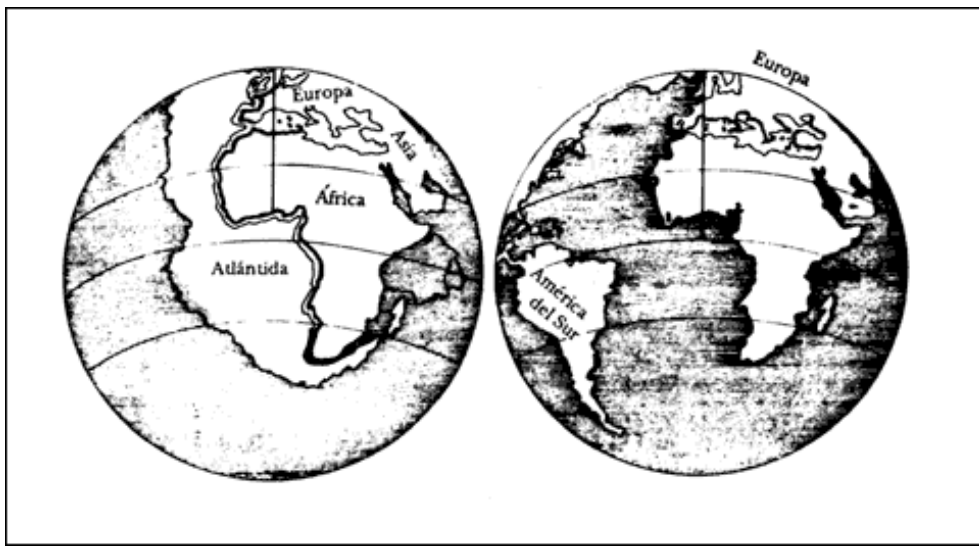


Figura 1.

Otro mapa que muestra los continentes antes de separarse fue publicado por H. Baker en 1911; según él la separación se debió a la extracción de la Luna que se formó a partir del material que ocupaba el lugar donde ahora se halla la cuenca del Pacífico.

Sin saber de estos antecedentes, Alfred Wegener tuvo la misma idea en 1910, mientras estudiaba el ajuste de las costas de Brasil y de África, y la adoptó en 1911 cuando encontró que las relaciones entre las floras de Brasil y África la apoyaban. A partir de entonces se convirtió en el campeón de la teoría, llamada por él de *Deriva continental*, cuya tesis era que todos los continentes originalmente estuvieron unidos en un solo gran continente, al que llamó Pangea (de $\pi\alpha\nu$ [todo] + $\gamma\eta$ o $\gamma\alpha\iota\alpha$ [Tierra], el cual se fragmentó durante el Mesozoico (hace unos 220 Ma), y los trozos resultantes "derivaron" (viajaron a la deriva) hasta sus posiciones actuales.

Wegener buscó otros datos que apoyaran esta teoría, y habló de ella en 1911 durante una plática que dio acerca de las relaciones entre las floras de Brasil y de África. En enero de 1912 presentó su teoría durante un congreso de la Unión Geológica y, en otra ocasión, cuatro días después, a la Sociedad para el Avance de las Ciencias Naturales.

La teoría de la deriva continental encontró enorme oposición, ya que la idea imperante en esa época, expresada en 1846 por C. Dana, uno de los geólogos más respetados de entonces, era que los continentes y los océanos se habían delineado cuando la Tierra se enfrió y desde entonces no habían cambiado, y que los sedimentos marinos encontrados en tierra firme eran todos típicos de aguas poco profundas que habían inundado los continentes mientras éstos estaban más bajos que los océanos por haberse enfriado antes.

El mismo año Wegener partió en una expedición a Groenlandia, de donde regresó en 1913. Al año siguiente fue movilizado y sirvió en el ejército; fue herido dos veces y aprovechó los periodos de convalecencia para trabajar en los datos de Groenlandia y en sus ideas en torno a la deriva continental. Fue durante una de estas licencias que publicó su libro *El origen de los continentes y los océanos*, en el cual exponía su teoría y mencionaba los trabajos de sus antecesores.

En 1920 Wegener publicó una segunda versión de su libro que fue muy discutida en Europa continental, pero fue una nueva versión, aparecida en 1922, la que tuvo difusión mundial al ser traducida a varios idiomas en 1924. Wegener corrigió varias veces su libro, cuya última edición apareció en 1929, incluyendo en cada ocasión nuevas evidencias. La figura 2 muestra una ilustración de esta edición, en la cual aparecen Pangea en el Carbonífero superior (Jung-Karbon) y las posiciones de los continentes para el Eoceno (Eozän) y el Cuaternario temprano (Alt-Quartär). Wegener se dio cuenta de que el ajuste entre los continentes es mucho mejor si, en vez de empalmar las costas, se ajustan los márgenes continentales, que son las fronteras de los continentes a 200-500 m de profundidad.

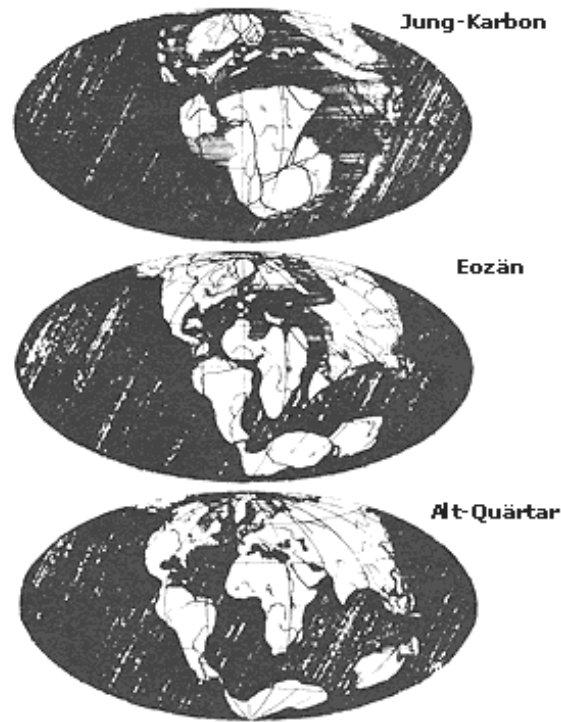


Figura 2.

I.4. LAS INCÓGNITAS: PARENTESCOS ENTRE FORMACIONES GEOLÓGICAS, ENTRE FÓSILES Y ENTRE ESPECIES ACTUALES DE SERES VIVOS, LOCALIZADOS EN DISTINTOS CONTINENTES. ¿LEMURIA, ATLÁNTIDA, ETCÉTERA?

Si, como se pensaba antiguamente, la posición de continentes y océanos era inmutable, ¿cómo era posible que existieran obvios parentescos entre plantas y animales y, sobre todo, entre formaciones geológicas, separadas por enormes océanos, mientras que las de lugares vecinos eran a menudo completamente distintas? A continuación veremos algunas de las observaciones que primero documentaron estas relaciones transoceánicas y algunas de las teorías que trataban de explicarlas.

Buffon mencionó, en la década de 1770, que en Irlanda se podían encontrar formaciones geológicas con fósiles y conchas idénticos a otros de América y que no se podían hallar en otros lugares de Europa.

Una primera explicación fue que los continentes debían haber estado conectados, en la antigüedad, por otros continentes (ahora desaparecidos) que formaban puentes entre ellos. Esto revitalizó la idea de la existencia de la Atlántida, propuesta por Platón, que era una gran isla o continente que había desaparecido en un pasado más o menos remoto al hundirse en el mar. Tras su viaje en el barco *Beagle* en 1839, Charles Darwin publicó la existencia de atolones que marcaban la posición de volcanes sumergidos, lo cual apoyaba, según algunos, la existencia de la Atlántida.

Con base en la existencia de las mismas especies de lemures a ambos lados del Océano Índico, el biólogo Philip Sclater propuso en 1864 la existencia de Lemuria, un continente perdido que abarcaría el Océano Índico desde Madagascar hasta la India y Ceylán. La edad de Lemuria estaba indicada por la similitud entre animales que habitaban allí en el Terciario temprano, antes de que lo poblaran las especies de mamíferos actuales.

Entre los fósiles más comunes que se encuentran a ambos lados del océano y que son vestigios de animales que no podrían haberlo cruzado a nado está el *mesosaurio*. En mantos de carbón a ambos lados del Índico se encuentran también ejemplos de un tipo de plantas llamado *glossopteris*. En 1861 se descubrieron en Glasgow, Escocia, restos de *anthracosaurio*, un tipo de laberintodonte que vivió en ciénagas que dieron lugar a depósitos de carbón. Estos fósiles han sido también hallados en depósitos de Inglaterra, Irlanda, Bohemia, Ohio, Texas y otras partes de EUA.

Ya en 1885 la distribución de fósiles era lo suficientemente bien conocida como para que Melchior Neumayr

elaborara el primer mapa paleogeográfico (Figura 3), que proponía la existencia antigua de macrocontinentes, como el continente Brasilio-Etiópico que tenía un apéndice peninsular Indo-Malgache (Lemuria).



Figura 3.

Otra respuesta a la distribución de las especies antiguas era la existencia de corredores o puentes terrestres, ahora desaparecidos, entre los continentes, como los ilustrados en un mapa elaborado en 1927 por Hermann Von Ihering. Mientras tanto, otros científicos que no aceptaban la posibilidad de los puentes o los continentes desaparecidos propusieron otras teorías. Entre ellas la teoría de *balsas* proponía que animales y plantas habían viajado de un continente a otro a bordo de objetos flotantes (como troncos o cocos), mientras que semillas y esporas podían haber sido arrastradas por el viento. Otra teoría (que podríamos llamar de migración "*por las piedritas*") decía que los animales podrían haber viajado de isla en isla.

Como quiera que se pensara que podrían haber migrado los seres vivos, ninguna teoría (excepto, tal vez, la de los macrocontinentes) podía explicar la presencia de formaciones geológicas idénticas en continentes distintos.

Von Humboldt observó en 1801 que las cadenas montañosas de América se continúan en Europa, que las montañas primitivas de Brasil corresponden a las del Congo y que las planicies del Amazonas se continúan en las de Guinea.

Decía Alfred Wegener en la década de 1920 que examinar las costas de ambos lados del Atlántico era como unir partes de un periódico rasgado y se podía ver que no solamente casaban los bordes, sino que las líneas del texto continuaban de un lado a otro. Calculaba que la probabilidad de que una sola estructura geológica se continuara por casualidad en esta forma era de 1/10, mientras que la de la continuación de seis estructuras por él estudiadas era de 1/1 000 000.

La existencia de un tipo de rocas llamadas *tilitas glaciales* que se depositaron durante el Pérmico y el Carbonífero encontradas en África, Arabia, India, Sudamérica, Australia y Antártida indicaba según Wegener la necesidad de que estos continentes hubieran formado, durante el tiempo de depósito de dichas rocas, parte de un solo continente al que llamó *Tierra de Gondwana* (*Gondwanaland*). Es más, no sólo las tilitas son comunes a estos continentes, sino que otras formaciones geológicas en común se encuentran depositadas antes y después de ellas, formando una *serie geológica* conocida como *Serie de Gondwana*.

I.5. LAS INCÓGNITAS: SERES TROPICALES EN EL ANTÁRTICO

Sin embargo, poder explicar (aun tentativamente) cómo podrían haber llegado determinadas especies a habitar en zonas distintas no ayuda a explicar cómo es que pueden haber sobrevivido varias especies en medios que les son

adversos. Un ejemplo clásico de este problema es la existencia de depósitos de carbón (originado por antiguas selvas tropicales) y de fósiles de animales típicos de regiones cálidas en la Antártida.

Las primeras evidencias de estos depósitos carboníferos fueron obtenidas en 1908 por los exploradores del Polo Sur Ernest Shackleton y Frank Wild. También Robert E. Scott y sus compañeros que perecieron congelados, en 1911-1912, cuando competían con Roald Amundsen por conquistar el Polo, habían recolectado muestras de carbón y observado impresiones fósiles en calizas. Las muestras colectadas por Scott y su grupo fueron rescatadas, y al ser analizadas se vio que los fósiles eran de flora que correspondía a la flora de Gondwana.

La exploración mayor del Polo Sur comenzó con el Año Geofísico Internacional (1957-1958) y ha continuado hasta la fecha. En 1967 se descubrió un trocito de hueso que fue después identificado como perteneciente a un laberintodonte (Figura 4) que fue un anfibio antecesor de los actuales reptiles y era un animal de agua dulce que era imposible que hubiera cruzado el océano. Este descubrimiento fue causa de que se diera primordial importancia a la búsqueda de fósiles, y en 1969 una expedición moderna, en medio de una de las primaveras más borrascosas de los últimos años en la Antártida, descubrió depósitos con cantidad de esqueletos en rocas aluviales.

También se descubrieron evidencias de que al comenzar el Triásico (hace unos 230 Ma) cambió la inclinación del suelo en ese lugar, dando lugar a una gran laguna donde se depositaron grandes capas de sedimentos que formaron areniscas y lutitas, en las cuales se han encontrado fósiles de raíces y troncos de árboles cuyos anillos indican variaciones de temperatura propios de latitudes templadas o tropicales.

Muchas de las especies colectadas en la Antártida se parecen muchísimo a las encontradas en los depósitos triásicos de la depresión de Karoo en Sudáfrica. Un animal representativo de estos depósitos (constituye 90% de ellos) es el *lystrosaurio* (Figura 4), un animal del tamaño de una oveja cuyos hábitos eran parecidos a los del hipopótamo. En 1970-1971 fueron descubiertos fósiles de unos antecesores de los mamíferos llamados *thrinaxodontes* que son especies idénticas a las halladas en Sudáfrica.

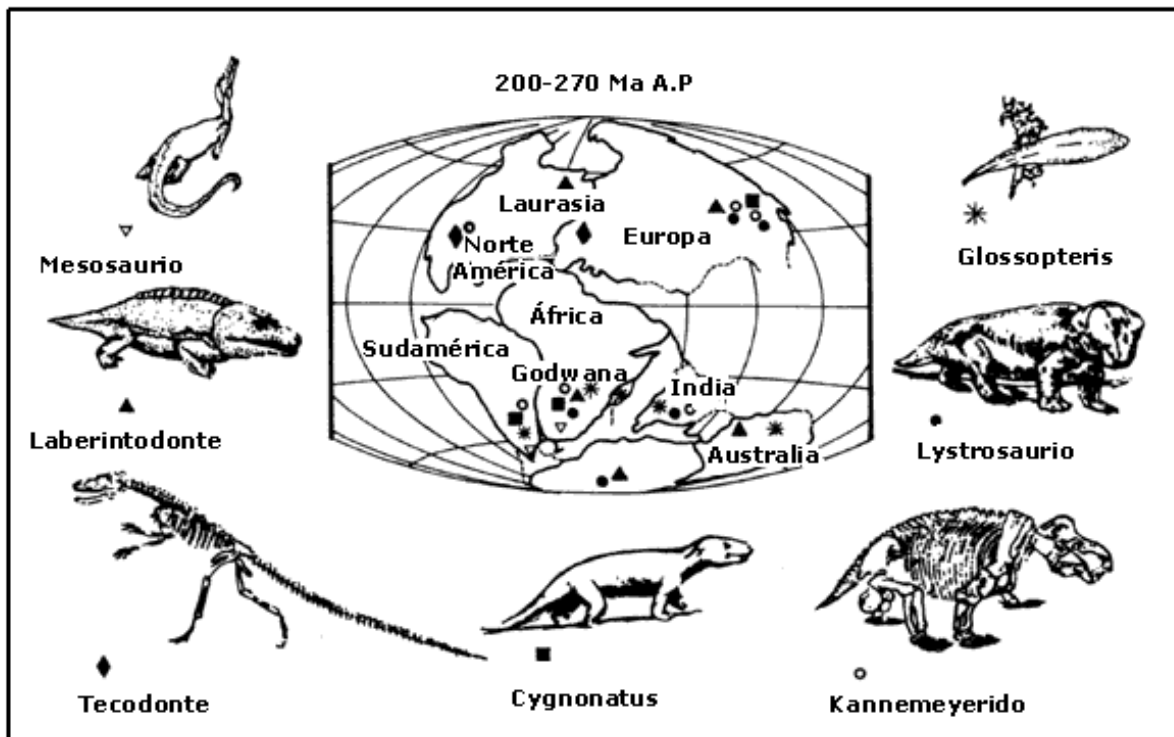


Figura 4.

Los anfibios más antiguos que se conocen (un tipo de laberintodontes de hace unos 350 Ma) fueron encontrados en Groenlandia en 1932.

Se trató de explicar la presencia de fósiles de animales propios de clima templado en climas fríos proponiendo que los polos terrestres de rotación habían migrado en el pasado; es decir, que la Tierra se había dado un cuarto de

vuelta, de manera que sitios que están ahora en diferentes latitudes se encontraron entonces a la misma distancia del ecuador. Los mecanismos propuestos como causantes de este fenómeno nunca fueron muy convincentes, y, de cualquier manera, la teoría no explicaba muchas de las observaciones ya mencionadas.

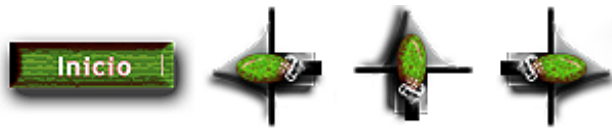
I.6. LAS TEORÍAS ANTERIORES A LA TECTÓNICA DE PLACAS

Las observaciones mencionadas en los incisos anteriores eran evidencia incontrovertible de que en el pasado, en más de una ocasión, continentes que ahora se hallan separados habían estado en contacto y que, además, varios de ellos habían estado en diferentes latitudes. Las teorías de la inmutabilidad de continentes y océanos, de catastrofismo, de los continentes desaparecidos, de puentes, etc., habían pasado a la historia. La teoría de la Tierra que se achicaba era aceptada por algunos como explicación para la formación de montañas.

Sin embargo, la teoría de la deriva continental no era generalmente aceptada porque no podía explicar por qué se mueven los continentes. Wegener y sus simpatizantes propusieron varios tipos de fuerzas, pero ninguna de ellas era lo suficientemente grande como para empujar los continentes como barcos a través del manto, sobre todo tomando en cuenta que, como se vera en el capítulo II, las montañas tienen raíces que son extensiones que penetran muy profundamente en el manto. Se decía que los continentes para desplazarse tendrían que "arar" el manto, lo cual requeriría de fuerzas enormes.

El descubrimiento de la radiactividad como posible fuente de calor en el interior de la Tierra cambió la estimación de su posible edad con base en el tiempo que le habría llevado alcanzar su presente temperatura. Además, motivó que se propusiera como posible explicación de la migración de los continentes el que la Tierra se estuviera inflando como un globo, lo que aumentaba la distancia entre ellos. Esta teoría, contraria a la de la Tierra que se achica, contradecía tantas observaciones que tuvo una vida muy breve. Muchas otras sugerencias, más o menos ingeniosas unas y absurdas otras, pero ninguna en verdad aceptable, fueron propuestas durante los años siguientes.

Mientras tanto, al mismo tiempo que se seguían obteniendo más datos que apoyaban la tesis de la deriva de los continentes y se buscaban posibles explicaciones para ésta, otras ramas de las ciencias de la Tierra obtenían observaciones, aparentemente ajenas a la migración de los continentes, y desarrollaban teorías para explicarlas. Estas observaciones y teorías, que contribuyeron a la elaboración de la teoría de la tectónica de placas, serán discutidas en los siguientes capítulos.



II. SISMOLOGÍA Y ESTRUCTURA INTERNA DE LA TIERRA

ES MUY poco lo que se ha podido observar directamente de la estructura interna de la Tierra; los cañones más profundos muestran apenas unos cuantos cientos de metros de las rocas más superficiales, y las perforaciones más profundas llevadas a cabo hasta la fecha no han alcanzado a penetrar y muestrear más que unos cuantos kilómetros. Sin embargo ha sido posible obtener bastantes datos acerca del interior de nuestro planeta a partir de estudios geofísicos.

En este capítulo veremos varios conceptos de sismología y algunos resultados de estudios sismológicos y gravimétricos que proporcionan datos acerca del interior de la Tierra y permiten entender algunos de los procesos asociados con la tectónica de placas.

II.1. QUÉ SON LOS SISMOS

Cuando se aplican esfuerzos sobre una roca ésta se deforma acumulando en su interior energía elástica de deformación, la cual hace que, si dejamos de aplicar los esfuerzos, la roca recobre su forma original; esto se conoce como comportamiento *elástico* de las rocas. Si mantenemos los esfuerzos aplicados sobre la roca durante mucho tiempo (decenas a miles de años), la roca se deforma permanentemente, lo que se conoce como comportamiento *plástico*.

Dependiendo del tipo de roca y de las condiciones ambientales de temperatura y presión, ésta se comportará en forma más o menos elástica o plástica. Sin embargo, ante fuerzas que se aplican durante tiempos muy cortos (menores que años) todas las rocas se comportan de manera elástica; mientras que en el caso de fuerzas que actúan durante cientos o miles de años, todas actúan plásticamente, es decir, *fluyen*.

Ahora bien, una roca se comporta elásticamente mientras las deformaciones producidas por el esfuerzo aplicado sean relativamente pequeñas. Si el esfuerzo aplicado es tan grande que produce deformaciones demasiado grandes, la roca se rompe y se dice que *falla*; esta ruptura (*fallamiento*) es súbita y ocurre a lo largo de planos llamados *planos de falla* o, simplemente, *fallas*.

Al aparecer un plano que está relativamente libre de esfuerzos el material localizado a ambos lados de él puede desplazarse (casi) con libertad y la roca vuelve a tomar aproximadamente su forma original en forma súbita, y este movimiento repentino de grandes masas de roca (a menudo varios kilómetros cúbicos) produce ondas elásticas, conocidas como *ondas sísmicas*, que viajan unas a través de y otras por la superficie de la Tierra, dando lugar a un sismo. *Sismo* es el término técnico para referirse a todos los temblores de tierra; a menudo se emplea la palabra terremoto para aludir a los grandes sismos.

Este modelo de acumulación de esfuerzo, falla y liberación de esfuerzo (seguidos de nueva acumulación, etc.) se llama modelo de *rebote elástico*. Fue propuesto por H. Reid, con base en sus observaciones de los efectos del terremoto de San Francisco de 1906; es, en formas más o menos elaboradas, la base de los modelos actuales de ruptura sísmica.

En la figura 5 se presenta una esquematización de este modelo, en la cual observamos desde arriba un terreno sobre el cual actúan esfuerzos indicados por las flechas gruesas. En a) vemos el estado inicial del terreno sin deformar, sobre el cual se construye una carretera recta (banda horizontal). Al pasar el tiempo el terreno se deforma, como se muestra en b) donde la forma que ha tomado la carretera (originalmente recta) refleja la deformación, en este momento se traza una segunda carretera recta (líneas horizontales). En c) ha ocurrido una ruptura a lo largo de un plano vertical que intersecta a la superficie, los tramos de la carretera antigua han recobrado su forma original, aunque discontinua en la falla, y la nueva carretera se ha deformado siguiendo el desplazamiento que tuvo el terreno inmediatamente después del fallamiento. La distancia que se desplazaron los lados de la falla, llamado *deslizamiento*, se indica en la figura por d).

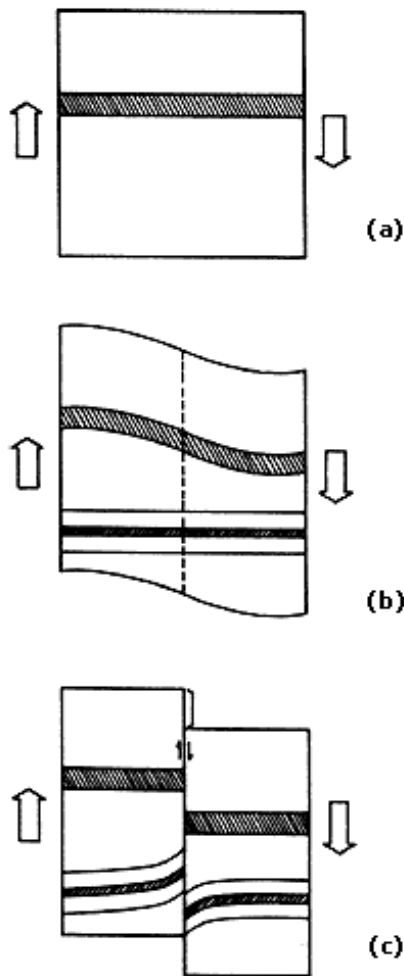


Figura 5.

Generalmente, la ruptura comienza en un punto y de allí se *propaga*, esto es, se extiende a puntos cercanos y de allí a otros hasta romper todo el plano de falla; este proceso se lleva a cabo en cuestión de fracciones de segundo en el caso de sismos pequeños y puede durar minutos enteros cuando se trata de grandes terremotos. La posición del punto inicial de una ruptura sísmica se llama *hipocentro* y el punto de la superficie terrestre situado arriba de él se llama *epicentro*; al volumen de roca cuyo desplazamiento causó el sismo y dentro del cual se encuentra la falla, se le llama *frente o foco sísmico*.

II.2. ONDAS SÍSMICAS

Si se piensa un poco en cómo influye el movimiento del terreno situado a los lados de la falla en las rocas vecinas, se puede visualizar que empuja al terreno que se encuentra en la dirección en que se mueve (*compresión*), jala al que se encuentra en la dirección contraria (*dilatación*) y arrastra al que se encuentra en una dirección perpendicular a éstas (*corte o cizalla*). Esta interacción produce dos tipos de ondas: una de tipo compresional (como el sonido), llamada *onda P* (de *Primaria*, por ser la más rápida), y otra de tipo de cizalla, llamada *onda S* (de *Secundaria*, pues es más lenta que la P). Estas ondas son denominadas *ondas de cuerpo* pues viajan *a través* de los cuerpos (en este caso, de la Tierra).

La interacción de estas ondas con la superficie de la Tierra y con otras superficies internas que mencionaremos más adelante, produce dos tipos de ondas denominadas *superficiales*, pues viajan *por la superficie* de la Tierra. Existen dos tipos de ondas superficiales; la más lenta es la llamada de *Rayleigh*, que al pasar produce en el piso movimientos verticales y movimientos horizontales paralelos a la dirección en que viaja. La otra es la *onda de Love*, cuya velocidad es intermedia entre las de S y las de Rayleigh, y que produce solamente movimientos horizontales perpendiculares a la dirección de propagación.

II.3. MECANISMOS FOCALES

En la ilustración del modelo del rebote elástico vimos el caso, apropiado para California, de esfuerzos de tipo *de corte o de cizalla* que producen un tipo de falla llamada *de rumbo o transcurrente* y que se ilustra en la figura 6a. Podemos tener otros dos tipos de falla que son: *normal* (Figura 6b) que ocurre cuando el esfuerzo aplicado es de *tensión*, y *reverso o de cabalgadura* (Figura 6c) cuando el esfuerzo es de *compresión*, Según se indica con las flechas gruesas. En los tres casos, las flechas pequeñas señalan la dirección de movimiento de cada lado de la falla. Cuando la falla tiene componentes normal o reversa y transcurrente, como se ilustra en la figura 6d, se habla de un mecanismo mixto.

En lugares donde los esfuerzos son tensionales, pueden ocurrir combinaciones de fallas normales que producen una depresión como la esquematizada en la figura 6e; esta estructura, producida a veces por un par de fallas y a veces por muchas de ellas, se conoce como *graben* (zanja en alemán). Si los esfuerzos son de compresión, entonces combinaciones de fallas reversas pueden producir la estructura de levantamiento conocida como *horst*, que se ilustra en la figura 6f.

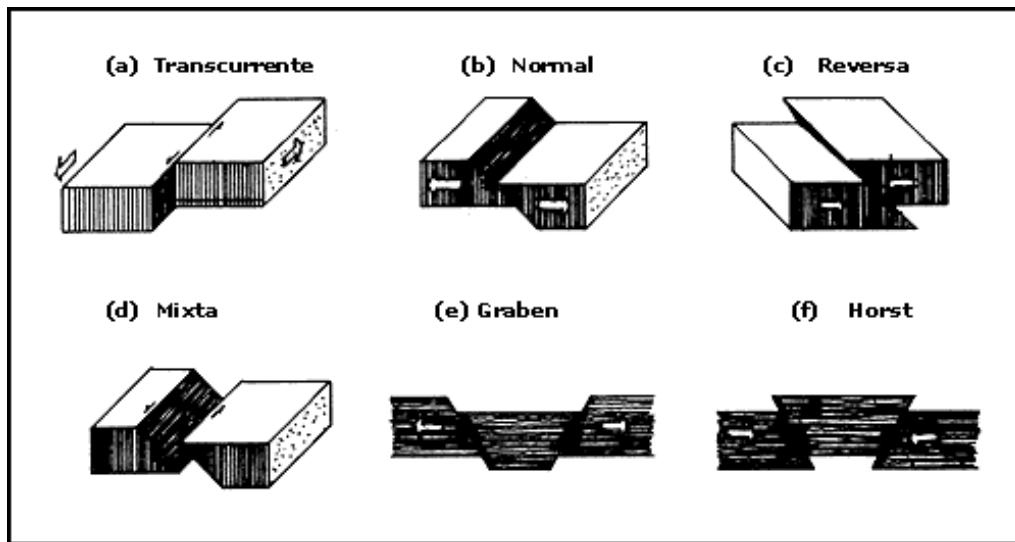


Figura 6.

Como se mencionó en el inciso anterior, el movimiento en la falla produce efectos distintos para distintas direcciones. Esto se ilustra en la figura 7, que presenta una vista perpendicular de una falla. Las flechas grandes indican el movimiento de los lados de la falla; las flechas pequeñas paralelas a la falla indican las fuerzas que, aplicadas sobre un punto, producirían los mismos desplazamientos que ocasionó la ruptura; las flechas pequeñas perpendiculares a la falla representan fuerzas que tienen el mismo efecto que sobre los desplazamientos del material de un lado de la falla tiene la presencia del material del otro lado de ella (sin estas fuerzas la falla giraría).

Estas cuatro fuerzas se conocen como *doble par equivalente* y facilitan la visualización de los efectos de la ruptura. Por ejemplo, para las ondas P (Figura 7a), en la dirección hacia donde señalan las fuerzas equivalentes tenemos compresión, mientras que en la dirección de la cual se alejan tenemos dilatación; el efecto total sobre el terreno es la suma de los efectos debidos a cada una de las fuerzas.

Este efecto total llamado *patrón de radiación*, está representado por la curva en forma de trébol de la figura 7a. La longitud de una línea recta que vaya desde el origen de coordenadas hasta la curva, en una dirección dada, nos indica la amplitud de las ondas P generadas por la ruptura en esa dirección. La parte continua del trébol representa compresión y la punteada dilatación. Vemos que la amplitud tiene un máximo en direcciones que se encuentran sobre el plano perpendicular a la falla y forman ángulos de 45° con ésta; tiene mínimos, llamados *nodos*, sobre dicho plano en la dirección perpendicular a la falla y sobre el plano de la falla en todas direcciones.

El patrón de radiación para las ondas S (Figura 7b) es parecido al de las ondas P pero está rotado 45° con respecto a éste; las líneas sólida y punteada indican ahora diferentes polaridades para el inicio de la onda. Las ondas superficiales tienen patrones de radiación igualmente sencillos pero más difíciles de interpretar.

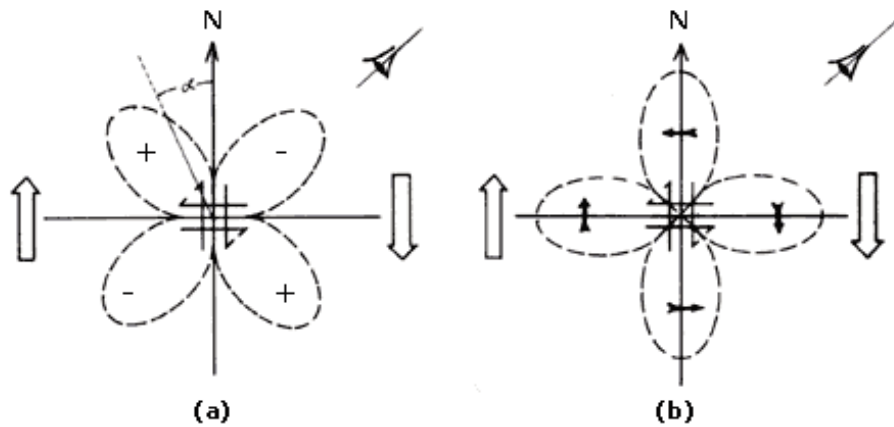


Figura 7.

Nótese que si el deslizamiento hubiera ocurrido, en vez de en el plano de falla, en el plano perpendicular a él (llamado *plano auxiliar*), el patrón de radiación sería el mismo. Por tanto, existe siempre una incertidumbre en la determinación de planos de falla a partir de estudios del patrón de radiación, aunque generalmente es posible determinar cual de los dos posibles planos es el de falla, b observaciones o en otras observaciones o en consideraciones tectónicas.

Por lo tanto, del estudio de sismogramas para un sismo determinado, obtenidos en varios puntos terrestre a donde llegan ondas que salieron del foco en distintas direcciones, podemos determinar cual es el patrón de radiación de este sismo y de allí cuál es su mecanismo focal. De éste se puede inferir el tipo de esfuerzos que actúan en la región donde ocurrió y la posible orientación del plano de falla; ambos datos muy importantes para la caracterización del tectonismo. La aplicación de la sismología a estudios de tectonismo se conoce como *sismotectónica*.

II.4. SISMICIDAD MUNDIAL

Se llama *sismicidad* a la actividad sísmica en un lugar determinado. Los observatorios sismológicos rutinariamente localizan el hipocentro de los sismos, determinan sus magnitudes (pueden ser varias, de distintos sismo), anotan los reportes de daños causados, todo esto en boletines y lo almacenan en bases de datos. Gracias a esta labor, en la actualidad es las principales características de la sismicidad en todo el mundo.

La figura 8 muestra la sismicidad mundial registrada durante 1961-1967; los puntos representan epicentros y su tamaño es proporcional a su magnitud (los sismos muy pequeños no aparecen). Los grandes terremotos ocurridos entre 1904 y 1976 (según H. Kanamori, 1978) se indican en la figura 9.

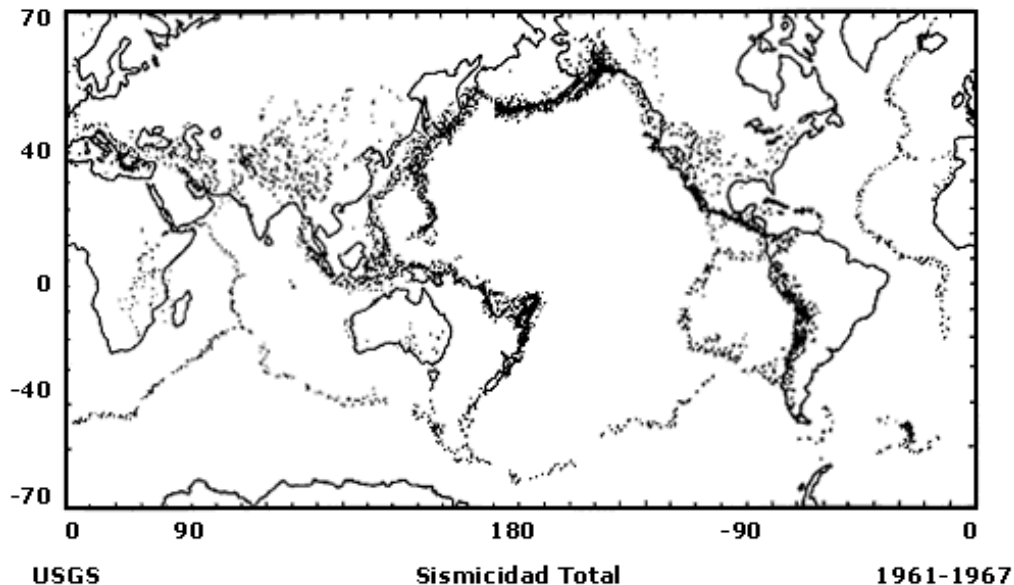


Figura 8.

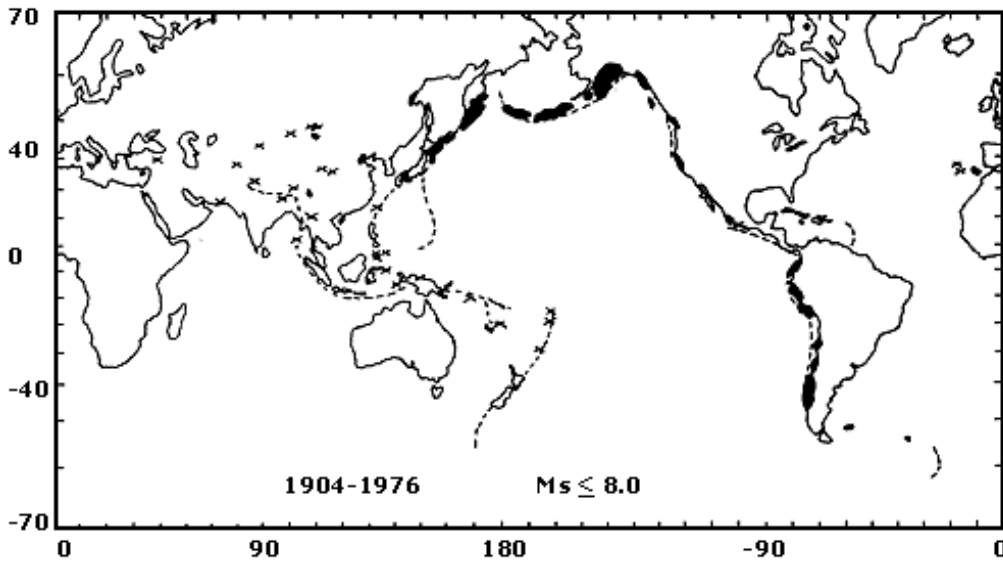


Figura 9

Es de inmediato evidente que los sismos no están distribuidos en forma uniforme sobre la Tierra, sino en bandas que en su mayoría coinciden con las orillas o con las partes medias de los océanos. En algunas zonas continentales alejadas de los océanos la sismicidad coincide con regiones montañosas, como en los Alpes y los Himalayas.

En las trincheras oceánicas la sismicidad es somera cerca de ellas y se hace cada vez más profunda conforme se adentra bajo el continente o arco de islas correspondiente. Estas zonas inclinadas de sismicidad son llamadas *zonas de Benioff-Wadati*, y es en ellas donde ocurren los sismos más profundos. La figura 10 ilustra la sismicidad de la zona de Benioff-Wadati asociada con la trinchera de Kurile-Kamchatka; arriba a la derecha podemos ver la topografía a lo largo de dos cortes que atraviesan la trinchera.

II.5. ESTRUCTURA INTERNA DE LA TIERRA

Desde fines del siglo pasado, cuando se determinaron el volumen y la masa de la Tierra, se observó que su *densidad* (masa/volumen) promedio (5.519 g/cm^3) es mucho mayor que la densidad promedio de las rocas que encontramos en la superficie; por ejemplo, el agua (destilada) tiene densidad 1, los dos tipos de roca más representativos de los continentes y del suelo oceánico, el granito y el basalto, tienen densidades de 2.6-2.7 y 2.8-3.0 g/cm^3 , respectivamente. Esto indica que las rocas del interior del planeta deben ser mucho más densas que las de la superficie.

Además, la Tierra tiene un momento de inercia (una medida de la tendencia que tiene un cuerpo giratorio a seguir girando sin fuerzas que lo impulsen) demasiado pequeño para su masa total, lo que indica que las rocas más densas deben estar concentradas cerca del centro.

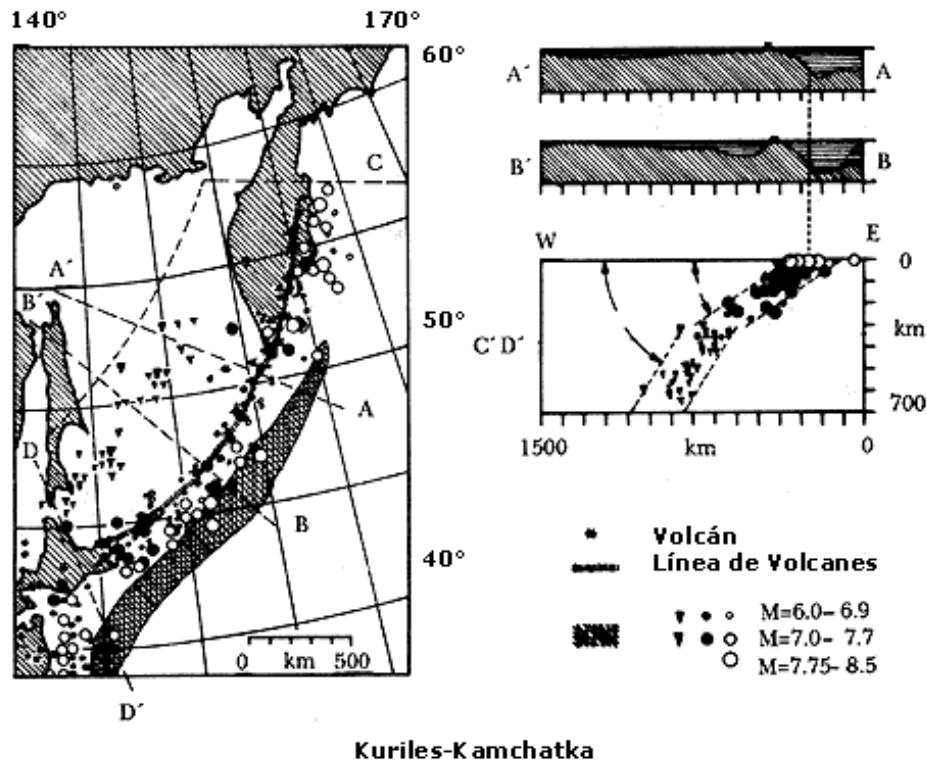


Figura 10.

Estos resultados basados en observaciones gravimétricas y astronómicas son ciertamente muy valiosos, pero no suficientes para crear un modelo único de densidades. El modelo actual del interior de la Tierra se ha obtenido, primordialmente, del estudio de las ondas sísmicas.

Si la Tierra fuera homogénea por dentro (como una antigua bala de cañón) las ondas de cuerpo viajarían en línea recta desde el hipocentro hasta cualquier punto de la superficie terrestre. La velocidad de las ondas sísmicas depende de las propiedades elásticas del medio (densidad, rigidez e incompresibilidad), por lo que cuando éstas varían en forma continua con la profundidad las ondas describen trayectorias curvas; si varían en forma discontinua, esto es, hay cambios bruscos en sus valores, como en la frontera entre dos materiales distintos, parte de la onda (o, a veces, toda ella) puede ser reflejada por la discontinuidad.

Las observaciones de ondas sísmicas indican que en el interior de la Tierra hay grandes variaciones, tanto graduales como súbitas, de las propiedades elásticas del medio con la profundidad.

La parte más superficial de la Tierra se denomina *corteza*, y es de dos tipos (Figura 11). La corteza *continental* es, como su nombre lo indica, la que forma los continentes, es primordialmente granítica, tiene en promedio entre 30 y 40 km de espesor y, a profundidad, presenta velocidades para ondas P de alrededor de los 6.0 a 6.5 km/s. La corteza oceánica es primordialmente basáltica y tiene velocidades de las ondas P de unos 6.7 a 6.9 km/s, su espesor medio es de unos 7 km.

La capa que se encuentra inmediatamente bajo la corteza recibe el nombre de *manto* (Figura 11); entre ellas se halla la discontinuidad llamada de *Mohorovicic* (o, comúnmente, *Moho*) descubierta en 1909. Debajo de ella la velocidad de las ondas P en el manto es de unos 7.9 a 8.2 km/s, y su densidad es de unos 3.3 g/cm³.

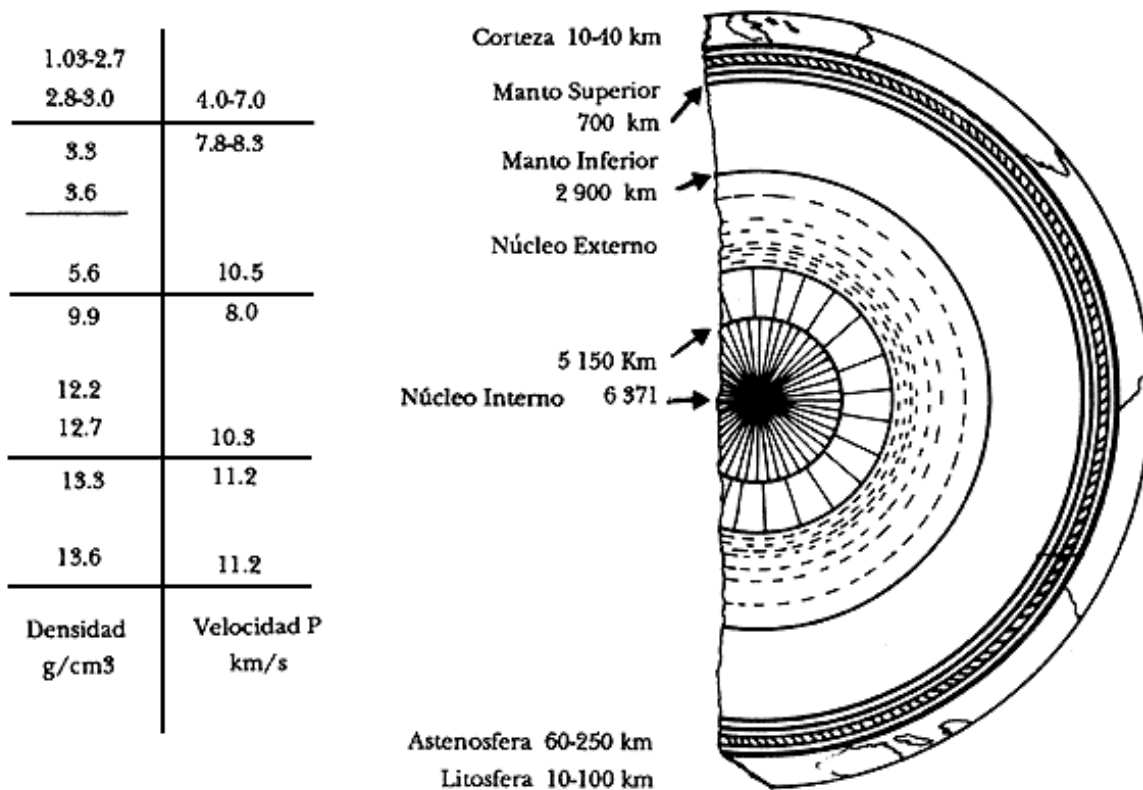


Figura 11.

El manto llega hasta los 2 950 km de profundidad donde tiene una densidad de unos 5.5 g/cm³ y una velocidad de las ondas P de unos 10.5 km/s (Figuras 11 y 12). Las propiedades del manto varían bastante; desde cerca de los 100 km hasta los 150 km de profundidad se encuentra una capa de baja velocidad llamada *astenosfera* (del griego ασθενεια [debilidad] + σφααιρα [esfera]) donde hay material que posiblemente se encuentra en estado de semifusión. Alrededor de los 700 km de profundidad se encuentra una zona donde cambia rápidamente la velocidad, la cual separa al *manto superior*, situado encima de esta profundidad, del *manto inferior*, situado debajo.

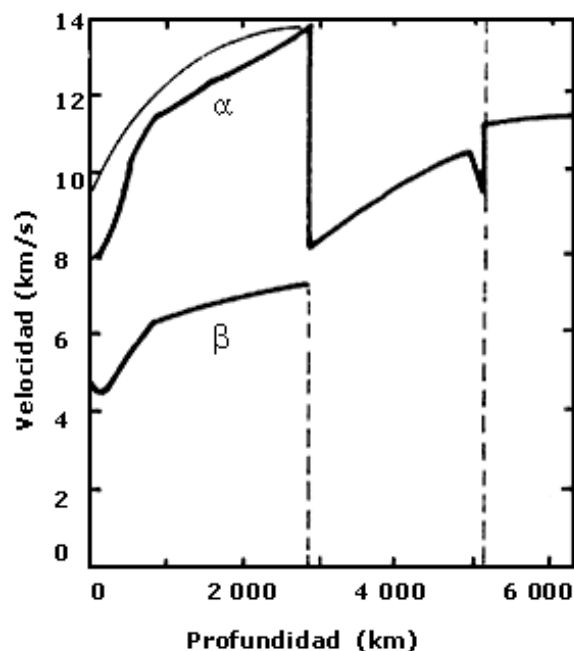


Figura 12.

La corteza más la parte más somera del manto, hasta una profundidad de unos 100 km, son conocidos como *litósfera*. La razón de esta definición se verá en el capítulo VI.

A los 2 950 km de profundidad existe otra fuerte discontinuidad, llamada de *Gutenberg o fundamental* que separa el manto inferior del núcleo externo. Al pasar del manto al *núcleo externo* aumenta la densidad (de 5.5 a 10 g/cm³) pero disminuye drásticamente la velocidad de las ondas P (de 10.5 a 8.0 km/s) y ¡las ondas S no son transmitidas!, lo que indica que el material del núcleo externo es líquido.

Tanto la densidad como la velocidad de las ondas P aumentan con la profundidad hasta llegar a los 5 150 km de profundidad, donde encontramos otra discontinuidad (llamada *de Lehmann*) entre el núcleo externo y el *núcleo interno*, el cual es sólido y llega hasta el centro de la Tierra situado a 6 371 km de profundidad.

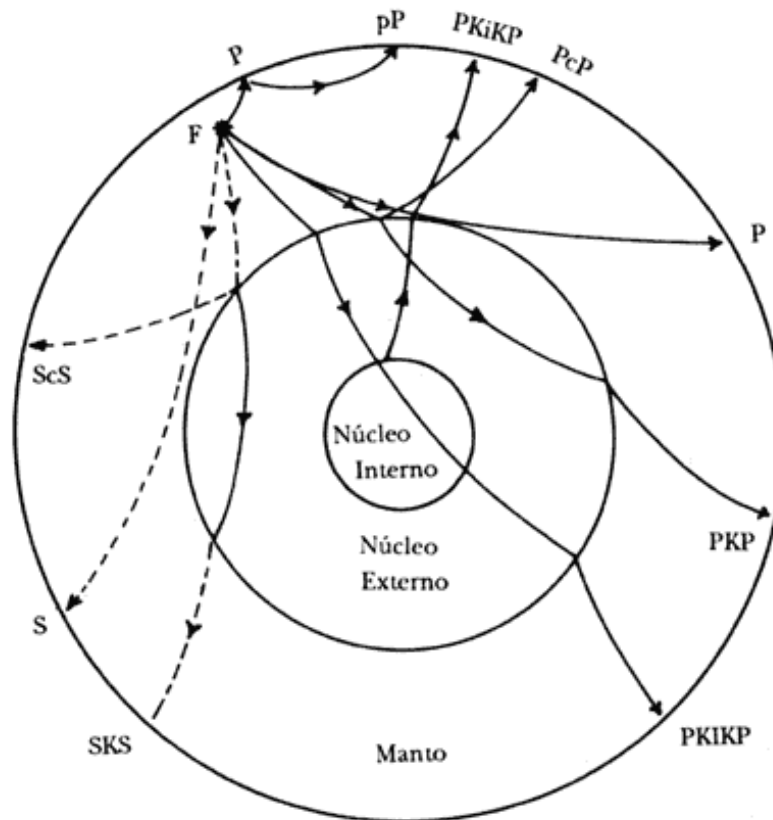


Figura 13.

Estos datos acerca del interior de la Tierra se obtuvieron del estudio de ondas sísmicas con trayectorias como las mostradas en la figura 13. En esta figura, un foco sísmico se sitúa en F; las letras mayúsculas que identifican cada rayo indican si éste atravesó el manto como P (línea sólida) o como S (línea punteada); la c minúscula indica reflexión en la frontera manto-núcleo y K indica transmisión a través del núcleo externo, lo cual es sólo posible para ondas de tipo P, pues los líquidos no transmiten las ondas S. Finalmente, i minúscula indica reflexión en la frontera núcleo externo-núcleo interno, mientras que I mayúscula indica transmisión a través del núcleo interno.

II.6. ISOSTASIA

Si se lleva a cabo un *levantamiento* (medidas hechas a lo largo de una línea) gravimétrico sobre una montaña en un continente, podría esperarse (como de hecho se esperaba antiguamente) que la gravedad medida fuera la debida a la atracción de los materiales del manto y del núcleo más la de la corteza y, como una montaña es una acumulación de masa, la gravedad debería ser mayor sobre ella.

Los levantamientos observados no muestran definitivamente este tipo de *anomalías* sobre las montañas; esto intrigó mucho a los científicos hasta que G. Airy propuso una explicación que se conoce como *isostasia* (del griego ισοζ [mismo] + στασιζ [detención]) y que dice que, como los continentes son menos densos (más ligeros) que el manto,

¡flotan sobre éste!

Recordemos que, aunque el manto es sólido, ante fuerzas aplicadas durante tiempos muy grandes, actúa como un líquido en extremo viscoso, y un material más ligero que él, colocado encima se hundirá lentamente hasta desplazar la cantidad de material del manto equivalente a su peso (principio de Arquímedes). Como el manto es más denso, el volumen desplazado es menor que el del continente y parte de éste sobresaldrá del nivel del manto (Figura 14); exactamente igual a lo que sucede cuando se tira un trozo de madera sobre agua.

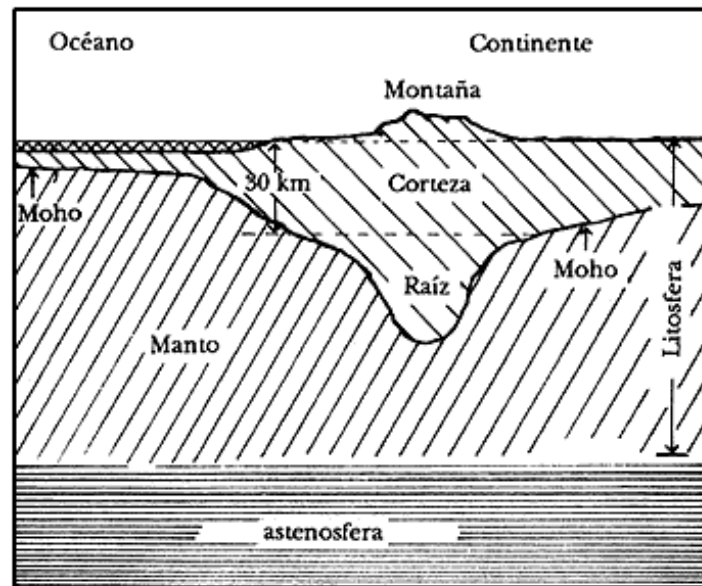
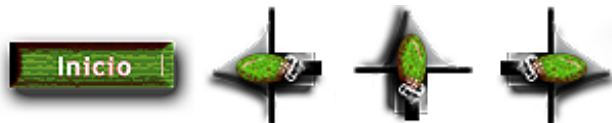


Figura 14.

Durante la última gran *glaciación* (edad de hielo) la región conocida como *Fenoscandia*, que incluye los países escandinavos y Finlandia, estuvo cubierta por una enorme capa de hielo que la hizo hundirse en el manto. Ahora que la capa de hielo ha desaparecido, Fenoscandia pesa menos y se está elevando con velocidades que alcanzan 1 cm/año. Éste es un ejemplo que corrobora el principio de isostasia.

Debido a este principio, cada montaña que observamos tiene una *raíz*, es decir una extensión continental que se proyecta hacia abajo en el manto y que es más profunda cuanto más alta es la montaña (Figura 14). De esta manera, el efecto de la masa extra que representa la montaña se contrarresta porque abajo de ella material ligero de la corteza ha tomado el lugar del material denso del manto.

Uno de los argumentos que se daban en contra de la teoría de la deriva continental era que sería imposible el movimiento de los continentes abriendo paso a sus raíces a través del manto.



III. GRABACIONES MAGNÉTICAS DE LA HISTORIA TERRESTRE. POLOS VIAJEROS

ALGUNAS rocas de la superficie terrestre contienen un registro magnético de algunos aspectos de su historia, el cual es una de las evidencias más sólidas a favor de la teoría de la tectónica de placas. A continuación veremos cómo se producen dichos registros y qué información contienen.

III.1. EL CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE

La existencia del campo magnético terrestre es un fenómeno conocido desde hace muchísimos años, a raíz de que se observó que si se deja girar libremente una aguja imantada (colgándola de un hilo, equilibrándola sobre una punta o haciéndola flotar sobre agua u otro líquido), ésta se orienta siempre en una dirección determinada, aproximadamente Norte-Sur, que es la del campo magnético terrestre. Se dice que la aplicación de esta propiedad de orientación de las agujas imantadas, que es el principio de las brújulas, se conocía en China desde alrededor de 2300 a. C., que fue usado por Aníbal en 203 a. C., por los vikingos en el siglo XI d.C. y su uso por los navegantes europeos está documentado desde el siglo XII.

Este comportamiento de las agujas imantadas indica que la Tierra entera, según propuso William Gilbert en 1600, se comporta como un enorme imán cuyos polos, Norte y Sur, no coinciden exactamente con los polos geográficos por donde pasa el eje de rotación del planeta (Figura 15). Más adelante veremos cuáles son las posibles causas del campo magnético de la Tierra y cómo se comporta éste, pero primero es necesario entender cómo funciona el magnetismo de las rocas.

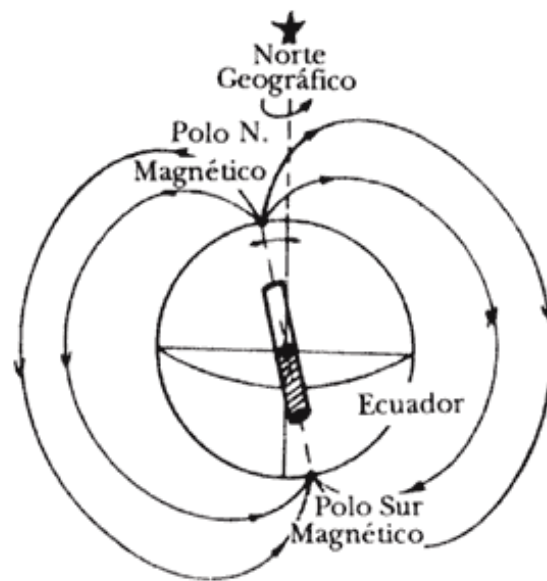


Figura 15.

III.2. EL MAGNETISMO EN LAS ROCAS

Desde tiempos muy antiguos se conocen algunas rocas, como la *magnetita*, que son imanes naturales y que tienen la propiedad de imantar algunos otros objetos, como agujas o barras de hierro y otros metales. Para entender qué relación guarda la magnetización de estas y otras rocas con el campo magnético terrestre, necesitamos hablar un poco acerca de las causas del magnetismo en general.

La física nos dice que las corrientes eléctricas, que son cargas eléctricas en movimiento, producen campos magnéticos; ahora bien, cada átomo de un material tiene partículas cargadas eléctricamente, que son los electrones que orbitan alrededor del núcleo. Cada uno de estos electrones tiene un movimiento de rotación, llamado *spin*,

alrededor de un eje propio (como el movimiento de rotación de los planetas que origina el día y la noche), por lo que cada electrón está generando un campo magnético.

En los materiales que no son magnéticos, los campos generados por los electrones están orientados al azar, cada uno por su lado, de manera que habrá campos apuntando en todas direcciones y anulándose con otros campos que apuntan en direcciones contrarias, de forma que el campo magnético total es nulo. En cambio, en los materiales magnéticos, los campos de los electrones (llamados *dipolos*) están orientados (más o menos) en la misma dirección, de manera que sus campos se suman y el campo total resultante es distinto de cero.

La mayor parte de los materiales son *paramagnéticos*, esto quiere decir que si se colocan en un campo magnético, la tendencia de sus dipolos a orientarse en la dirección del campo es contrarrestada en parte por el efecto de colisiones entre átomos en el caso de los gases, o por el de vibraciones debidas a la temperatura en los sólidos, por lo que su campo magnético propio nunca es muy grande. Al retirar el campo externo, los dipolos de los materiales paramagnéticos vuelven a orientarse al azar, de modo que no tienen magnetización permanente.

Existen materiales, llamados *ferromagnéticos*, cuyos campos se alinean muy fácilmente bajo la influencia de un campo magnético externo y conservan esa alineación aun después de retirar el campo original, esto es, se *magnetizan* con facilidad. Sólo cinco elementos: hierro (Fe), cobalto (Co), níquel (Ni), gadolinio (Gd) y disprosio (Dy) (éstos dos últimos son muy escasos), y varios de sus compuestos, forman los materiales ferromagnéticos. De éstos los más comunes son compuestos (principalmente óxidos) de hierro y níquel, como la magnetita y la hematita.

En los materiales ferromagnéticos los electrones se alinean con algunos de sus vecinos en pequeñas regiones de magnetización uniforme llamadas *dominios magnéticos*, los cuales tienen una magnetización más o menos estable. Estas regiones o "colonias de átomos" tienen dimensiones del orden de 0.001 cm, y están separadas de las regiones vecinas por una capa de transición llamada *pared de Bloch*. Si el material no está magnetizado, las orientaciones de los dominios son al azar y el campo total es nulo; si los dominios se orientan todos en la misma dirección, el campo total es la suma de todos los campos individuales.

Al calentar un material magnetizado su magnetización disminuye muy lentamente conforme aumenta la temperatura, hasta alcanzar una cierta temperatura, conocida como *temperatura de Curie*, distinta para cada material, a partir de la cual la magnetización desaparece rápidamente. La temperatura de Curie es menor que la temperatura de fusión del material, como se muestra en el cuadro siguiente:

<i>Material</i>	<i>Temperatura de Curie (°C)</i>	<i>Temperatura de fusión (°C)</i>
Fe	770	1 535
Ni	358	1 455
Co	1 120	1 495
Rocas	120-580	1 000 (cristaliza)

Esto quiere decir que la magnetización se pierde, no porque las partículas del material fundido puedan orientarse libremente, sino porque se pierde la alineación de los dominios magnéticos.

Las rocas susceptibles de magnetizarse son aquellas que incluyen partículas de materiales ferromagnéticos, y sus temperaturas de Curie dependen de cuáles sean éstos. Las temperaturas de Curie para basaltos van desde 120° C, si contienen titanomagnetita, hasta 580° C, para el material ferromagnético más común en las rocas, la magnetita (Fe₃O₄). Otras rocas volcánicas pueden alcanzar temperaturas de Curie de hasta 680° C.

La magnetización de las rocas se lleva a cabo de dos maneras principales. La primera se llama *magnetización termorremanente* (MTR) y es adquirida por las rocas ígneas al pasar por la temperatura de Curie mientras se enfrían. Entre la temperatura de Curie y unos 30° C más abajo de ella, los dominios del material ferromagnético de la roca se alinean con el campo magnético ambiente; al bajar más la temperatura el campo magnético de la roca se vuelve (más o menos) permanente ya que se mantendrá casi indefinidamente a menos que sea cambiado por

recalentamiento (arriba de su temperatura de Curie) o por cambios químicos que destruyan o cambien los dominios magnéticos.

El segundo tipo de magnetización se llama *magnetización remanente deposicional* (MRD), y es típico de rocas sedimentarias compuestas de partículas producto de la erosión de rocas originalmente ígneas. Mientras se depositan, usualmente en agua, las partículas o pequeños granos de roca con materiales ferromagnéticos tienden a alinearse con el campo magnético ambiente, pero por otro lado son movidas en forma aleatoria por corrientes turbulentas en el agua o por su propio paso a través de ella. Las partículas más grandes, que componen por lo general los aluviones, conglomerados, areniscas, etc., no alcanzan a alinearse, pero las más pequeñas (menores de unos 0.06 mm de diámetro) que constituyen las lutitas y limolitas sí se alinean. Una vez depositadas, todavía pueden orientarse un poco más hasta que el peso de nuevo material depositado sobre ellas las compacta y fija en su posición final.

La suma de los campos de las partículas alineadas produce un campo magnético propio en las rocas formadas de esta manera. Como por lo general en estas rocas hay muchos más granos producto de rocas sin magnetismo que granos magnetizados, y la orientación de éstos no es muy uniforme, la MRD es usualmente menos intensa que la MTR.

Algunas rocas tienen buena *memoria magnética*, esto es, conservan largo tiempo su magnetismo remanente, mientras que otras lo pierden con facilidad. Si colocamos una roca magnetizada en una dirección dada en un campo magnético que apunte en otra dirección, la roca tenderá poco a poco a orientarse en la dirección nueva. A veces, cuando la roca contiene varios minerales con distintas memorias o temperaturas de Curie, algunos de éstos pueden conservar su magnetización original mientras otros se reorientan de acuerdo con nuevos campos. Por eso, para estudiar la magnetización original de una roca es necesario "limpiarla", es decir, contrarrestar el efecto de los campos magnéticos recientes.

III.3. ORIGEN Y VARIACIONES DEL CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE

En 1838 Karl Gauss encontró que por lo menos un 97% del campo magnético terrestre es producido en el interior del planeta, pero hasta la fecha todavía no se sabe cuál es el mecanismo que lo causa.

Es ampliamente aceptado en la actualidad que el campo magnético terrestre se origina probablemente en el núcleo externo (entre los 2 900 y 5 150 kilómetros de profundidad). Se piensa que el núcleo externo está formado por hierro y níquel, materiales susceptibles de magnetizarse cuando se encuentran en estado sólido; sin embargo, el que el núcleo externo esté líquido implica que las temperaturas son mucho mayores que las temperaturas de Curie de estos materiales, por lo que no pueden actuar como un imán permanente.

Por tanto, se supone que el campo magnético es causado por corrientes eléctricas, las cuales no pueden ocurrir en el material de la corteza o el manto, que no es un conductor eléctrico suficientemente bueno, pero sí pueden existir en el material altamente conductor del núcleo. En 1948, E. Bullard propuso un posible modelo de generador *magnetohidrodinámico* (que genera un campo magnético a partir de circulación de líquidos), cuyo movimiento se debería a corrientes en una capa de unos 100 a 200 km de espesor del núcleo externo, como las esquematizadas en la figura 16a, y que actuaría como el dinamo esquematizado a la izquierda en la figura 16b, con el disco 1 y la bobina Ba, que al comenzar a funcionar en un campo magnético (indicado por F) que tiene una dirección dada, produce un campo propio con la misma orientación de F, al que refuerza.

La falta de datos acerca de qué ocurre en el núcleo impide elaborar modelos confiables para la generación del campo magnético terrestre. Por lo tanto, no se puede todavía predecir cómo se va a comportar en el futuro este campo, lo cual es un problema porque sabemos que no es constante.

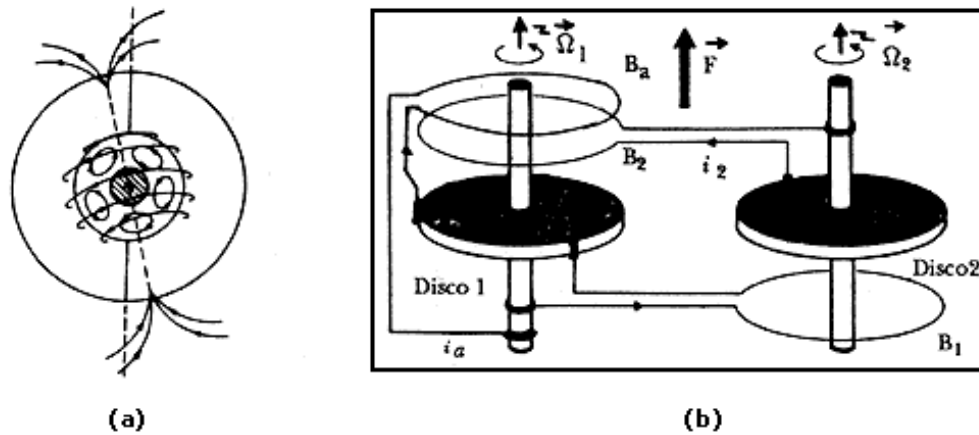


Figura 16.

Ya en el siglo XIII algunos marinos habían dado cuenta de cambios en la dirección del campo magnético en algunos puntos de la Tierra, cambios que fueron comprobados por Colón, quien llevaba brújulas de dos tipos distintos para la travesía del Atlántico. Estos cambios en la *declinación* (el ángulo entre la dirección local del campo magnético, indicada por la aguja de una brújula, y el Norte verdadero), son conocidos como *cambios seculares* y son de algunas décimas de grado por año. En Londres han sido documentados desde el año 1600 cuando la declinación era de 16° E, en 1800 alcanzó 24° W, en 1935 había disminuido de nuevo a 12° W y actualmente es de unos 10° W.

Se ha encontrado que la declinación magnética cambia cuando ocurren cambios en el largo de los días, es decir cuando cambia la velocidad de rotación de la Tierra (estos cambios son del orden de $0.000015^\circ/\text{día}$). Como los cambios en la velocidad de rotación hacen que cambien temporalmente las velocidades relativas entre sólidos y líquidos, cambian las corrientes en el núcleo líquido y eso cambia el campo; qué tanto cambia es un dato que nos da información acerca de qué tanto material del núcleo participa en estas corrientes.

También la *inclinación* (el ángulo que forma con la horizontal) del campo magnético varía con el tiempo; esto indica que, aparentemente, el eje del dipolo magnético terrestre gira alrededor del eje de rotación con velocidad variable (actualmente forma un ángulo de unos 11.5°).

Otra componente de los cambios seculares del campo magnético terrestre es la disminución de su intensidad. En la actualidad la intensidad decrece aproximadamente en 5% por siglo, y si no hay cambios en esta tendencia, el campo magnético será nulo dentro de 2 000 años.

Más sorprendentes que los cambios seculares, son los cambios de polaridad del campo magnético, cuando éste invierte su sentido de manera que una brújula señalaría hacia el Polo Sur en vez de hacerlo, como ocurre actualmente, hacia el Polo Norte. Cuando se descubrieron por primera vez rocas con campos MTR orientados casi en la misma dirección que el campo actual, pero con sentido contrario, se pensó en la posibilidad de que se tratara de rocas con minerales *antiferromagnéticos*, los cuales pueden orientarse espontáneamente en dirección antiparalela a la del campo aplicado; fenómeno que ocasionalmente se observa.

Estudios de laboratorio de estas rocas determinaron que la orientación de su campo no se debía al efecto antiferromagnético, y el descubrimiento de que los campos de otras rocas con diferentes composiciones pero de la misma edad muestran la misma polaridad indicó la posibilidad de que el campo magnético terrestre hubiera invertido su polaridad hace unos 4.5 a 4.38 Ma (millones de años). Estudios de otras rocas terrestres indicaron además la posibilidad de la existencia de otras inversiones de polaridad, posibilidad que fue plenamente confirmada por los estudios del fondo oceánico que se describirán en el próximo capítulo.

Como se muestra en el cuadro de tiempos geológicos, se han identificado hasta la fecha cuatro *periodos* con distintas polaridades: el actual de polaridad *normal*, denominado *de Bruhnes*, que comenzó hace unos 0.69 Ma; el periodo de polaridad inversa de *Matuyama*, comenzado hace unos 2.43 Ma; el periodo de polaridad normal *de Gauss*, iniciado hace unos 3.32 Ma; el periodo de polaridad inversa *de Gilbert* que incluye las rocas más antiguas cuyo campo se ha estudiado y que alcanzan los 5.5 Ma. Dentro de cada periodo se observan *episodios* (lapsos más

o menos cortos) de polaridad opuesta (véase el cuadro de tiempos geológicos y la figura 23).

¿Qué causa estas inversiones del campo magnético de la Tierra? No se tiene idea actualmente; los modelos teóricos necesitan un mínimo de dos dinamos, interconectados como se muestra en la figura 16b (ignorando la bobina Ba) para producir posibles cambios de polaridad lo cual señala la posible complejidad de las corrientes en el núcleo terrestre. ¿Se puede predecir cuándo ocurrirá la siguiente inversión? ¡No! El análisis de los tiempos de ocurrencia de las inversiones de polaridad no revela alguna periodicidad que pudiera usarse para predecir futuros cambios, y la falta de un modelo físico para el proceso hace imposible la predicción causal.

III.4. DISTINTAS ORIENTACIONES DEL MAGNETISMO EN LAS ROCAS TERRESTRES. ¿POLOS MAGNÉTICOS VIAJEROS O DERIVA CONTINENTAL?

Como vimos en el inciso anterior, se han observado cambios en la orientación del campo magnético terrestre, por lo que a raíz de que varios científicos encontraron que la orientación de la magnetización de las rocas depende de su edad, se pensó en un principio que esto se debía a que los polos magnéticos habían *viajado*, esto es, habían cambiado de posición a lo largo del tiempo. Las diferencias entre la orientación de las rocas más antiguas y la del campo histórico, de cerca de 80° (!), son muy grandes, pero no se podía descartar la posibilidad de que el dipolo hubiera cambiado grandemente su inclinación.

La teoría de los polos viajantes rodó por tierra al descubrirse que la dirección de los *paleopolos* (polos muy antiguos) no coincide para rocas de diferentes continentes. Según se muestra en la figura 17 en que aparecen las orientaciones para rocas de Europa y Norteamérica y las edades de las rocas, indicadas sobre las líneas por las letras K:65-140 Ma, Tr:210-250 Ma, Trs:~ 220 Ma, Tri:~ 240 Ma, P:250-290 Ma, Cs:290-340 Ma, O-D:365-510 Ma, Ci:~ 510 Ma y C:500-575 Ma. Si los cambios en las orientaciones se debieran a una migración del polo, los valores observados deberían ser los mismos desde cualquier lugar de la Tierra. En cambio, si suponemos que fueron los continentes los que viajaron, podemos hacer coincidir las lecturas mediante una rotación que contrarreste las diferencias entre sus posiciones causadas por dicho viaje, como sucede si se rotan en 30° las curvas de la figura 17.

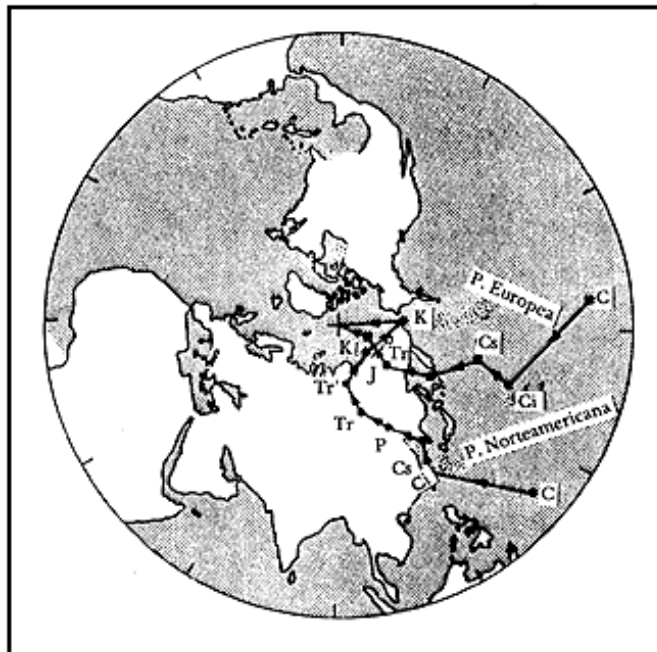


Figura 17.

Estas observaciones dieron gran peso a la teoría de la deriva continental, y la observación de S. Runcorn de que la rotación necesaria coincidía con la que regresaría a Europa y Norteamérica al coincidir con la cordillera Mesoatlántica, apoyó la teoría de la expansión del fondo oceánico.

Inicio



IV. EL FONDO OCEÁNICO

LA EXPRESIÓN popular !Tan cerca y tan lejos! refleja muy bien la situación del fondo marino con respecto a los exploradores, pues aunque se encuentra a sólo unos 3.7 km, en promedio, de la superficie terrestre [en este caso bajo el nivel del mar (BNM)], y ¿qué es una expedición de menos de 4 km para un explorador?, las enormes presiones hacen que la exploración del fondo marino sea una empresa muy ardua. Sin embargo, los océanos ocupan 71% de la superficie terrestre, y para saber lo que pasa en ésta no basta con conocer menos de una tercera parte suya.

La *batimetría*, esto es, el mapeo de la profundidad del fondo oceánico o la topografía submarina, comenzó muy temprano en la historia de la navegación. Al principio se llevaba a cabo mediante *sondas* que eran simplemente pesos atados a la punta de un cable, que se bajaban hasta el fondo (si alcanzaba el cable) y a veces se untaban con grasa para recoger muestras del suelo submarino.

Durante la segunda Guerra Mundial se desarrolló un equipo, llamado *sonar*, para hacer *sondeos acústicos*; el sonar emite un sonido y calcula la distancia al fondo marino a partir del tiempo que tarda el sonido en reflejarse en el fondo y volver a la superficie. Versiones modernas muy sofisticadas de este método se usan en la actualidad para obtener una imagen detallada de la batimetría.

Otro método de explorar el fondo oceánico era mediante el *dragado*, que consiste en arrastrar una combinación de rastrillo con red que permite obtener muestras de rocas y seres vivos. Hoy día hay vehículos robots o tripulados que permiten recolectar muestras e imágenes de zonas muy profundas del fondo oceánico.

Otras medidas modernas de propiedades del fondo oceánico se refieren a su gravedad y magnetismo, y barcos equipados con equipos de perforación (parecidos a los usados para la exploración en la búsqueda de petróleo) han obtenido un buen número de muestras de la estructura del fondo marino en muchos puntos de la Tierra.

Los estudios batimétricos indicaron la existencia de cuatro rasgos importantes del fondo marino (un mapa en relieve del cual se muestra en la figura 18):

- 1) Grandes áreas relativamente planas que cubren la mayor parte del fondo a profundidades de 2 a 6 km, llamadas *planicies abisales*.
- 2) Profundas depresiones alargadas, llamadas *trincheras oceánicas*, que alcanzan grandes profundidades.
- 3) Enormes cadenas montañosas muy extensas, llamadas *cordilleras oceánicas*.
- 4) Grandes zonas de fractura que separan secciones de las cadenas montañosas.

Estos rasgos y otras propiedades del fondo oceánico son algunos de los datos que apoyan con más firmeza la teoría de la tectónica de placas, y que eran inexplicables hasta el surgimiento de ésta. A continuación veremos con mas detalle algunos aspectos de estas características del fondo oceánico.



Figura 18.

IV.1. TRINCHERAS

Las trincheras oceánicas son depresiones del fondo marino, angostas y alargadas, usualmente en forma de arco, donde se encuentran las mayores profundidades de la superficie terrestre. La figura 19 muestra la localización de las principales trincheras oceánicas; podemos ver que gran parte de ellas se encuentra en las orillas del Océano Pacífico. Las trincheras más profundas son la de Filipinas (11.52 km) y la de Marianas (11.03 km) que miden unos 1 200 y 2 000 km de largo, respectivamente. La trinchera más larga es la de las Aleutianas, que mide 3 300 km de largo y alcanza los 7.68 km de profundidad.

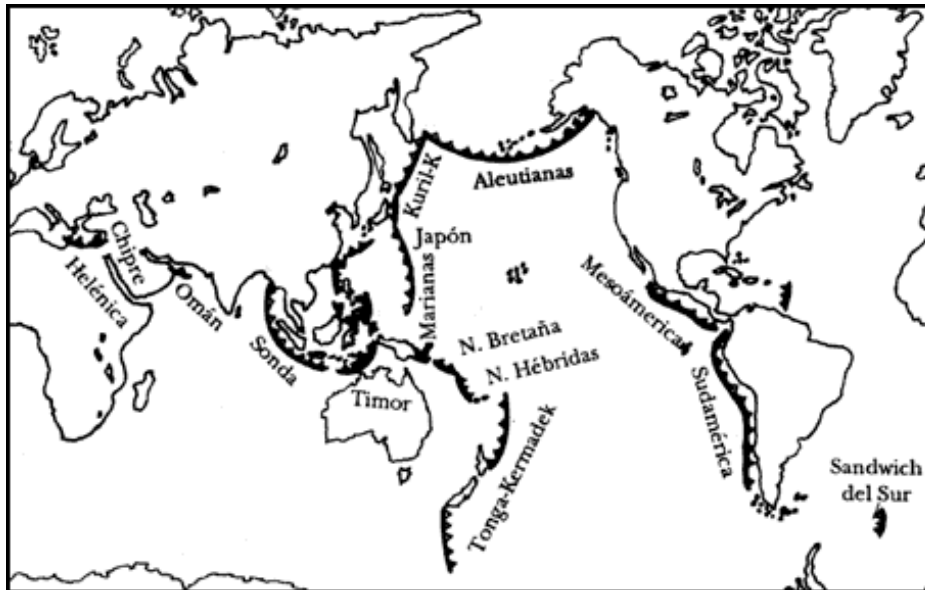


Figura 19.

Gran parte de las trincheras se encuentra en la frontera entre océano y continente, mientras que otras se encuentran a lo largo de *arcos de islas*, los cuales son cadenas de islas de composición volcánica, como por ejemplo las Islas Marianas y Tonga. Tanto en estas islas como en los continentes, la mayor parte de la actividad volcánica se encuentra distribuida en cinturones paralelos a las trincheras, que son montañosos en los continentes; por esta razón, a veces se utiliza la expresión *arco de montañas* para referirse a la región de la trinchera en los continentes.

Si se compara la distribución de estas trincheras con la de la sismicidad global mostrada en la figura 8, puede verse que la mayor parte de los grandes terremotos profundos ocurren muy cerca de las trincheras, del lado del continente o del arco de islas, según sea el caso. Estos terremotos, otros menos profundos y la mayor parte de los sismos pequeños que ocurren en estas regiones tienen mecanismos que son primordialmente reversos o normales.

IV.2. CORDILLERAS OCEÁNICAS

La figura 20 muestra las posición de las principales cordilleras oceánicas (indicadas por pares de líneas paralelas), y su representación en el fondo marino se puede ver en la figura 8. Las cordilleras oceánicas son cadenas (algunas de ellas larguísimas, de miles de kilómetros) de montañas (algunas de ellas muy altas, tanto como el Everest) alargadas, casi todas submarinas (algunas de ellas asoman a la superficie del mar como islas), en cuya parte central existen rupturas, también alargadas, de donde brotan erupciones *de cojín* de lava basáltica que forma volcanes, y chorros de agua muy caliente (unos 350° C) con cantidad de minerales disueltos. A los lados de la ruptura existen otros volcanes y chorros de agua, pero la actividad eruptiva, la temperatura del agua y la concentración de minerales en ella, disminuyen rápidamente conforme aumenta la distancia a la ruptura central, y cesan a unos cuantos kilómetros de ella.

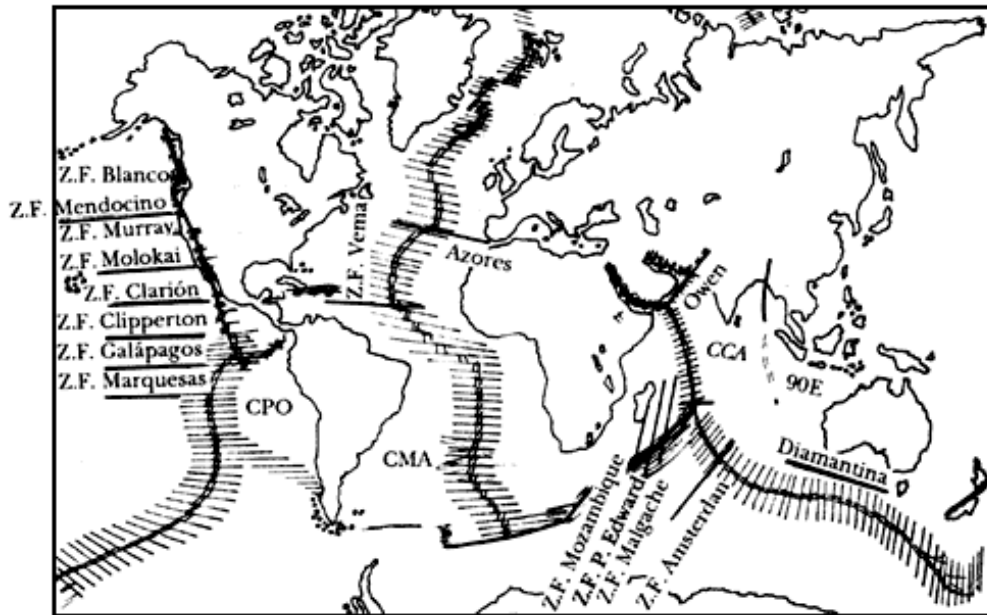


Figura 20.

El término lavas basálticas *de cojín* merece una breve explicación. Cuando la erupción ocurre bajo el agua, ésta enfría la superficie de la lava tan rápido que se le forma una costra de roca sólida en la superficie, por debajo de la cual la lava permanece líquida y, como los basaltos son poco viscosos, continúa fluyendo, de manera que forma una especie de tubos o cojines (de allí su nombre) de roca interconectados.

Las rupturas de las cordilleras oceánicas se encuentran usualmente a unos 2.5 a 2.8 km de profundidad, donde no llega ya la luz del Sol (penetra hasta menos de 1 600 m) y la vida a estas profundidades es, en otras regiones de los océanos, muy escasa. Sin embargo, alrededor de las rupturas de las cordilleras submarinas se encuentran colonias de plantas y animales que aprovechan el calor y los minerales del agua para vivir. Algunos de estos seres, esponjas silíceas en forma de champignon, largos "gusanos" en forma de tubo, algunos con capuchones de colores, etc., no se encuentran en otros lugares y algunas de tales especies recién descubiertas han recibido nombres como *Riftias* y *Ridgeias*, de las palabras inglesas *rift* y *ridge*, que significan ruptura y dorsal (o cresta), respectivamente.

Las cordilleras oceánicas más grandes son:

1) La cordillera Mesoatlántica (CMA) que divide al Océano Atlántico aproximadamente a la mitad, remedando la forma de las costas de Sudamérica oriental y África occidental. La cresta de la CMA es muy escarpada, como se puede ver en la figura 21c que muestra un perfil batimétrico a través de la cordillera, por lo que se le llama a menudo *dorsal Mesoatlántica*. En la línea central de la cresta, la CMA presenta un *valle central* o *valle de ruptura*, en cuyo centro se encuentran las rupturas volcánicas mencionadas arriba. En la figura 21 b se muestra con detalle del valle central de la cordillera Mesoamericana.

2) La cordillera *del Pacífico Oriental* (CPO) que abarca desde cerca de Manzanillo, en la costa de Colima, hasta los 33° de latitud Sur, se diferencia de la CMA en que, aunque alcanza grandes alturas sobre el fondo marino, su topografía es mucho más suave (Figura 21 a), tanto así que a menudo es llamada *elevación del Pacífico Oriental*. No presenta valle de ruptura en la cresta.

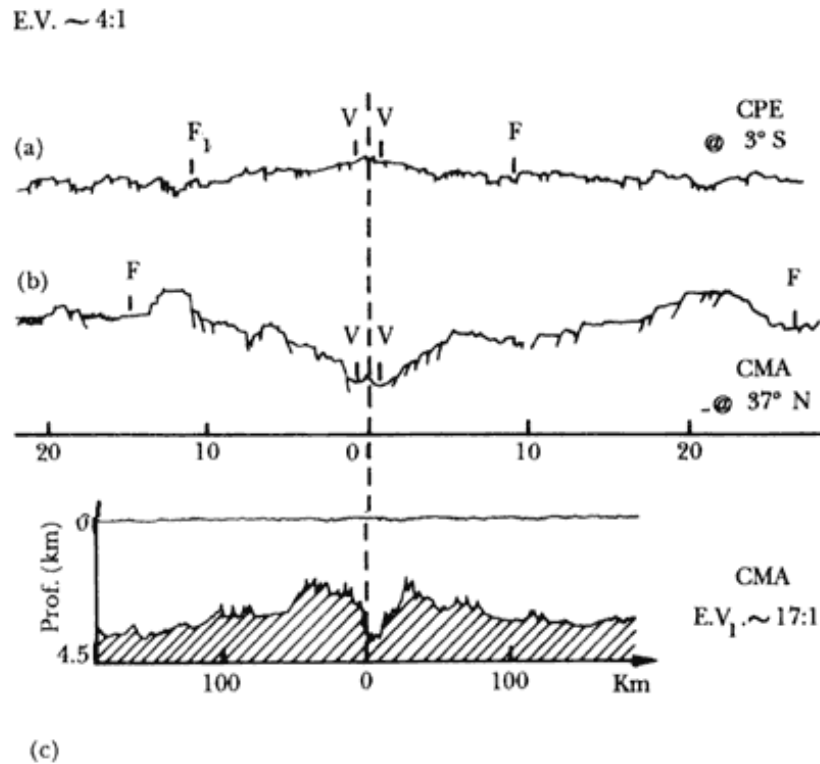


Figura 21.

3) Cordillera *de Carlsberg* (CCA) que divide el Océano Índico desde el Mar Árabe hasta los 20° de latitud Sur (latitud del Madagascar central).

4) Cordillera *Antártica*. Esta cordillera rodea casi completamente a la Antártida (en el mapa de la figura 20 su tamaño está muy exagerado a causa de la proyección) y conecta con las tres cordilleras antes mencionadas. Su nombre es distinto para diferentes secciones: *Antártico-Pacífico*, *de Chile*, *Antártico-Americana*, *Antártico-Africana* y *del Océano Índico Medio*.

Fue B. Heezen quien, en 1960, sugirió el papel de las cordilleras oceánicas como lugares de creación de corteza. Basado en esta suposición, H. Hess pudo explicar el proceso de creación de los montes submarinos conocidos como *guyots* (véase el apartado VII.4).

IV.3. ZONAS DE FRACTURA

Si nos fijamos en las cordilleras oceánicas mostradas en la figura 18, vemos que cada segmento está separado de los adyacentes por fracturas que se continúan hacia ambos lados. El fondo marino presenta diferentes profundidades y diferentes edades de cada lado de cada una de estas fracturas, a veces rectas, a veces curvas como segmentos de arco.

En algunos lugares se pueden ver grupos de fracturas tan cercanas que es imposible distinguir entre ellas, se les llama *zonas de fractura*, algunas de ellas serán mencionadas más adelante y unas cuantas están indicadas en la figura 20 con las letras ZF.

El tamaño de los sismos ocurridos en las zonas de fractura es mayor mientras menor sea la velocidad de movimiento relativo entre las placas y mientras más larga sea la parte activa (véase el apartado V.5) de la zona. Los

mayores sismos ocurren cerca del centro de la parte activa, lo que indica que las altas temperaturas de la corteza que se encuentran cerca de las crestas de las cordilleras oceánicas no favorecen la ocurrencia de sismos.

IV.4. LOS SEDIMENTOS EN EL FONDO DEL MAR Y SU EDAD

En primer lugar veremos algunos principios básicos de la sedimentación en los océanos, y a continuación las observaciones que causaron los problemas mencionados en el capítulo I.

Las principales causas de sedimentación en los océanos son: productos de erosión de los continentes arrastrados por ríos o acarreados por el viento, cenizas de explosiones volcánicas, también acarreadas y distribuidas por el viento, y desechos orgánicos formados por fragmentos de conchas, esqueletos y otras partes duras de especies animales y vegetales, la gran mayoría de los cuales habitan aguas menos profundas de 400 m.

Los productos gruesos de erosión continental son naturalmente más numerosos en las regiones costeras, donde pueden depositarse de 50 a 500 m de sedimentos cada millón de años. Cerca de un volcán activo, en la dirección de los vientos dominantes, pueden depositarse unos 10 m/Ma de cenizas.

Por otro lado, las partículas más finas de erosión y vulcanismo continentales pueden ser acarreadas muy lejos sobre los océanos por el viento, después de lo cual pueden permanecer largo tiempo en suspensión en el agua antes de ser depositadas, por lo que pueden alcanzar una distribución bastante uniforme en las cuencas oceánicas. Estas partículas se depositan produciendo arcillas *abisales* (a profundidades de 2 000 a 6 000 m) a razón de 1-20 m/Ma.

La producción de desechos orgánicos es mayor donde hay más concentración de vida marina, principalmente de los seres microscópicos que forman el plancton, los cuales no se encuentran distribuidos de manera uniforme por todos los océanos. Sus concentraciones son mayores en zonas donde existen corrientes ricas en sustancias nutritivas, que se encuentran cerca de las costas occidentales de los continentes, a lo largo del ecuador y, cosa curiosa, en el Ártico y en el Antártico.

No todos los desechos orgánicos llegan a depositarse, pues gran cantidad se disuelve antes. Los que están compuestos por carbonatos normalmente se disuelven por completo antes de los 3 700 m (*profundidad de compensación de carbonatos*), los de sílice alcanzan profundidades un poco mayores. Esto quiere decir que no debemos esperar encontrar sedimentos orgánicos donde la profundidad del fondo oceánico es mucho mayor que la de compensación. En regiones someras se deposita un promedio de 10 m/Ma de sedimentos orgánicos.

En regiones donde hay gran densidad de población marina y, por tanto, gran densidad de desechos orgánicos, el agua somera puede saturarse y la profundidad de compensación puede aumentar. En estas regiones, como la ecuatorial, la sedimentación orgánica es mucho más rápida, del orden de 15 m/Ma, y puede alcanzar profundidades de 5 000 m.

Un rápido cálculo nos indica que, tan solo del Cámbrico (590 Ma A.P., cuando aparecen animales con concha y esqueleto) a la fecha, se debían haber depositado unos 5 900 m (en algunos hasta 8 850 m) de sedimentos orgánicos en lugares someros. Por otro lado, la fecha de comienzo de la sedimentación está indicada por la edad de las rocas sedimentarias más antiguas que se conocen, que tienen unos 3 400 Ma de edad. Desde entonces a la fecha se debían haber depositado de 3 400 a 68 000 m de arcillas abisales en las cuencas marinas; de 170 000 a 1 700 000 m de sedimentos de origen continental cerca de las costas (en algunas de ellas un poco más debido a depósitos volcánicos). Estas cantidades son claramente absurdas, aun considerando sólo los mínimos y corrigiéndolos por compactación de los sedimentos.

En la realidad el espesor de los sedimentos es de unos 1 500 m en las cuencas oceánicas y esencialmente nulo en las crestas submarinas. Además, bajo las arcillas abisales se encuentra una capa de material orgánico, y en algunos lugares se encuentran debajo de ella otra capa; de arcilla y otra de material orgánico.

La observación que permitió explicar estas contradicciones (sin tener que recurrir a las propuestas de que en el pasado los procesos de erosión y sedimentación eran distintos a los actuales) es que la edad de los sedimentos orgánicos y del propio fondo marino aumenta conforme más lejos se hallan de las cordilleras oceánicas.

Si se aceptaba la teoría de la expansión del fondo oceánico, era posible explicar la ausencia de sedimentos en las crestas (recién producidas), el aumento progresivo de sedimentos orgánicos que forman la capa orgánica próxima al fondo hasta alcanzar la profundidad de compensación, y luego el depósito de la capa superior de sedimentos

abisales conforme el fondo se hace más profundo al alejarse de la cordillera.

Si, tras depositarse la capa abisal, el fondo oceánico pasa por una zona, como el ecuador, donde la profundidad de compensación es grande, se puede depositar otra capa orgánica que es a su vez cubierta por otra capa abisal al dejar atrás la zona de sedimentación orgánica. Esto explica la existencia de las otras dos capas, pero se requería de la teoría de la deriva continental para explicar por qué se encuentran en lugares alejados de las zonas en que pueden producirse.

Estas observaciones apoyaban las teorías mencionadas, pero quedaba aún el problema de dónde estaban los sedimentos antiguos y el fondo oceánico antiguo sobre el cual se deberían haber depositado

IV.5. BANDAS DE MAGNETIZACIÓN DEL FONDO MARINO

Durante los últimos años de la década de 1950 y los primeros de la de 1960, se encontró en el campo magnético del fondo oceánico "bandas" de distinta polaridad alineadas con las cordilleras oceánicas y distribuidas simétricamente a ambos lados de éstas. La figura 22 muestra un fragmento del patrón de bandas magnéticas obtenidas sobre la cresta de Reykjanes (al sur de Islandia), sobre ellas se indica la edad del fondo oceánico correspondiente a algunas de las bandas.

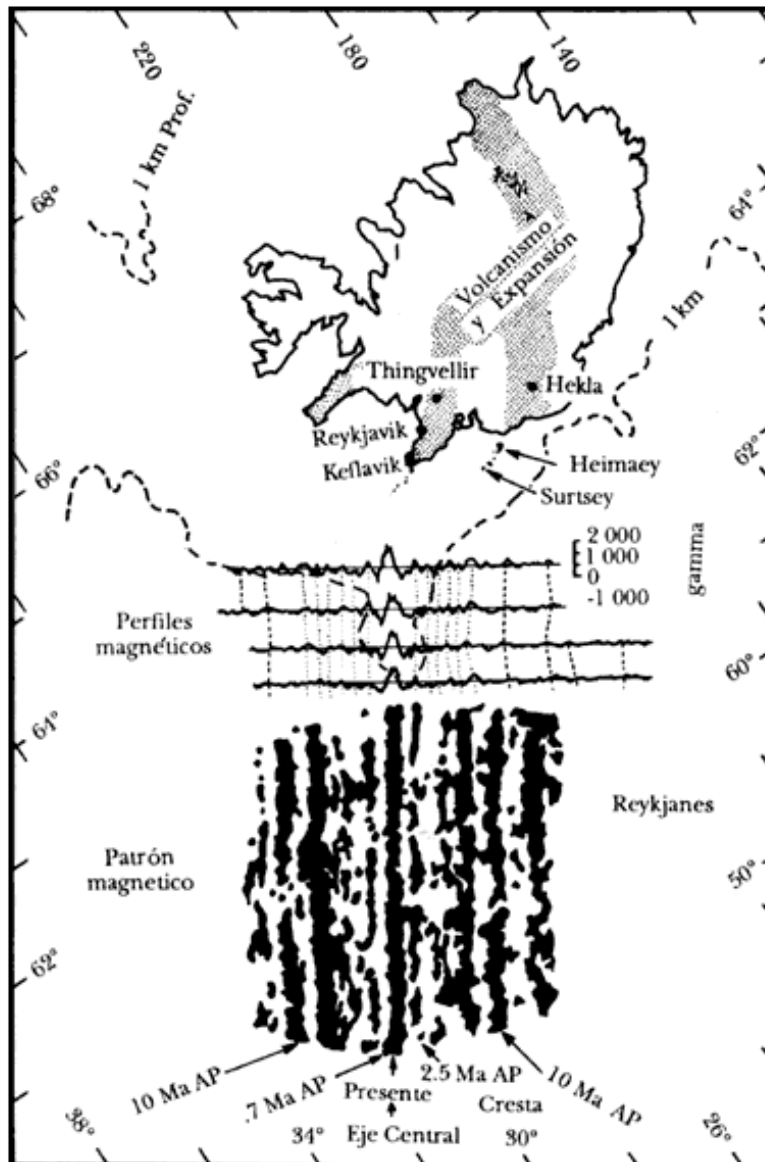


Figura 22

Por las mismas fechas se llevaban a cabo estudios de magnetismo remanente en rocas de la superficie y se había planteado la posibilidad de que el campo magnético terrestre invirtiera de vez en cuando su polaridad. Los cambios de polaridad observados para el fondo oceánico coincidieron perfectamente con los observados en rocas de tierra firme.

F. Vine y D. Matthews, combinaron la teoría de Hess acerca de la creación de corteza en las cordilleras submarinas con las investigaciones acerca de las edades de las bandas magnéticas y propusieron el siguiente mecanismo para la creación de dichas bandas.

Cuando el material del manto llega a la superficie en la angosta zona de ruptura de un centro de extensión se encuentra fundido, es decir, por encima de la temperatura de Curie. Al enfriarse, pasa por la temperatura de Curie, y obtiene magnetización termorremanente en la dirección del campo magnético terrestre existente en ese momento. Funciona en forma análoga (aunque el mecanismo de grabación es distinto) a una grabadora donde cada tramo de la cinta magnética graba el campo existente en el momento que pasó cerca de la cabeza de grabación (la fuente del campo). Este proceso se ilustra en la figura 23 que muestra además los nombres que han sido asignados a las diferentes épocas de una polaridad determinada, dentro de las cuales ocurren *eventos* que son intervalos pequeños de polaridad inversa a la de la época.

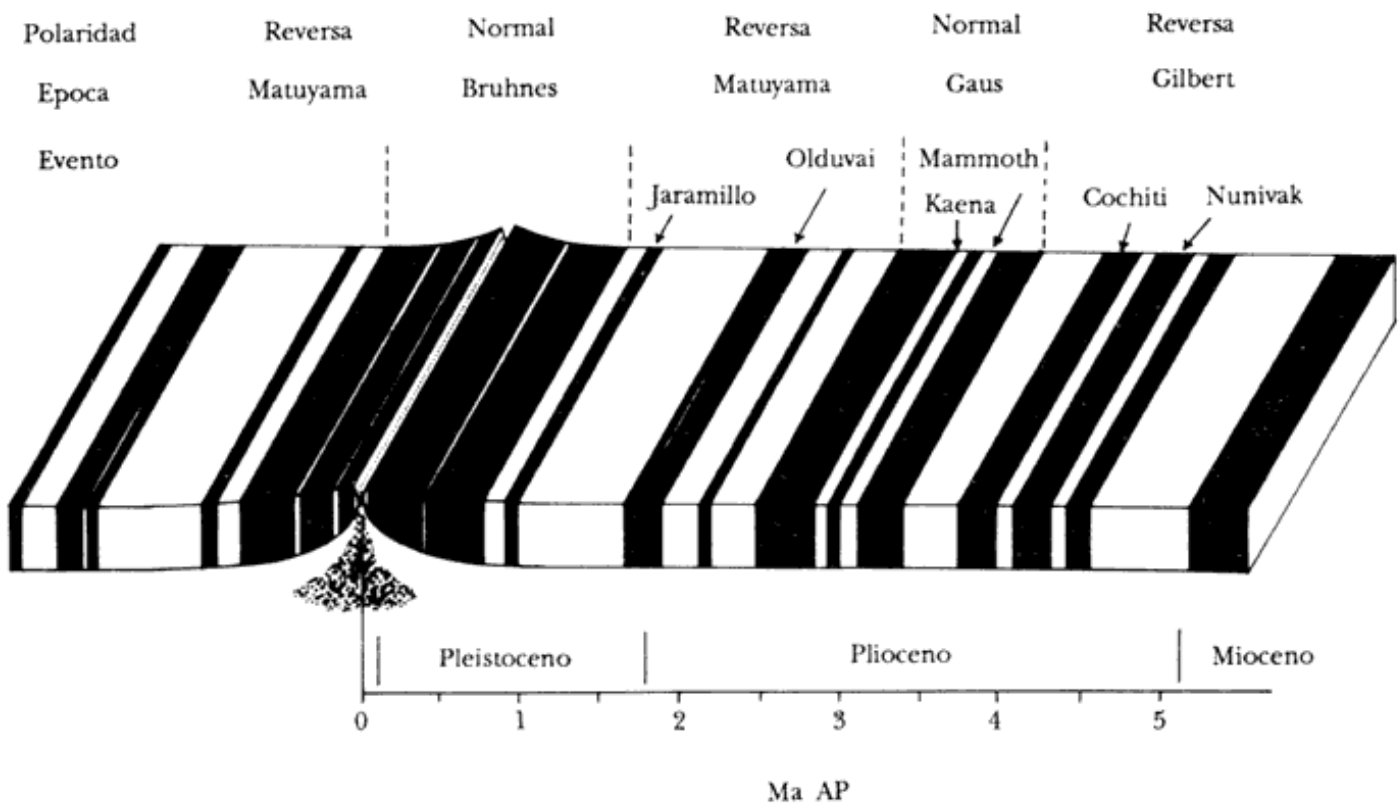


Figura 23.

El descubrimiento de las bandas magnéticas en el océano es importantísimo, pues significa que cada pedazo de fondo oceánico lleva escrita su historia. Basta con identificar la banda magnética para saber cuándo fue formado y qué orientación tenía entonces con respecto al polo magnético; además, el ancho de la banda indica qué tan rápida era entonces la extensión en el centro donde fue creado.

Inicio



V. LA TECTÓNICA DE PLACAS. REVOLUCIÓN CIENTÍFICA

EN ESTE capítulo veremos, por fin, cómo todos los conceptos y datos mencionados en los capítulos anteriores son utilizados para integrar el modelo de tectónica de placas que permite, a su vez, explicar con elegancia observaciones, aparentemente inconexas, explicadas de manera tentativa y parcial mediante las teorías de la deriva continental, de los polos viajeros, de la expansión de la Tierra, y otras.

Los varios puntos que integran este modelo no serán presentados en orden cronológico de descubrimiento. Primero se dará un panorama del cuadro general, y luego se analizarán los aspectos que lo conforman (y que le dieron lugar). En este capítulo tan solo se describirá el modelo; ejemplos de sus distintos aspectos se darán en el capítulo VI.

V.1. LAS PLACAS RÍGIDAS DE LA SUPERFICIE TERRESTRE

En el primer capítulo vimos cantidad de datos que constituyen evidencia de que los continentes sí se mueven. Sin embargo, la teoría de la deriva continental no fue ampliamente aceptada porque no podía explicar cómo podían los continentes mover sus raíces *a través* del manto (como un barco mueve su quilla y parte de su casco a través del agua que lo sostiene).

Durante el principio de los años sesenta, había cantidad de personas trabajando en este problema, se habían identificado y analizado varios aspectos de lo que constituiría la nueva teoría (las bandas magnéticas del fondo oceánico, y la expansión del mismo, la presencia de la astenósfera, los resultados (le paleomagnetismo, etc.). Faltaban solamente dos ideas que permitieran integrar toda esta información, en apariencia inconexa, en un gran cuadro global.

La primera de estas ideas fue propuesta por H. H. Hess en 1962, quien, inspirándose en un artículo de 1944 de A. Holmes que sugería la existencia de corrientes de convección en el manto para explicar la deriva continental, propuso que los continentes no se mueven a través del manto, sino que son acarreados por éste.

La segunda idea la proporcionó J. T. Wilson en 1965, quien propuso que los arcos de islas o de montañas, las cordilleras oceánicas y las zonas de fractura, marcan los bordes de *placas litosféricas* rígidas que se mueven unas con respecto a otras. Estas placas son algo así como trozos de un cascarón de huevo, pero formadas por la litósfera (que recordamos incluye la corteza y la parte del manto localizada entre ella y la astenósfera, hasta una profundidad de unos 100 km; véase la figura 11). La figura 24 muestra un diagrama de las principales placas terrestres y de sus movimientos relativos (considerando a África como estacionaria).

Se dice que las placas son *rígidas* porque al moverse interaccionan entre sí sin deformarse mayormente, excepto en los bordes, donde las deformaciones pueden ser importantes. Por otro lado, como entre todas cubren la Tierra, sus fronteras no son, en general, rasgos aislados, sino que están relacionadas (y conectadas) unas con otras; esta relación requiere un tipo nuevo de falla, que Wilson llamó *falla transforme* y que veremos en detalle más adelante.

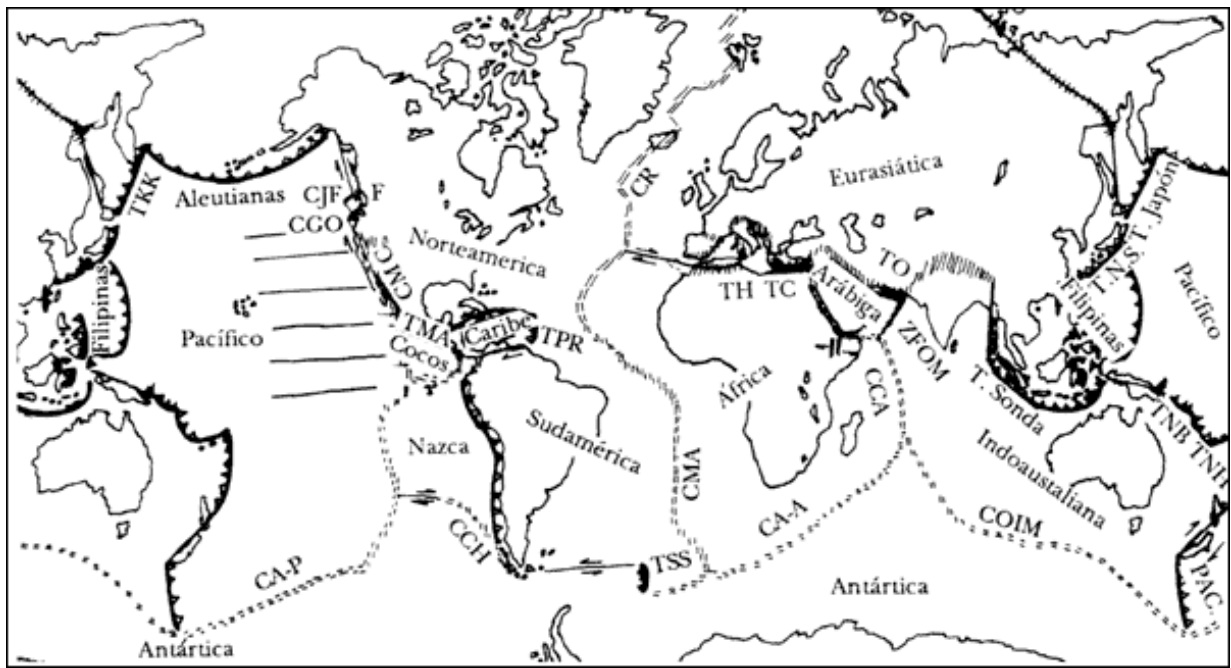


Figura 24.

A continuación aplicaremos los antecedentes y conceptos vistos hasta aquí para describir qué son, y cómo funcionan los elementos de la tectónica de placas.

V.2. CREACIÓN DE NUEVA CORTEZA EN CRESTAS MARINAS. CENTROS DE EXPANSIÓN

La creación de nueva corteza es un resultado natural de la tectónica de placas; al alejarse una placa de otra queda entre ellas un hueco que es llenado por material proveniente del manto, roca fundida (*magma*) de la astenósfera que puede fluir por encontrarse muy caliente (Figura 25). En cuanto llega este magma a la superficie sufre cambios físicos y químicos al perder gases y al entrar en contacto y combinarse con el agua y los sedimentos del fondo del mar; al descender su temperatura se queda magnetizado en la dirección del campo magnético terrestre de ese momento y así se convierte en nueva corteza oceánica. Los lugares donde se crea nueva corteza oceánica al separarse las placas se llaman centros de expansión. Los *centros de expansión* se representan en los planos por dos líneas paralelas, como se muestra en la figura 24.

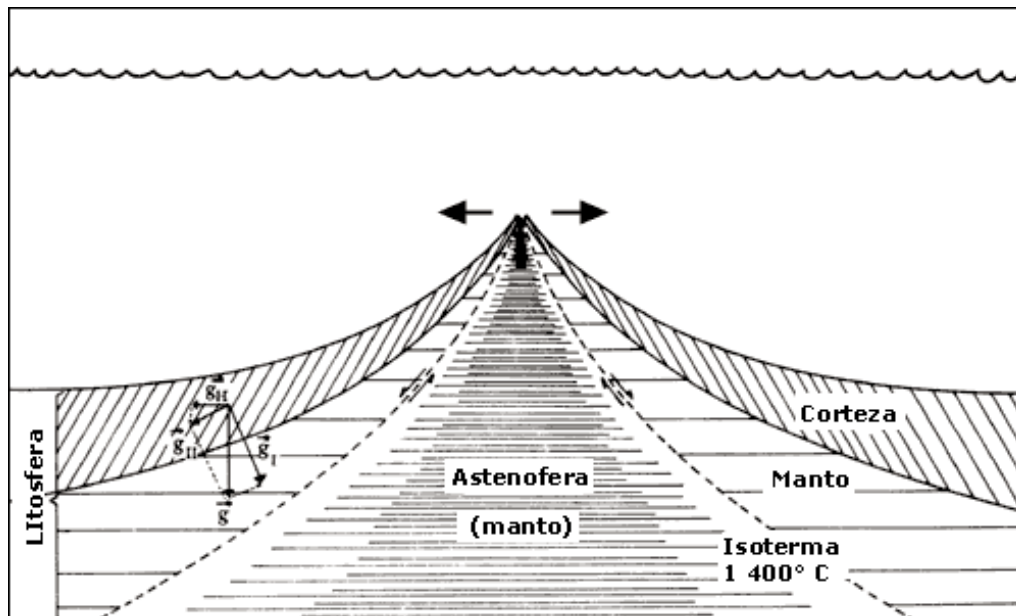


Figura 25.

Al continuar separándose las placas, esta nueva corteza oceánica es arrastrada hacia los lados de la cresta y deja lugar para que ascienda más material del manto. Naturalmente, el material que asciende está muy caliente, lo suficientemente caliente (y por tanto poco denso) como para ascender; este material transmite parte de su calor al material que tiene a los lados, el cual sube también (aunque no hasta la superficie) empujando el material que tiene encima y dando lugar a las grandes elevaciones sobre el nivel medio del fondo marino que presentan las cordilleras oceánicas.

Si vemos en detalle qué sucede en la cresta de una cordillera (Figura 26) encontramos al centro de la misma el valle interno con gran actividad volcánica (descrito en IV.2) que es donde entra directamente en contacto con el agua el material del manto. El material caliente que se encuentra abajo y a los lados del valle empuja a éstos hacia arriba, por lo que vemos enormes fallas de tipo normal que forman paredes escalonadas que suben desde el valle central hasta las puntas de la cresta, formando la estructura geológica conocida como *valle de ruptura*.

Las flechas pequeñas a los lados de las fallas indican la dirección del movimiento relativo de las mismas, y en los círculos identificados por Vizq y Vder se indican los patrones típicos de radiación (vistos desde la dirección del eje X) de los sismos producidos por estos desplazamientos de las fallas. Podemos ver que los patrones de radiación son del mismo tipo, esencialmente indistinguibles, para sismos de ambos lados del valle central.

Al continuar separándose las placas, el nuevo fondo, cada vez más frío pasa el punto más alto y comienza a descender; como el descenso es muy rápido, el material falla y se crean nuevas fallas normales, pero ahora el movimiento relativo de las paredes es en sentido contrario al que ocurriría del mismo lado dentro del valle. Vemos que el nuevo patrón de radiación (círculo identificado por Eizq) es muy parecido a los de los sismos localizados en el interior del valle de expansión.

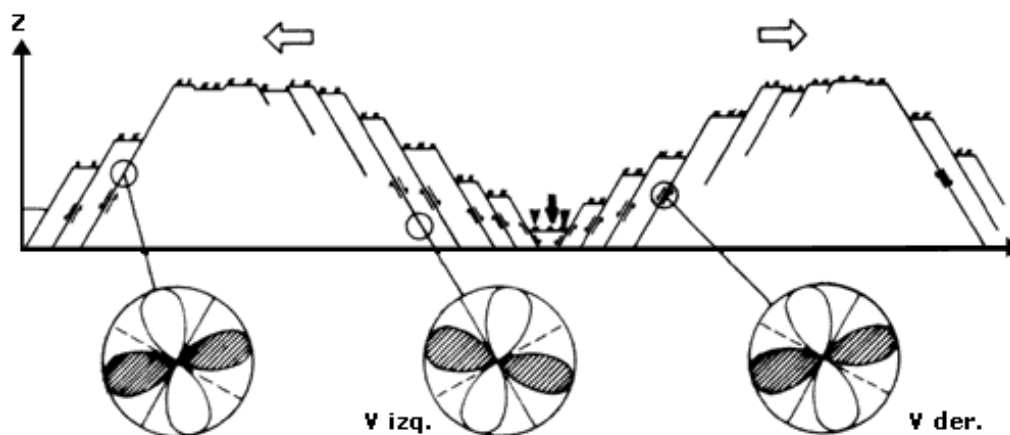


Figura 26.

Esta es la razón por la que la sismicidad de las crestas oceánicas es de mecanismo primordialmente normal, como se ha comprobado por observaciones hechas tanto a distancia en estaciones sismológicas terrestres, como cerca de estos centros de expansión mediante sismógrafos de fondo oceánico y sonoboyas (sismógrafos flotantes).

Existen lugares donde hay centros de expansión demasiado jóvenes para haber formado aun cordilleras submarinas; estos sitios se encuentran principalmente en lugares donde comienzan a separarse dos partes de un continente, por ejemplo en el Valle de Mexicali-Imperial (del cual hablaremos en el siguiente capítulo), en el Mar Rojo, en el Triángulo de Afar en Etiopía, en Islandia, etcétera.

Conforme se aleja del centro de expansión, la nueva corteza oceánica se va enfriando, lo cual la vuelve más densa y, por tanto, más pesada. Al pesar más, hace más presión sobre el material de la astenósfera y lo hace descender, pero no se hunde en él porque es relativamente continua hasta el centro de expansión, donde su temperatura es comparable a la de la astenósfera y el flujo hacia arriba no le permite hundirse.

El resultado de esto es que el fondo oceánico se encuentra apoyado sobre una superficie inclinada, y la fuerza de gravedad hace que resbale sobre esta superficie alejándose del centro de expansión y por tanto de la placa que se encuentra del otro lado de éste (Figura 25). En la figura se indica la fuerza de gravedad por la letra g , su componente paralela a la base de la placa (que la hace resbalar) por g_{\parallel} y su componente horizontal (que separa las placas) por g_{\perp} .

Si bien la placa no puede hundirse en el manto toda ella o por su extremo más joven, sí puede hacerlo (y a menudo lo hace) por el extremo más antiguo. Veremos este proceso en detalle en el inciso siguiente; aquí mencionaremos solamente que el extremo antiguo, al hundirse, jala tras de sí al resto de la placa (recordemos que ésta es casi rígida), lo cual contribuye también a la apertura del centro de expansión.

Más arriba se mencionaron centros de expansión en los continentes; éstos funcionan esencialmente de la misma manera que los centros de dispersión oceánicos: dos partes de la litósfera continental se separan permitiendo la ascensión de material del manto el cual se convertirá en corteza oceánica como se mencionó arriba. Existen sin embargo dos diferencias: al comenzar la separación de las partes continentales, el material caliente que asciende arrastra y se combina con material de la corteza continental dando por resultado un tipo de roca intermedio entre continental y oceánica (Figura 27a y b); una vez que las partes continentales se encuentran lejos del centro de expansión, éste genera corteza oceánica típica, pero ahora los extremos antiguos no tienden a hundirse en el manto, pues están soldados a corteza continental que es más ligera que éste y actúa como flotador (Figura 27d). Como veremos más adelante, todas las placas que incluyen corteza continental tienen una porción de corteza oceánica.

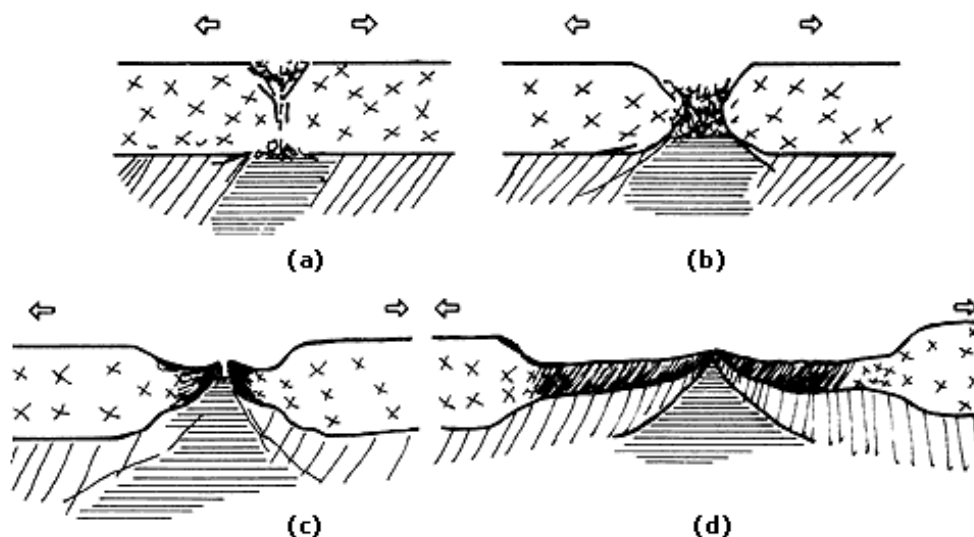


Figura 27.

V.3. DESTRUCCIÓN DE CORTEZA EN LAS TRINCHERAS OCEÁNICAS

Si se está creando continuamente nuevo fondo oceánico y la Tierra no está creciendo (el gran problema de la teoría de la expansión del fondo oceánico), la creación de nueva superficie debe ser compensada mediante la destrucción de superficie antigua, lo cual puede hacerse de dos formas: *i*) mediante la destrucción del material de la placa o *ii*) mediante la deformación del mismo.

Si dos placas se alejan una de otra eso significa que se acercan a otras placas que se encuentren en su camino, y si éstas no se alejan lo suficientemente rápido tienen que competir por la superficie que ocupan. Esta competencia resultará en una reducción de la superficie total de las dos placas en conflicto, y la forma en que esto sucede está determinada por los tipos de litósfera en cuestión y por la historia de éstos.

Si al menos una de las placas es de tipo oceánico es común la obtención del tipo *i*). Este proceso ocurre de la siguiente manera:

Supóngase que convergen extremos antiguos de dos placas, una continental y otra oceánica, según se ilustra de manera esquemática en la figura 28a, donde las flechas gruesas indican las direcciones relativas en que se mueven las placas. El extremo de la placa oceánica tiende a hundirse, porque es más pesada que la astenósfera, mientras que la placa continental flota por ser más ligera.

El resultado es de esperarse; la placa oceánica es *subducida* (se hunde) bajo la continental y regresa al manto (Figura 28b) donde las altas temperaturas la funden. Las trincheras oceánicas son, por tanto, sitios donde se *consume* la placa oceánica; se representan usualmente en los planos por líneas con muchas rayitas perpendiculares a ellas o, como se hará sistemáticamente en este libro, con pequeños triángulos situados del lado de la placa que subduce y que indican la dirección en que es subducida la otra placa, como se muestra en la figura 28c.

El hueco entre la placa subducida y la subducente, a lo largo de toda la frontera de convergencia entre ellas, forma la trinchera oceánica. En ella se deposita gran cantidad de sedimentos (sombreados en la figura 28b), algunos acarreados por la placa oceánica (muchos si es muy antigua) y la gran mayoría de origen continental, pues gran parte de los productos de erosión es arrastrada por el viento y, principalmente, por el agua hasta el mar. Algunas veces parte de estos sedimentos se une al continente (de esta manera crecen los continentes) dando lugar a los llamados *prismas de acreción*; el resto de los sedimentos es arrastrado por la placa subducida en su descenso.

Conforme el extremo de la placa oceánica se hunde más profundamente en el manto, va encontrando temperaturas cada vez mayores y al llegar a profundidades del orden de 110 km parte de ella comienza a fundirse, dando lugar a corrientes de magma que en ocasiones llegan a atravesar la corteza continental y a producir volcanes (Figura 28b).

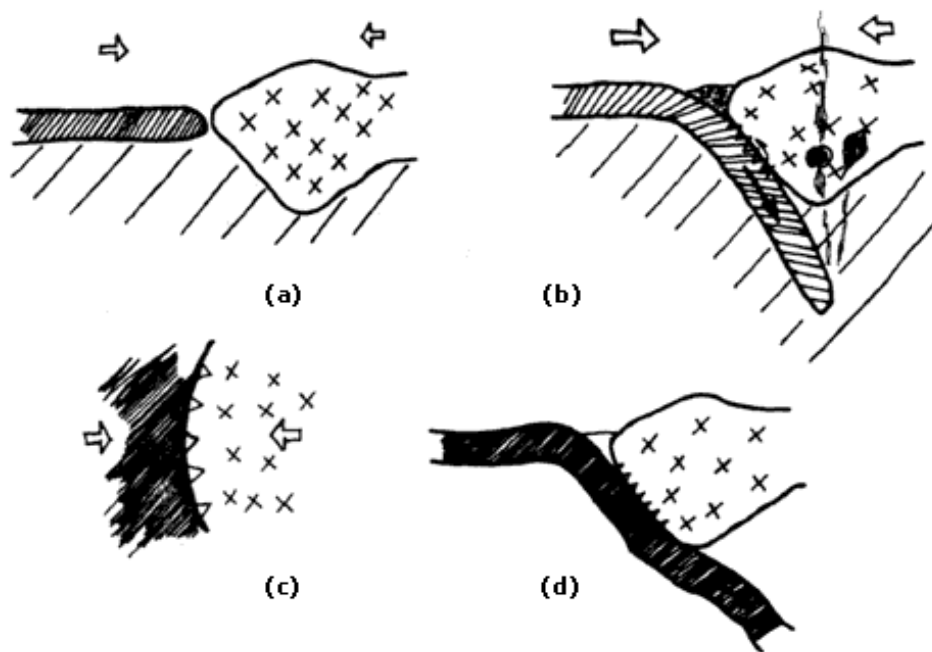


Figura 28.

En su camino hacia la superficie, el magma se combina con el material continental de manera que la lava (el magma una vez que ha salido a la superficie y perdido gases) típica de estos volcanes no es basáltica como el fondo marino, sino una mezcla denominada *andesítica* (por ser típica de los Andes) y que se encuentra en una franja que corresponde a profundidades de la placa subducida de unos 110 a 290 km. Otro factor que influye en la composición de estos magmas es la contribución de los sedimentos arrastrados por la placa oceánica en su descenso.

Si el magma no consigue alcanzar la superficie, se solidifica lentamente al enfriarse poco a poco dentro de la corteza, dando lugar a rocas cristalinas *intrusivas* que son una componente importante de las montañas que constituyen los arcos contiguos a las trincheras que se mencionaron en el capítulo IV.

Como el movimiento entre las placas es convergente, produce en la frontera entre ellas un mecanismo de falla

reversa, indicado por las flechas delgadas de la figura 28*b*. Las placas no se deslizan suave y continuamente una sobre otra, existe gran fricción en el contacto entre las dos (indicado por la línea quebrada en la figura 28*b*) que las une temporalmente, de manera que su movimiento relativo hace que ambas se deformen. Parte de la deformación es permanente y contribuye a la formación de las montañas del arco.

Conforme la placa subducida avanza sin resbalar, la deformación aumenta hasta que los esfuerzos son mayores que la fricción entre ellas. Entonces, el contacto se rompe, ambos lados de la ruptura se desplazan dando lugar a un sismo y permitiendo el avance de las placas. Dependiendo del tamaño de la ruptura (directamente relacionado con el tamaño del sismo) las placas quedan en mayor o menor grado sin deformación. Terminado el sismo, el contacto entre las placas *sana* (vuelven a quedar unidas), comienzan de nuevo a acumular energía de deformación y el ciclo se repite.

La edad de la placa subducida es un factor muy importante en el proceso de subducción. Si la placa subducida es muy antigua tiende a hundirse rápidamente y a alcanzar grandes profundidades antes de ser reabsorbida en el manto. Esto ocasiona que el área de contacto con la placa subducente sea (relativamente) pequeña y que la fricción entre las placas, que depende de los materiales, del área de contacto y de las fuerzas perpendiculares a ésta, sea (muy relativamente) pequeña también (Figura 28*b*).

Si la placa subducida es joven, tiende a flotar (Figura 28*d*) y a pegarse a la placa subducente que la "atropella", por lo que el contacto puede ser muy extenso y la fricción en él muy grande; este tipo de contacto produce los terremotos someros más grandes. Las zonas de subducción de corteza joven alcanzan solamente profundidades de unos 300 km.

Los sismos de mecanismo reverso causados por el contacto entre ambas placas no son los únicos observados a lo largo de las trincheras oceánicas. De hecho, estos sismos se producen a lo largo de una franja de unas cuantas decenas de kilómetros de espesor a lo largo de la trinchera, mientras que se ha observado que, a distintas profundidades, existen franjas de sismos con distintos mecanismos focales, todos ellos con componentes principales normales o reversas, y franjas asísmicas.

En 1969 B. Isacks y P. Molnar propusieron la siguiente explicación: la banda más cercana a la superficie, situada arriba de la zona de contacto, es una banda de sismos de mecanismo normal (indicada por N1 en la figura 29) que se cree son producidos por la tensión provocada en la parte superior de la placa subducida al doblarse hacia abajo. Después sigue la banda de mecanismo reverso (R1 en la misma figura) debida al contacto, en donde la placa subducida está más o menos detenida por la placa subducente. El peso de la parte ya subducida de la placa, al jalar a ésta hacia abajo mientras se hunde en el material poco resistente de la astenósfera, produce tensión y, por tanto, sismos de mecanismo normal debajo de la zona amarrada (N2).

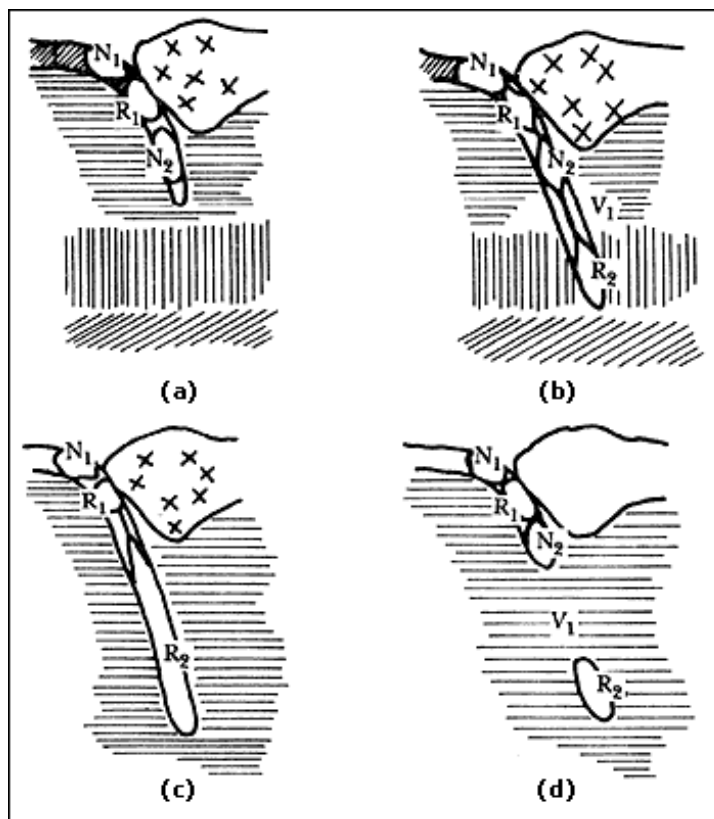


Figura 29

Si el borde de la placa continúa descendiendo, como se muestra en la figura 29b, la parte inferior alcanza un medio más difícil de atravesar, capaz de sostenerla, y entonces el peso de la parte de la placa situada arriba de ella la comprime produciendo otra banda de sismos de mecanismos reversos (R2). Nótese que arriba de ésta sigue existiendo la banda N1 en la cual hay tensión; por lo tanto entre ellas debe haber una región de esfuerzo nulo (ni tensional ni compresional) que será asísmica (V1).

Al continuar la subducción, la parte inferior puede ser empujada aún más profundamente en medio de material que es cada vez más denso y difícil de penetrar, de manera que toda la parte subducida de la placa se encuentre en compresión y toda ella presente sismos de mecanismo reverso, como se muestra en la figura 29c. Esta situación puede cambiar al fundirse la parte inferior de la placa subducida y volver a alguna de las situaciones presentadas anteriormente.

Otro posible panorama es el mostrado en la figura 29d, donde una parte del extremo de la placa subducida se ha desprendido; las partes superiores se comportan como en a), la parte desprendida es comprimida por su propio peso, y la región intermedia donde no hay placa es, naturalmente, asísmica.

Otro factor importante para la subducción, es la presencia de estructuras tales como antiguas crestas oceánicas o fragmentos continentales parcialmente inmersos en el fondo oceánico de la placa subducida. Estos accidentes topográficos pueden actuar de maneras contrarias: como obstáculos que impiden la subducción continua y que en algunos casos pueden ser incorporados a la placa subducida, o como guías que separan las superficies y favorecen la subducción; no se conoce aún cuál es su verdadero papel.

Una placa oceánica puede ser subducida bajo otra placa oceánica como se esquematiza en la parte izquierda de la figura 30a. En este caso, el extremo de la placa subducida se apoya sobre la placa subducida y su borde se deforma. El magma producido por la placa descendente, cuya composición es ahora primordialmente oceánica, produce volcanes de lavas basálticas sobre la placa superior; estos volcanes, más el prisma acrecionario formado por sedimentos, son los componentes principales de los arcos de islas.

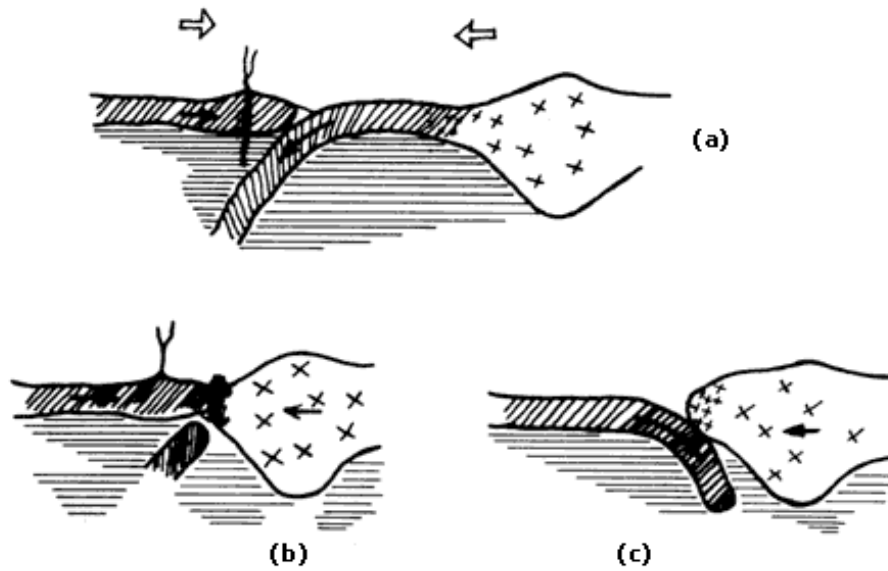


Figura 30.

Las trincheras oceánicas no son necesariamente rasgos permanentes. A continuación veremos algunas formas en que puede alterarse el mecanismo tectónico cerca de una trinchera; en las figuras esquemáticas que ilustran estos casos, las flechas gruesas indican la dirección en que se mueve la placa sobre la cual están dibujadas y su tamaño es proporcional a la velocidad de la misma.

Si la porción oceánica de una placa que incluye una parte continental es subducida bajo otra placa oceánica, según se muestra en la figura 30a, cuando el continente llega a la trinchera no puede ser subducido por ser más ligero (Figura 30b). Entonces la dirección de subducción se invierte y la placa oceánica antes subducente pasa a ser subducida bajo la placa continental por ser más pesada que ésta (Figura 30c).

Si una placa oceánica está siendo subducida por un extremo más rápidamente de lo que está siendo generada por el otro, como se ilustra en la figura 31a, al alcanzar la trinchera el centro de expansión, la placa superior se está desplazando más velozmente de lo que se separaban las placas generadas, por lo que el centro de expansión se acaba (Figura 31b). La placa que antes subducía es ahora la más pesada de las dos placas oceánicas y por tanto es subducida bajo la placa nueva y el sentido de la subducción se invierte como en el caso anterior (Figura 31 c).

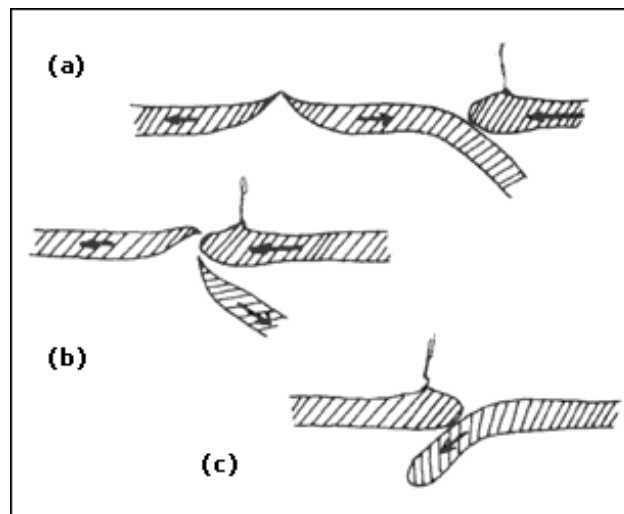


Figura 31

Si, en un caso semejante al anterior, la placa subducente es continental (Figura 32a), entonces al alcanzar la trinchera el centro de expansión acaba con él (Figura 32b), pero como la placa continental es siempre más ligera

que el fondo oceánico, éste es nuevamente subducido (Figura 32c). Éste no es, sin embargo, un caso de subducción como el que ocurría en *a*), pues entonces la trinchera iba consumiendo placa oceánica cada vez más joven, y ahora consume corteza oceánica progresivamente más antigua.

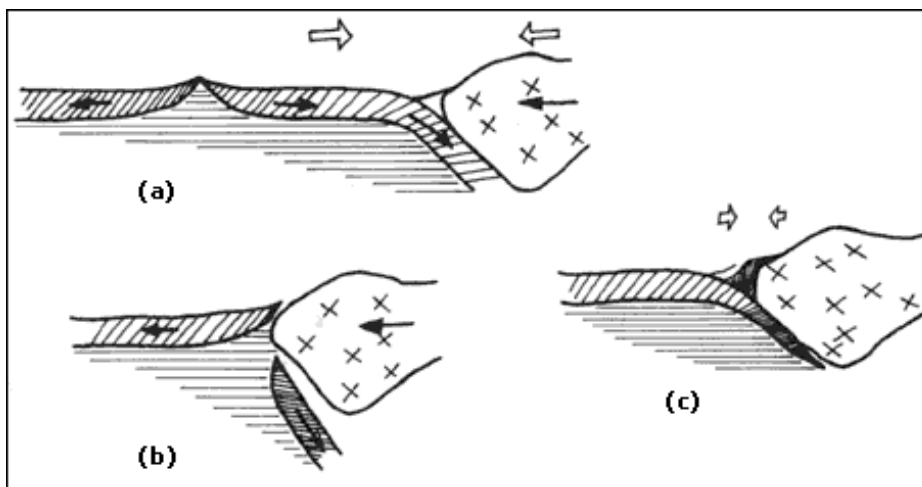


Figura 32.

V.4. COLISIONES CONTINENTE CONTRA CONTINENTE

El caso de una colisión continente contra continente merece ser tratado aparte porque sus resultados son distintos a los de los casos anteriores.

La figura 33a muestra el caso del extremo oceánico de una placa continental que está siendo subducido bajo un continente. Al terminarse la corteza oceánica, el continente unido a ella es jalado hacia abajo, pero como no puede hundirse se separa de ella (Figura 33b); parte de este continente puede introducirse, generalmente roto y deformado, debajo del otro continente, empujándolo hacia arriba. Como las placas siguen convergiendo, este movimiento debe ser absorbido de alguna manera, y esto se lleva a cabo mediante la deformación, en sentido vertical, de ambas placas que ahora han quedado unidas por una *zona de sutura* (Figura 33c).

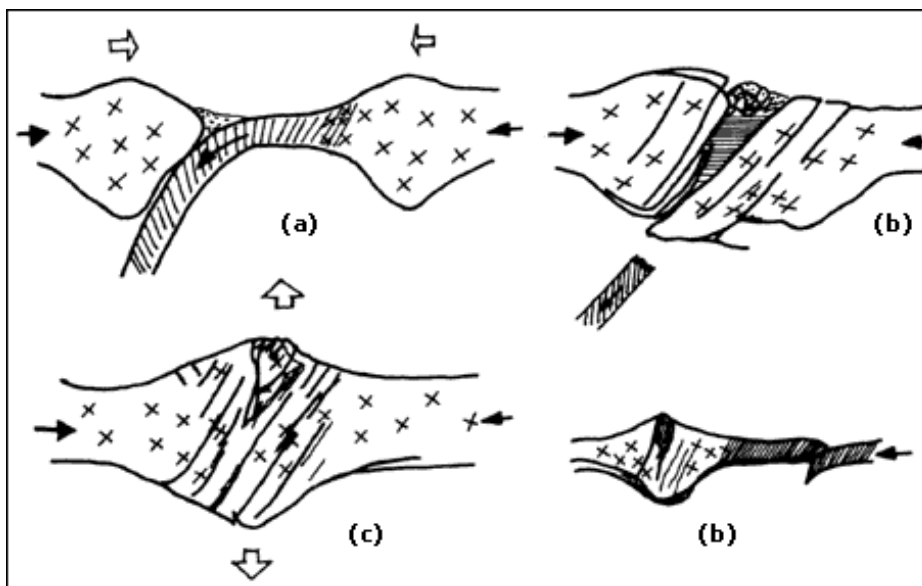


Figura 33.

Este proceso, algunas de cuyas características veremos en el capítulo siguiente, es muy importante, pues es el que ha dado lugar a las cadenas de montañas más altas de la Tierra y es un proceso muy activo en la actualidad.

Como romper y deformar los continentes requiere esfuerzos enormes, a veces resulta más fácil romper la placa oceánica adherida a alguno de ellos (usualmente la más joven) y se crea una nueva trinchera atrás de la zona de sutura (Figura 33d).

V.5. ZONAS DE FRACTURA Y FALLAS TRANSFORMES

El último gran rasgo topográfico del fondo del mar que queda por discutir es el de las zonas de fractura, las cuales a menudo unen secciones de cordilleras oceánicas o de trincheras. Probablemente un ejemplo es el mejor medio para entender qué son y cómo funcionan.

La figura 34a muestra dos placas (o una placa que se acaba de romper), cuya frontera es la línea , que se van a separar desplazándose según indican las flechas. Si el movimiento de separación es rápido, esperamos unos 100 años, regresamos y encontramos tres centros de expansión bien definidos (los cuales se representan, como de costumbre, por dos rayas paralelas), entre los puntos A y B, C y D, E y F (Figura 34b). Pintamos de color el material que ha sido creado últimamente a ambos lados de la frontera (indicada por la línea punteada), y nos retiramos a esperar otros 500 años.

Pasado ese tiempo, regresamos a observar y vemos el panorama mostrada en la figura 34c. Cada mitad de la línea que habíamos dibujado se ha desplazado de tal manera que, en la placa de la derecha el punto que estaba originalmente en A se ha desplazado a A_D , el que estaba en B está ahora en B_D , etc.; en la placa de la izquierda el punto originalmente en A se ha desplazado a A_I , etc. (Figura 34c).

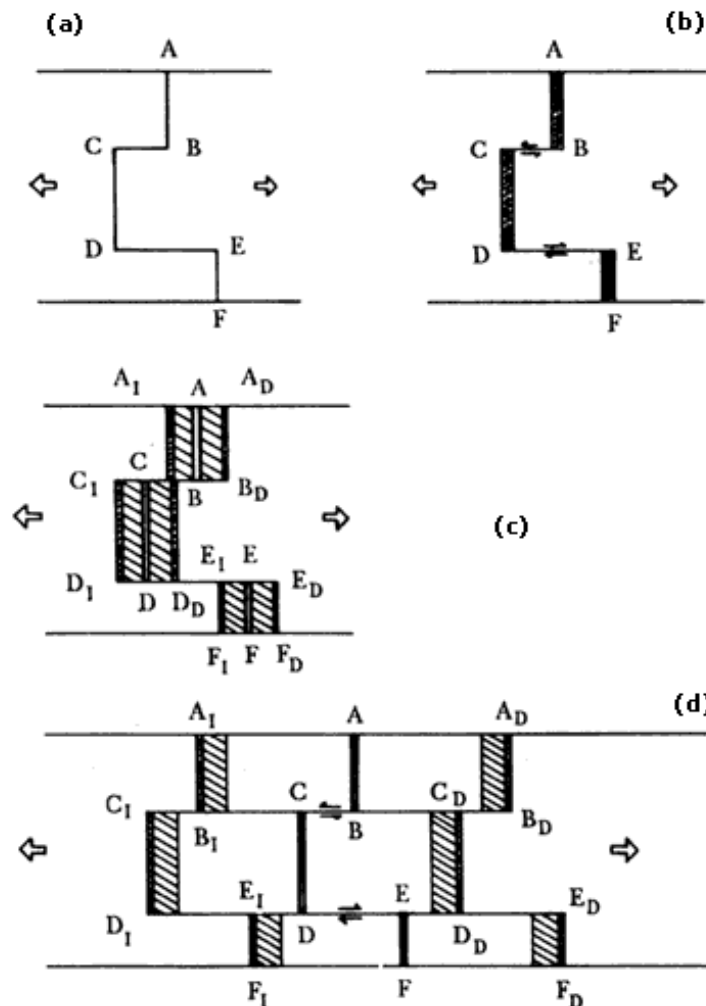


Figura 34.

Vamos a ver en detalle qué ha pasado en la placa de la derecha (en la de la izquierda ocurre algo semejante). Todos los puntos que habíamos pintado tienen (aproximadamente) la misma edad, y entre cada uno de ellos y el centro de expansión que está a su izquierda hay ahora material progresivamente más joven. En el punto B, sin embargo, están en contacto material antiguo (del pintado) y material nuevo; hay un brinco de edad al cruzar la línea $\overline{B E}$, hay también un brinco en la batimetría, pues sabemos que a distintas edades corresponden diferentes elevaciones, y puede haber también un cambio en la polaridad de la magnetización, si el campo terrestre se ha invertido durante este periodo. Estos brincos terminan al llegar al punto B_D donde se encuentra de nuevo la línea pintada.

Los cambios al cruzar la línea $\overline{B C}$ (y la $\overline{D E}$) son aún más drásticos, pues pasamos de una placa a la otra. Podemos encontrar material de la misma edad a ambos lados, o material con edades distintas; pero lo importante es que el material de un lado de la línea $\overline{B C}$ (y de la línea $\overline{D E}$) se mueve en dirección contraria a la del otro lado.

Si pintamos de otro color el fondo producido recientemente y regresamos a observar tras otros 2 500 años, encontramos un panorama como el de la figura 34d. La línea $\overline{B E_D}$ se ha alargado, pero la diferencia de edad a través de ella sigue siendo la misma. Esto quiere decir que no ha habido movimiento relativo entre ambos lados de esa línea y que cualquier discontinuidad que muestra corresponde sólo a la que adquirió entre los puntos C y D.

La línea $\overline{C_1 E_D}$ es una fractura oceánica; nótese que cada punto de esta fractura fue, en algún momento, parte de la cresta, por lo que no es de extrañarse que se encuentren en ella restos de volcanes.

La parte de la fractura situada entre B y C (y entre D y E) sí tiene, como lo indican las flechas delgadas, movimiento relativo transcurrente a ambos lados; es una falla activa que transforma la creación de corteza de un centro de expansión en movimiento transcurrente y éste en creación de corteza en otro centro. Por eso (según algunos) J. T. Wilson propuso para ellas el nombre de *transform faults*, que podemos traducir por *fallas de transformación*, *fallas transformantes* (también son llamadas a veces *fallas transformadas*) o *fallas transformes*; usaremos este último término en este libro.

Fuera de los segmentos $\overline{C B}$ y $\overline{D E}$, a todo lo largo de las líneas $\overline{C_1 B_D}$ y $\overline{D_1 E_D}$ hay fractura y brincos de edad, pero ya no hay movimiento relativo entre las placas. Estas líneas que corresponden a las fracturas observadas, están formadas por fallas transformes (en el centro) y cicatrices de la antigua actividad de éstas.

Las fallas transformes son muy activas sísmicamente; los sismos que ocurren en ellas son de mecanismo primordialmente transcurrente y por lo general no llegan a ser enormes. Estas fallas se representan en mapas por una línea continua con dos flechitas a los lados que indican las direcciones relativas de movimiento de éstos, como en las figuras anteriores.

Las fallas transformes pueden unir también trincheras oceánicas; por ejemplo, si la placa de la derecha de la figura 34d fuera subducida por una trinchera que llegara a consumir el centro de expansión EF, la falla transforme DE uniría ahora un centro de expansión con una trinchera. La figura 35 muestra las formas en que una falla transforme puede actuar entre centros de expansión y trincheras; las flechas grandes indican el movimiento de las placas y las flechas pequeñas aisladas, dibujadas sobre la placa que está siendo consumida, indican la dirección de movimiento local de ésta.

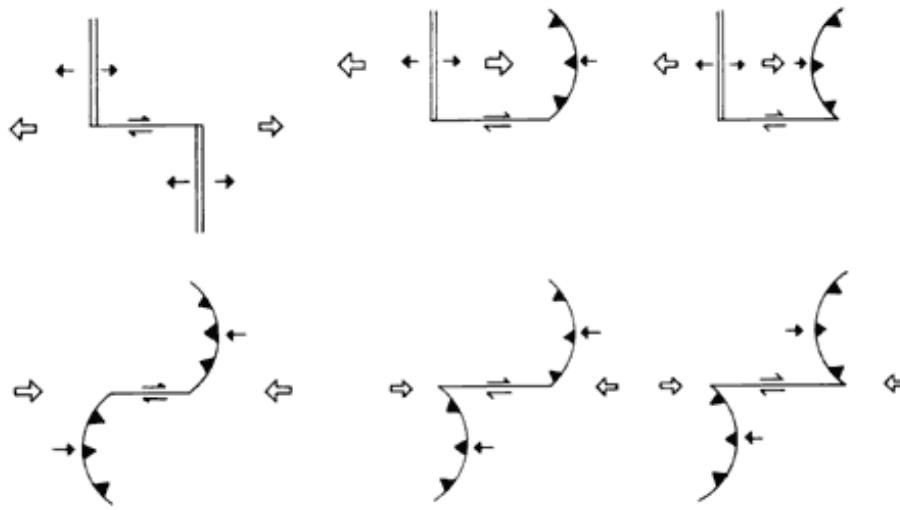


Figura 35.

V.6. REORIENTACIÓN DE LAS FRONTERAS ENTRE PLACAS

Como se indica en la figura 24, ni las crestas ni las trincheras necesitan ser perpendiculares a la dirección de propagación. En la práctica, sin embargo, se encuentra que las crestas sí son más o menos perpendiculares a la dirección del movimiento, a continuación veremos porque sucede esto. En el capítulo VIII se discutirá porqué las trincheras son también a menudo aproximadamente perpendiculares al movimiento de las placas.

Al separarse dos placas, sus fronteras pueden no ser perpendiculares a la dirección del movimiento. Esto puede suceder debido a que la ruptura de un continente ocurra a lo largo de una zona de debilidad (como en el caso del Mar de Cortés, tratado en el capítulo VI) o a un cambio en la dirección de movimiento de las placas, como ha sucedido en algunas regiones del océano según lo evidencian cambios en la dirección de las zonas de fractura. En este caso las crestas *se reorientan* a manera de alcanzar la perpendicularidad.

El hecho de que las bandas magnéticas sean perpendiculares a las zonas de fractura es indicación de que esta reorientación se lleva a cabo rápidamente en las crestas oceánicas.

Para el caso en que la ruptura de una placa continental esté determinada por una falla, o zona de debilidad, como la representada por la línea recta en la figura 36a, la orientación de los centros de expansión se lleva a cabo con la ayuda de fallas transformes orientadas en el sentido del movimiento de expansión, según se muestra en la figura 36b.

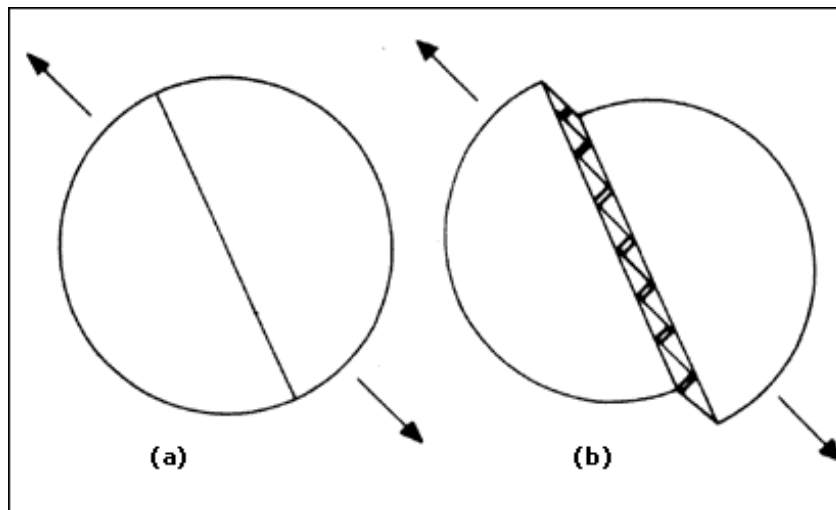


Figura 36.

En algunos casos, sobre todo en los continentes, el trazo de una falla transforme presenta "saltos" hacia los lados, como los mostrados en la figura 37a. Si el cambio en el trazo es como el que se muestra en la parte inferior de la figura, en el sentido del movimiento de la falla, éste produce un hueco entre ambos lados y se crea un centro de expansión, como se muestra en la parte inferior de la figura 37b. Si el salto es en sentido contrario, entonces el movimiento de la falla produce compresión entre los lados, la cual causa deformación en la zona de contacto (sombreada en la figura 37b) y se opone al movimiento de la falla.

Obviamente, esta situación no puede continuar de manera indefinida. Si el salto de la falla es pequeño, el material que estorba el movimiento puede ser desgajado (posiblemente poco a poco); si es grande y resiste los esfuerzos, el movimiento entre placas puede buscar una falla alterna o incluso, cambiar de dirección, según se indica en la figura 37b por las flechas punteadas.

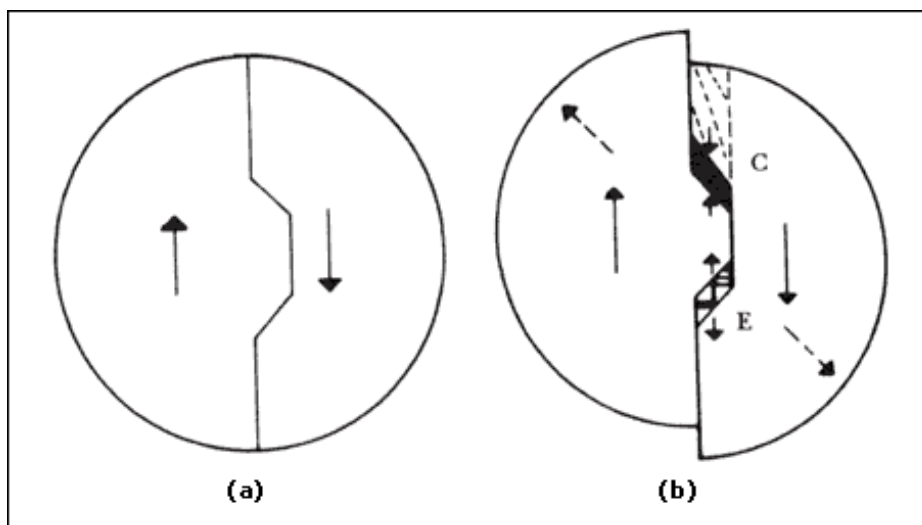


Figura 37.

Finalmente, la figura 38 muestra un esquema general de la interacción de los elementos de la tectónica de placas presentados hasta aquí.

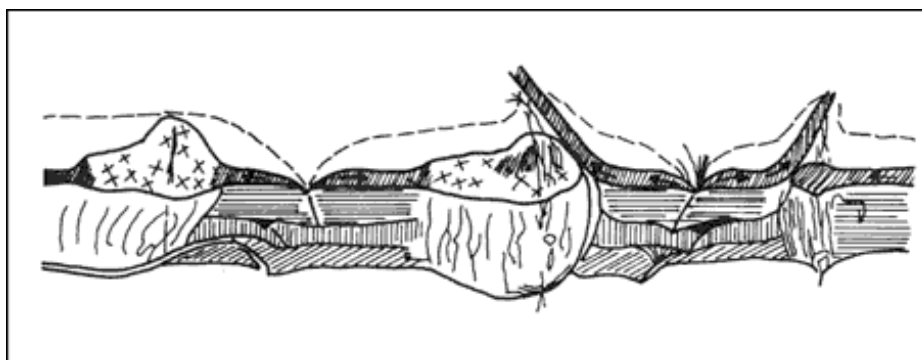


Figura 38.

V.7. PUNTOS DONDE MÁS DE DOS PLACAS ENTRAN EN CONTACTO

Hay ocasiones en que más de dos placas entran en contacto, como por ejemplo en el caso visto en el inciso pasado cuando un trinchera alcanza un centro de dispersión. El que más de tres placas entren en contacto de tal manera que tengan un punto en común es un caso más bien raro, y la configuración resultante es *inestable*, esto es, se modifica inmediatamente de manera que deja de haber punto en común; por tanto, no nos ocuparemos de estos casos.

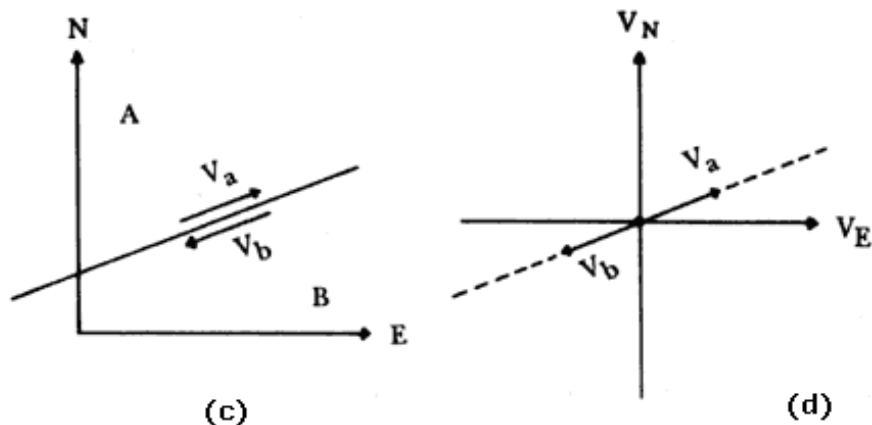
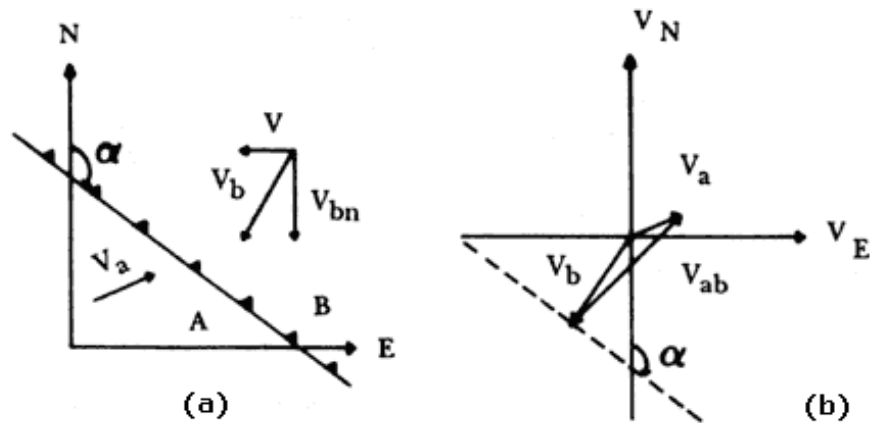
En cambio, el caso de tres placas en contacto con un punto en común, llamado *punto triple*, no es raro; es un factor importante del funcionamiento de la tectónica de placas que produce a menudo resultados asombrosos y que vale la pena estudiar.

Para entender fácilmente el comportamiento de los puntos triples, necesitamos saber qué es el espacio de velocidades. Éste es, simplemente, un marco de referencia en el cual graficamos las velocidades en vez de las distancias como se hace usualmente. El uso del *espacio de velocidades* será ilustrado por el siguiente ejemplo.

La figura 39a muestra un esquema (en el *espacio de distancias*, es decir, el espacio normal) de dos placas convergiendo en una trinchera que forma un ángulo α con el Norte, de tal forma que la placa A, que se desplaza con la velocidad V_a (indicada por una flecha), está siendo subducida bajo la placa B que se mueve con la velocidad V_b (indicada por otra flecha).

Grafiquemos ahora las velocidades en el sistema de referencia mostrado en la figura 39b, cuyos ejes corresponden a velocidades en las direcciones norte y este, respectivamente. La velocidad de la placa A queda graficada en el punto de coordenadas V_aE Y V_aN (las componentes de V_a). La velocidad relativa entre ambas placas está representada por la línea $\overline{A.B}$ que une estos puntos.

Como la placa B no es consumida en la trinchera, ésta (es decir los puntos que están quietos en ella) se mueve con la velocidad de B. Ahora pensemos en un punto que se esté moviendo *a lo largo de la trinchera*; su velocidad será la de B más la que tenga en la dirección de la trinchera. Por lo tanto la velocidad de cualquier punto, se esté moviendo o no, que pertenezca a la trinchera está representada en el espacio de velocidades por una línea con la orientación de la trinchera (que forma un ángulo alfa con el eje Norte) que pasa por el punto B.



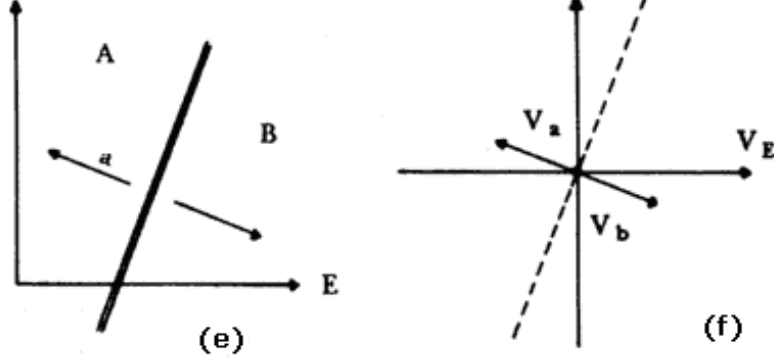


Figura 39.

El mismo tipo de razonamiento permite construir los demás diagramas de la figura 39, que ilustran la representación en los espacios de distancias y de velocidades para placas separadas por una falla transforme y por una cresta oceánica, respectivamente, así como para los puntos pertenecientes a estos rasgos tectónicos.

El primer caso con velocidades de A y B antiparalelas (misma orientación pero distinto sentido) no requiere mayor comentario. Para el caso de la cresta oceánica se ha representado el caso más común, para el cual la expansión es perpendicular a la cresta. Nótese que la línea de velocidad de puntos de la cresta bisecta la línea $\overline{A\bar{B}}$; esto se debe a que la expansión es generalmente simétrica.

Pasemos ahora a estudiar un ejemplo ilustrativo de punto triple, el caso de una trinchera que alcanza una cresta oceánica. La figura 40a muestra la placa B siendo subducida en una trinchera que la separa de la placa C; la trinchera está acercándose a una sección de la cresta que separa a la placa B de la placa A. El momento en que la trinchera toca un vértice de la cresta se muestra en la figura 40b; en este momento el punto de contacto es un punto cuádruple, ya que el contacto de la trinchera con la cresta ha separado a la placa B en dos, una de las cuales (al Sureste) continuaremos llamando B y otra (al Noroeste) que llamaremos D.

Un punto cuádruple no es estable, cualquier movimiento entre las placas, como el mostrado en la figura 40c, lo convierte en dos puntos triples. Fuera de la línea que une los puntos triples todo permanece igual, pero lo que pase entre ellos depende de las velocidades y orientaciones relativas de las placas involucradas. Supongamos que estas velocidades y orientaciones son como las que probablemente existieron hace unos 40 Ma cuando entraron en contacto las placas del Pacífico y de Norteamérica (episodio que será visto en detalle en el capítulo siguiente) y procedamos a analizar qué sucede entre las placas A y C.

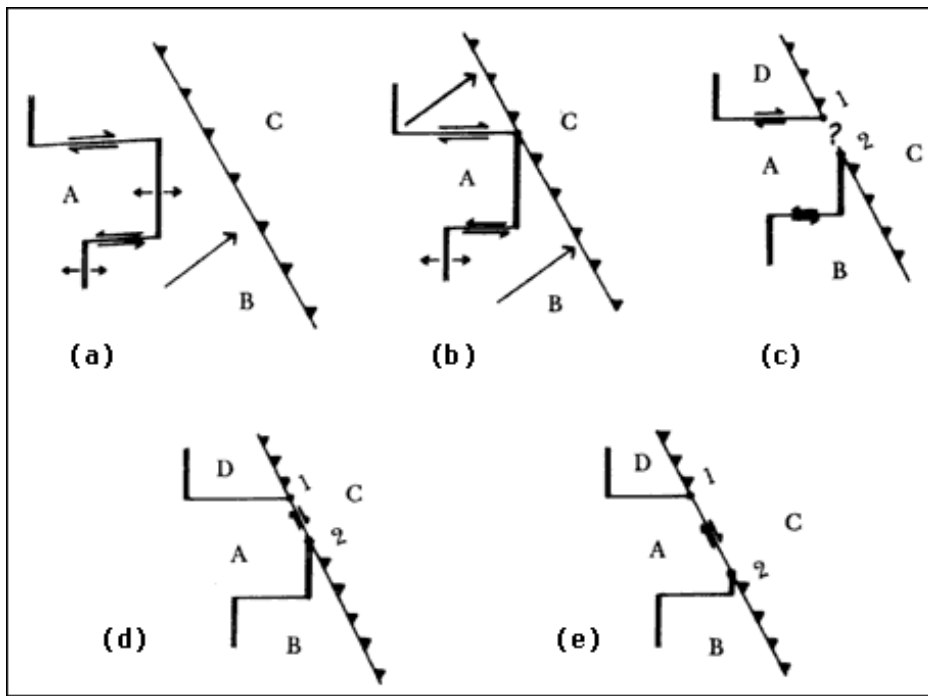


Figura 40.

La figura 41a muestra el diagrama de velocidades (ya sin ejes de coordenadas) compuesto por las velocidades de las tres placas A C y D en el punto triple (1). Entre C y D la velocidad es (en este ejemplo) perpendicular a la trinchera y corresponde a la línea \overline{CD} de la figura; la velocidad entre A y D es paralela a la falla transforme y corresponde a la línea horizontal \overline{AD} . Obtenemos como resultado inmediato que la velocidad entre A y C debe estar dada por la recta \overline{AC} , ya que si pasamos de placa en placa hasta regresar al lugar de salida, debemos encontrar en éste la misma velocidad que al salir.

Trazaremos ahora en el espacio de velocidades las líneas de puntos pertenecientes a la frontera. La línea punteada denominada ad es la correspondiente a la falla transforme entre las placas A y D, por lo que pasa (según vimos antes) por los puntos A y D. Los puntos correspondientes a las fronteras entre las placas A y C, y D y C, que son colineales y pasan por el punto A, definen líneas iguales, paralelas a la trinchera, indicadas por ac y ad. Vemos que la línea cd forma con la \overline{CD} un patrón que concuerda bien con lo esperado para subducción (como en la figura 39b). La línea ac resultó (en este caso muy particular) paralela a \overline{AC} , y sabemos que este patrón ocurre, como podemos ver en la figura 39d, ¡para fallas transformes!

Si hacemos el mismo análisis para el punto (2), el resultado mostrado en la figura 41b indica también falla transforme entre las placas A y C. De la interacción entre la trinchera y la cresta ha resultado una falla transforme; ya no se está creando ni destruyendo corteza entre los puntos triples, sino que entre ellos las placas A y C se mueven en direcciones antiparalelas.

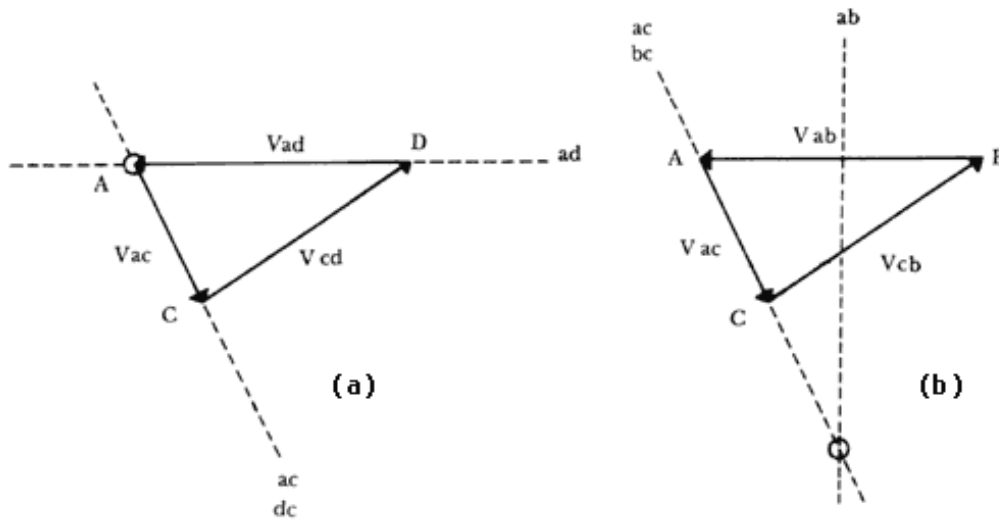


Figura 41.

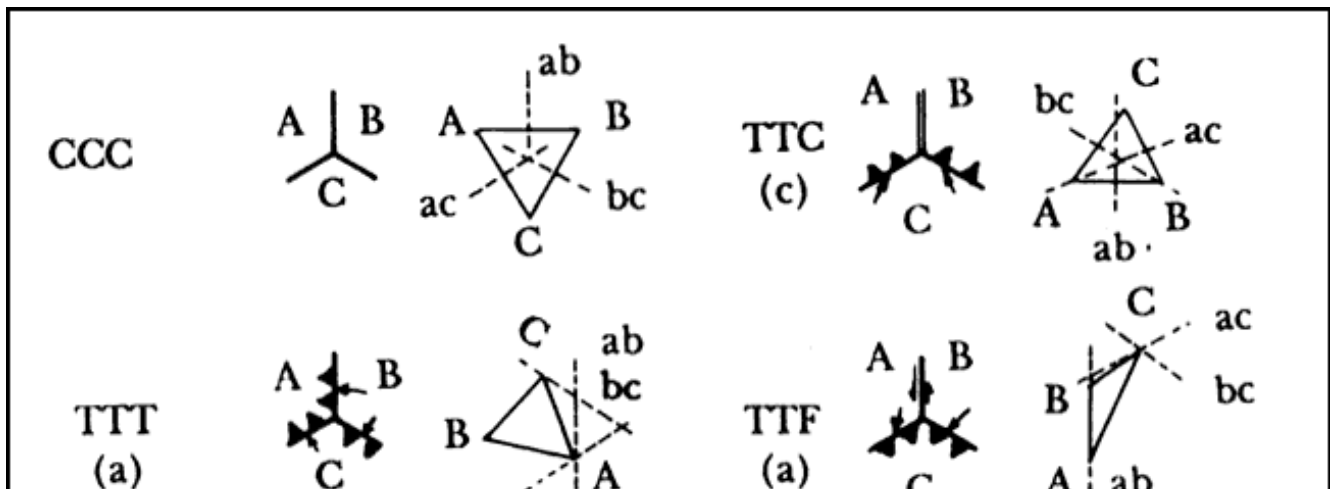
Esto es, repetimos, un caso particular, el resultado podría haber sido distinto si las velocidades o la orientación de la trinchera hubieran sido distintas y las líneas \overline{AC} y ac no hubieran resultado paralelas (se sugiere al lector imaginar, como ejercicio, el caso en que la trinchera fuera paralela a la cresta), pero es una ilustración bonita de los posibles efectos de los puntos triples.

Volviendo al ejemplo, si esperamos un tiempo y observamos las placas de nuevo (Figuras 40d y e), vemos que los puntos triples continúan siendo puntos triples *del mismo tipo* (es decir, en el punto (1) siguen convergiendo dos fallas transformes y una trinchera, mientras que en (2) siguen convergiendo falla transforme, cresta y trinchera); cuando esto sucede se dice que los puntos triples son *estables*.

Sin embargo los puntos triples han cambiado de lugar, para haber hecho esto y continuar perteneciendo, cada uno, a sus tres fronteras originales se han tenido que desplazar a lo largo de las tres fronteras al mismo tiempo; ésto solo es posible si las líneas que representan los puntos de las fronteras en el espacio de velocidades tienen un punto en común; en la figura 41 se han indicado por círculos.

La figura 42 muestra los 16 tipos posibles de punto triple y sus diagramas de velocidad; cada punto triple está identificado por tres letras que indican cuáles son sus componentes: C por cresta, T por trinchera y F por falla transforme. D. P. McKenzie y W. J. Morgan, quienes publicaron esta tabla en 1969, indican que sólo dos de estos tipos son siempre inestables; usaremos uno de ellos, el CCF, para ilustrar la inestabilidad. ¿Puede el lector identificar el otro?

Consideremos el caso CCF mostrado en la figura 42. Vemos de su diagrama de velocidades que las líneas de puntos de las fronteras no pueden intersectarse jamás en un solo punto, por más que variemos las velocidades y las orientaciones. La figura 42 muestra, a la izquierda del caso CCF, cómo se vería la misma región un tiempo después; el punto triple CCF ya no existe, evolucionó en un punto doble CF y un punto triple estable FFC.



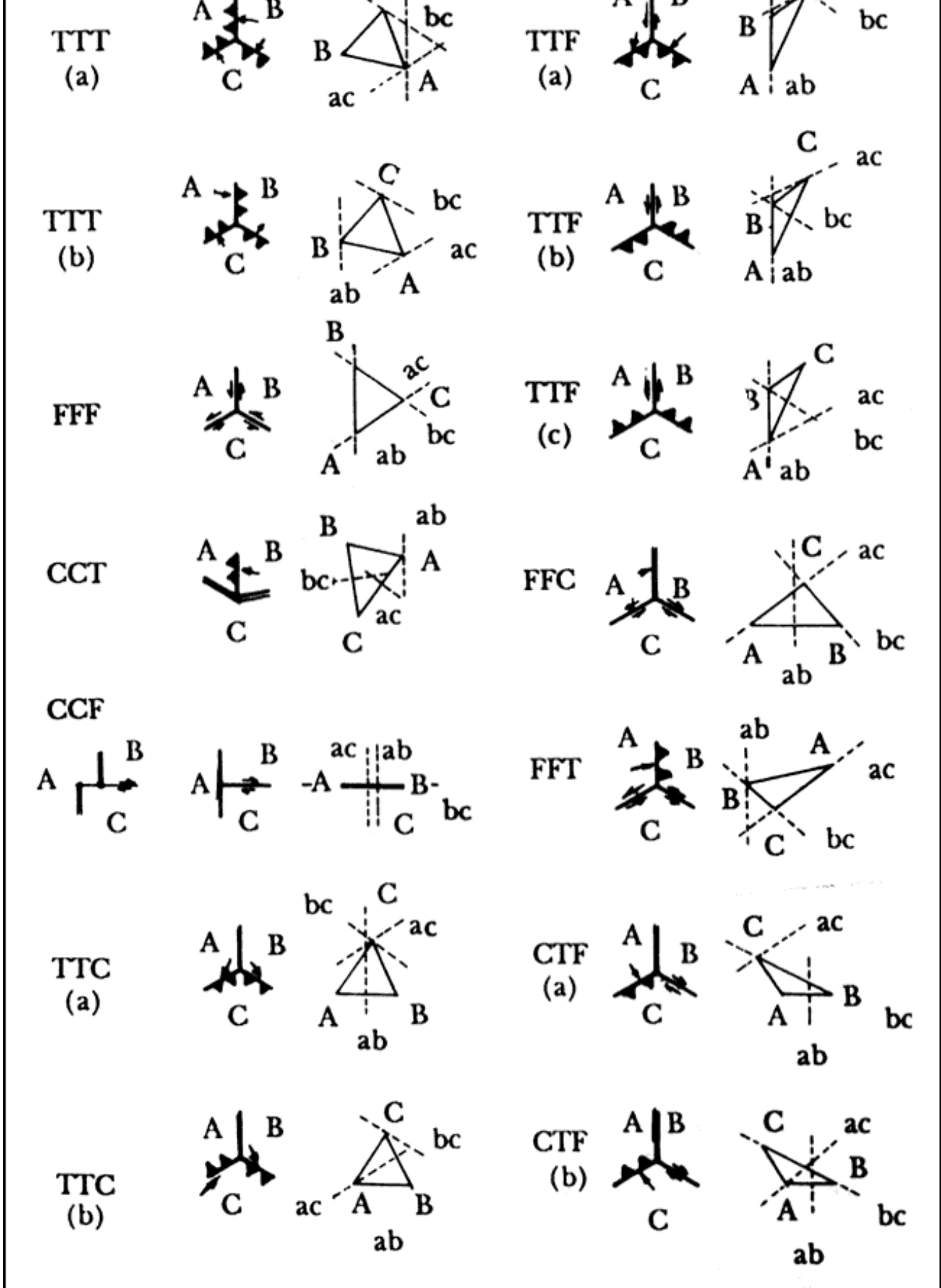


Figura 42.

V.8. EL MOVIMIENTO DE LAS PLACAS EN EL GLOBO TERRESTRE. POLOS DE ROTACIÓN, VELOCIDADES ANGULARES

Una ojeada a las figuras 18 y 20 muestra cantidad de zonas de fractura que semejan arcos de círculo. Como las zonas de fractura son siempre paralelas a la dirección del movimiento de las placas, la existencia de zonas de fractura curvas indica que las placas no necesariamente se mueven en línea recta.

Hasta aquí hemos visto las interacciones entre las placas como si éstas fueran planas (caso de una Tierra plana o de radio infinito). Ahora es necesario tomar en cuenta la curvatura de la Tierra para poder aplicar la teoría de tectónica de placas al estudio real de la Tierra entera.

Para visualizar cómo es el movimiento de las placas por la superficie de la Tierra, imaginemos que rellenamos de yeso un balón de baloncesto y lo dejamos secar. Una vez seco, cortamos el balón en trozos que podemos mover por la superficie de la bola de yeso; cada uno de estos trozos representa una de las placas de la litósfera terrestre. Entre todas cubren completamente la superficie sobre la que están, y podemos moverlas, unas con respecto a otras, recortando un pedazo a una de ellas o doblando ambas cuando dos se traslapan y añadiendo pedazos iguales a las que se separen, para cubrir los huecos, de manera que nunca falte o sobre cobertura.

Hay un teorema de geometría esférica que dice que si tomamos una placa y la movemos a cualquier otro sitio de la superficie (siguiendo cualquier camino, rotándola tal vez), siempre podemos obtener la posición final, a partir de la posición inicial, mediante una sola rotación (como la que se muestra en la figura 43) alrededor de un punto de la superficie que actúa como polo de la rotación. El teorema es debido al gran científico suizo del siglo XVIII Leonhard Euler, por lo que ese punto de la superficie es llamado *polo de Euler*.

Ahora bien, la rotación alrededor de un polo de Euler no tiene significado físico a menos que corresponda a un solo episodio de desplazamiento de una placa. En este caso, cualquier línea perpendicular a los segmentos de zona de fractura (cicatrices de fallamiento transforme) deberá pasar por el polo de Euler. Para el caso de episodios actuales de desplazamiento (cada uno de los cuales puede ser descrito por una rotación alrededor de un polo de Euler), la posición actual de la placa, la posición del polo y la velocidad de rotación determinan completamente el movimiento de todos y cada uno de los puntos de la placa.

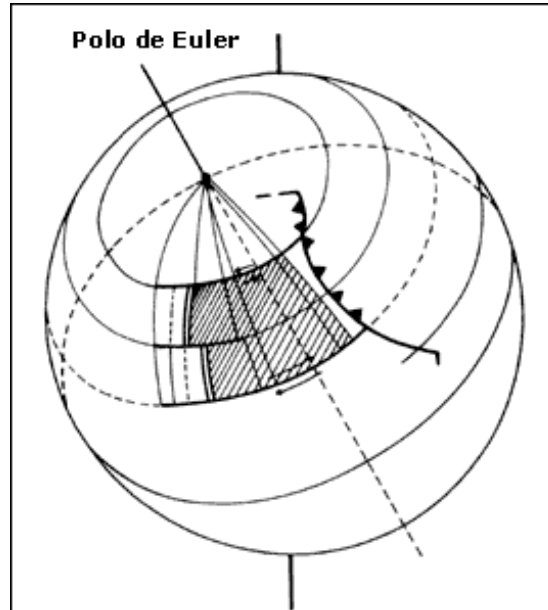


Figura 43.

Vimos anteriormente que podemos resolver problemas de movimiento entre placas mediante operaciones en el espacio de velocidades. Esto no tiene problema cuando estudiamos solamente translaciones en una Tierra plana, pero si estudiamos rotaciones en ella o translaciones en una Tierra esférica (que corresponden, como hemos visto, a rotaciones), entonces cada punto de la placa tendrá una velocidad distinta en general a la de otros puntos. ¿Cuál velocidad usamos entonces para representar cada placa?

En vez de velocidades de desplazamiento, usaremos para cada placa su *velocidad angular*, que es la velocidad con la que rota alrededor del polo de Euler y que es la misma para todos los puntos de la placa (podemos obtener la

velocidad de desplazamiento para cada punto multiplicando la velocidad angular por la distancia que separa a dicho punto del polo). Cada velocidad angular se representa mediante un vector (es decir, una cantidad que tiene además una dirección, como las velocidades con que trabajamos en el inciso V.7) cuya magnitud es el número de vueltas que da, o el ángulo que describe, la placa por unidad de tiempo, su dirección es la perpendicular a la superficie en el polo de Euler y su sentido está dado por la *regla de la mano derecha*, que dice que si los dedos de esta mano se enroscan en la dirección de la rotación, el pulgar señala el sentido del vector que la representa (Figura 44).

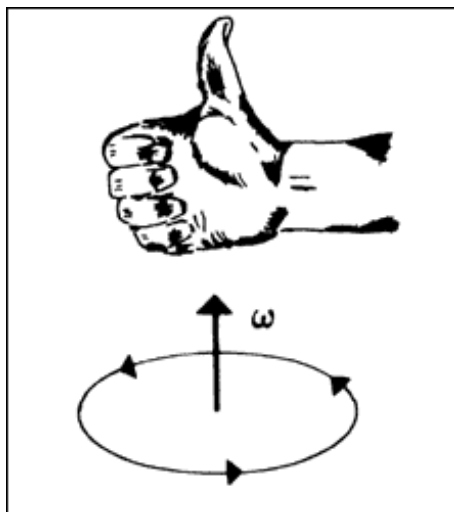


Figura 44.

A menudo los polos de Euler se determinan a partir de las observaciones trazando líneas perpendiculares a las zonas de fractura y observando dónde se intersectan (Figura 45a). Generalmente, los errores en la determinación de la verdadera perpendicular y cambios locales en la orientación de las zonas de fractura, causan que las líneas no se intersecten en un solo punto; las intersecciones generan una zona de incertidumbre (dentro de la cual sabemos que se encuentra el verdadero polo) que es generalmente alargada en la dirección de las líneas (curva F en la figura 45a).

La velocidad de expansión entre dos placas (y, por tanto, la anchura de las bandas de magnetización) será mayor cuanto más lejos del polo se observe (flechas en la figura 45b). Por lo tanto, se puede estimar la posición del polo de Euler buscando el punto de rotación que dé el mejor ajuste entre las velocidades observadas y las calculadas (búsqueda que se hace a menudo mediante el método de prueba y error).

Como para el otro método, usualmente los errores hacen que la solución no sea única, sino que haya una región cuyos puntos funcionan igualmente bien (o mal) como polos y que por lo general es alargada en la dirección de las velocidades (curva V en la figura 45b). La suma de la información obtenida de ambos métodos reduce la región de posiciones aceptables del polo a la intersección de las dos regiones.

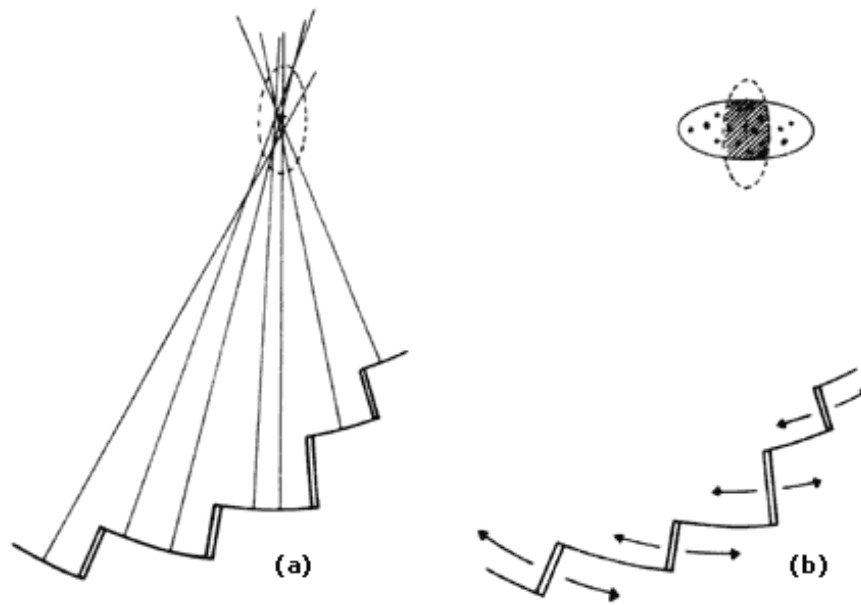
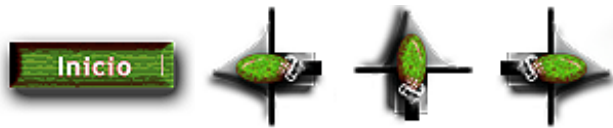


Figura 45.

Los polos de Euler obtenidos para cada par de placas deben ser, además, congruentes con los obtenidos para todos los demás pares. Los estudios que han tratado de obtener un panorama general de los movimientos (le las placas en todo el planeta han recurrido a programas muy complejos de computadora que buscan los polos que mejor satisfacen todos los datos conocidos, mediante la minimización del error entre las observaciones y los valores calculados.



VI. PRESENTE Y PASADO DE LAS PLACAS TERRESTRES

AUNQUE se necesita aún cantidad de estudios para conocer en detalle la forma, el tamaño, la velocidad y la dirección de cada una de las placas litosféricas, se cuenta ya con un modelo aceptable del panorama actual del proceso para las principales placas, el cual veremos en este capítulo.

Desgraciadamente, no podemos elaborar un modelo igualmente aceptable para el pasado. Sabemos que algunas placas desaparecen del todo y el único rastro de su existencia es la forma en que haya podido influir la formación, destrucción o deformación de otras placas que podamos aún observar y *relacionar con ella*. La juventud de la corteza oceánica hace que sólo encontremos huellas de tectonismo muy antiguo en los continentes, y éstas generalmente pueden interpretarse de distintas maneras igualmente aceptables; por lo tanto el panorama se hace más difuso conforme más retrocedemos en el tiempo.

VI.1. LAS PRINCIPALES PLACAS TERRESTRES

La figura 24 muestra las principales placas según se encuentran en la actualidad, los centros de expansión se representan mediante líneas dobles, las zonas de subducción con líneas dentadas (los dientes, colocados sobre la placa que subduce, indican hacia dónde es subducida la otra), las fallas transformes por líneas continuas con un par de flechas que indica cómo es el desplazamiento relativo, y las zonas de sutura continental van sombreadas.

Las principales placas son: *Africana, Antártica, Árabe, del Caribe, de Cocos, Euroasiática, de Filipinas, Indoaustraliana, Norteamericana, Sudamericana y del Pacífico*. Existen placas muy pequeñas, llamadas *microplacas*, como la de *Farallón* y la de *Rivera* (indicadas por F y R, respectivamente, en la figura), pero no todas están bien identificadas aún. La figura 46 muestra un mapa de la placa Antártica que aparece distorsionada en la figura anterior debido a la proyección.

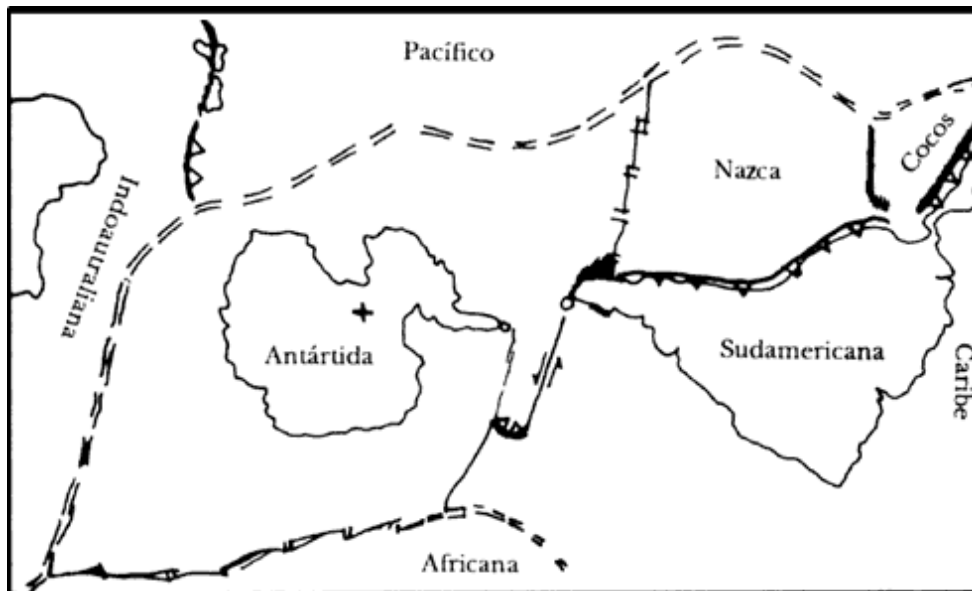


Figura 46.

La figura 47 muestra los polos de Euler (rodeados de elipses que indican el posible error en su determinación) para cada par de placas principales, obtenidos por J. Minster y T. Jordan en 1978. En la figura, las placas están identificadas por AFRC, ANTA, ARAB, CARB, COCO, EURA, Filipinas está integrada a Pacífico, INDI, NOAM, SOAM y PCFC, respectivamente.

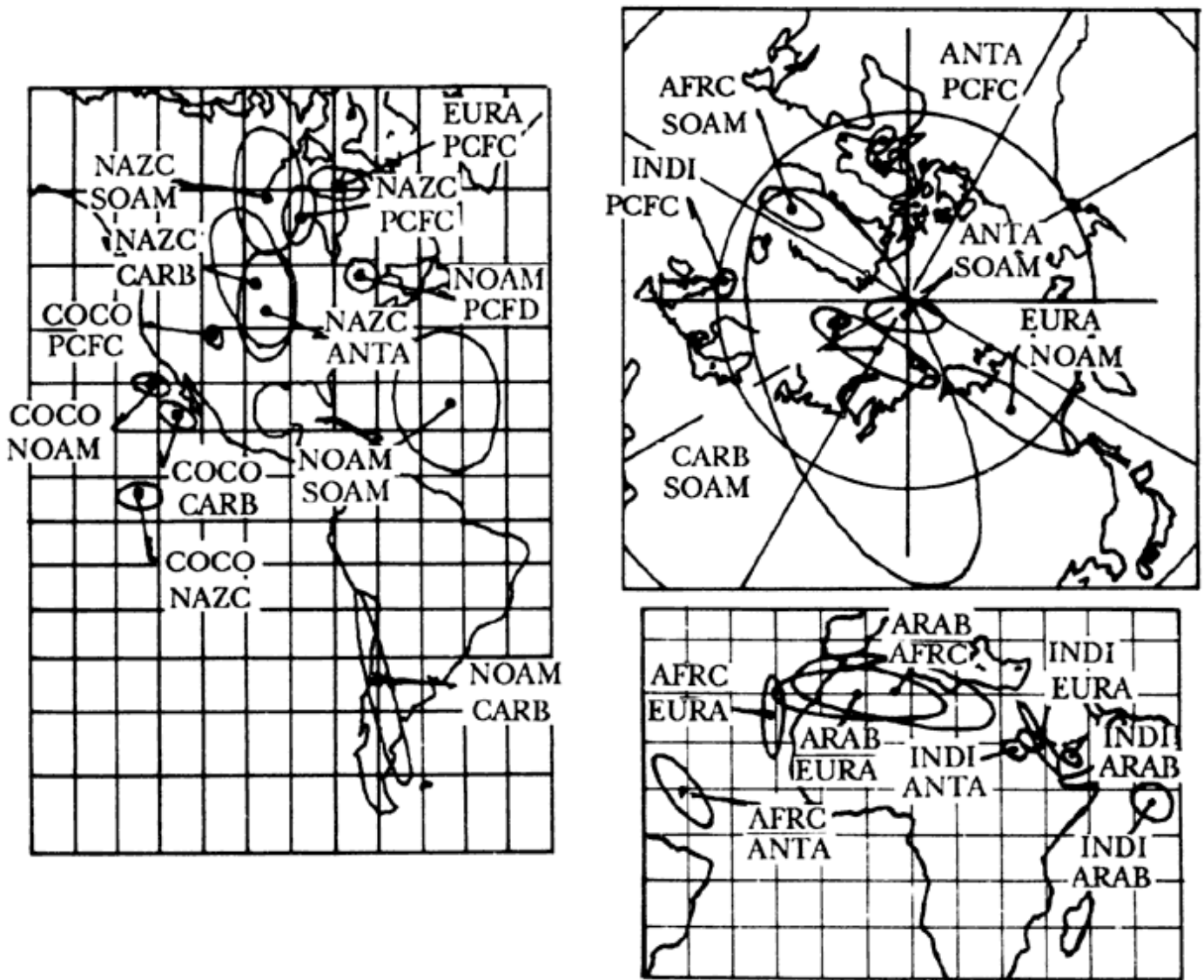


Figura 47.

En la figura 48 se indica el movimiento actual (desde hace 10 Ma hasta el presente) de las principales placas según H. Gordon y J. Gurdy, las flechas indican la dirección de movimiento y su tamaño, proporcional a la velocidad, muestra la distancia que recorrería el punto de la placa correspondiente en 15 Ma. Las velocidades están referidas al sistema de puntos calientes, que será discutido en el capítulo VIII, y que puede considerarse como "quieto".

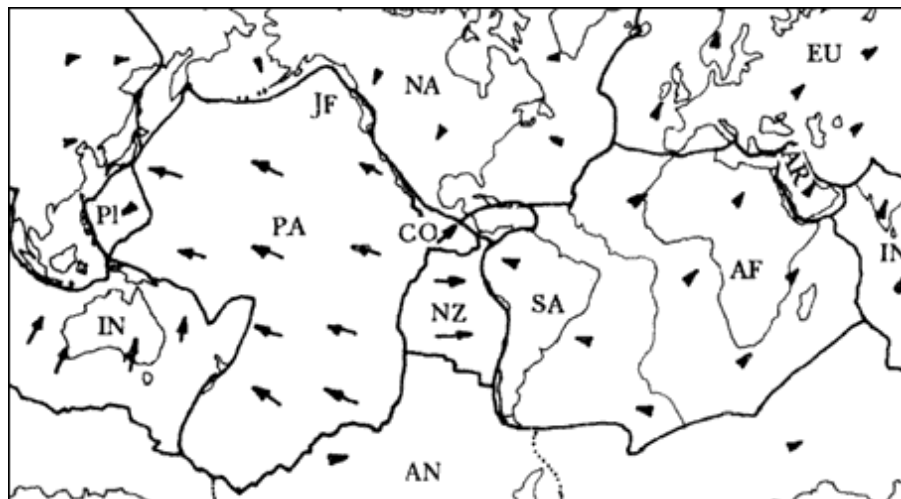


Figura 48.

Si comparamos la distribución mundial de epicentros (Figura 8) con las figuras 24 o 48, vemos inmediatamente que las franjas sísmicas corresponden, en su gran mayoría y de forma impresionante, con las fronteras entre las placas. Esto no debe ser sorprendente, pues ya vimos cómo cada tipo de interacción entre placas produce sismos.

Hasta hace poco se pensaba que ambas placas americanas formaban una sola, pero el ajuste de todas las velocidades relativas de las placas requiere que éstas se muevan por separado. La diferencia de velocidades entre ambas placas es pequeña, por lo que no hay gran sismicidad que defina su frontera; ésta puede estar a lo largo de alguna (o varias) de las múltiples fracturas cercanas a la región del Caribe, posiblemente alrededor del paralelo 15° N y las dorsales *de Barracuda* y *del Investigador* en la zona de fractura *de Verma*. La posición de la posible frontera se indica por líneas punteadas y mi signo de interrogación en la figura 24.

Aunque la interacción entre placas es la principal causa de los sismos, no es la única. Cualquier proceso que pueda lograr grandes concentraciones de esfuerzo en las rocas puede generar sismos, cuyo tamaño dependerá, entre otros factores, de qué tan grande sea la zona de concentración de esfuerzo. Por ejemplo, el propio peso de las montañas es una fuerza enorme que tiende a aplanarlas y que puede producir sismos al ocasionar deslizamientos a lo largo de fallas. Generalmente estos sismos no son de gran magnitud, por lo que, aunque pueden ser registrados localmente, rara vez son lo suficientemente grandes para ser registrados en la red mundial.

Sin embargo, si continuamos con la comparación sugerida antes, vemos que existen regiones de alta sismicidad que no coinciden con las sencillas fronteras que hemos indicado. Si se observan estudios de sismicidad local, los cuales incluyen sismos de menor magnitud que los reportados mundialmente, la distribución de la sismicidad se vuelve más nítida en algunos casos (aquellos donde la interacción entre placas es sencilla) y más difusa en otros.

Algunas de las zonas de sismicidad difusa, como las que se encuentran cerca de las islas Filipinas, en los extremos occidental y oriental del Mediterráneo, y en el extremo noroccidental de Sudamérica, son regiones donde es posible la presencia de microplacas aún no bien documentadas. Como ejemplo podemos considerar la región Ibero-Mogrebi del Sur de España y Nornoroeste de Africa, que es difusa a ambos lados del mediterráneo y ha sido interpretada por A. Udías como indicación de la interacción de la placa africana con varias microplacas en el Estrecho de Gibraltar y el Sur de la Península Ibérica, en tanto que el resto de esta última tiene movimiento propio distinto del resto de la placa euroasiática, según evidencia la sismicidad en los Pirineos.

Existen también regiones de sismicidad primordialmente somera en los continentes (comparar también con la figura 8) que definitivamente no corresponden a ninguna frontera entre placas, como por ejemplo en África oriental y en la parte suroccidental de EUA al este del sistema de fallas de San Andrés que marca la frontera entre las placas del Pacífico y de Norteamérica a esa latitud. El mecanismo de los sismos que ocurren en estas regiones indica esfuerzos tensionales y en ellas se ha detectado gran flujo de calor, lo que indica que posiblemente sean futuros centros de expansión; hablaremos un poco más a este respecto en el capítulo VIII.

A continuación nombraremos las principales fronteras entre placas mostradas en la figura 24 (excepto las referentes a México y sus regiones vecinas, que serán vistas después con un poco más de detalle). Nótese que los estudios en detalle de alguna zona asignan a menudo nombres especiales a cada parte del rasgo tectónico estudiado, por lo que a veces los nombres no concuerdan; por ejemplo, Trinchera de Acapulco, de Oaxaca, de Guatemala, etc., se refieren a partes de la Trinchera Mesoamericana.

Las cordilleras son: Cordillera Mesoatlántica (CMA), cuya sección cercana a Islandia se conoce como *Cordillera de Reykyanes* (CR). Por cierto que Islandia se encuentra *sobre* la cordillera Mesoatlántica y está siendo partida en dos; la presencia de este centro de expansión hace que tenga cantidad de zonas geotérmicas (aprovechadas como fuente de energía por los islandeses) y mucho vulcanismo (Figura 22).

La cordillera de *Carlsberg* (CCA) separa la placa africana de la indoaustrialiana, termina al sur en un punto triple donde se une con las del Océano Índico Medio (COIM) y la Antártico-Africana (CA-A). Estas dos, la Antártico-Pacífico (CA-P) y la de Chile (o Chile Austral) (CCH) rodean casi completamente a la placa de la Antártica (Figura 46).

En la cordillera del Pacífico Oriental (CPO) se separa la placa del Pacífico de las de Rivera, de Cocos y de Nazca, y éstas dos últimas, a su vez, están separadas por la cordillera Galápagos (CGA). La placa del Pacífico se separa de la microplaca de Farallón en las crestas de Juan de Fuca (CJF) y Gorda (CGO).

Las crestas que apenas están naciendo y, a veces, las que constan de muchos centros de expansión unidos por fallas

transformes largas son llamadas *zonas de ruptura* (como las de las crestas oceánicas). Éste es el caso de las zonas de ruptura del Mar de Cortés (que veremos en detalle después), del Mar Rojo (RMR) y del Golfo de Aden (RGA). Estas dos se muestran en detalle en la figura 49; hay lineamientos magnéticos en el Golfo de Aden, pero la sedimentación en el Mar Rojo es tan rápida que cubre todo el fondo, pero en éste se encuentran lugares de donde surgen salmueras muy calientes que evidencian los centros de expansión. En esta zona hay, aparentemente, una microplaca llamada *de Danakil*, y es posible que la Península del Sinaí forme otra.

Nótese que si no existiera el *Triángulo de Afar*, el ajuste entre las costas arábica y africana sería casi perfecto. El Triángulo de Afar está formado por rocas volcánicas muy recientes, lo que indica que se formó más o menos al mismo tiempo que comenzó la separación de las placas africana y arábica. La zona de sismicidad anómala de África oriental mencionada arriba comienza justamente en el Triángulo de Afar y se continúa a lo largo de una serie de grabens conocidos como *Valles de ruptura de África*. Estos pueden indicar el comienzo de una nueva cordillera oceánica que partiría la placa de África en las placas de Nubia y de Somalia.

Las principales trincheras cuyos nombres no aparecen completos por falta de lugar en la figura 24 son: Trinchera Helénica (o Jónica) (TH), de Chipre (TC), de Omán (TO), de Nuevas Hébridas (TNH), de Nueva Bretaña (TNB), Weber (TW), de Filipinas (TF), de Manila (TM), Nansei-Shoto (TN-S), Kuriles-Kamchatka (TK-K), Sandwich del Sur (TSS), Puerto Rico (TPR.), Mesoamericana (TMA).

La sismicidad difusa en la región alrededor de las trincheras de Manila, Filipinas, Timor y Sunda se debe a una gran complejidad tectónica en la participan algunas posibles microplacas.

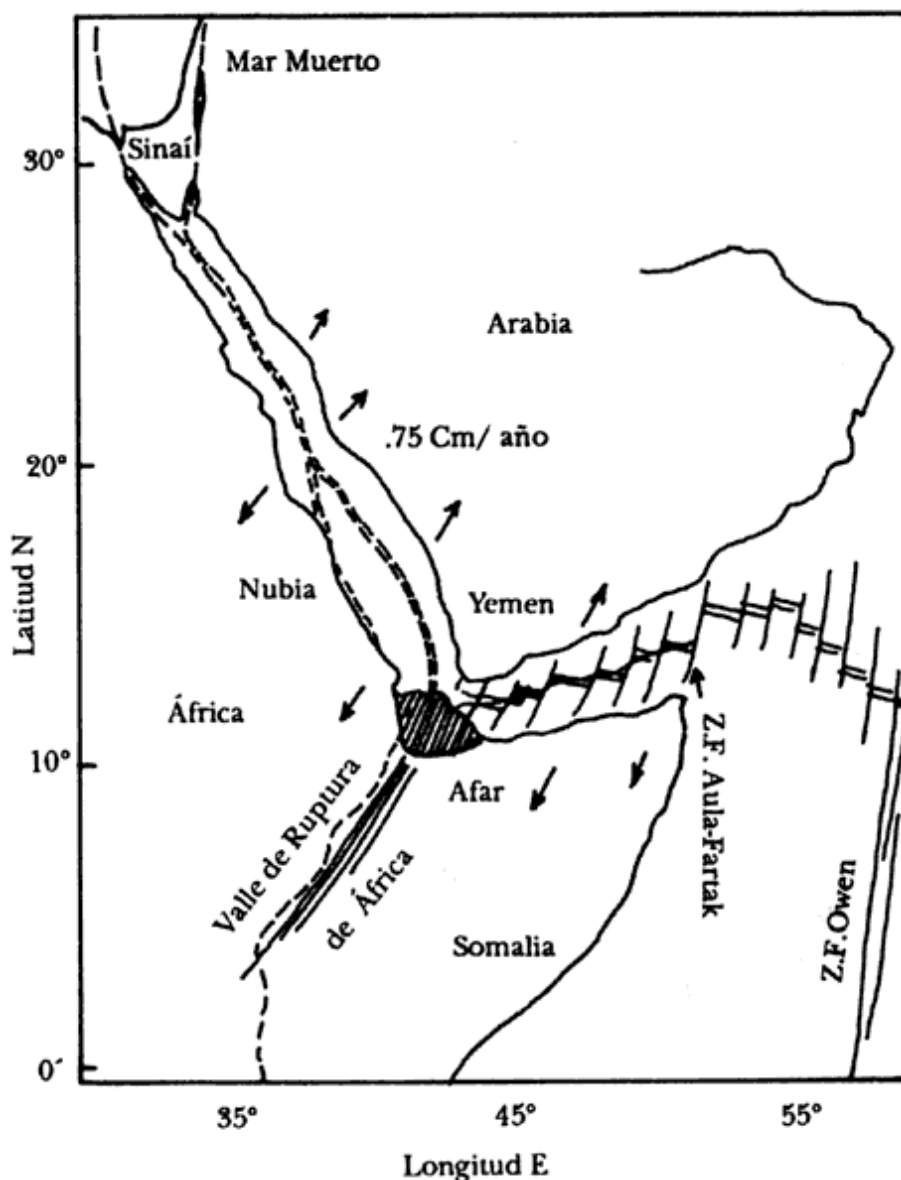


Figura 49.

La trinchera de las Marianas, situada al oeste de las antes mencionadas, es una trinchera que presenta sismos muy profundos y que se une con ellas en la trinchera de Japón. A pesar de ocurrir en ella gran cantidad de sismos, la placa de Filipinas es considerada asísmica por algunos, pues no genera grandes terremotos, probablemente porque esta placa es jalada hacia el oeste (y consumida en las trincheras de Filipinas, Manila y Nansei-Shoto) más o menos a la velocidad con que se aproxima a ella por el este la placa del Pacífico, de manera que no hay compresión entre ambas, según se esquematiza en la figura 50. El lineamiento de sismos profundos de las Marianas parece prolongarse a través de una depresión llena de material volcánico (donde se encuentra, entre otros volcanes, el Fujiyama) a través del la isla de Honshu (la mayor de Japón).

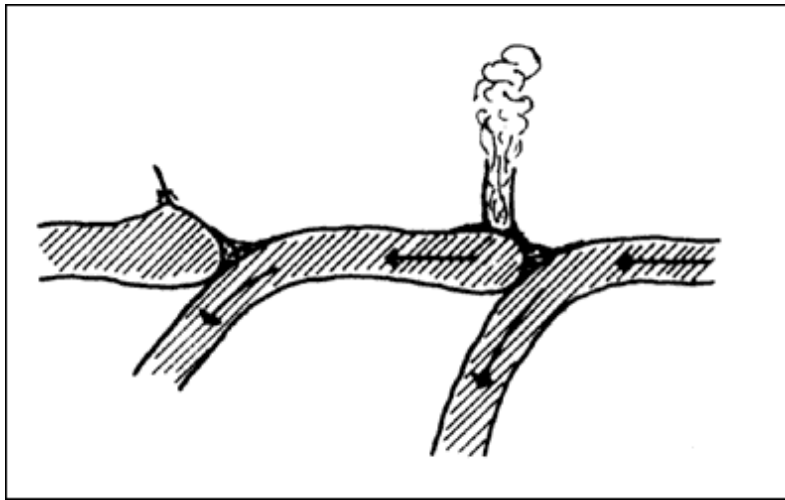
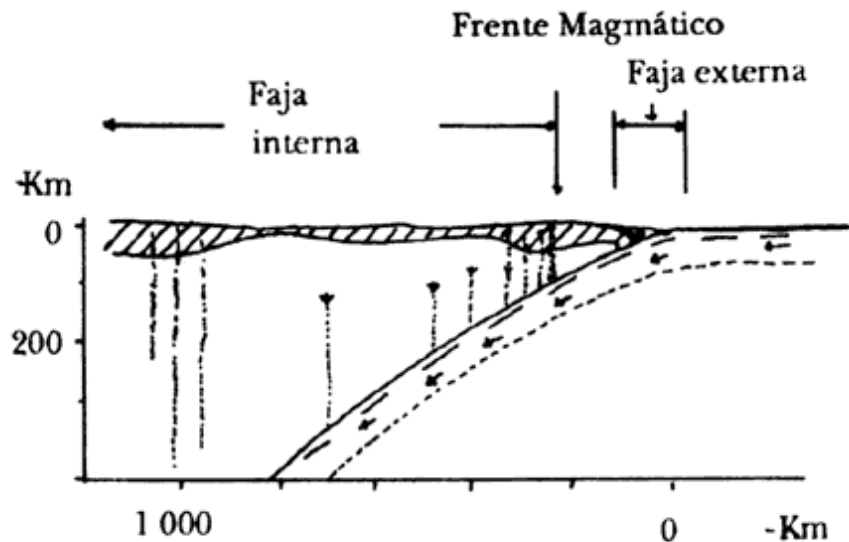


Figura 50.

La trinchera de Japón, es distinta a las demás trincheras de arcos de islas porque las islas japonesas son islas del zócalo continental (si bajara el nivel del mar unos 200 m y dejara al descubierto el zócalo continental se vería que éste forma un puente submarino entre continente e isla.). En esta región ocurre la orogenia de tipo *del Pacífico*, que consiste en la presencia de dos cinturones orogénicos situados a los lados de las islas volcánicas. En el cinturón *exterior* (Figura 51) hay deformación de subsidencia (típica de arco de islas) y en el cinturón interior, entre el continente y las islas, hay varios tipos de magmatismo y alto flujo de calor. La orogenia indica la presencia de grandes esfuerzos compresivos a los cuales corresponden usualmente grandes terremotos, algunos de los cuales se indican en la figura 9.



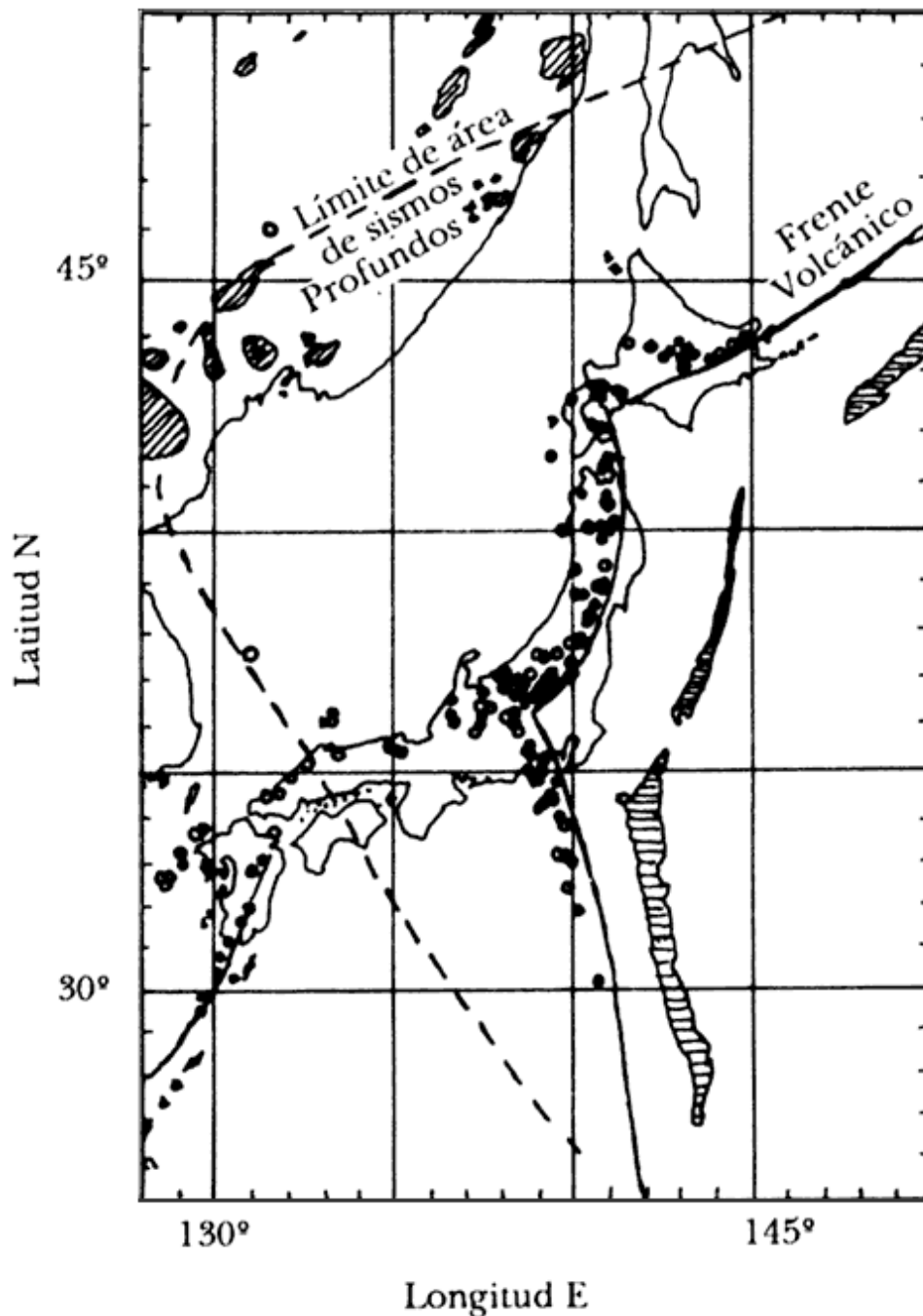


Figura 51.

La trinchera de Kuriles-Kamchatka es lugar de sismos muy profundos que alcanzan los 700 km de profundidad (Figura 8). La zona de Benioff-Wadati presenta un cambio de *echado* (inclinación medida hacia abajo a partir de la horizontal) alrededor de los 300 km de profundidad. Los sismos más grandes de esta región son más bien superficiales, y fue del estudio de esta zona que surgió la idea de los *gaps* (huecos o extensiones faltantes) *sísmicos*, de los cuales hablaremos en el capítulo siguiente.

Al oeste de la trinchera de Kuriles-Kamchatka se encuentra la trinchera (o arco) de las Aleutianas, donde los sismos son más bien someros (profundidades focales menores de 299 km), pero donde han ocurrido algunos de los más grandes terremotos de la historia, como el del 18 de marzo de 1964 que tuvo una magnitud $M_w = 9.2$ (!) (Figura 9). La figura 52 muestra el extremo este de la trinchera de las Aleutianas, lugar de estos grandes sismos y en donde podrían existir otras dos microplacas.

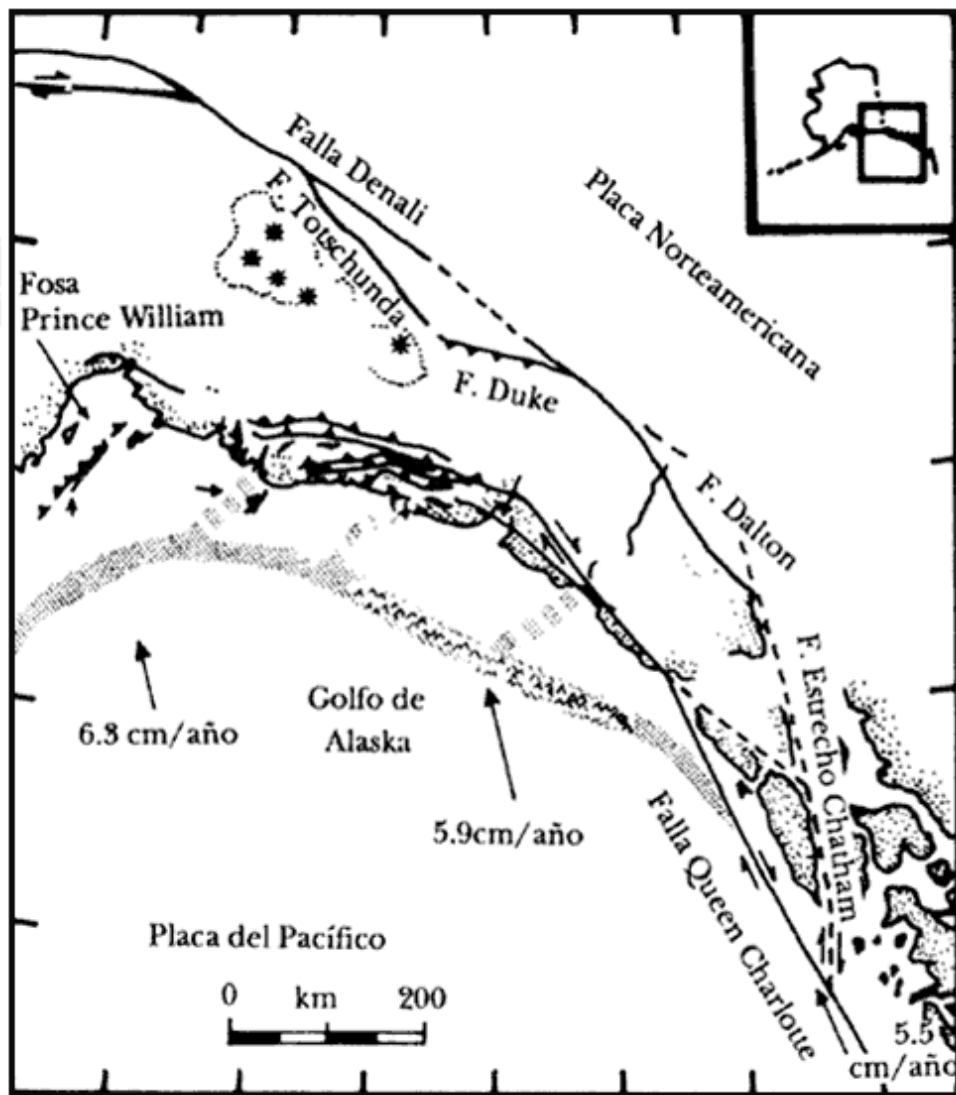


Figura 52.

Al sureste de esta trinchera tan sísmica, comunicada con ella por medio de la falla transforme de la Reina Carlota, encontramos una trinchera asísmica donde se consume la placa de Juan de Fuca (Figura 53). En este caso no se conoce la causa de la ausencia de sismos grandes. Una explicación podría ser que ocurra allí un proceso especial de subducción sin fricción intraplaca desconocido (?). Otra explicación podría ser como sigue: nótese que la placa del Pacífico se desplaza hacia el noroeste con relación a la Norteamericana y que, si la placa de Juan de Fuca estuviera fija a la del Pacífico, la forma de la costa causaría la creación de una zona de expansión (véase el apartado V.6); ahora bien, si la expansión que podría producir esta zona es producida por la cordillera de Juan de Fuca y esta placa se desplaza hacia el Sureste, la suma de las velocidades haría que no hubiera (o casi no hubiera) compresión entre las placas Americana y de Juan de Fuca, con la consiguiente ausencia de sismos grandes.

Al sureste de la placa de Juan de Fuca comienza un movimiento transcurrente entre las placas del Pacífico y Norteamericana a lo largo de la zona de fallas de San Andrés. Veremos lo que sucede entre este punto y la parte norte de Sudamérica en el siguiente inciso; ahora saltamos hasta la trinchera de Perú-Chile, donde subduce la placa de Nazca bajo la Sudamericana.

Como puede verse en la figura 9, ocurren grandes terremotos a lo largo de esta trinchera, particularmente en la región sur. Aquí, la causa puede ser la juventud de la placa recién generada en la cordillera de Chile, donde la velocidad de expansión puede llegar a ser de 2 a 3 cm/año desde hace 5 Ma, y fue de 5.6 cm/año los 6 Ma anteriores.

La trinchera de las islas Sandwich del Sur, donde la placa Sudamericana es subducida bajo la de la Antártida, conecta mediante una falla transforme lateral-izquierda con la punta de Sudamérica, pero no se sabe bien qué sucede entre ese punto y el punto triple de esas dos placas con la de Nazca.

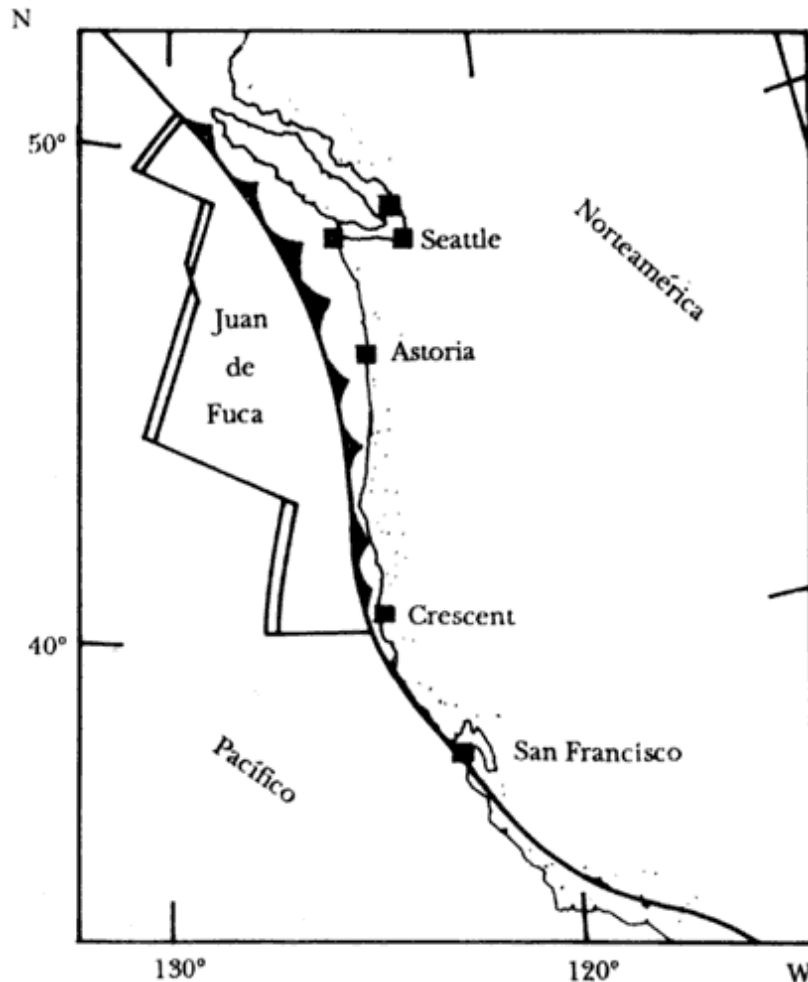


Figura 53.

Veamos ahora qué sucede con todas las zonas de sutura que se encuentran alrededor y al oriente del Mediterráneo. Partiendo del punto triple de las Azores donde se tocan las placas Norteamericana, Africana y Eurasiática, encontramos una falla transforme (Figura 24) que se bifurca en el camino hacia Gibraltar y (probablemente) se subdivide con ramales hacia el noreste al acercarse a la Península Ibérica. Es a lo largo de este sistema de fallas donde ocurrió el gran sismo de Lisboa de noviembre 1 de 1755, llamado así porque entre los sacudimientos y las grandes olas (*tsunami*) que produjo arrasó Lisboa, causando más de 60 000 muertes.

Imaginemos que sobre un globo terráqueo mantenemos quieta la placa Eurasiática y rotamos la placa Africana alrededor de la posición del polo de Euler indicado por AFRC/EURA en la figura 47, la manera en que se desplazan los puntos de la frontera entre estas placas nos permite ver cómo cambia el movimiento entre ellas, de transcurrente (al oeste) a compresivo (al este). La zona de transición coincide con la región de Gibraltar y el sur de España, por lo que no debe extrañarnos la complejidad de la tectónica de esa zona Ibero-Mogrebí que discutimos anteriormente.

El proceso de compresión y sutura de dos continentes que chocan, descrito en V.4, es el que ocurre en las zonas sombreadas de la figura 24. El movimiento relativo entre las placas Africana y Eurasiática que continúa produciendo actualmente la orogenia de los Alpes, ha producido dos trincheras en el extremo este del Mediterráneo, la Helénica y la de Chipre. Esta última termina al este en la falla transforme del Mar Muerto, la cual comienza al sur en el Mar Rojo y termina al norte en una zona de compresión llamada de Bitlis.

La figura 54 muestra la distribución de ofiolitas que marcan la zona de sutura de las costas del antiguo mar de Thetys. La zona donde termina la falla del mar Muerto se continúa al Sureste reflejando el movimiento relativo de compresión entre las placas Árabe y Eurasiática (véase el polo de Euler ARAB/EURA en la figura 47). La zona de ofiolitas se comunica mediante la falla transforme de Zendan con la trinchera de Omán, y ésta termina a su vez en un punto triple sobre la zona de fracturas Owen-Murray que es, en la falla de Chaman hacia el norte, la frontera entre las placas Eurasiática e Indoaustraliana.

También estas placas convergen (polo de Euler INDI/ EURA en la figura 47), y es la compresión de su frontera la que está creando los Himalayas. Se ha propuesto que una zona de sismicidad difusa y somera que existe al sur de India puede ser el sitio donde se va a desarrollar una nueva trinchera que pueda absorber el movimiento convergente de estas placas.

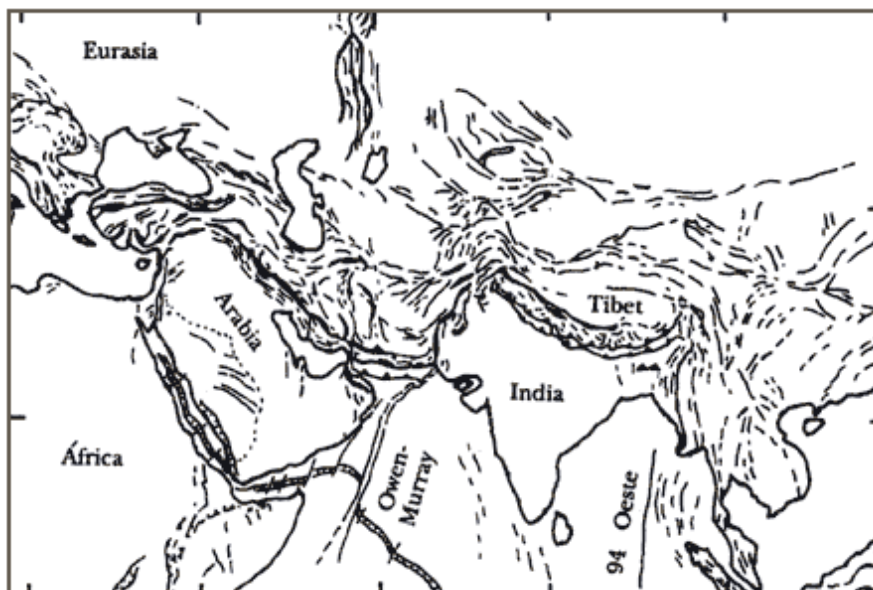


Figura 54.

VI.2. LAS PLACAS EN MÉXICO Y SUS ALREDEDORES

Como puede verse en la figura 24, el territorio mexicano abarca partes de cuatro placas litosféricas, y en él encontramos trincheras, centros de expansión y fallas transformes. La mayor parte del territorio continental pertenece a la placa Norteamericana, mientras que, como se muestra en la figura 55 (ésta y varias de las próximas figuras son modificaciones de dos trabajos muy buenos de K. Klitgord y J. Mammerickx de 1982), la península de Baja California pertenece a la placa del Pacífico.

Baja California y el sur de California se están moviendo con respecto a la placa Norteamericana aproximadamente en dirección noroeste a lo largo de una serie de fallas transformes que unen centros de expansión. Esta frontera va desde la boca del Mar de Cortés (o Golfo de Baja California) hasta la laguna de Salton, en California, y de allí continua a lo largo del sistema de fallas de San Andrés hasta terminar en la placa de Juan de Fuca. A continuación recorreremos esta frontera notando algunos puntos de interés.

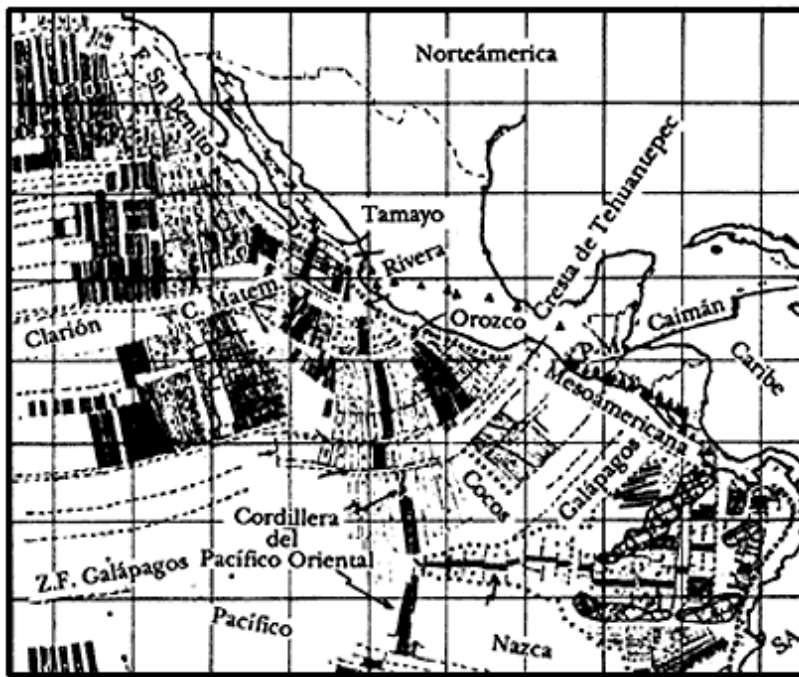


Figura 55.

Los lineamientos magnéticos del fondo oceánico en la boca del Mar de Cortés (Figura 55) muestran cómo aumenta, a razón de unos 6 cm/año, la separación entre la placa del Pacífico y una pequeña placa, llamada de Rivera que se encuentra entre las zonas de fractura de Rivera, al sur, y de Tamayo, al norte (Figura 56). Como ilustración del proceso de generación de nueva corteza que está dando lugar a la creación del Mar de Cortés, la figura 57 muestra un perfil batimétrico, entre los puntos A y A' de la figura 56, en el cual se pueden apreciar el extremo norte de la Trinchera Mesoamericana y la cordillera del Pacífico Oriental.

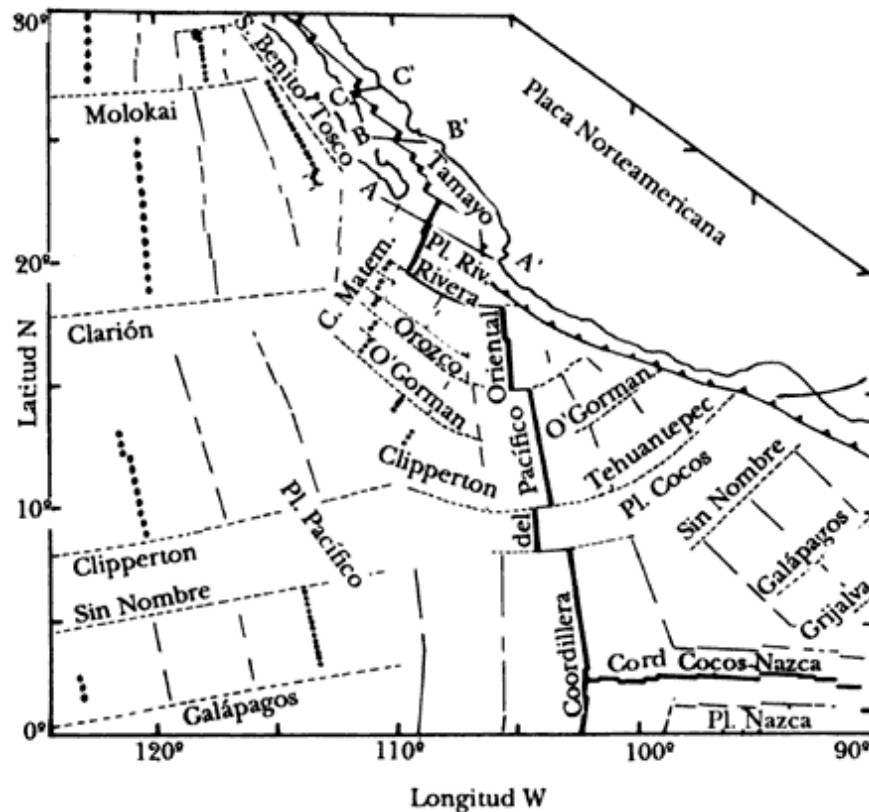


Figura 56.

Dentro del Mar de Cortés, encontramos centros de expansión escalonados, unidos por fallas transformes, cada vez más cubiertos de sedimentos conforme nos alejamos de la boca del golfo y nos acercamos al delta del Río Colorado que se encuentra en su otro extremo. La sedimentación en las regiones centro y Noroeste del golfo es tan grande que cubre la nueva corteza conforme se va generando, de manera que los centros de expansión se localizan bajo cuencas sedimentarias.

En la figura 57 se muestran perfiles para las líneas BB' y CC' de la figura 56; la primera atraviesa la cuenca de Farallón, cercana a la boca del golfo, mientras que la segunda atraviesa la cuenca de Guaymas, situada en frente de ese puerto aproximadamente a la mitad del golfo. La figura 57 muestra también un plano batimétrico donde se pueden apreciar esta cuenca y las fallas transformes de sus extremos.

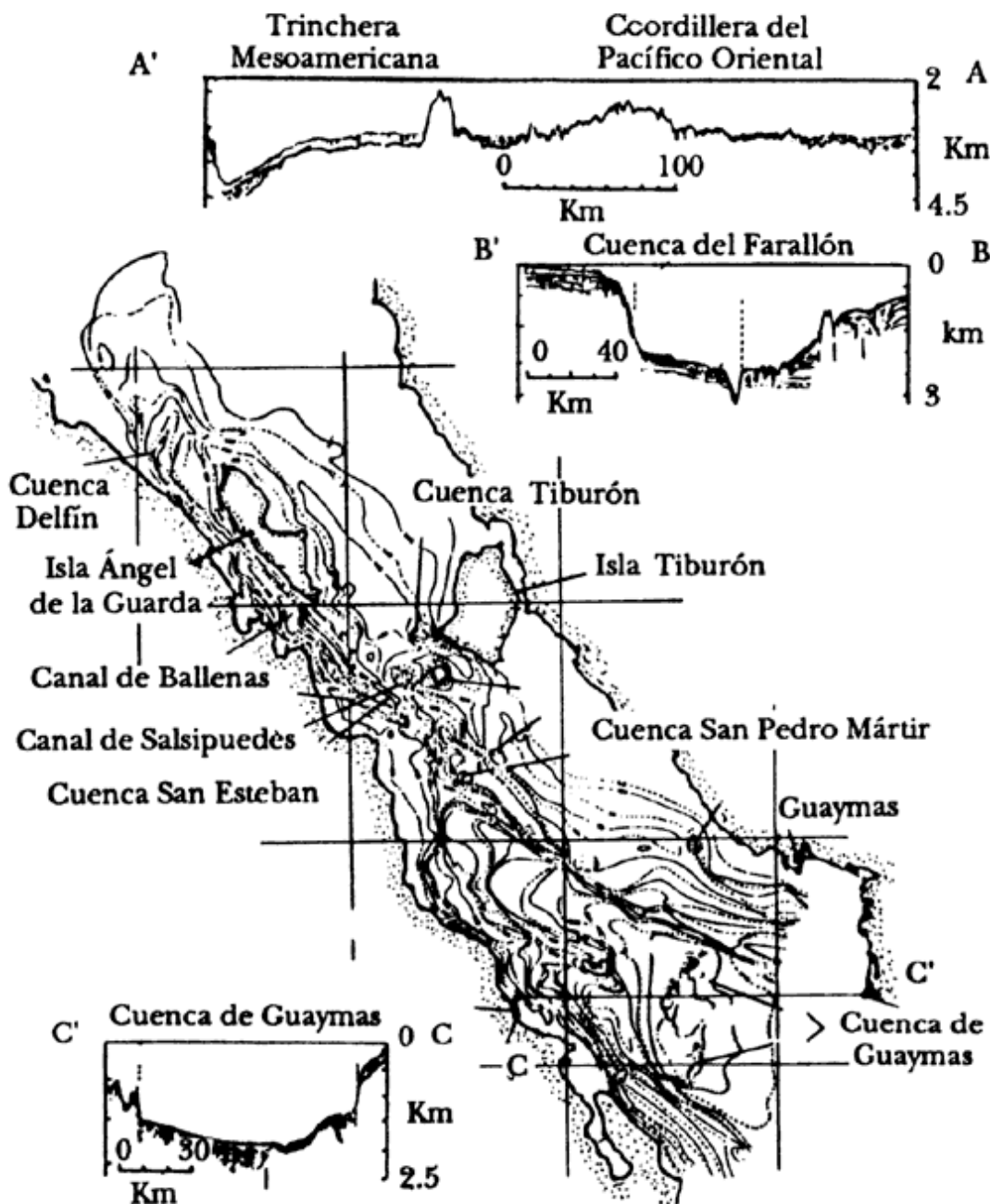


Figura 57.

La figura 58 presenta el extremo norte del Mar de Cortés y las últimas cuencas submarinas (posiblemente existan allí cuencas menores no identificadas a causa de la gran cantidad de sedimentos producidos por las tierras cercanas y, sobre todo, arrastrados por el Río Colorado). La frontera entre las placas continúa en la falla de Cerro Prieto que une la zona geotérmica del mismo nombre, ubicada en el valle de Mexicali, con la cuenca de Wagner.

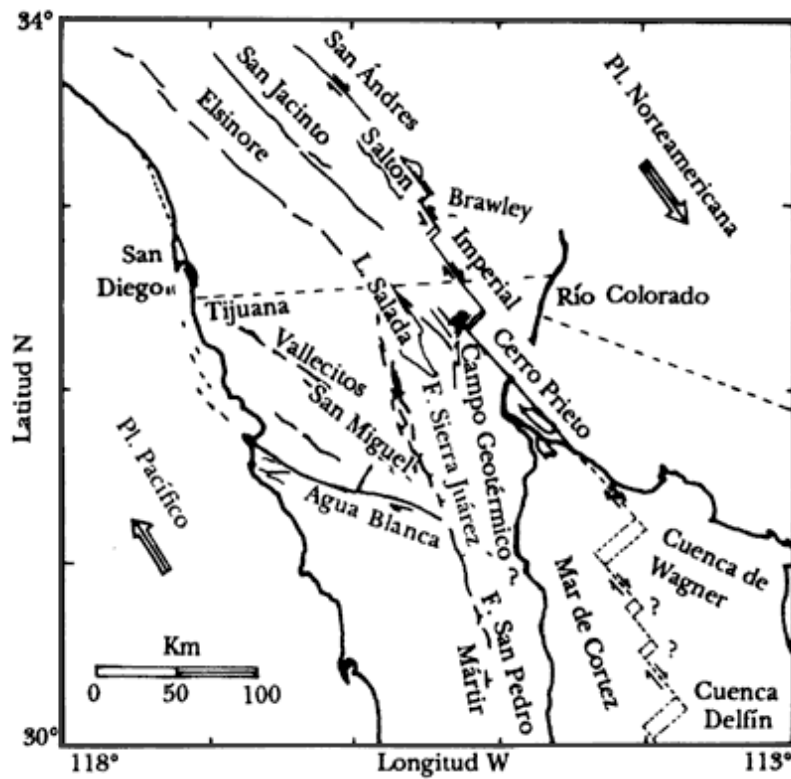


Figura 58.

El valle de Mexicali y el de Imperial, que es su continuación en California (EUA), tienen zonas geotérmicas que son centros de expansión, localizados en grabens cubiertos por sedimentos y conectados por las fallas de Imperial y Brawley. A partir de la zona de expansión localizada junto a la laguna ("Mar") de Salton, comienza la rama principal de la zona de fallas de San Andrés. Hasta aquí los desplazamientos de la frontera habían sido hacia el este, causando la formación de centros de expansión; ahora comienzan a existir desplazamientos hacia el oeste (Figura 59), ocasionados por la antigua frontera del continente, que producen enormes esfuerzos de compresión que *atoran* la falla transforme (véase el apartado V.6).

Así, el doblez hacia el oeste da lugar a dos fenómenos principales: uno es la acumulación de esfuerzos que producen terremotos grandes pero infrecuentes; otro es que al impedir el movimiento a lo largo de la falla propicia el movimiento a lo largo de otras fallas (Figura 59).

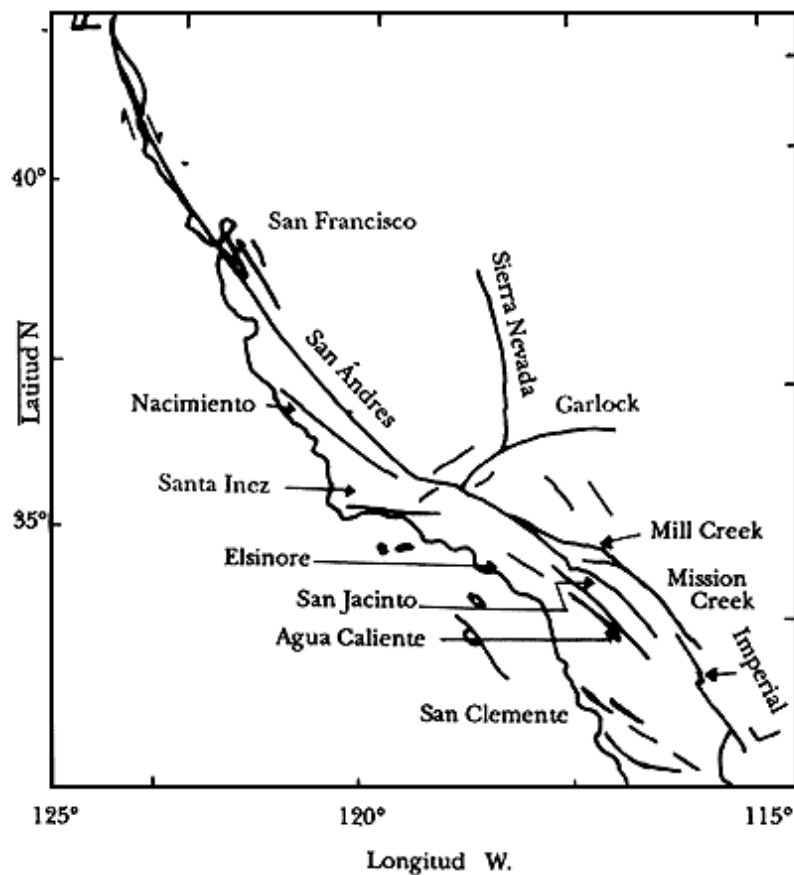


Figura 59.

Finalmente, la rama principal que es propiamente la falla de San Andrés cruza la Bahía de San Francisco, donde ocurrió en abril 18 de 1906 uno (le los terremotos más famosos (¿un conflicto San Andrés vs. San Francisco?), y finalmente abandona el continente cerca de los 40° de latitud norte cerca del punto triple donde comienza la placa de Juan de Fuca.

Volviendo a la figura 58, podemos ver varias fallas que atraviesan Baja California. Parte del desplazamiento entre las placas ocurre a lo largo de estas fallas, por lo que la expansión en el golfo es más lenta para los centros que se encuentran más al norte. La falla más prominente del norte de Baja California es la de Agua Blanca, pero aparentemente ha dejado de ser activa y ahora el desplazamiento ocurre principalmente a lo largo del sistema de fallas de San Miguel. Parte del desplazamiento es tomado también por fallas submarinas más o menos paralelas a la costa del Pacífico.

Regresando al sur, justo a la boca del Mar de Cortés encontramos la microplaca de Rivera, cuyo papel en la sismicidad continental no se conoce aún. En la región costera de Jalisco han ocurrido en tiempos históricos grandes terremotos, pero no es posible saber si fueron producidos por el movimiento de esta placa o por el de la placa de Cocos.

La placa de Cocos es generada en la cordillera del Pacífico Oriental, abarca desde la zona de fracturas de Rivera hasta el sistema de cordilleras de Galápagos y es consumida en la Trinchera Mesoamericana que se extiende desde Nayarit hasta la frontera sur de Costa Rica (Figuras 55 y 56). Los rasgos característicos de la placa de Cocos son las zonas de fracturas de Orozco, de O'Gorman, de Tehuantepec, de Galápagos y de Grijalba.

La zona de fracturas de Tehuantepec es muy ancha y separa corteza de edades muy distintas, con la más antigua al sur. En la orilla norte de esta zona se encuentra la Dorsal de Tehuantepec, la cual está formada por lavas de origen oceánico y se extiende desde la trinchera hasta una antigua zona extinta de expansión (indicada por puntos en la figura 55). Han pasado por lo menos 88 años sin la ocurrencia de un gran ($M_s \geq 7.5$) terremoto en la región donde la dorsal de Tehuantepec es subducida y, como el tiempo promedio de recurrencia (repetición) de los grandes sismos en la trinchera Mesoamericana es de 35 a 50 años, sería de esperarse allí la próxima ocurrencia de un gran terremoto [$M_s \sim 8.4(!)$]. Sin embargo, como se discutió en V.3, esta dorsal (o meseta) oceánica, influye en el proceso de subducción de manera que es posible que esta región esté subduciendo asísmicamente y no constituya un verdadero *gap* sísmico (concepto que se explicará en el apartado VII.3).

Aparentemente, los sismos someros destructivos que ocurren en México al noroeste de la Dorsal de Tehuantepec son generados en una banda de unos 45 km de ancho a lo largo de la trinchera, donde los sismos son de mecanismo primordialmente reverso. De nuevo la subducción de la dorsal de Tehuantepec parece modificar este proceso, aumentando el ancho de la banda sismogénica en las regiones cercanas a ella.

Al sureste de la Dorsal de Tehuantepec se encuentra un punto triple donde el sistema de fallas de Polochic-Motagua separa la placa de Norteamérica de la del Caribe y donde la placa de Cocos comienza a ser subducida bajo ésta (Figura 55). El proceso de subducción se complica de nuevo a la altura de la frontera entre Costa Rica y Panamá, pues allí se encuentran la dorsal de Cocos y el punto triple donde la zona de fractura de Panamá separa las placas de Cocos y de Nazca.

La zona de fractura de Panamá continúa al sur en las crestas conocidas como rupturas de Costa Rica, de Ecuador y de Galápagos (Figura 60), que forman la parte oriental de la Cordillera de Cocos-Nazca, la cual se extiende hacia el oeste hasta la Cordillera del Pacífico oriental (Figura 55). Al este de la zona de fractura de Panamá, entre ésta y la trinchera de Colombia-Ecuador, se encuentran las mesetas oceánicas Coyba, Malpelo y Carnegie; al sur de esta última, a la altura de la frontera entre Perú y Chile comienza la trinchera de Perú-Chile de la cual se habló en el inciso pasado.

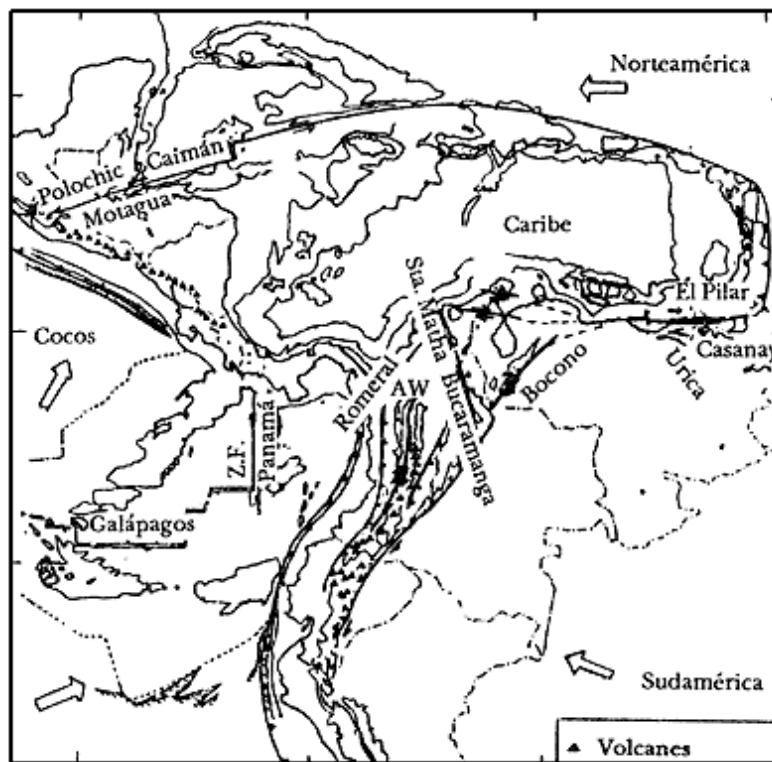


Figura 60.

La placa del Caribe consume corteza oceánica por sus dos extremos (Figura 60), al oeste la del Pacífico en la trinchera Mesoamericana a lo largo de Centroamérica, y al este el suelo del Atlántico en la trinchera de Puerto Rico que bordea el arco de islas de las Antillas Menores (que incluye, entre otras, las islas Vírgenes, Antigua, Guadalupe, Dominica, Martinica, Santa Lucía, San Vicente, Barbados, Granada y Trinidad y Tobago).

Como se indica en la figura 60, la frontera sur de la placa del Caribe, y el punto triple Caribe-Nazca-Sudamérica, no están bien definidos. El extremo sur de la trinchera de Puerto Rico se comunica al oeste a través de un complejo sistema de fallas en el norte de Venezuela (de las cuales las más importantes son El Pilar, Casanay, Río Grande y Bocono) y el noreste de Colombia (Santa Marta-Bucaramanga y Romeral). Éstas últimas parecen tener desplazamientos con componentes transcurrentes que pueden indicar movimiento independiente del bloque Andino. Las componentes normal y reversa del fallamiento se indican por pequeñas líneas que apuntan al bloque más bajo de la falla. Por otro lado, se han observado fracturamientos y mecanismos sísmicos complejos en todo Panamá; la definición de la tectónica de esta región requiere aún de mucho estudio.

El borde norte de la Placa del Caribe está constituido por una falla transforme que parte del extremo norte de la trinchera de Puerto Rico, pasa al norte de la isla del mismo nombre, atraviesa la República Dominicana y Haití, pasa al norte de Jamaica, a lo largo de la depresión de Caimán en donde tiene un centro de expansión llamado centro de extensión de Caimán medio (Figuras 55 y 60), continúa hasta el Golfo de Honduras y atraviesa Guatemala y el extremo austral de México como el sistema de fallas Polochic-Motagua (Figura 60).

Con esto terminamos la descripción del panorama actual de las placas tectónicas; a continuación veremos qué nos puede decir la teoría acerca del pasado de estas placas.

VI.3. EL PASADO. ¿UN SUPERCONTINENTE ORIGINAL?

Podemos reconstruir el pasado de las placas recorriendo "en reversa" el camino indicado por las huellas presentes en el fondo oceánico, moviendo los continentes hacia los centros de expansión en las direcciones indicadas por las zonas de fractura, de manera que cada vez que se encuentren los continentes debe haber concordancia entre las formaciones geológicas y formas de vida localizadas en los puntos que quedan en contacto. Pero, como el fondo oceánico es sistemáticamente consumido en las trincheras, de los 3 800 a 4 000 Ma que han pasado desde que se solidificó la corteza terrestre, sólo quedan huellas en el fondo oceánico de los 125 Ma más recientes.

Para reconstruir el pasado anterior a este tiempo es necesario interpretar las huellas dejadas por episodios antiguos en los continentes, como con montañas, orientaciones paleomagnéticas, actividad volcánica, paleofallas, etc. Naturalmente, nuevos episodios pueden modificar o borrar las huellas dejadas por episodios previos, por lo que la historia se vuelve más difícil de interpretar conforme más nos remontamos al pasado, hasta llegar al nivel de mera especulación o "adivinanza educada" para el pasado más remoto.

Comenzando por éste, podemos preguntarnos cómo fueron creados los continentes primordiales. Algunas teorías de la creación de la Tierra mantienen que ésta se formó a partir de nubes de gases ardientes que poco a poco se fueron condensando y enfriando; otras teorías dicen que se formó a partir de la acreción de partículas frías que al condensarse, como contenían gran cantidad de elementos radiactivos, produjeron calor suficiente para fundir el planeta entero. De cualquier manera, el que el planeta se haya encontrado en estado de fusión permitió (según H. Hess) que ocurriera una "gran catástrofe" consistente en una vuelta convectiva (véase convección en el apartado VIII.4) en que todo el planeta actuó como una sola celda, durante la cual los materiales con alta temperatura de fusión, como hierro y níquel, se sumergieron para formar el núcleo y los silicatos subieron a la superficie para formar un continente original (posiblemente en varios pedazos), que podemos llamar *Pangea O*.

La presencia de la corriente caliente residual de la vuelta convectiva bajo el continente primordial pudo haber causado la ruptura de éste y la separación de sus partes, comenzando así el proceso de deriva.

Algunos otros autores sostienen que el o los continentes primordiales se formaron gradualmente, por diferenciación de los magmas, durante un periodo particular cuando las condiciones de temperatura en la superficie de la Tierra y flujo de calor eran apropiadas. En este caso, si se formaron varios continentes primordiales deben haberse unido para formar *Pangea O*.

Con base en las huellas de las grandes revoluciones orogénicas (véase el cuadro de tiempos geológicos) y de otros datos biológicos, geológicos y geofísicos, se ha formado el siguiente panorama de lo acontecido desde la solidificación de la corteza terrestre hace unos 4 000 Ma, y que se muestra esquemáticamente en la figura 61.

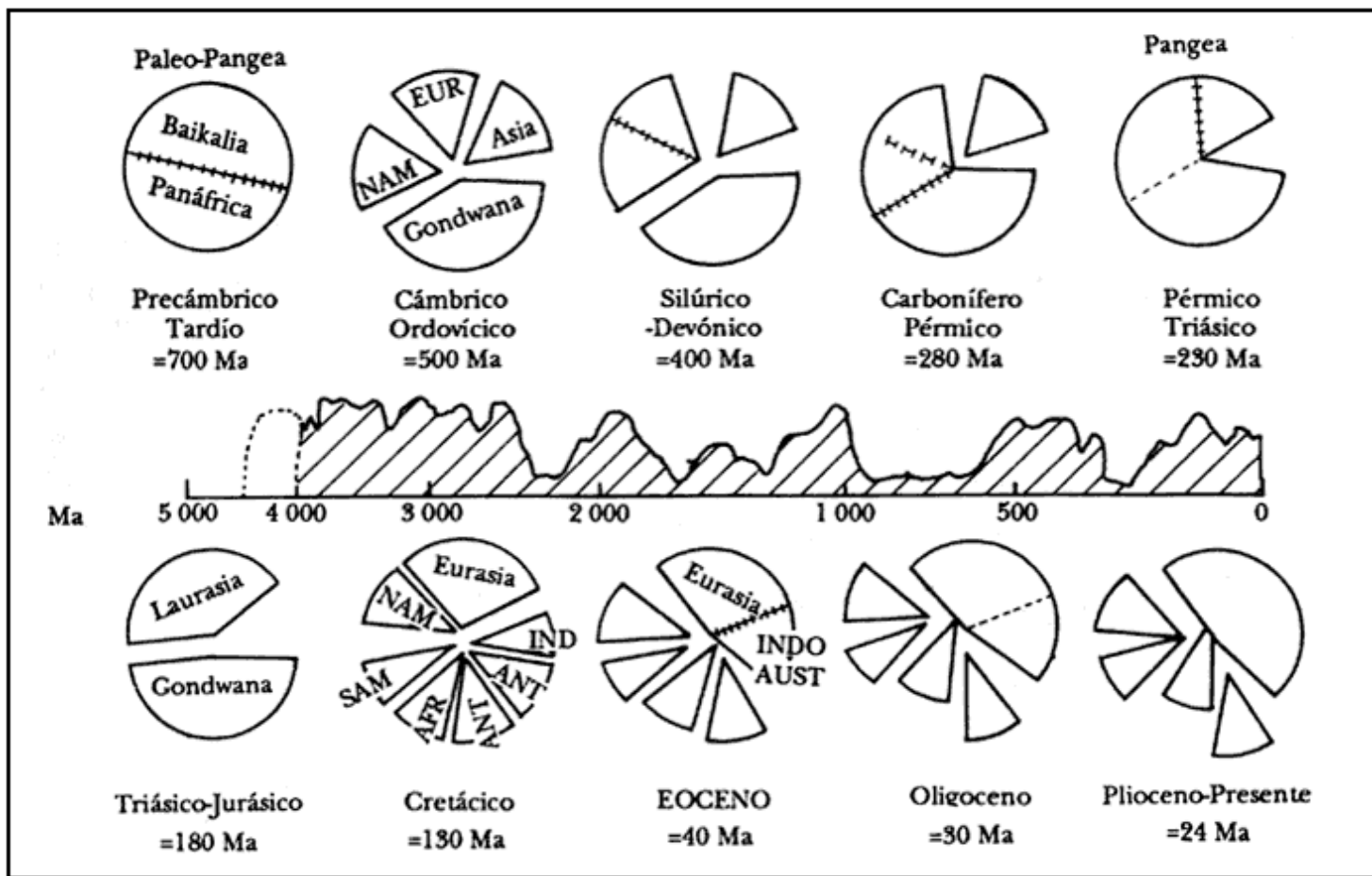


Figura 61.

Las formaciones asociadas con los episodios orogénicos más antiguos, el Kenoriano [2 400-2 900 Ma antes del presente (Ma A.P.)], el Hudsoniano (1 660-1 900 Ma A.P.), el Elsoniano (1 200-1 500 Ma A.P.) y el Grenville (hace 1 000-1 200 Ma A.P.), se encuentran distribuidas sobre casi todos los continentes y modificadas por episodios más recientes.

En el Precámbrico tardío, hace unos 700 Ma dos grandes paleocontinentes, *Panáfrica* y *Baikalia*, se unen para formar (*paleo*) *Pangea*. Este continente se divide, alrededor de 600 Ma A.P. durante el Cámbrico y el Ordovícico temprano, en (*paleo*) *Norteamérica*, (*paleo*) *Europa*, (*paleo*) *Asia* y (*Paleo*) *Gondwana*, el cual incluía los actuales Sudamérica, África, Australia, Antártida e India.

Hace unos 500 Ma, el *Paleoatlántico*, océano situado entre Europa y Norteamérica, comienza a cerrarse, y unos 60 Ma más tarde durante el principio del Silúrico, estos continentes se aproximan y comienza la revolución *Tacónica*, la cual produjo durante unos 90 Ma montañas que van desde Canadá nororiental hasta el Estado de Connecticut, EUA. Finalizada la revolución Tacónica, a mediados del Carbonífero (unos 330 Ma A.P.), la revolución *Caledónica* produce orogenia en Siberia boreal, en Noruega y en Escocia (de allí el nombre de esta revolución) e Irlanda.

El siguiente episodio del cierre del paleoatlántico, conocido como *Acadiano*, produce montañas en la parte Noreste de Norteamérica (Baffin y Labrador) durante aproximadamente 320 a 250 Ma A.P. Durante el Carbonífero y el Pérmico, por 280 Ma A.P., Gondwana se une a Norteamérica y Europa (Figura 62a). Por esta época ocurre la orogenia *Variscana* en el sur de Irlanda, Inglaterra y Alemania y el norte de Francia, y comienza la fase orogénica conocida como *Apalachiana* en el oeste de Norteamérica y el noroeste de Europa y África.

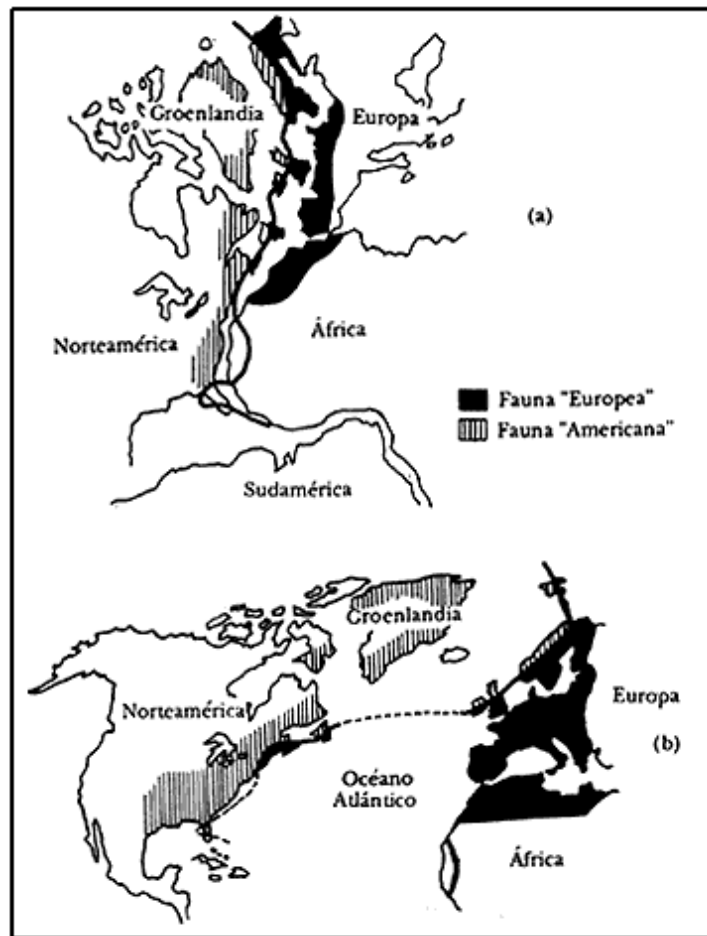


Figura 62.

Alrededor de 230 Ma A.P., Asia se une con Europa, formándose los Urales e integrando el continente único que Wegener llamó *Pangea* (Figura 2), termina la revolución Apalachiana. La figura 63, que es modificación de la reconstrucción que hicieron en 1970 R. Dietz y J. Holden de las configuraciones antiguas de los continentes, muestra en a) *Pangea* a principios del Triásico hace unos 225 Ma.

Como muestran las figuras 61 y 63b, entre 190 y 180 Ma A.P. se separan *Laurasia* (formada por Norteamérica, Europa y Asia) y *Gondwana* (el resto de los continentes).

Durante el Jurásico, alrededor de 140 Ma A.P., Antártida y Australia (juntas) e India se separan de *Gondwana*, África rota con respecto a Europa. Un poco más tarde, Sudamérica se separa de África (Figura 63c). A fines del Cretácico, Norteamérica se separa de *Laurasia* y Australia de la Antártida, India avanza hacia Asia (Figura 63d).

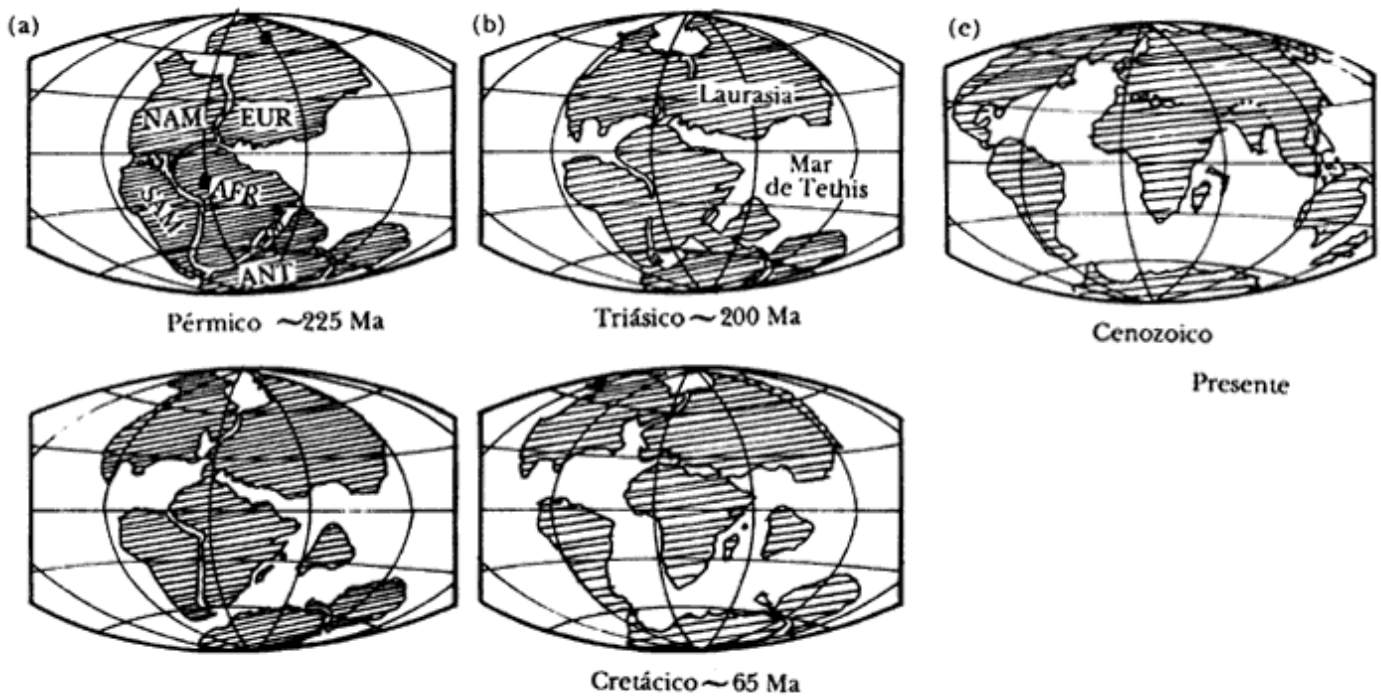


Figura 63.

Alrededor de 40 Ma A.P., India (unida ya con Australia) incide contra Asia, creando la cordillera del Himalaya. Unos 10 Ma después, África empuja el bloque adriático contra Europa, formando los Alpes (véase el apartado VII.1), y entretanto el estrecho de Gibraltar se cierra repetidamente ocasionando la desecación del Mediterráneo y el consecuente depósito en su cuenca de grandes capas de rocas sedimentarias llamadas *evaporitas*.

Hace 2 Ma se establece la conexión mesoamericana separando los océanos Atlántico y Pacífico; a juzgar por su juventud y por los procesos tectónicos actuales que ocurren a su alrededor, el Istmo de Panamá es una estructura fugaz (geológicamente hablando).

VI.4. PASADO RECIENTE DE LAS PLACAS DE MÉXICO

La historia de la evolución de las placas litosféricas del noroeste de Norteamérica, desde el Eoceno hasta el presente, ha sido reconstruida por T. Atwater (1970) y J. Mammerickx y K. Klitgord (1982); es una historia llena de peripecias, pero a grandes rasgos es la siguiente.

Hace unos 60 Ma existía, entre la placa del Pacífico y la de Norteamérica, una placa llamada *Farallón* (Figura 64a) que era consumida por una trinchera que existía a todo lo largo de la costa de Norteamérica. Alrededor de 40 Ma A.P. (Figura 64b) la cordillera donde se producía la placa de Farallón entró en contacto con la trinchera, aproximadamente a la altura de Guaymas [en la figura se indica la posición de referencia de Mazatlán (MZ), Guaymas (GS), Los Ángeles (LA), San Francisco (SF) y Seattle (S)]. La velocidad relativa de la placa del Pacífico con respecto a la de Norteamérica (tal vez tras un pequeño reajuste), resultó como la indicada por la flecha horizontal grande en la figura, de manera que, como vimos en el ejemplo de la sección sobre puntos triples (V.7), surgió una falla transforme entre dos puntos triples.

En 20 Ma A.P., la falla transforme se extendía del sur de Guaymas a Los Ángeles, mientras el resto de la placa de Farallón, denominada por algunos de Juan de Fuca (al noroeste) y de Guadalupe (al sureste) continuaba siendo consumida (Figura 64e). Hace unos 10 Ma (Figura 64f) la cordillera alcanzaba la trinchera al noroeste y el punto triple del sureste alcanzaba su posición más austral. Entre 4 y 5 Ma A.P. el extremo norte de la cordillera del Pacífico Oriental brinca al lugar donde ahora se encuentra la boca del Mar de Cortés y el golfo comienza a abrirse (Figura 64g). La figura 64h muestra la posición actual de los puntos triples.

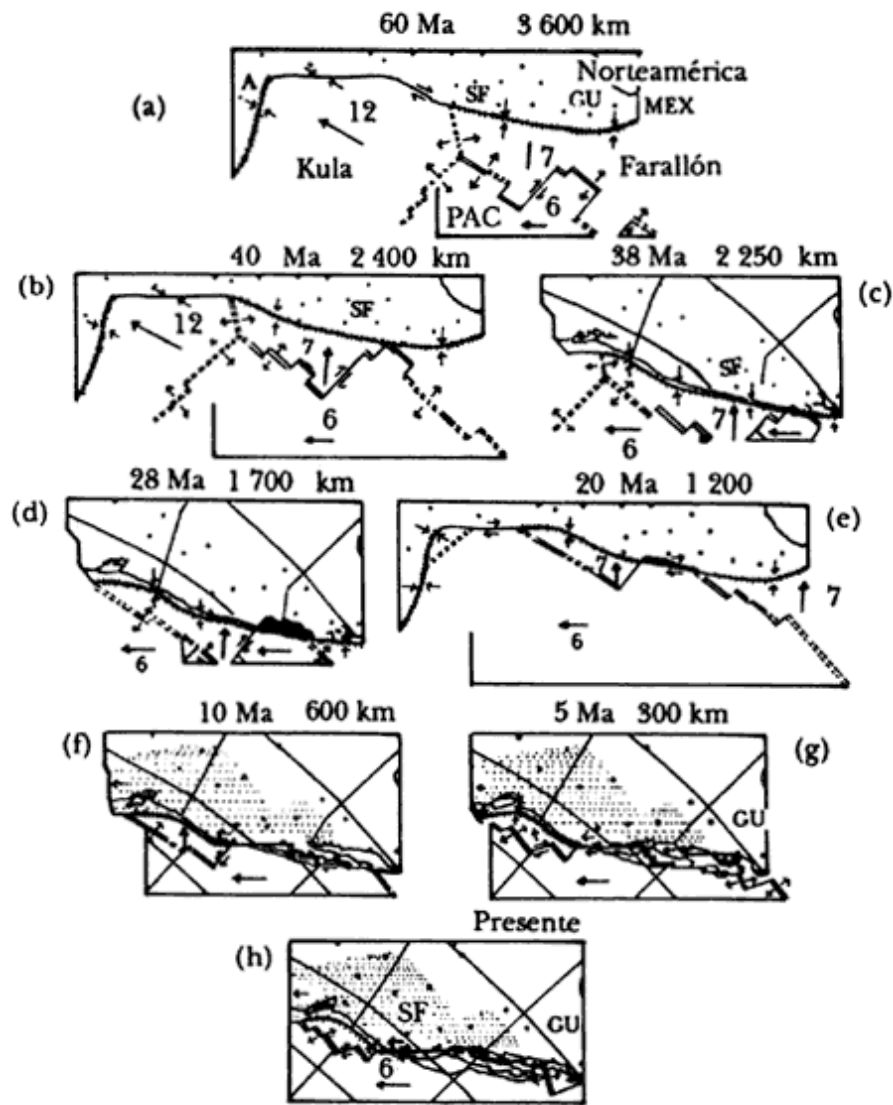


Figura 64.

Las huellas magnéticas y batimétricas del fondo del mar mostradas en la figura 55 permiten visualizar la manera en que la interacción entre las placas de Norteamérica (PNA) y del Pacífico (PP) influyó en el proceso de expansión entre Pacífico y Guadalupe (PG), generalmente en forma episódica. La figura 65 muestra en *a* cómo los centros de expansión se reorientaron en 25 Ma A.P. para quedar como en *b*.

En la figura 65 *c* y *d* se ilustra cómo, entre 12.5 y 11 Ma A.P., los centros de expansión alrededor de la zona de fracturas de Molokai (llamada Shirley entre la cordillera y la costa) fueron "abandonados", es decir, dejaron de generar nueva corteza, y los centros de expansión desde el norte de la zona de fracturas de Clarión hasta la de Clipperton-Tehuantepec se reorientaron, dando lugar a las placas de Rivera (PR) y de Cocos (PC). El tramo norte del nuevo centro de expansión es parte de la actual cordillera del Pacífico Oriental (CPO).

Antes de los 6.5 Ma A.P. surge, al sur de la zona de fracturas de Orozco y al este de los centros producto de la reorientación, una nueva cordillera, también parte de la actual CPO, con una micropalca (sombreada en la figura 65*e*) entre ellos. Alrededor de 6.5 Ma A.P., los centros de expansión al sur de la zona de fallas de Orozco son abandonados (su "cadáver" se conoce como Dorsal del Matemático) y la micropalca pasa a formar parte de la Placa del Pacífico. Los centros de expansión de la CPO del sur cambian su orientación (Figura 65*f*).

Al tiempo del cambio de la parte norte de la CPO a la boca del Mar de Cortés, la parte sur de la CPO se extiende hacia el norte hasta la zona de fracturas de Rivera, creando otra micropalca (sombreada en la figura 65*g*). Después de 3.5 Ma A.P. el antiguo centro de expansión al sur de esta zona de fracturas fenece también (parte norte de la dorsal del Matemático), la micropalca es añadida a la Placa del Pacífico y la Placa de Rivera toma su tamaño actual (Figura 65*h*).

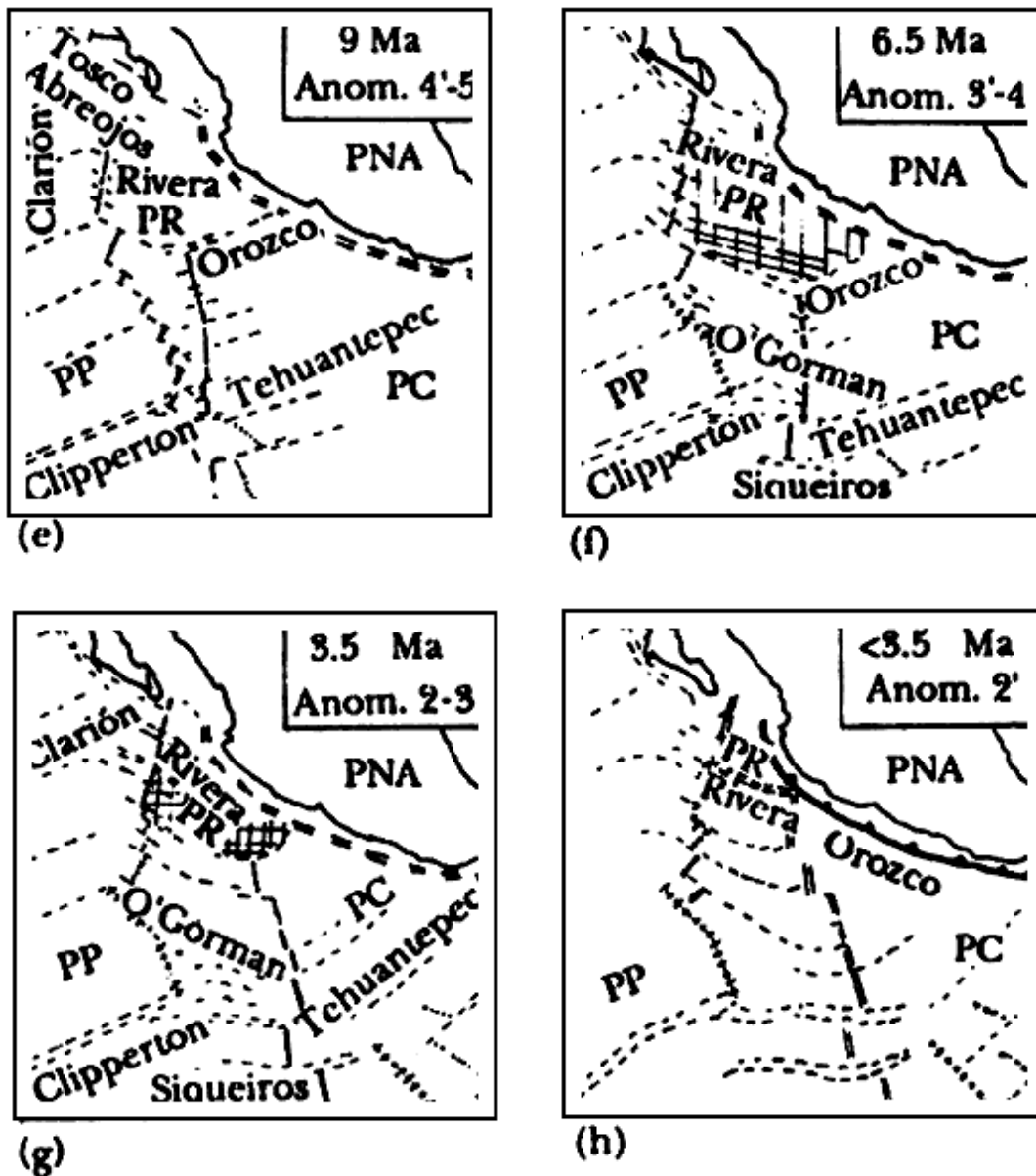


Figura 65.

Nótese que el Mar de Cortés es una estructura muy reciente y que, durante unos 26 Ma, el movimiento transcurrente entre las placas del Pacífico y de Norteamérica fue a lo largo de fallas en la orilla del Pacífico, varias de las cuales son aún hoy aparentemente activas. ¿Por qué brincó entonces la frontera tierra adentro, teniendo un sistema de fallas ya funcionando?

La respuesta está posiblemente en la forma convexa de la orilla continental. Al entrar en contacto con ella la Placa del Pacífico, la fricción entre ambas debe haber sido pequeña debido al calor aún presente del extinto centro de expansión y a la pequeña expansión de la falla transforme resultante. Conforme aumentaba la expansión de la zona de contacto y se enfriaba ésta, la mayor resistencia al movimiento originó, como hemos visto, cambios en la dirección de expansión; mientras tanto, la deformación de la orilla continental pudo producir tierra adentro adelgazamiento, ascenso de isotermas y, consecuentemente, debilidad de la misma.

Al alcanzar Cabo Corrientes, donde el continente se curva en forma abrupta y conforme aumentaba más la resistencia a lo largo de las fallas oceánicas, como los centros de expansión habían adquirido una orientación apropiada, resultó más eficiente cambiar la frontera a la zona de debilidad tierra adentro, y la península de Baja California quedó (más o menos) fija a la Placa del Pacífico. Probablemente, según sugieren fallas no bien documentadas que atraviesan la península de Baja California, la integración de ésta a la Placa del Pacífico pudo llevarse a cabo de manera episódica.

Inicio



VII. MONTAÑAS, TRINCHERAS, TERREMOTOS Y VOLCANES

EN EL presente capítulo veremos la forma en que la tectónica de placas explica las causas y mecanismos, hasta hace poco desconocidos, de varios procesos geológicos y geofísicos. Si bien esta teoría no puede explicar en su estado actual de sencillez todos los detalles de estos procesos, nos sirve, sin embargo, como un marco en el cual podemos orientar las investigaciones que llevarán a una mejor comprensión de los procesos y al refinamiento y extensión (o, tal vez, corrección) de la misma teoría.

VII.1. LA CREACIÓN DE LAS MONTAÑAS EN LOS CONTINENTES

En el capítulo I se mencionó el problema de la presencia de fósiles y rocas sedimentarias de origen marino en muchos de los picos más altos de los continentes, encontrados a menudo en forma de secuencias de capas sedimentarias con, a veces, las capas más jóvenes cubiertas por capas más antiguas (!). Además, existía el problema de la presencia de una secuencia de rocas que aparece en zonas alargadas en varios sistemas montañosos y que se conocen como *ofiolitas*, que incluyen capas de rocas ígneas muy básicas (típicas de erupciones de origen muy profundo) pero en las cuales las capas adyacentes a éstas no muestran signos de haber sufrido las altas temperaturas que ocasionaría la inyección de material fundido.

La explicación de la tectónica de placas a estos problemas está ilustrada por el proceso de formación de los Alpes durante el Jurásico, esquematizado en la figura 66. El proceso comienza con la separación de dos placas (en el ejemplo: la placa Europea y el microcontinente Adriático), ambas con componente continental, durante la cual se forma entre ellas un océano (en este caso el Mar de Tethys), en cuyo fondo se depositan sedimentos (de origen marino y provenientes de los continentes) y fósiles de animales marinos, dando lugar a formaciones conocidas como *geosinclinales*.

Después, el movimiento de las placas se invierte y comienzan a converger (Figura 66b), lo que requiere que el fondo oceánico entre ellas sea subducido bajo uno de los dos continentes o, como probablemente sucedió, bajo una de las mitades de fondo oceánico a partir del centro de expansión, con la posible formación de una cadena de islas volcánicas.

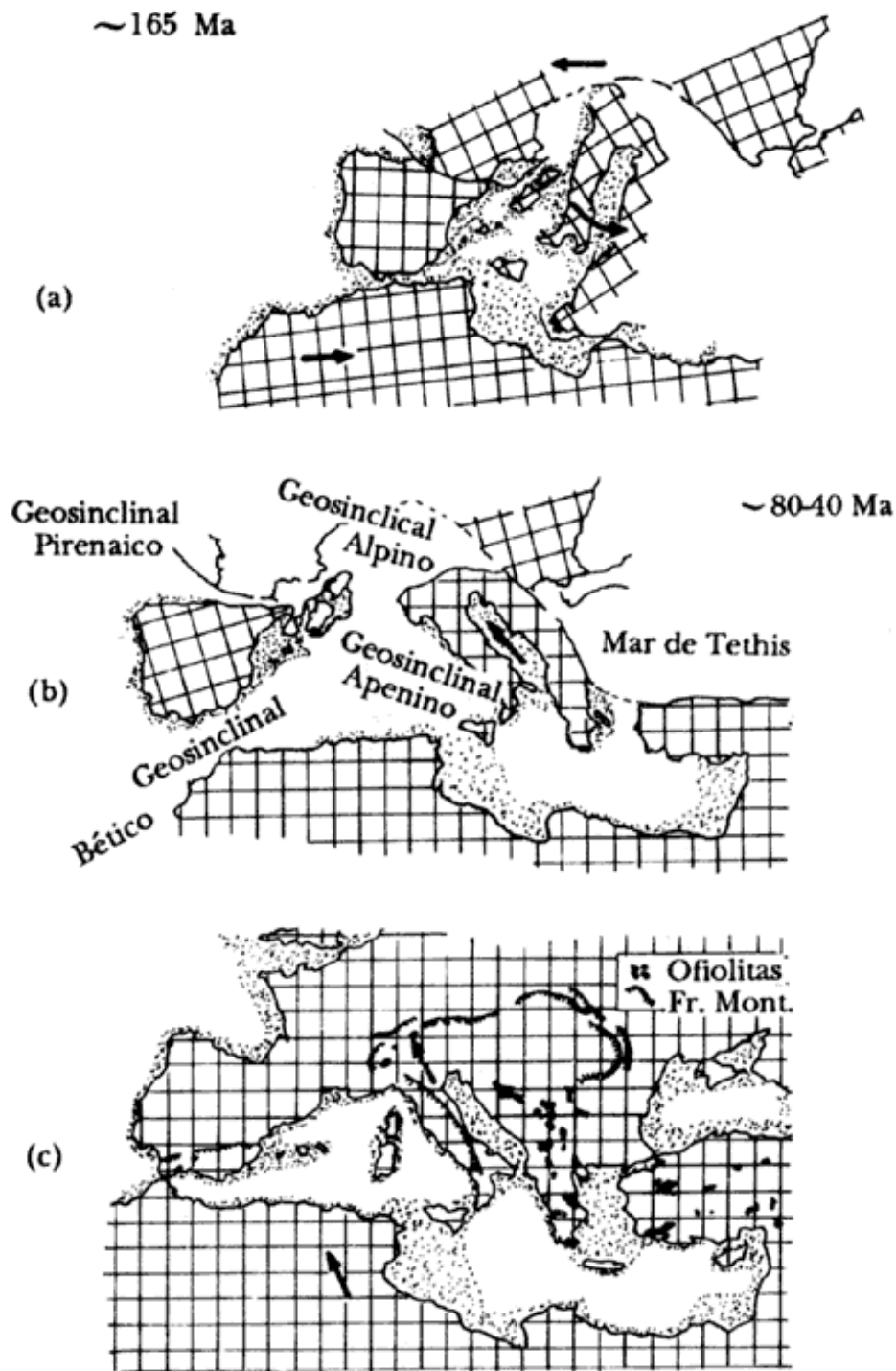


Figura 66.

Al continuar convergiendo las placas, las islas volcánicas llegan a la trinchera y son parcialmente consumidas y parcialmente anexadas al continente. Por último, vuelven a entrar en contacto ambos continentes con mayor o menor grado de traslape, y las fuerzas que los hacen converger continúan empujándolos y ocasionando que se deformen. Entre ellos hay ahora una gran cantidad de sedimentos marinos, restos de islas volcánicas e incluso roca proveniente del manto superior que subyacía al fondo marino y ha sido empujada hacia arriba por la acción de los continentes. Estos sedimentos son plegados como se esquematiza en la figura 67, en un principio hacia arriba y después hacia arriba y hacia un lado, dando lugar a formaciones conocidas como *nappes* (mantelos, en francés) en las cuales la posición original de los estratos (más antiguos abajo) se puede invertir, incluso varias veces. Antes de la tectónica de placas no había explicación para las enormes fuerzas necesarias para plegar así los estratos.

Este proceso de plegamiento explica la presencia en las ofiolitas de las rocas volcánicas profundas, cuyo origen como rocas del manto se comprobó mediante estudios que encontraron que la velocidad de las ondas sísmicas en

ellas es igual a la que se encuentra en el manto superior local. En varios lugares la erosión ha eliminado las capas más nuevas (línea punteada en la figura 67), dejando a rocas antiguas como las más superficiales de una secuencia que incluye estratos más jóvenes.

En nuestro ejemplo, el microcontinente Adriático choca con los actuales Balcanes, creando el cinturón ofiolítico de Grecia y Yugoslavia (Figura 66b), y después se desplaza hacia el noroeste y choca con la placa Europea formando los Alpes y el cinturón ofiolítico que separa los Alpes Peninos (en la frontera entre Italia y Suiza), originarios del Adriático, de los Alpes de calizas originarios de Europa.

Se ha calculado que las *nappes* de los Alpes pueden haber estado plegadas múltiples veces, hasta alcanzar espesores de unos seis kilómetros (ahora erosionadas en parte) y decenas de kilómetros de extensión, y que si se desdoblaran cubrirían una distancia diez a doce veces mayor que la que cubren ahora. Cabe añadir que estas cifras, aunque difíciles de creer, han sido perfectamente comprobadas gracias a observaciones hechas en túneles y otras perforaciones.

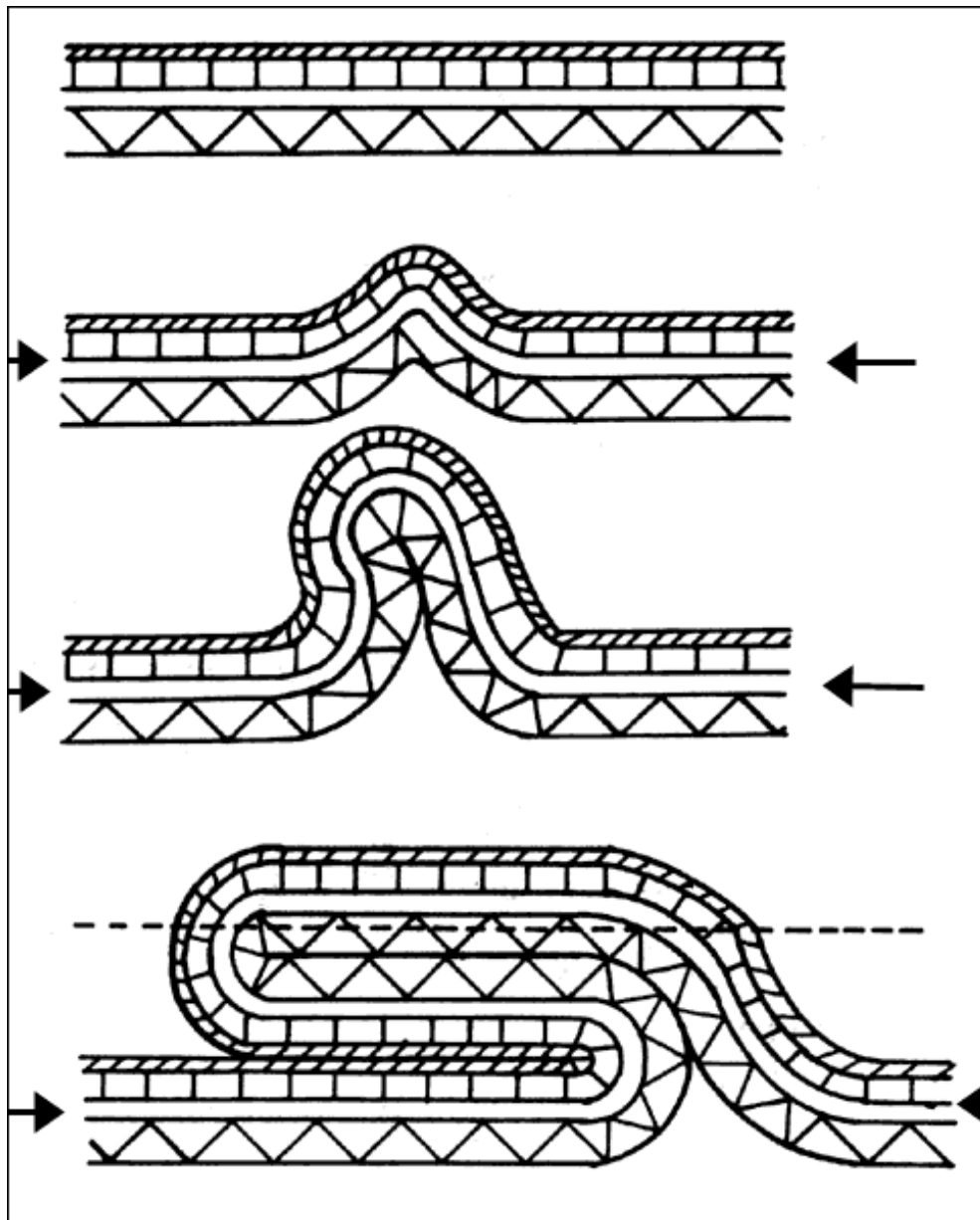


Figura 67.

Se encuentran cinturones de ofiolitas en los Himalayas, en los Urales, en los Apalaches, y otras cadenas montañosas. Estas formaciones son útiles para identificar zonas *de sutura* que marcan lugares de unión entre continentes antes ajenos (véase la figura 54).

La generación de montañas por interacción de los continentes explica porqué la erosión, que desgasta sin cesar la superficie de los continentes, no ha dejado completamente plano el planeta. Continuamente (en términos geológicos) se crean nuevas montañas, y muchas de éstas siguen creciendo más rápido de lo que son desgastadas.

Para dar una idea de la rapidez con que la erosión desgasta la superficie terrestre, podemos mencionar el caso de los montes Apalaches, que cubren unos 930 km desde Quebec (Canadá) hasta Alabama (EUA), formados durante la revolución Taconiana al cerrarse un antepasado del océano Atlántico (llamado *Paleoatlántico o Atlántico Apalachiano*). Este Paleoatlántico se creó en el Precámbrico, hace unos 600 Ma, al separarse la placa de las Américas de la de Eurasia, y alcanzo su máxima extensión y comenzó a cerrarse en el Cámbrico tardío (hace unos 500 Ma). Entre el Silúrico y el Ordovícico (unos 425 Ma) comenzaron a levantarse las montañas, y las placas de las Américas y Eurasia volvieron a entrar en contacto durante el Devoniano tardío (hace unos 350 Ma). La Orogenia termino en el Triásico, hace unos 230 Ma, y se calcula que en esa época los Apalaches alcanzaban de 11 a 15 km de altura (recuérdese que el Everest, el pico más alto de la Tierra mide "solamente" 8.8 km), ahora su punto más alto (el monte Mitchell) mide poco más de 2 Km.

VII.2. LAS TRINCHERAS Y LAS ADICIONES A LOS CONTINENTES

La erosión también desgasta las orillas de los continentes y éstos a veces se parten en trozos debido al comienzo de expansión en su interior. Sin embargo, no se han convertido todos en trozos pequeños debido a que pueden crecer, ya sea por unirse con otros continentes (como vimos en el inciso pasado) o debido a procesos asociados con la subducción de placa oceánica que veremos a continuación.

Los continentes pueden crecer gracias a la actividad volcánica y plutónica que ocurre cuando la placa subducida es fundida en el manto; esta formación de volcanes ya ha sido descrita en los capítulos V y VI. Una cantidad mayor de material ígneo que la que causa la actividad volcánica nunca alcanza la superficie, se solidifica en el interior de la corteza formando enormes cuerpos rocosos (*llamados intrusivos*) que constituyen mayormente las montañas que se encuentran asociadas a las trincheras del borde continental.

Los continentes crecen horizontalmente también por acreción. Ya fue mencionada la acreción de sedimentos de la trinchera, pero a veces la acreción incluye cuerpos grandes pertenecientes a arcos de islas o bien a mesetas o levantamientos del fondo oceánico.

Existen decenas de mesetas oceánicas, algunas de ellas tan grandes como México. Varias de ellas son producto de magmatismo de punto caliente (que será discutido en el capítulo VIII) o de arcos de islas extintos, pero otras podrían ser pedazos de continente parcialmente sumergidos. En los lugares donde interaccionan las mesetas oceánicas con la zona de subducción, se observa una conducta distinta a la de otras trincheras; puede cesar el volcanismo, partirse la placa subducida, cambiar el patrón de sismicidad de un lado a otro de ese lugar, e incluso pueden ocasionar corrimientos en la configuración de la frontera.

Cuando las mesetas oceánicas son fragmentos de continente, pueden unirse a otro continente y pasar a formar parte de él, dando lugar a los llamados terrenos *alóctonos* (que fueron creados originalmente en otro lugar). Como ejemplos de terrenos alóctonos tenemos los casos ya mencionados de la península itálica, la India y el Tibet, y otras grandes extensiones como son la Apulia, que incluye los países localizados cerca de la orilla oriental del Adriático, la península arábiga, terrenos al norte de Canadá y Alaska, terrenos en Siberia, en China, en Corea y en la costa occidental de Centro y Sudamérica.

En particular, si se observan las reconstrucciones para la posición de los continentes anteriores a unos 130-65 Ma A.P., tanto las mostradas en este libro como muchas otras publicadas en distintos sitios, se verá que no aparecen la parte sur de México ni parte de Centroamérica; lo cual concuerda con la identificación de terrenos alóctonos que se ha llevado a cabo en estos lugares.

VII.3. LA SISMICIDAD COMO EFECTO DE LA INTERACCIÓN ENTRE PLACAS. PERIODOS DE RECURRENCIA Y PREDICCIÓN

En el capítulo VI vimos cómo el movimiento interplacas produce los esfuerzos que dan lugar a los sismos, ahora veremos cómo el conocimiento de la causa de los esfuerzos puede aprovecharse con fines de cálculo de riesgo y predicción sísmicos.

Es posible inferir el deslizamiento aproximado entre los lados de la falla que ocurre durante los terremotos. Esto sugirió a J. Brune en 1968 la idea de comparar el movimiento que, de acuerdo con la tectónica de placas, debería existir entre dos de ellas a lo largo de una frontera determinada, con el deslizamiento cosísmico, es decir, producido durante la ocurrencia de los sismos acaecidos durante un cierto tiempo en dicha frontera. Si el deslizamiento cosísmico es mucho menor que el tectónico, la diferencia entre ellos puede estarse acumulando como deformación en la frontera, y mientras mayor sea el "déficit" de deslizamiento mayor es la energía acumulada y mayor el sismo que podemos esperar que ocurra en esa frontera.

S. Fedotov observó en 1965 que los grandes sismos *recurren* (se repiten aproximadamente) rompiendo vez tras vez la misma área de ruptura y (casi) no invaden las áreas rotas por los sismos vecinos. Esto llevó al concepto de *gap* (también llamado a veces *hueco*, *brecha* o *vacancia*) *sísmico*, que es una sección de frontera entre placas donde se sabe que han ocurrido sismos grandes en el pasado (sísmicamente activa) pero no recientemente durante un tiempo suficiente para almacenar de nuevo la energía necesaria para un nuevo macrosismo.

Otras características del proceso de placas influyen grandemente en el proceso sísmico, y conocerlas ayuda a subsanar deficiencias en la historia sísmica. Como ejemplos, podemos mencionar la velocidad relativa entre placas y la edad de la placa subducida, las cuales son factores determinantes para el tamaño de los posibles sismos; los posibles mecanismo y situación de un foco sísmico determinan cuáles pueden ser sus efectos en distintos sitios de la Tierra, etcétera.

VII.4. VULCANISMO COMO EFECTO DE LA INTERACCIÓN ENTRE PLACAS. EL CINTURÓN DE FUEGO DEL PACÍFICO

En el capítulo V se presentó la mayor parte de los procesos causantes de actividad volcánica. Aquí veremos algunas características adicionales de dicha actividad y se presentarán dos puntos que serán discutidos en el capítulo VIII.

La creación de nueva corteza en los centros de expansión produce volcanes cuyas lavas son derivados directos de material del manto. La vida de estos volcanes es muy corta, ya que al alejarse (le la zona (le ruptura se interrumpe su alimentación de magma, por lo que su vida activa es de, cuando mucho, unos 500 mil años. Si alcanzan la superficie oceánica, las olas erosionan rápidamente el material aún suave, dándoles su forma truncada característica, que conservan al hundirse, según se alejan de la cresta de la cordillera, estos *guyots* (Figura 68). Si los *guyots* fueron creados en aguas cuya temperatura y concentración de nutrientes favorece la vida de animales coralíferos, éstos crean colonias sobre el *guyot*; conforme el *guyot* se hunde, las colonias crecen hacia arriba, para mantenerse a la profundidad óptima para la vida de sus habitantes, formando una estructura circular que es rápidamente rellena por sedimentos, vegetación, etc., que hacen del *guyot* un arrecife coralino.

Otro proceso que puede dar también lugar a la generación de arrecifes es la formación de islas volcánicas por *puntos calientes*, la cual será discutida en el capítulo VIII.

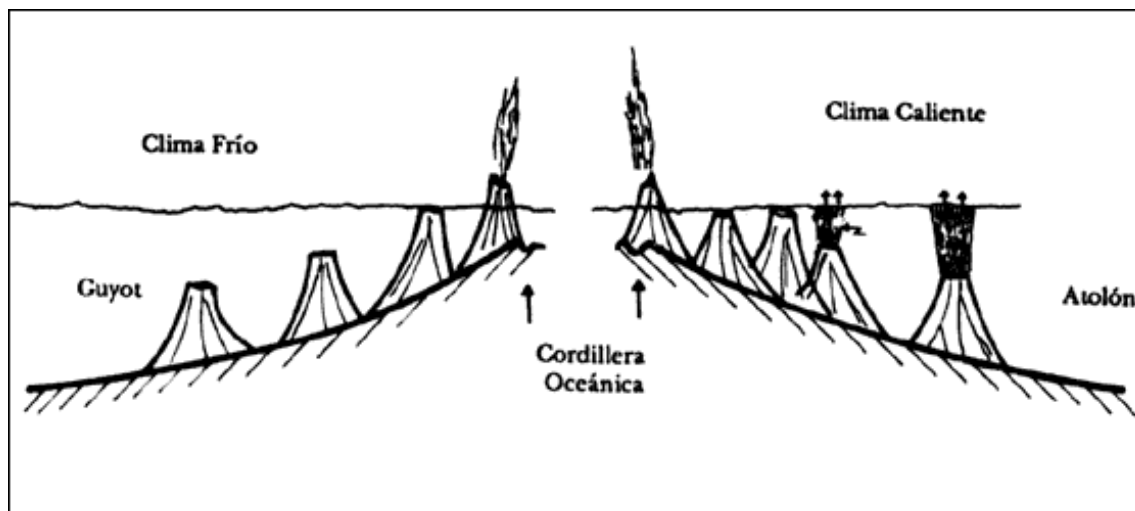


Figura 68.

La subducción produce cinturones volcánicos, paralelos a las trincheras, que comienzan encima de la línea donde la placa subducida alcanza los 110 km de profundidad y terminan donde alcanza unos 290-300 km (Figura 69). Las lavas de estos volcanes son, al menos parcialmente, producto de la reconversión de material de la corteza; en el caso de arcos de islas, primordialmente de la corteza oceánica subducida junto con sedimentos de diferentes tipos; en el caso de trincheras continentales, la proporción de sedimentos de origen continental es mayor y las lavas llevan además material tomado del mismo continente. La composición química de las lavas varía dependiendo de la profundidad a que se encuentre la placa subducida bajo ellas; el contenido potásico aumenta con la distancia a la trinchera.

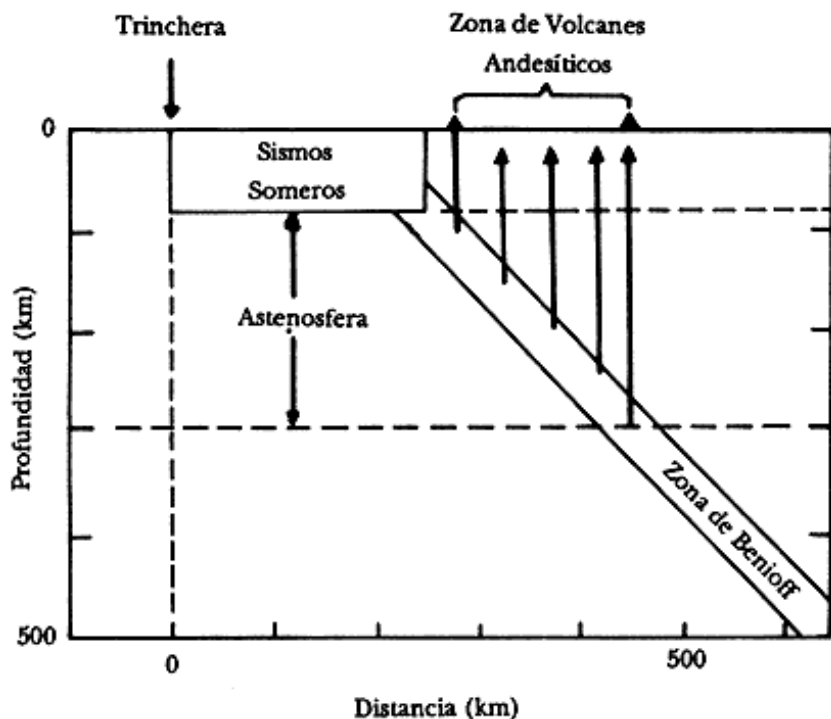
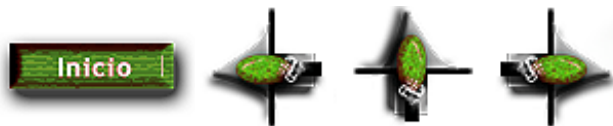


Figura 69.

México tiene también zona de subducción y cinturón volcánico, pero no obedecen las reglas que observan estas estructuras en el resto del mundo, y acerca de esto se tratará un poco en el capítulo VIII.

Por encontrarse el Océano Pacífico rodeado casi totalmente de zonas de subducción, con sus correspondientes cinturones volcánicos, su entorno es comúnmente llamado (sobre todo por los periodistas) Cinturón de Fuego del Pacífico.



VIII. LAS GRANDES INCÓGNITAS

EN CAPÍTULOS anteriores se mencionaron ya algunas de las múltiples lagunas que hay actualmente en la descripción del modelo; varias de las referentes al estado actual y al pasado reciente de las placas terrestres seguramente podrán ser resueltas al contar con más y mejores datos, pero las referentes al pasado antiguo requerirían para su solución del conocimiento exacto del mecanismo que mueve las placas.

Sabemos que dicho mecanismo involucra procesos que ocurren a grandes profundidades en el interior de la Tierra que no podemos observar de manera directa. Naturalmente, se han elaborado muchos modelos del interior del planeta (casi tantos como científicos se han dedicado a la materia) que satisfacen igualmente bien las pocas observaciones indirectas con que contamos, lo cual significa que en realidad no se sabe bien qué ocurre allí.

En este capítulo recapitularemos algunas de las actuales incógnitas y veremos algunos de los posibles modelos que se han propuesto para explicarlas.

VIII.1. LAS FRONTERAS ENTRE LAS PLACAS. EL PAPEL DE LAS MICROPLACAS

Existen (como se puede entrever en el capítulo VI) incógnitas respecto a algunas de las fronteras entre las placas y los procesos que ocurren en ellas. Como ejemplos podemos mencionar las fronteras entre Norteamérica y Sudamérica, entre Norteamérica y Eurasia, entre Europa occidental y África, y entre el Caribe y Cocos. El sencillo cuadro inicial que explica a grandes rasgos los procesos entre las principales placas (definidas más o menos intuitivamente) ha adquirido, gracias a la cantidad de nuevas observaciones, gran nitidez general, pero se ha vuelto confuso en donde los datos no son aun suficientes.

Para la definición de las fronteras entre placas es particularmente importante el papel que pueden desempeñar las microplacas en lugares donde ocurre fuerte deformación, a menudo en los entornos de los puntos triples. Estos lugares, donde las fronteras entre placas, consideradas lineales por el modelo, se transforman en deformaciones y rupturas que abarcan un área entera, posiblemente puedan reducirse a interacciones entre microplacas que integren el área, pero hacerlo requerirá sin duda cantidad de estudios previos.

VIII.2. EL EJE NEOVOLCÁNICO MEXICANO

En los arcos de islas o de montañas asociados con las zonas de subducción, se encuentra casi siempre que los volcanes (si los hay) se hallan bonitamente alineados paralelamente a la trinchera. El *casi* de la frase anterior significa México, donde existe un *eje* (también llamado *cinturón*, *banda* o *zona*) que cruza el continente, aproximadamente en dirección este-oeste, donde los volcanes están alineados, pero no a lo largo de la trinchera.

La figura 70 muestra los volcanes del Eje Neovolcánico Mexicano (ENM), que podría considerarse comunicado, por medio de los volcanes Chichón y Tacaná, con la línea de los volcanes centroamericanos que son paralelos a la trinchera. El eje se llama *neovolcánico* porque los volcanes que lo componen surgieron entre el Oligoceno (época en que entraron en contacto la placa del Pacífico y la Norteamericana) y el Cuaternario. Extrañamente, sus lavas son calcoalcalinas (< 53% de sílice), y no andesíticas (53-60% de sílice) que son las típicas del vulcanismo continental cercano a la trinchera.

¿Por qué ocurre esto? No se sabe. Algunos investigadores han propuesto que se debe a la subducción de la dorsal de Tehuantepec (indicada en la figura). Pero, aunque es muy probable que este proceso influya grandemente en la sismicidad, su influencia en el vulcanismo es más que dudosa, ya que éste parece reacerarse a la trinchera justo donde se encuentra la dorsal, y el vulcanismo al sureste de ésta no aparece desalineado.

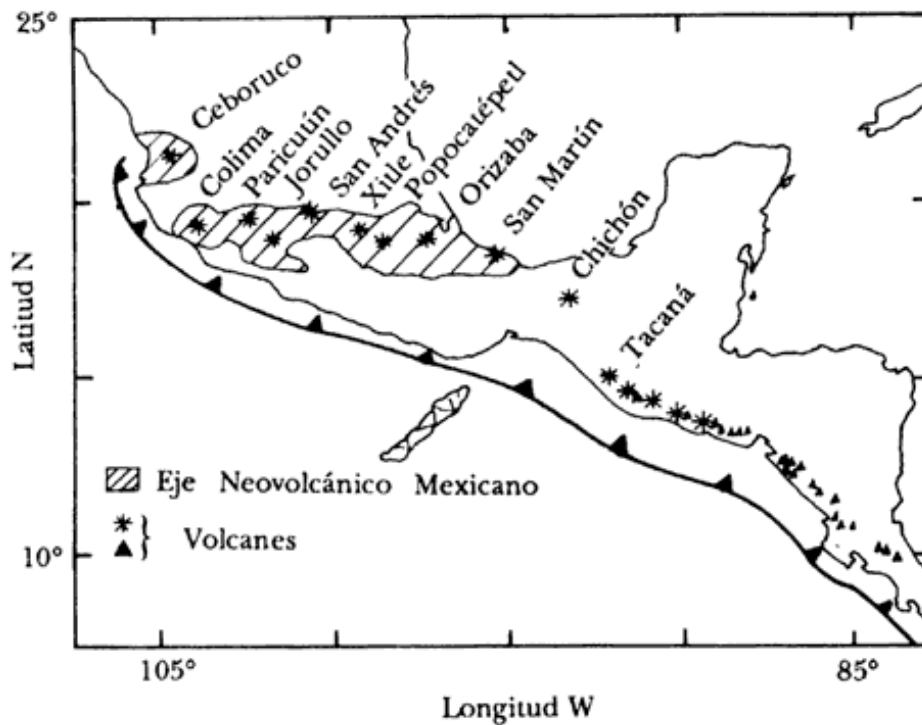


Figura 70.

La solución es probablemente mucho más compleja; nótese que en la mayor parte de las reconstrucciones de paleocontinentes aparece sólo la parte norte de México. Algunos investigadores han propuesto que la parte sur de México está constituida de uno o más terrenos alóctonos (es decir, originados en otro lado) que se han integrado a la placa Norteamericana posiblemente durante el Jurásico. Otros han encontrado evidencias de fuertes movimientos transcurrentes a lo largo del ENM, lo que ha llevado a proponer zonas de debilidad por donde asciende el magma. Se han propuesto rotaciones del continente, paleotrincheras alineadas con el ENM, deformación de la placa subducida, deformación de las isothermas bajó la placa, etcétera.

En resumen, el ENM es una gran incógnita de la tectónica de placas.

VIII.3. PUNTOS CALIENTES Y PLUMAS

Existen cadenas de islas volcánicas y de montes submarinos (MS) que no están asociadas a alguna zona de subducción, y algunas de ellas se encuentran, como la cadena de Hawai-Emperador (Figura 71) en el centro de una placa. Además, si se estudia la edad de las componentes de la cadena, se encuentra que la edad aumenta conforme uno se aleja de uno de los extremos y que la actividad volcánica disminuye con la edad.

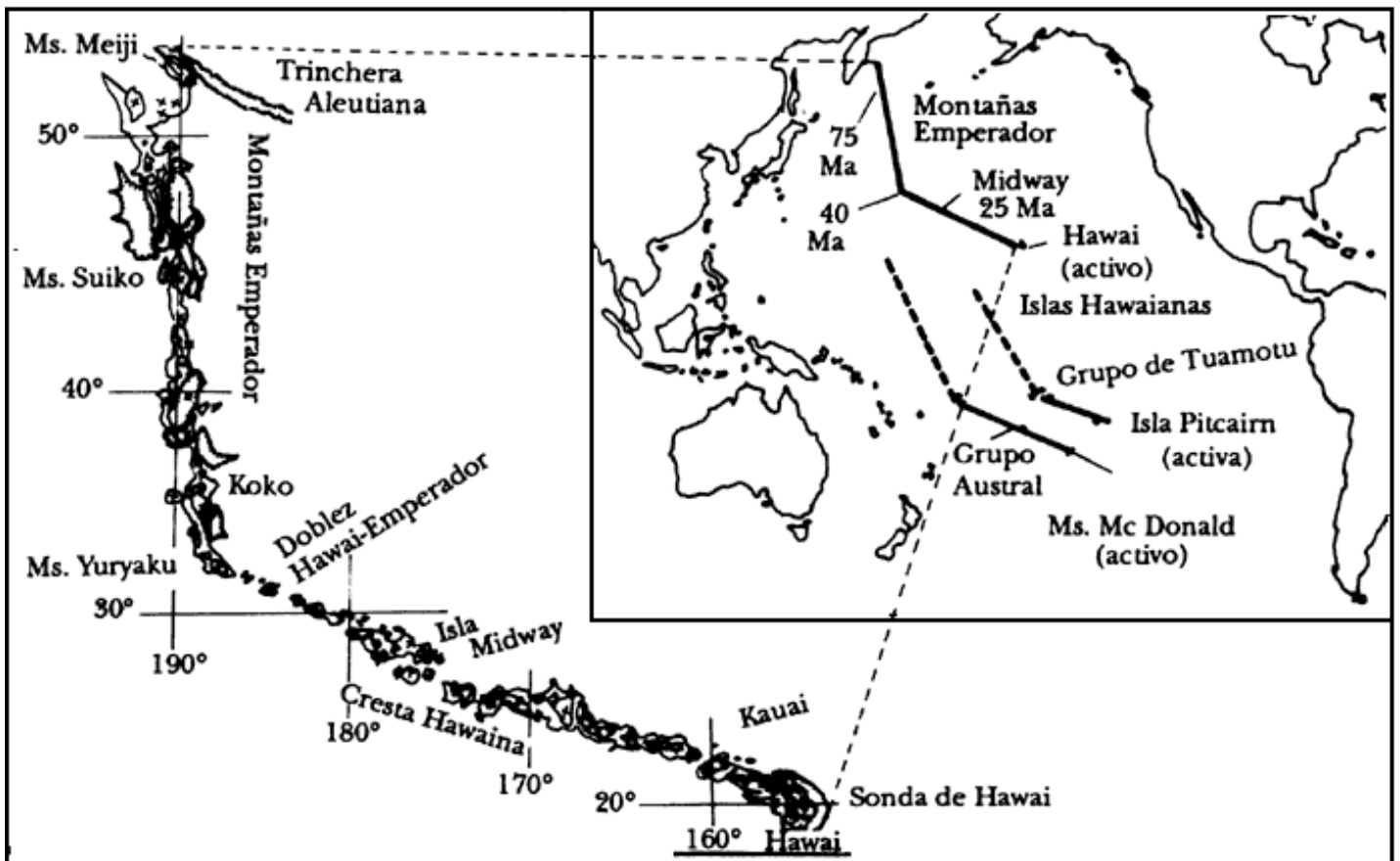


Figura 71.

Parece como si se tratara de una fuente de lava, fija en un punto, por encima de la cual pasara la placa litosférica; no se explica cómo una fuente que viaja por debajo de la placa, debido a que a veces puede haber varias cadenas en una placa y todas se comportan de la misma manera. Es una fuente enorme de energía, por ejemplo la cadena de Hawai-Emperador incluye volcanes que tienen, medida desde el fondo oceánico, una altura comparable a la del Everest, y los ha estado produciendo, usualmente varios a la vez, desde hace 70 millones de años.

Estas fuentes de lava son llamadas *puntos calientes*, y se supone (aunque hay quienes se oponen a este modelo) que son producidos por *plumas*, esto es, corrientes angostas (unos 150 km de diámetro) de material caliente que ascienden rápidamente (1-2 m/año) desde las profundidades del manto, y deben provenir de grandes profundidades, probablemente del manto inferior, para no ser arrastradas por el movimiento de la litósfera.

Existen más de 120 puntos calientes que han estado activos en los últimos 10 Ma, distribuidos sobre océanos y continentes como se muestra en la figura 72, donde los más activos (como Hawai, Azores, Canarias, Santa Helena, etc.) están indicados con un doble círculo. Ya que varios de ellos se encuentran cercanos a cordilleras mesoocéánicas se ha propuesto que uno o varios puntos calientes pueden originar una ruptura y un centro de expansión; también se ha dicho que es el material ascendente de estos centros el que favorece la ascensión de una pluma; el hecho es que hoy día aún no se sabe qué determina su posición.

Además de por su papel en la creación de zonas de actividad geotérmica y posibles centros de expansión, los puntos calientes son de interés para los geofísicos porque, si no se mueven de su posición pueden servir de marco de referencia para conocer los *verdaderos* movimientos de las placas (generalmente, lo que se conoce son los movimientos relativos de unas placas con respecto a otras). Pero, ¿se mueven o no? Esto en la actualidad es motivo de animadas discusiones en las que unos afirman que se mueven con velocidades (nada despreciables) del orden de 0.8 a 2 cm/año, y los que afirman que están quietos. Algunos otros afirman que la pluma no se mueve, pero si pasa encima de ella una zona de fracturas u otra estructura que le proporcione una vía fácil para subir, el magma puede seguir ese camino y aparecer en la superficie desviado de su lugar original, lo que puede hacer parecer que sí se mueven.

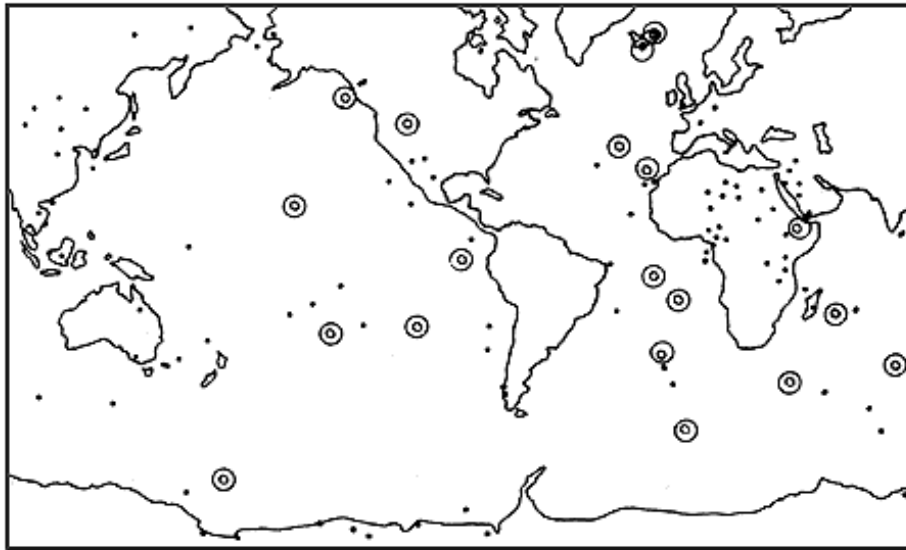


Figura 72.

De cualquier forma, los puntos calientes han sido usados como marco de referencia en varios estudios, con resultados aceptables dentro del error experimental. La figura 40 que muestra las velocidades de las placas principales es un ejemplo de determinaciones referidas a este marco. Las determinaciones de edad en los volcanes de las cadenas producidas por puntos calientes han aportado datos muy valiosos acerca de la velocidad y dirección del movimiento de varias placas.

Qué son los puntos calientes, qué los produce, qué determina su posición, cuál es su papel (si es que tienen alguno) en el proceso de tectónica de placas, son actualmente importantes incógnitas.

VIII.4. EL MOTOR QUE MUEVE LAS PLACAS

Ésta es la gran incógnita. El que las placas se mueven es ya generalmente aceptado, así como sus implicaciones tectónicas, pero todavía no hay un modelo universalmente aceptado del proceso que las mueve.

Entre los modelos menos aceptados podemos mencionar el de *deriva al Oeste*, que propone que, debido a que están desacopladas del resto del planeta por la astenósfera, al girar éste las placas por inercia derivan hacia el oeste. Como unas son más grandes que otras y algunas tienen mayores montañas y raíces, la inercia y el grado de desacoplamiento no es igual para todas, por lo que existe movimiento relativo entre ellas. Sin comentarios.

Casi todos los demás modelos proponen al calor interno de la Tierra, producido o mantenido por radiactividad natural, como fuerza motriz que produce *corrientes de convección*. Las corrientes de convección son las que se producen en un líquido cuando se calienta rápidamente por su parte inferior, como se muestra en la figura 73a, el material caliente asciende y se enfría arriba, mientras que el material frío desciende y se calienta abajo, formando una *celda (célula) de convección*. Convección es el proceso de transferencia de calor mediante movimiento del medio (a diferencia de los otros métodos de transferencia del calor que son *conducción* y *radiación*).

Si la fuente de calor se reparte en la parte inferior se pueden formar varias celdas de convección (Figura 73b); y si en vez de una capa plana de líquido tenemos una esférica, la convección en el manto podría verse como la figura 73c si involucrara al manto superior solamente, o como la 73d, si involucrara al manto completo. Este último proceso haría imposible la diferenciación de los mantos, pues mezclaría sus materiales, por lo que la convección del manto entero debe consistir de dos o más capas de celdas, como la mostrada en la figura 73e. Hasta la fecha existe la disputa entre los "todomantistas", que opinan que convecciona el manto entero, y los "mantosuperioristas", que dicen que convecciona sólo el manto superior. Un modelo de convección tridimensional que produjera una corriente ascendente bajo una cordillera oceánica se muestra en la figura 73f.

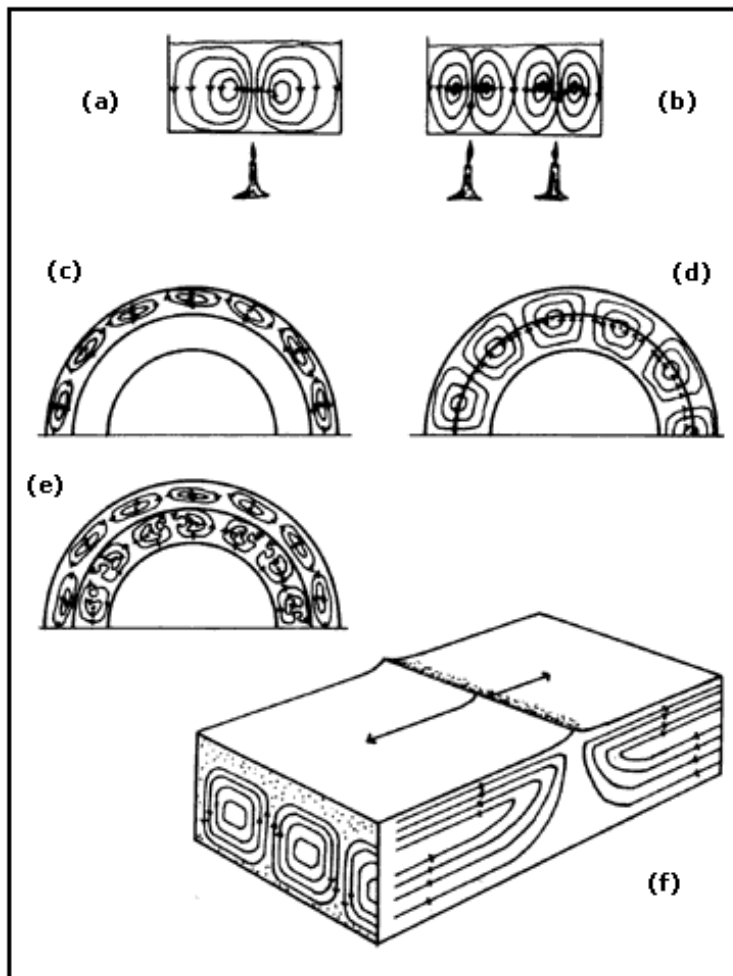


Figura 73.

Los primeros modelos motores propusieron la existencia de corrientes de convección que acarrearían a las placas arrastrándolas por la parte inferior. Este modelo decía que los centros de expansión correspondían a los sitios donde se encuentra la corriente ascendente de las celdas, mientras que las zonas de subducción correspondían con las corrientes descendentes.

Tres grandes problemas (y varios pequeños) no pudieron ser explicados por este modelo: *i*) no se pudo hallar la menor señal de la regularidad geométrica que siempre presentan las celdas de convección; *ii*) no explicaba cómo podían las corrientes arrastrar a la litósfera si ésta se encuentra desacoplada por la astenósfera; *iii*) las zonas de Wadati-Benioff indican que la corteza desciende en una dirección inclinada y no verticalmente como requerirían las corrientes de convección.

Entonces se pensó en ampliar el concepto de convección de modo que incluyera el acarreo de calor por movimientos del medio, pero no en forma de celdas regulares; el material caliente asciende hasta alcanzar los centros de dispersión, el material frío (las placas) desciende siguiendo una dirección cualquiera y el material del manto se reacomoda según sea necesario. Primero se planteó que las placas podrían ser empujadas por el nuevo material creado en los centros de expansión, pero no se explicaba (entre otras cosas) cómo la placa, siendo delgada y estando caliente cerca de éstos, podía transmitir la fuerza en vez de deformarse.

Después se propuso que fuera la placa antigua subducida la que jalara al resto de la placa. Algunos de los problemas que no podía explicar eran: cómo podía jalar desde un extremo al resto de la placa con fuerza suficiente sin que ésta se rompiera, y por qué las placas con trincheras muy extensas no subducen más rápidamente que las otras.

El proponer que ambos efectos, empuje y jalón, actuaran a la vez tampoco pudo resolver los problemas. Sin embargo, ya se había dado un paso muy importante que fue considerar que las placas no sólo son arrastradas sino que forman parte integral del proceso de convección.

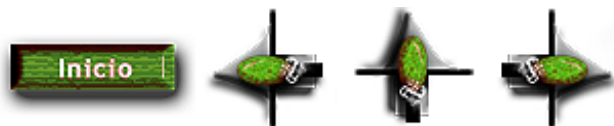
Al estudiar que la profundidad del fondo oceánico aumenta con la edad del mismo, surgió la idea (ya presentada en el apartado V.2) de que el material caliente cercano al centro de expansión levanta la corteza y ésta es impulsada por su propio peso de la misma forma que una persona es impulsada por su peso al resbalar por un tobogán (véase la figura 24). Al fin del "tobogán", la parte subducida de la placa puede jalar al resto (véase el apartado V.3), pero es un efecto más bien complementario.

Éste es el tipo de motor más aceptado en la actualidad (aunque no es el único); en cuanto a las características del mismo, podemos mencionar que los centros de dispersión son estructuras pasivas, es decir, se crea nueva corteza porque las placas se alejan entre sí, el material del manto asciende al existir el hueco, pero no lo crea. Esto está indicado por la creación esencialmente simétrica de corteza. Las fronteras de las placas están grandemente determinadas por la forma de los continentes y por la historia del sistema.

Así, aunque la fuente de poder que mueve las placas es el calor del interior de la Tierra, el mecanismo que gobierna la tectónica es su corteza. El estado de las placas hace que el movimiento se lleve a cabo de determinada manera, ese movimiento cambia las relaciones entre las placas y las nuevas relaciones modifican el movimiento, etc.; estamos ante un sistema *retroalimentado*, ejemplo de lo cual es la serie de reorientaciones de los centros de dispersión mencionados en el apartado V.8.

Cuál y cómo es el motor para el movimiento de las placas litosféricas es otra de las grandes incógnitas de la tectónica de placas.

Para terminar, repetiremos que existen bastantes incógnitas que debemos conocer antes de considerar completa la teoría de la tectónica de placas. Además, siempre existe la posibilidad de que mayores conocimientos sugieran otra teoría que explique igualmente bien (o, tal vez, mejor aún) las observaciones.



APÉNDICE

ESCALA DE TIEMPOS GEOLÓGICOS

+ καινοζ [animal]	CUATERNARIO	Holoceno (Reciente) ολος [todo] + καινος [nuevo]	Fin de la glaciación Agricultura	Laschamp	BRUHNES (normal)	.011 .02 .03
	Pleistoceno πλειστοος [muchísimo] + καινος	Cascadiana	Glaciación cuaternaria	Jaramillo	MATUYAMA (reverso)	.69 .89 .95 1.61 1.63 1.64 1.79 1.8 1.95 1.98
Pleistoceno πλειστοος [más] καινος	Aparece el hombre	Gilsa	Hielo ártico Grandes carnívoros	Olduvai	GAUSS (normal)	2.11 2.13 2.43 2.80 2.90 2.94 3.06
Australopithecus						

CENOZOICO καινοζ

TERCIARIO

NEOGENO νεος [nuevo] + γεννωω [engendrar]	Plioceno πλειος [más] + καινοζ	Australopitecus	Mammoth	GAU	3.06
					3.32
Mioceno μειον [menos] + καινοζ		Baja California se separa de Norteamérica	Cochiti	GILBERT (reverso)	3.70
			Nunivak		3.92
					4.05
					4.25
					4.38
					4.50
		Se forma el Istmo de Panamá			?
					9
Oligoceno ολιγος [poco] + καινοζ		El Mediterráneo se seca			
		Apertura del Mar Rojo			
Eoceno εως [aurora] + καινοζ		Formación capa de hielo Antártida			
		Andes			26
NO παλιος + γεννωω		Colisión África-Eurasia Alpes Apeninos			30
		Placa Pacífico en contacto con Norteamérica			
		Actividad volcánica en Norteamérica			38
		Colisión India-Eurasia Himalayas			40
		Australia y Antártida se separan			

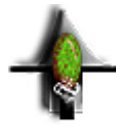
		PALEOGENO παλαιός		Colisión India-Eurasia Himalayas	40
		Eoceno ηώς [auro + καινός	Australia y Antártida se separan	55	
MESOZOICO μεσός [medio] + ζών		Paleoceno παλαιός [antiguo] + καινός		Montañas Rocallosas	63
		Laramídica		Comienza reino de los mamíferos Primeros mamíferos placentarios	
		CRETÁCICO (cretacius)		Culmina y termina el reino de los saurios Se separan las Américas Plantas con flores (<i>Ammonites</i>) Depósito de gis (greda) Desarrollo de mamíferos India se separa de Australia y Antártida Inundaciones: continentes subdivididos en islas División de Gondwana Sudamérica se separa de África (Andes) Pangea termina de fragmentarse.	135
		JURÁSICO (de Jura, Fr.)		Nace el Atlántico	
		Nevadiana		Pangea se divide en Laurasia y Gondwana Primeras aves y reptiles voladores	190
		TRIÁSICO (τρίος [trío])		Se establece el reino de los reptiles Primeros mamíferos	

PALEOZOICO παλαιός + ζών

<p>CÁMBRICO (Cambria, antiguo nombre de Gales)</p>			<p>DEVÓNICO (de Devonshire, RU)</p>	<p>Missisípico</p>	<p>CARBONÍFERO Pennsylvánico</p>	<p>PÉRMICO (de Perm, Rusia)</p>		<p>Tiburones Primeros reptiles</p>	<p>Grandes bosques Insectos alados Depósitos de carbón</p>	<p>Anfibios Colisión Europa-Norteamérica (Cordillera Caledoniana) Era de los peces Primeros anfibios</p>	<p>Atolones coralinos Vida en tierra firme (escorpiones) Primeras plantas terrestres Comienzan a surgir Apalaches</p>	<p>Primeros vertebrados, peces Comienza a cerrarse el Paleoatlántico Abundantes invertebrados</p>	<p>Fragmentación de Paleo Pangea Trilobites Primeros animales con concha</p>	<p>325 380</p>	<p>280 310</p>	<p>345</p>	<p>400</p>	<p>440</p>	<p>500</p>	
---	--	--	--	--------------------	---	--	--	--	--	--	---	---	--	--------------------	--------------------	------------	------------	------------	------------	--

	CÁMBRICO (Cambria, antiguo)		Trilobites Primeros animales con concha y esqueleto	570
PRECÁMBRICO pre + Cámbrico	CRIPTO-σ PROTEZOICO κρυπτοζ [oculto] πρωτοζ [primero] + ζωον		Gran glaciación	650
			Paleo Pangea	700
			Asociaciones de células	900
			Células con núcleo	
ARQUEOZOICO αρχαιοζ [antiguo] + ζωον			Primeros animales de cuerpo blando	1200
			Primeros fósiles de algas	2200
			Primeros estromatolitos	2700
			Primeras estructuras biogénicas	3000
			Primeras rocas sedimentarias	3200
			Primeras lluvias, mares, erosión, sedimentación	3400
			Solidificación primera corteza terrestre	3700
				3800
				4000
PREGEOLOGICA (Lat.) Prae (pref. pre) + γεω (de Γαία, Γη) [Tierra] + λογος [tratado]			Enfriamiento parte externa	
			División en capas (diferenciación) por gravedad	
			Gran catástrofe: convección de una celda	
			Recalentamiento hasta la fusión	
			Formación de la Tierra	4500
				4600

Inicio



PARA QUIEN DESEE SABER MÁS SOBRE EL TEMA

Anderson, D. (1971), "The San Andreas fault", *Sci. Amer.*, **225**, pp. 53-68. [Exposición detallada de todas las fallas que componen este sistema]

Bullen, K. (1982), "El interior de la Tierra", en *El redescubrimiento de la Tierra*, CONACYT, Arnoldo Mondadori, Editore, Italia, pp. 61-70. [Cómo se determina la estructura del interior de la Tierra a partir de las ondas sísmicas]

Burke, K. y Wilson, J. (1976), "Hot spots on the Earth's surface", *Sci. Amer.*, **235**, pp. 46-57. [Dónde se encuentran los puntos calientes, ejemplos de cadenas de islas y algunas divagaciones]

Cailleux, A. (1968), *Anatomía de la Tierra*, McGraw-Hill Book Co. Ediciones Guadarrama, España. [Librito simpático lleno de datos y estadísticas curiosos]

Colbert, E. (1982), "La vida sobre los continentes a la deriva", en *El redescubrimiento de la Tierra*, CONACYT, Arnoldo Mondadori, Editore, Italia, pp. 253-272. [Magnífico tratado acerca de relaciones entre especies antiguas y modernas que sólo son explicables mediante la t.d.p.]

CONACYT (1982) *El redescubrimiento de la Tierra*, Arnoldo Mondadori, Editore, Italia. [Colección de trabajos acerca del origen y estructura de la Tierra y la vida en ella, con algunos trabajos referentes a la t.d.p.]

*En los comentarios (entre corchetes al final de la cita) que hace el autor a algunas de ellas se abrevia tectónica de placas como t.d.p.

Cox, A., Dalrymple, G. y Doell, R. (1967), "Reversals of the Earth's magnetic field", *Sci. Amer.*, **216** pp. 44-54. [Semidivulgación de algunos de los primeros resultados al respecto]

Dietz, R. y Holden (1970), "The breakup of Pangea", *Sci. Amer.*, **223**, pp. 30-41. [Un modelo (temprano) de la distribución de los continentes desde el tiempo de Pangea a la fecha, con bonitas ilustraciones]

Espíndola, J. (1989), *El tercer planeta: Edad, estructura y composición de la Tierra*, FCE, México. [Ameno y de fácil lectura, edad y datación de rocas, química del interior de la Tierra]

Jacobshagen, V. (1980), *Alfred Wegener 1880-1930 Leben und Werk*, Dietrich Reimer Verlag, Berlín, Alemania. [Catálogo de exposición; buena historia de Wegener y sus tiempos]

Marvin, U. (1973), *Continental drift. The evolution of a concept*. Smithsonian Institution Press, EUA. [Panorama de la t.d.p.; antecedentes históricos fascinantes]

Nagata, T. (1982), "El campo magnético terrestre y sus variaciones", en *El redescubrimiento de la Tierra*, CONACYT, Arnoldo Mondadori, Editore, Italia, pp. 149-162. [Más datos acerca del campo terrestre y modelos para su posible origen]

Nava, F. (1987), *Terremotos*, FCE, México. [Bases de sismología y aplicación sismológica de la t.d.p.]

Sullivan, VV. (1974), *Continents in motion. The new Earth debate*, McGraw-Hill Book Co., EUA. [Plática acerca de algunos aspectos de antecedentes y resultados de la t.d.p., buenas ilustraciones]

PARA QUIEN DESEE PROFUNDIZAR EN EL TEMA

Acharya, H. y Aggarwal, Y. (1980), "Seismicity and tectonics of the Phillipine Islands", *J. Geophys. Res.*, **85**, pp. 3239-3250.

Adamek, S., Frohlich, C. y Pennington, VV. (1987), "Seismicity of the Caribbean-Nazca boundary. Constraints on microplate tectonics of the Panama region", *J. Geophys. Res.*, **92**, pp. 2053-2075.

- Álvarez, W. (1982), "Geological evidence for the geographical pattern of mantle return flow and the driving mechanism of plate tectonics", *J. Geophys. Res.*, **87**, pp. 6697-6710. [Especulación mantocompletista]
- Ando, M. y Balasz, E. (1979), "Geodetic evidence for aseismic subduction of the Juan de Fuca plate", *J. Geophys. Res.*, **84**, pp. 3023-3028.
- Atwater, T. (1970), "Implications of plate tectonics for the cenozoic tectonic evolution of western North America", *Geol. Soc. Amer.*, **81**, pp. 3513-3536. [Clásico re. t.d.p. Baja California]
- Benioff, H. (1954), "Orogenesis and deep crustal structure: additional evidence from seismology", *Bull. Geol Soc. Am.*, **65**, pp. 385-400. [Presentación e ilustraciones de zonas de Benioff-Wadati]
- Bischoff, J. y Henyey, T. (1974), "Tectonic elements of the central part of the Gulf of California", *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **85**, pp. 1893-1904. [Batimetría que muestra las cuencas y fallas transformantes del Mar de Cortés]
- Briden, J., Hurley, A. y Smith, A. (1981), "Paleomagnetism and mesozoic-cenozoic paleocontinental maps", *J. Geophys. Res.*, **86**, pp. 11631-11656.
- Brune, J. (1968), "Seismic moment, seismicity and rate of slip along major fault zones", *J. Geophys. Res.*, **73**, pp. 777-784.
- Burbach, G., Frohlich, C., Pennington, W. y Matumoto, T. (1984), "Seismicity and tectonics of the subducted Cocos plate", *J. Geophys. Res.*, **89**, pp. 7719-7735.
- Burr, N. y Solomon, S. (1978), "The relationship of source parameters of oceanic transform earthquakes to plate velocity and transform length", *J. Geophys. Res.*, **83**, pp. 1193-1205.
- Cochran, J. (1981), "The Gulf of Aden: structure and evolution of a young ocean basin and continental margin", *J. Geophys. Res.*, **86**, pp. 263-287.
- Coleman, R. (1981), "Tectonic setting for ophiolite obduction in Oman", *J. Geophys. Res.*, **86**, pp. 2497-2508.
- Cox, A. (editor) (1973), *Plate tectonics and geomagnetic reversals*, W. H. Freeman & Co., EUA. [Este libro es una recopilación, con interesantes comentarios e introducciones por A. Cox, de gran parte de los artículos clásicos de la t.d.p.]
- Cox, A. y Hart, R. (1986), *Plate Tectonics. How it works*, Blackwell Scientific Publications, Inc., EUA. [Libro muy simpático, apropiado para principiantes que quieren aplicar la t.d.p.]
- De la Cruz-Reyna, S. (1970), "Asymmetric convection in the upper mantle", *Geofis. Int.*, **10**, pp. 49-56.
- Delaney, J., Johnson, H. y Karsten, J. (1981), "The Juan de Fuca ridge-hot spot-propagating rift system: new tectonic, geochemical, and magnetic data", *J. Geophys. Res.*, **86**, pp. 11747-11750.
- Demant, A. y Robin, C. (1975), "Las fases del vulcanismo en México; una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico", *Rev. Inst. Geol UNAM*, **75**, pp. 70-82.
- Dewey, J. (1972), "Plate tectonics", *Sci. Amer.*, **226**, pp. 56-68. [Buenas ilustraciones acerca de movimientos de placas sobre una esfera]
- Dewey, J. y Bird, J. (1970), "Mountain belts and the new global tectonics", *J. Geophys. Res.*, **75**, pp. 2625-2647. [Clásico de orogénesis]
- Dewey, J. (1982), "La tectónica de placas", en *El redescubrimiento de la Tierra*, CONACYT, Arnoldo Mondadori, Editore, Italia, pp. 165-180.
- Dickinson, VV. (1982), "Tectónica de las placas y cadenas montañosas", en *El redescubrimiento de la Tierra*, CONACYT, Arnoldo Mondadori, Editore, Italia, pp. 183-194. [Interesante mineralogía]

- Drake, E. (1976), "Alfred Wegener's reconstruction of Pangea", *Geology*, **4**, pp. 41-44.
- Engel, A. y Engel, C. (1982), "La deriva de los continentes en el más remoto pasado", en *El redescubrimiento de la Tierra*, CONACYT, Arnoldo Mondadori, Editore, Italia, pp. 223-230.
- Fedotov, S. (1965), "Regularities of the distribution of strong earthquakes in Kamchatka, the Kurile Islands and Japan", *Trans. Acad. Sc. USSR, Phys. Earth*, **36**, pp. 66-93. [Introduce el concepto de **gap**]
- Fuente, M. de la y Sumner, J. (1974), "Estudio aeromagnético del delta del Río Colorado, Baja California, México", *Geof. Int.*, **14**, pp. 35-48. [Evidencia de centros fósiles de dispersión]
- Furlong, K., Chapman, D. y Alfeid, P. (1982), "Thermal modeling of the geometry of subduction with implications for the tectonics of the overriding plate", *J. Geophys. Res.*, **87**, pp. 1786-1802.
- Garland, G. (1971), *Introduction to geophysics -Mantle, core, and crust*, W. B. Saunders Co., EUA.
- Gilluly, J. (1971), "Plate tectonics and magmatic evolution", *Bull. Geol. Soc. Am.*, **82**, pp. 2382-2396.
- Gordon, R. y Jurdy, D. (1986), "Cenozoic global plate motions", *J. Geophys. Res.*, **91**, pp. 12389-12406. [Campos de velocidades de las placas referidos a puntos calientes]
- Gutenberg, B. (editor) (1951), *Internal constitution of the Earth*, Dover Publications Inc., EUA. [Libro clásico lleno de datos interesantes (aunque algunos ya no aplicables)]
- Hager, B. y O'Connell, R. (1980), "Rheology, plate motions and mantle convection", en *Mechanisms of continental drift and plate tectonics*, editores Davies, P. y Runcorn, S., Academic Press Inc., Inglaterra, pp. 199-223.
- Hanus, V. y Vaněk, J. (1985), "Structure of Wadati-Benioff zones and volcanism produced by the process of subduction", *Tectonophysics*, **112**, pp. 51-67.
- Harrison, C. y Lindh, T. (1982), "A polar wandering curve for North America during the Mesozoic and Cenozoic", *J. Geophys. Res.*, **87**, pp. 1903-1920.
- Hasegawa, A. y Sacks, S. (1981), "Subduction of the Nazca plate beneath Peru as determined from seismic observations", *J. Geophys. Res.*, **86**, pp. 4971-4980.
- Hatherton, T. y Dickinson, VV. (1969), "The relationship between andesitic volcanism and seismicity in Indonesia, the Lesser Antilles and other island arcs", *J. Geophys. Res.*, **74**, pp. 5301-5310.
- Heezen, B. y MacGregor, I. (1973), "The evolution of the Pacific", *Sci. Amer.*, **229**, pp. 102-112.
- Hein, J. (1972), "Deep-sea sediment source areas: implications of variable rates of movement between California and the Pacific plate", *Nature*, **241**, pp. 40-41.
- Heirtzler, J., Dickson, G., Herron, E., Pitman, W. y Le Pichon, X. (1968), "Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and motions of the ocean floor and continents", *J. Geophys. Res.*, **73**, pp. 2119-2136.
- Hess, H. (1962), "History of ocean basins", en *Petrological studies: A volume in honor of A. F. Buddington*, editores Engel, A., James, H. y Leonard, B., pp. 599-620, The Geological Society of America, EUA. [Aparece en Cox (1973); artículo clásico re. litósfera, crestas, guyots, origen de los continentes]
- Holmes, A. (1944), "The machinery for continental drift: the search for a mechanism", en *Principles of physical geology*, pp. 505-509, Thomas Nelson & Sons, Ltd. and The Ronald Press, Inglaterra. [Incluido en Cox (1973); propone corrientes de convección en el manto]
- Isacks, B., Oliver, J. y Sykes, L. (1968), "Seismology and the new global tectonics", *J. Geophys. Res.*, **73**, pp. 5855-5899. [Revisión general]
- Isacks, B. y Molnar, P. (1969), "Mantle earthquake mechanisms and the sinking of the lithosphere", *Nature*, **223**, pp. 1121-1124.

- Klitgord, K. y Mammerickx, J. (1982), "Northern East Pacific Rise: magnetic anomaly and bathymetric framework", *J. Geophys. Res.*, **87**, pp. 6725-6750. [Trabajo clave para t.d.p.de México]
- Larson, R. Menard, H. y Smith, S. (1968), "Gulf of California: A result of ocean-floor spreading and transform faulting", *Science*, **161**, pp. 781-784.
- Le Mouél, J. y Courtillot, V. (1982), "On the outer layers of the core and geomagnetic secular variation", *J. Geophys. Res.*, **87**, pp. 4103-4108.
- Lomnitz, C., Moser, F., Allen, C., Brune, J. y Thatcher, W. (1970), "Seismicity and tectonics of the northern Gulf of California region —preliminary results", *Geof. Int.*, **10**, pp.37-48.
- Lomnitz, C. (1974), *Global tectonics and earthquake risk*, Elsevier Scientific Publishing Co., Holanda.
- Majer, E., McEvelly, T., Albores, A. y Díaz, S. (1978), "Seismological studies at Cerro Prieto", en *Proceeds. 1st Symp. Cerro Prieto Geothermal Field, Baja Calif., México*, LBL Rpt. 7098, pp. 239-248.
- Malahoff, A., Feden, R. y Fleming, H. (1982), "Magnetic anomalies and tectonic fabric of marginal basins north of New Zealand", *J. Geophys. Res.*, **87**, pp. 4109-4125.
- Mammerickx, J. y Klitgord, K. (1982), "Northern East Pacific Rise: Evolution from 25 m.y. B.P. to the present", *J. Geophys. Res.*, **87**, pp. 6751-6759. [Buenísimo para la configuración e historia de la misma para el W de México]
- Matsuda, T. y Uyeda, S. (1971), "On the Pacific-type orogeny and its model: extension of the paired belts concept and possible origin of marginal seas", *Tectonophysics*, **11**, pp. 5-27.
- McCaffrey, R.. (1982), "Lithospheric deformation within the Molucca sea arc-arc collision: evidence from shallow and intermediate earthquake activity", *J. Geophys. Res.*, **87**, pp.3663-3678.
- McCann, W. y Sykes, L. (1984), "Subduction of aseismic ridges beneath the Caribbean plate: implications for the tectonics and seismic potential of the northeastern Caribbean", *J. Geophys. Res.* 89,
- McKenzie, D. y Parker, R. (1967), "The North Pacific: an example of tectonics on a sphere", *Nature*, **216**, pp. 1276-1280.
- Mckenzie, D. (1969), "Speculations on the consequences and causes of plate motions", *Geoph. J. R. Astr. Soc.*, **18**, pp.1-32.
- McKenzie, D. y Morgan, J. (1969), "Evolution of triple junctions", *Nature*, **224**, pp. 125-133. [Clásico que da bases para el tratamiento de puntos triples]
- McKenzie, D. y Parker, R. (1974), "Plate tectonics in w space", *Earth Planet. Sci. Letters*, **22**, pp. 285-293.
- McNally, K. y Minster, B. (1981), "Nonuniform seismic slip rates along the Middle America Trench", *J. Geophys. Res.*, **86**, pp. 4949-4959. [Importantes implicaciones para riesgo]
- Menard, H. (1960), "The East Pacific Rise", *Science*, **132**, pp.1737-1746.
- Menard, H. y Atwater, T. (1968), "Changes in direction of sea-floor spreading", *Nature*, **219**, pp. 463-467. [Evidencia del acomodamiento de los centros de dispersión]
- Metz, W. (1974), "Plate tectonics: Do the hot spots really stand still?", *Science*, **185**, pp. 340-342. [*Do they?*]
- Mezcua, J., Udías, A. y López-Arrollo, A. (1980), "Seismotectonic results relative to the Iberian Peninsula", en *Evolution and tectonics of the western Mediterranean and surrounding areas*, editores Udías, A. y Channel, J., Instituto Geográfico Nacional, publicación especial núm. 201, pp. 67-80, España. [Ejemplo de frontera entre placas compleja con posibles microplacas]
- Minster, B., Jordan, T., Molnar, P. y Haines, E. (1974), "Numerical modelling of instantaneous plate tectonics",

Geoph. J. R. Astr. Soc., **36**, pp. 541-576. [Clásico que determinó velocidades para las placas]

Minster, B. y Jordan, T. (1978), "Present-day plate motions", *J. Geophys. Res.*, **83**, pp. 5331-5354. [Nueva versión, corregida y aumentada, del anterior]

Molnar, P. y Atwater, T. (1973), "Relative motion of hot spots in the mantle", *Nature*, **246**, pp. 288-291.

Molnar, P. y Atwater, T. (1978), "Interarc spreading and cordilleran tectonics as alternates related to the age of subducted oceanic lithosphere", *Earth Planet. Sci. Letters*, **41**, pp. 330-340.

Moorbath, S. (1982), "La primera corteza terrestre", en *El redescubrimiento de la Tierra*, CONACYT, Arnoldo Mondadori, Editore, Italia, pp. 73-86.

Moore, D. y Buffington, E. (1968), "Transform faulting and growth of the Gulf of California since the late Pliocene", *Science*, **161**, pp. 1238-1241.

Moore, D. (1973), "Plate edge deformation and crustal growth, Gulf of California structural province", *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **84**, pp. 1883-1905.

Moore, G. (1973), "Westward tidal lag as the driving force of plate tectonics", *Geology*, **1**, pp. 99-100. [Modelo (?) para el motor de la t.d.p.]

Morgan, J., Parmentier, E. y Lin, J. (1987), "Mechanisms for the origin of mid-ocean ridge axial topography: implications for the thermal and mechanical structure of the accreting plate boundaries", *J. Geophys. Res.*, **92**, pp. 12823-12836.

Morgan, W. (1968), "Rises, trenches, great faults, and crustal blocks", *J. Geophys. Res.*, **73**, pp. 1959-1982.

Morgan, W. (1971), "Convection plumes in the lower mantle", *Nature*, **230**, p. 42. [Posibles causas de los puntos calientes]

Nava, F. y Brune, J. (1983), "Source mechanism and surface wave excitation for two earthquakes in northern Baja California, Mexico", *Geoph. J. R. Astr. Soc.*, **73**, pp. 739-763.

Nava, F., González-Ruiz, L., McNally, K., Munguía, L., González-García, J., González-Ruiz, J., Stolte, C., Simila, G., Calderón, G. y el Interinstitutional Working Group for Deep Seismic Profiling in Guerrero (1991), "A microearthquake study in the Acapulco-Ometepec, Mexico, region and shallow earthquake generation band of the Middle America Trench", *Bull. Seism. Soc. Am.*, (sometido).

Nur, A. y Ben-Avraham, Z. (1982), "Oceanic plateaus, the fragmentation of continents, and mountain building", *J. Geophys. Res.*, **87**, pp. 3644-3661.

Panza, G. (1980), "Evolution of the Earth's lithosphere", en *Mechanisms of continental drift and plate tectonics*, editores Davies, P. y Runcorn, S., Academic Press Inc., Inglaterra, pp. 75-87.

Pennington, W. (1981), "Subduction of the eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America", *J. Geophys. Res.*, **86**, pp. 10753-10770.

Pérez, O. y Jacob, C. (1980), "Tectonic model and seismic potential of the eastern Gulf of Alaska and Yakutat seismic gap", *J. Geophys. Res.*, **85**, pp. 7132-7150.

Pérez, O. y Aggarwal, Y. (1981), "Present-day tectonics of the southeastern Caribbean and northeastern Venezuela", *J. Geophys. Res.*, **86**, pp. 10791-10804.

Plafker, G. (1976), "Tectonic aspects of the Guatemala earthquake of 4 February 1976", *Science*, **193**, pp. 1201-1208. (Actividad en la falla Motagua-Polochic que es la frontera entre las placas de Norteamérica y del Caribe)

Plafker, G., Agar, R., Asker, A. y Hanif, M. (1987), "Surface effects and tectonic setting of the 13 December 1982 north Yemen earthquake", *Bull. Seism. Soc. Am.*, **77**, pp. 2018-2037.

- Richter, F. (1958), *Elementary seismology*, W. IH. Freeman & Co., Inc., EUA. (Texto clásico de sismología observacional]
- Rosencrantz, E., Ross, M. y Sclater, J. (1988), "Age and spreading history of the Cayman trough as determined from depth, heat flow, and magnetic anomalies", *J. Geophys. Res.*, **93**, pp. 2141-2157.
- Rotstein, Y. y Kafka, A. (1982), "Seismotectonics of the southern boundary of Anatolia, Eastern Mediterranean region: subduction, collision and arc jumping", *J. Geophys. Res.*, **87**, pp. 7694-7706.
- Runcorn, S. (1982), "El motor de la tectónica de placas", en *El redescubrimiento de la Tierra*, CONACYT, Arnoldo Mondadori, Editore, Italia, pp. 197-202.
- Schilling, J., Kingsley, R. y Devine, J. (1982), "Galapagos hot spot-spreading center system 1. Spatial petrological and chemical variations (83°17'W-101°W)", *J. Geophys. Res.*, **87**, pp. 5593-5610.
- Schilt, F., Karig, D. y Truchan, M. (1982), "Kinematic evolution of the northern Cocos Plate", *J. Geophys. Res.*, **87**, pp. 2958-2968.
- Schmidt-Effing, R. (1985?), "El origen del istmo centroamericano como vínculo de dos continentes", en *Nuevos resultados de la investigación geocientífica alemana en Latinoamérica*, Deutsche Forschungsgemeinschaft, Bonn und Inst. Colaboración Científica, Tübingen, República Democrática Alemana, pp. 21-32.
- Sykes, L. (1967), "Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-ocean ridges", *J. Geophys. Res.*, **72**, pp. 2131-2153.
- Sykes, L., McCann, W. y Kafka, A. (1982), "Motion of Caribbean plate during last 7 million years and implications for earlier Cenozoic movements", *J. Geophys. Res.*, **87**, pp. 10656-10676.
- Takeuchi, H., Uyeda, S. y Kanamori, H. (1967), *Debate about the Earth*, Freeman, Cooper & Co., EUA. [Semidivulgación temprana de la t.d.p.]
- Tarling, D. (1980), "The tectonic evolution of the Earth's surface and changing lithospheric properties", en *Mechanisms of continental drift and plate tectonics*, editores Davies, P. y Runcorn, S., Academic Press Inc., Inglaterra, pp. 61-73.
- Tatsumi, Y. (1986), "Formation of the volcanic front in subduction zones", *Geoph. Res. Letters*, **13**, pp. 717-720.
- Tselentis, G. y Makropoulos, K. (1986), "Rates of crustal deformation in the Culf of Corinth (central Greece) as determined from seismicity", *Tectonophysics*, **124**, pp. 55-66.
- Udias, A. (1980), "Seismic stresses in the region Azores-Spain-Western Mediterranean", *Rock Mechanics*, **9**, pp. 75-84.
- Udías, A. (1982), *Física de la Tierra*, Editorial Alhambra, S.A., España. [Geofísica general]
- Udías, A. y Buforn, E. (1985), "Mecanismo focal de los terremotos y sismotectónica de la región Ibero-Mogrebí", en *Mecanismo de los terremotos y tectónica*, editores Udías, A., Muñoz, D. y Buforn, E., Editorial de la Universidad Complutense de Madrid, pp. 217-224, España.
- Uyeda, S. y Kanamori, H. (1979), "Back-arc opening and the mode of subduction", *J. Geophys. Res.*, **84**, pp. 1049-1061.
- Vegas, R., Fontbote, J. y Banda, E. (1980), "Widespread Neogene rifting superimposed on Alpine regions of the Iberian Peninsula", en *Evolution and tectonics of the western Mediterranean and surrounding areas*, editores Udías, A. y Channel, J., Instituto Geográfico Nacional, publicación especial núm. 201, pp. 109-128, España.
- Vegas, R. (1985), "Tectónica del área Ibero-Mogrebí", en *Mecanismo de los terremotos y tectónica*, editores Udías, A., Muñoz, D. y Buforn, E., Editorial de la Universidad Complutense de Madrid, pp. 197-215, España.
- Verma, R. y Krishna, G. (1987), "Seismicity and the nature of plate movement along the Himalayan arc, northeast

India and Arakan-Yoma: a review", *Tectonophysics*, **134**, pp. 153-175.

Vine, F. y Matthews, D. (1963), "Magnetic anomalies over Oceanic ridges", *Nature*, **199**, pp. 947-949.

Vine, F. (1966), "Spreading of the ocean floor: new evidence", *Science*, **154**, pp.1405-1415.

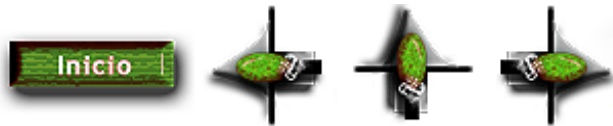
Vink, G. (1982), "Continental rifting and the implications for plate tectonic reconstructions", *J. Geophys. Res.*, **87**, pp.10677-10688.

Weissel, J. y Hayes, D. (1971), "Asymmetric seafloor spreading south of Australia", *Nature*, **231**, pp. 518-521.

Wilson, J. (1965), "A new class of faults and their bearing on continental drift", *Nature*, **207**, pp. 343-347. [Artículo clásico, incluido en Cox (1973); introduce conceptos de placas y fallas transformes]

Wilson, J. (1968), "Continental drift, transcurrent and transform faulting", en *The sea*, editor Maxwell, A., **4**, pp. 623-644.

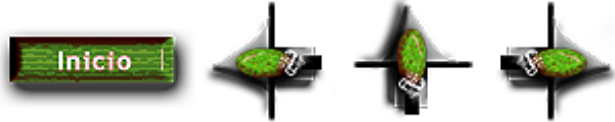
Wilson, J. (1982), "La movilidad de la corteza terrestre", en *El redescubrimiento de la Tierra*, CONACYT, Arnoldo Mondadori, Editore, Italia. pp. 141-146.



COLOFÓN

Este libro de terminó de imprimir y encuadernar en el mes de agosto de 1993 en Impresora y Encuadernadora Progreso, S. A. de C. V. (IEPSA), Calz. de San Lorenzo, 244; 09830 México, D. F. Se tiraron 10 000 ejemplares .

La Ciencia desde México es coordinada editorialmente por MARCO ANTONIO PULIDO y MARÍA DEL CARMEN FARÍAS.



CONTRAPORTADA

Alejandro Nava se propuso, al escribir *La inquieta superficie terrestre*, explicar de manera clara lo que en la actualidad se sabe sobre algunas cuestiones que todos alguna vez nos hemos formulado: ¿cómo se crean y se mantienen las montañas?, ¿a qué se debe que ocurran terremotos?, ¿por qué nace un volcán?, ¿cómo es posible que se encuentren fósiles marinos en la cima de las montañas más elevadas y restos de plantas tropicales en la Antártida?, ¿de qué manera se formaron los archipiélagos?, ¿es verdad que existieron continentes que desaparecieron, como la legendaria Atlántida? Y la lista de preguntas podría alargarse considerablemente.

Hace poco más de un decenio que se propuso una teoría, la tectónica de placas, ahora en plan de desarrollo acelerado y que, entre muchas otras cosas, da respuesta a las preguntas formuladas arriba. Las placas son trozos, más o menos rígidos, de la parte más superficial de la Tierra que se mueven como, por dar una imagen, pedazos de la cáscara de un melón sobre el fruto. Su interacción da lugar a los procesos tectónicos —de construcción o destrucción de nuestra estructura de nuestro planeta—. Así, la tectónica de placas explica toda una serie de observaciones geológicas, geofísicas, geográficas, que antes carecían de explicación satisfactoria. Por supuesto, la teoría de la tectónica de placas, como nos dice el autor, requiere aún de bastante refinamiento como para poder aplicarla a casos particulares que, aparentemente, no obedecen las reglas de un modelo simple a gran escala.

El libro ofrece, pues, aparte de respuestas plausibles a problemas que han desafiado la comprensión del hombre, una introducción somera más rigurosa a la teoría de la tectónica de placas que permita al estudiante, al lector interesado, hacerse una idea mejor acerca de la constitución y los procesos físicos del planeta en que vive.

