

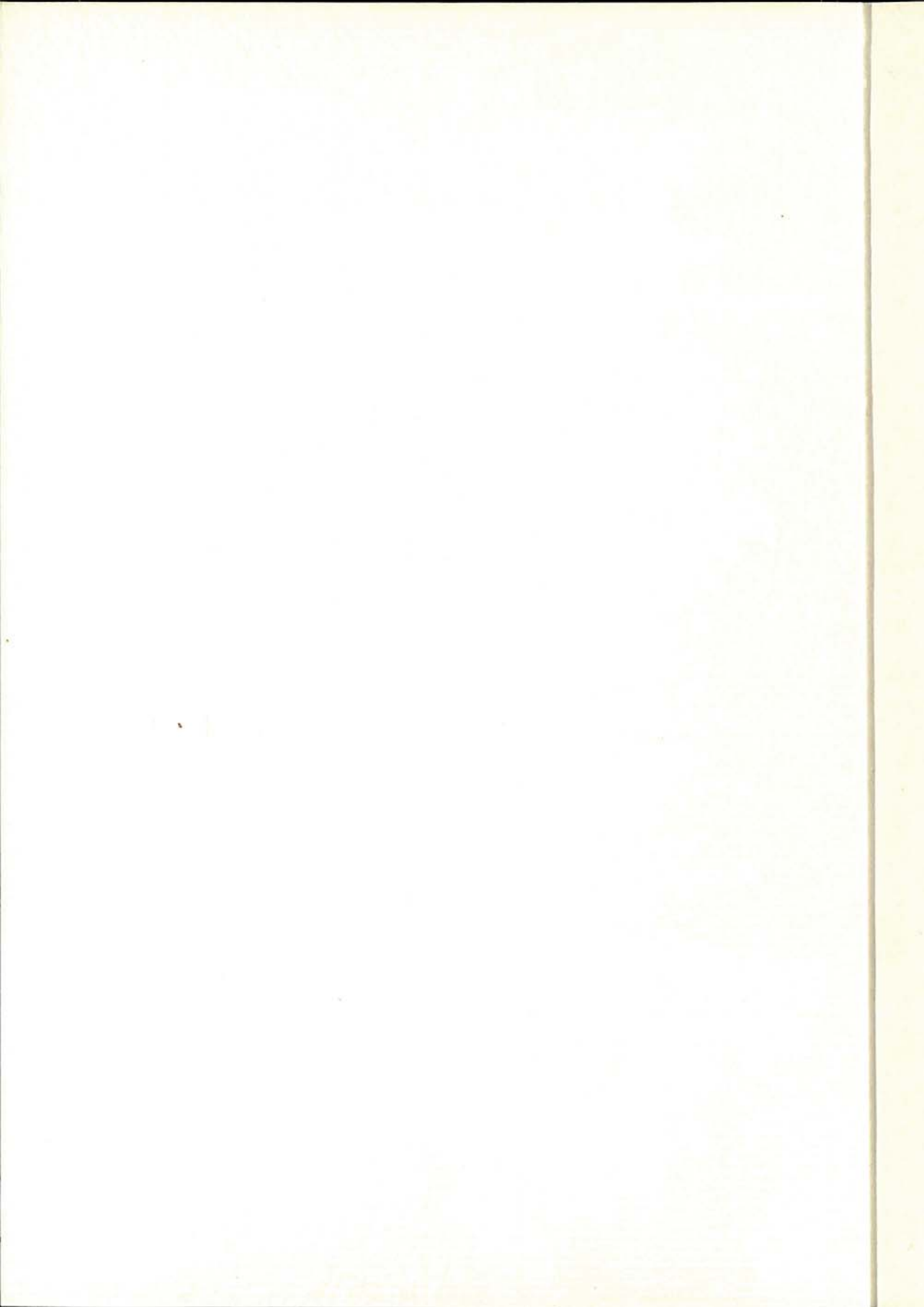
LUIS J. ALIAS PEREZ

EL SISTEMA MUNDIAL DE DORSALES  
CENTRO-OCEANICAS

DISCURSO LEIDO EN LA SOLEMNE APERTURA  
DEL CURSO ACADEMICO 1981-1982

SECRETARIADO DE  
PUBLICACIONES DE LA UNIVERSIDAD DE MURCIA  
1981

E MURCIA  
Medicina  
ca



DISCURSO LEIDO EN LA SOLEMNE APERTURA  
DEL CURSO ACADEMICO 1981-1982

THE UNIVERSITY OF CHICAGO  
LIBRARY

1911

201  
2-2  
131

LUIS J. ALIAS PEREZ

# EL SISTEMA MUNDIAL DE DORSALES CENTRO-OCEANICAS

DISCURSO LEIDO EN LA SOLEMNE APERTURA  
DEL CURSO ACADEMICO 1981-1982



Univ. Murcia

39



1834763

M.J. 198070

SECRETARIADO DE  
PUBLICACIONES DE LA UNIVERSIDAD DE MURCIA  
1981



*Excmo. y Magnífico Sr. Rector:*

*Excmas. e Ilmas. Autoridades:*

*Señores Profesores:*

*Señores Alumnos:*

*Señoras y Señores:*

*Siguiendo el turno establecido, recae en mí el honor, y la responsabilidad que ello conlleva, de dictar esta lección en el solemne acto académico con que nuestra Universidad inicia un nuevo curso.*

*En la elección del tema a desarrollar he considerado que debía reunir al menos dos condiciones esenciales: las de actualidad y de interés general. Creo sinceramente que ambas condiciones se dan en este caso, ya que el estudio del sistema mundial de dorsales centro-oceánicas se viene realizando esencialmente desde hace unos cinco lustros, habiendo sido particularmente intenso en la década de los 70, y sus resultados, calificados como el logro científico más importante de los últimos 25 años, han permitido formular hipótesis y teorías que han supuesto una auténtica revolución en las ciencias geológicas, despertando un interés tal que ha merecido la atención de especialistas en muy diversas ramas del saber, habiéndose cuenta del importante papel que juega el sistema de dorsales en la dinámica de nuestro planeta.*

1870  
1871  
1872  
1873  
1874  
1875  
1876  
1877  
1878  
1879  
1880  
1881  
1882  
1883  
1884  
1885  
1886  
1887  
1888  
1889  
1890  
1891  
1892  
1893  
1894  
1895  
1896  
1897  
1898  
1899  
1900

1901  
1902  
1903  
1904  
1905  
1906  
1907  
1908  
1909  
1910  
1911  
1912  
1913  
1914  
1915  
1916  
1917  
1918  
1919  
1920  
1921  
1922  
1923  
1924  
1925  
1926  
1927  
1928  
1929  
1930

1931  
1932  
1933  
1934  
1935  
1936  
1937  
1938  
1939  
1940  
1941  
1942  
1943  
1944  
1945  
1946  
1947  
1948  
1949  
1950  
1951  
1952  
1953  
1954  
1955  
1956  
1957  
1958  
1959  
1960  
1961  
1962  
1963  
1964  
1965  
1966  
1967  
1968  
1969  
1970  
1971  
1972  
1973  
1974  
1975  
1976  
1977  
1978  
1979  
1980  
1981  
1982  
1983  
1984  
1985  
1986  
1987  
1988  
1989  
1990  
1991  
1992  
1993  
1994  
1995  
1996  
1997  
1998  
1999  
2000

2001  
2002  
2003  
2004  
2005  
2006  
2007  
2008  
2009  
2010  
2011  
2012  
2013  
2014  
2015  
2016  
2017  
2018  
2019  
2020  
2021  
2022  
2023  
2024  
2025  
2026  
2027  
2028  
2029  
2030  
2031  
2032  
2033  
2034  
2035  
2036  
2037  
2038  
2039  
2040  
2041  
2042  
2043  
2044  
2045  
2046  
2047  
2048  
2049  
2050



# El sistema mundial de dorsales centro-oceánicas

## I. INTRODUCCION.

Característica muy general de la investigación científica en cualquiera de las ramas de las ciencias geológicas es la dificultad y hasta imposibilidad absoluta de la observación directa de nuestro objeto de estudio, razón por la cual el conocimiento directo que de la Tierra tenemos queda reducido a su delgada epidermis, en un espesor que, en el mejor de los casos, viene a representar poco más del 0,1 por 100 de su radio. Como consecuencia de esta dificultad de acceso, que condiciona el estudio de muchos problemas básicos que tiene planteados la Geología, el científico recurre con frecuencia a métodos indirectos, basados, por ejemplo, en la medida de determinadas propiedades físicas, a sabiendas de que su interpretación muy rara vez le conducirá a una solución única, pero también con la confianza de que el estudio combinado de diversas propiedades físicas le facilitará una solución que, si no es la única, será al menos la teóricamente más probable.

A esta dificultad general inherente a la investigación geológica debemos añadir, en cuanto a geología marina se refiere, la derivada de la existencia de una capa de agua de algunos kilómetros de espesor entre la superficie y el fondo del océano que se desea estudiar, razón por la cual la investigación del fondo de los océanos sólo ha alcanzado tasas importantes de desarrollo a partir de la década de los 50, gracias al gran avance científico y tecnológico experimentado en los años siguientes a la II Guerra Mundial.

En efecto, el científico ha podido disponer de técnicas de medición cada día más refinadas. Así, la ecosonda, basada en el método de reflexión acústica y desarrollada en los años 20, se ha perfeccionado tanto

que en los años 50 ha sido posible medir en los océanos profundidades mayores de los 10.000 m con una precisión mayor de 1/5.000, de modo que es posible detectar cambios topográficos menores de un metro en zonas oceánicas cuya profundidad total sea de 5.000 m, valor que supera con creces la profundidad media de los océanos; actualmente se siguen técnicas todavía más sofisticadas, basadas en los métodos de refracción sísmica y de reflexión sísmica continua, en las que, analizando la velocidad de propagación de ondas sísmicas artificialmente generadas, se llega a conocer con gran detalle la topografía del fondo y la estructura de la corteza oceánica, cuando se opera con ondas de frecuencia suficientemente baja, e incluso se utilizan métodos tridimensionales de exploración sísmica, con los que se obtiene una visión espacial de los cuerpos o masas estructurales (Graebner, Wason y Meinardus, 1981), así como el sistema Sonarray de ecosondeo multicanal de haz estrecho y el sistema de scanning Gloria (Heirtzler y Grassle, 1976). Ya se comprenderá que la aplicación de estas técnicas es del mayor interés, puesto que una cartografía detallada de la topografía del fondo oceánico resulta básica para cualquier otro tipo de investigación en geología marina.

Excelente complemento de los datos sismológicos es la gravimetría, que constituye un método básico para estudiar la estructura cortical de los océanos. Desde que en los años 30 llevara a cabo Vening Meinesz las primeras mediciones de la gravedad en aguas del archipiélago indonesio, han adquirido gran desarrollo las técnicas de gravimetría marina; gracias a los esfuerzos de los científicos de diversos países, se han diseñado gravímetros sumamente complicados que se usan a bordo de buques de superficie (Loncarevic, 1961) con los que se han superado las serias dificultades que presenta la medición de la gravedad en el mar, habida cuenta, entre otras causas de error, que un gravímetro no distingue entre las fuerzas originadas por el mar y las debidas realmente a la gravedad y que las aceleraciones verticales causadas por el mar pueden alcanzar hasta 100.000 mgals, siendo necesaria una precisión del orden de 1 mgal en la medida de las variaciones de la aceleración gravitacional.

Igualmente de interés es el cálculo del flujo de calor que escapa del interior de la Tierra a través del fondo del océano, lo cual exige determinar la variación de la temperatura en función de la profundidad, lo que se denomina gradiente geotérmico, y la conductividad calorífica de los sedimentos y materiales que forman el fondo del mar. El problema que en principio suponía determinar el gradiente geotérmico en el fondo del mar fue resuelto en los años 50 por Bullard (1963), con la construcción de un tubo-sonda de varios metros de longitud provisto a lo largo de su eje

de termistores convenientemente distanciados y manejado desde un barco de superficie; la determinación del gradiente geométrico es así, gracias a la gran inercia térmica del agua, una operación tal vez más sencilla en los océanos que sobre los continentes, por lo que se dispone hoy de abundantes datos del flujo calorífico, que, adecuadamente interpretados, constituyen una base importante de las teorías relativas a la constitución e historia de la Tierra (Von Herzen y Langseth, 1965).

La medición del magnetismo terrestre es desde hace algunos años otra importante área de investigación, que ha proporcionado valiosos y sorprendentes datos sobre el origen y la dinámica del fondo del océano. Ante la dificultad de medir con precisión en un barco el movimiento de un imán suspendido, que es el método convencional en tierra firme, se desarrolló en los años 50 una técnica nueva basada en el hecho de que cuando una sustancia como el agua se coloca en un campo magnético sus protones sufren un movimiento precesional cuya frecuencia es proporcional a la intensidad del campo magnético. Con este aparato, llamado magnetómetro de precesión de protones y desarrollado por primera vez por Hill (1957), es hoy día una operación de rutina medir la intensidad total del campo geomagnético desde un barco de superficie, lo que se consigue fácilmente con una precisión de 1/50.000, precisión que es necesaria si se tiene en cuenta que la intensidad total del campo magnético oscila entre aproximadamente 30.000  $\gamma$  en el ecuador magnético y unas 60.000  $\gamma$  en los polos magnéticos, con variaciones diarias de 50 a 100 $\gamma$ , que deben ser tenidas en cuenta en el estudio de las anomalías espaciales de origen geológico, cuya magnitud oscila entre unas decenas y algunos millares de gammas.

En los últimos años se vienen desarrollando nuevos instrumentos diseñados para realizar mediciones una vez colocados directamente en el fondo del mar, tales como los sismómetros y los magnetómetros de fondo, que están resultando ser de gran utilidad.

El refinamiento en las técnicas de medida no habría sido lo suficientemente fructífero de no ir acompañado de la construcción de barcos y pequeños sumergibles, muchos de ellos tripulados (Heirtzler y Grassle, 1976), expresamente diseñados para la investigación oceánica y dotados de los medios materiales y humanos necesarios, circunstancia que felizmente se ha dado gracias a la acción emprendida por diversos países, que han sabido comprender la importancia de la investigación en los medios oceánicos y no han dudado en subvencionar varios proyectos de investigación.

Valiosas contribuciones a la exploración de los océanos han sido he-

chas por el Lamont-Doherty Geological Laboratory, fundado en 1949 en la Universidad de Columbia con el nombre de Lamont Geological Observatory, cuyo primer director fue el prestigioso y malogrado geofísico Maurice Ewing, y por la Scripps Institution of Oceanography, que desde los años 50 ha realizado numerosas expediciones, principalmente a los océanos Pacífico e Indico, a las que han unido su esfuerzo las instituciones oceanográficas de otros países, tales como el Japón, Inglaterra, Rusia, Francia y Alemania.

En 1957-58 se celebró el Año Geofísico Internacional, durante el cual, además de los logros científicos alcanzados, se creó un espíritu de cooperación entre los diversos países, que se materializó en el Proyecto de Expedición Internacional al Océano Indico (1959-1965) y en el Proyecto del Manto Superior (1962-1970). Por otra parte, en el año 1968 se inició en los Estados Unidos el Proyecto de Perforación del Océano Profundo (Deep Sea Drilling Project, DSDP), cuyo objetivo era perforar el fondo del océano hasta llegar a la roca basal y recoger muestras de todos los sedimentos, a fin de obtener información directa sobre la estructura y la historia del fondo de los océanos. Tal misión escapaba a las posibilidades de una sola institución y fue acometida por un consorcio de instituciones integrado por la Scripps Institution of Oceanography, el Lamont-Doherty Geological Laboratory, las Universidades de Washington y de Miami y la Wood Hole Oceanographic Institution y es conocido como JOIDES (Joint Oceanographic Institutions Deep Earth Sampling); se perfeccionó la técnica de sondeo utilizada en la plataforma continental para la explotación de los yacimientos petrolíferos y se construyó un nuevo buque de perforación, el *Glomar Challenger*, que en sus 44 expediciones bimensuales ha realizado numerosos sondeos, alcanzando en varias ocasiones las rocas basálticas del basamento. Aunque el DSDP terminó en 1975, el proyecto se ha mantenido, por su interés científico, como proyecto internacional IPOD (International Program of Ocean Drilling), gracias al cual se siguen llevando a cabo importantes operaciones de sondeo, al propio tiempo que se han incorporado al JOIDES otras instituciones tanto norteamericanas como de otros países.

La colaboración internacional ha cristalizado igualmente en el desarrollo de varios proyectos específicos, diseñados para estudiar un área o aspectos concretos del fondo de los océanos, entre los que merece una mención especial el proyecto franco-norteamericano FAMOUS (French-American Mid-Ocean Undersea Study), que se inició el año 1972 para investigar los procesos volcánicos y tectónicos que tienen lugar en el valle de rift central de la dorsal centro-atlántica, en un segmento al S.O.

de las Azores, y en el que se han utilizado por primera vez sumergibles tripulados y se ha obtenido un gran número de fotografías (Ballard y Moore, 1977).

Gracias al refinamiento alcanzado en los aparatos de medición y al desarrollo de los diversos proyectos de investigación, es tal la información obtenida en las dos últimas décadas y particularmente en la de los años 70 que nuestro conocimiento del fondo de los océanos es en bastantes aspectos más completo si cabe que el de la mayor parte de las áreas continentales.

La cartografía detallada ha permitido elaborar mapas topográficos en los que se reconocen con gran nitidez las distintas provincias fisiográficas en que se divide el fondo de los océanos, así como los cañones submarinos, las fosas oceánicas, las montañas submarinas o seamounts, los guyots y demás accidentes topográficos. Pero, sin duda alguna, el rasgo estructural o fisiográfico más destacado y continuo de los océanos es el sistema de dorsales, dotadas de unas características topográficas, geológicas y geofísicas muy particulares y cuyo papel es decisivo en las modernas teorías de la expansión del fondo oceánico y de la tectónica de placas, que, a su vez, ofrecen un mecanismo aceptable de la hipótesis de la deriva de los continentes, formulada ya en 1912 por Wegener, rechazada hacia 1930 porque se consideraba físicamente imposible y revitalizada en años recientes gracias, muy curiosamente, a los resultados obtenidos por los geofísicos en el estudio del fondo de los océanos y, muy en particular, de su sistema de dorsales. En lo sucesivo me referiré tan sólo a las características generales del sistema mundial de dorsales centro-oceánicas, sin pretender entrar en el detalle de las hipótesis y teorías que de la integración de aquéllas se derivan, aunque en algún momento sea inevitable hacer referencia a ellas.

## II. CARACTERISTICAS GENERALES DE LAS DORSALES OCEANICAS.

### II.1. CONFIGURACION DEL SISTEMA MUNDIAL DE DORSALES.

Las dorsales centro-oceánicas constituyen un sistema de elevaciones submarinas, a modo de cordilleras de unos 2.000 km de anchura y unos 3.000 m de altitud con respecto a las llanuras abisales adyacentes, que, prácticamente sin solución de continuidad, se extiende por el globo terrestre a lo largo de más de 60.000 km, como han podido comprobar

Heezen y Ewing (1961, 1963). Muy característicamente corresponden a estructuras de distensión, cuyo valle de rift constituye la cicatriz actualmente viva y actúa como una línea de desgarre o fisura por la que fluye material procedente del manto, ya que el mecanismo de formación de las dorsales supone que la actividad se concentra en su parte axial y se manifiesta por un aporte de magma de origen profundo que viene a rellenar, a medida que se forman, las grietas y fisuras originadas por la distensión, lo cual explica que las dorsales sean zonas de intensa actividad volcánica, tectónica y sísmica, responsables de un relieve muy abrupto, con un flujo de calor anormalmente alto en su parte central, en la que tiene lugar la creación de nueva corteza oceánica, esencialmente formada por rocas de naturaleza basáltica tanto más antiguas cuanto más alejadas se encuentran del eje de la dorsal, cuya historia y cronología puede seguirse gracias a sus propiedades magnéticas.

La rama descubierta en primer lugar y una de las mejor conocidas es la del Atlántico Norte, que se denominó dorsal medio-atlántica, por encontrarse situada en la parte central del océano, cuya existencia ya se sospechaba a finales del siglo XIX, cuando se tendió el primer cable submarino y se la llamó "meseta del telégrafo", y fue plenamente confirmada en la exploración que realizó el buque alemán Meteor entre los años 1925 y 1927. Luego se ha visto que esta dorsal continúa por todo el océano Atlántico y que también existen dorsales en los otros océanos; en atención al nombre asignado a la primeramente descubierta, se les denomina dorsales medio o centro-oceánicas, sin que ello suponga que necesariamente se encuentren en la parte central o media de los océanos.

A la altura del trópico de Capricornio aparecen en el Atlántico dos dorsales transversales, la del Río Grande al Oeste, que separa la cuenca abisal del Brasil de la cuenca de la Argentina, y la dorsal de Walvis al Este, que separa las cuencas de Angola y del Cabo. Se trata de dorsales actualmente asísmicas que tal vez guarden relación con la apertura del océano Atlántico o con la formación del punto caliente de Tristán da Cunha.

La dorsal centro-atlántica presenta una neta continuidad tanto al Norte de Islandia, isla que en sí misma forma parte de la dorsal, como al Sur de Tristán da Cunha, de tal manera que contacta con la dorsal de Lomonosov, en el océano Artico, y con la dorsal de Bouvet-Marion, ya en el océano Indico, entre el Sur de Africa y el Antártico.

Sobre la dorsal centro-atlántica se asienta una serie de islas y archipiélagos, tales como Islandia, las Azores, Santa Elena, Ascensión, Tristán da Cunha, etc., caracterizadas todas ellas por un vulcanismo basál-

tico, tan típico de la dorsal atlántica (veremos más adelante que también lo es de las otras dorsales) que se conoce como vulcanismo de tipo atlántico. Lejos de la dorsal existen, no obstante, volcanes no basálticos, como algunos de los arcos de islas del Caribe y de las Orcadas y existen también fragmentos continentales dispersos o microcontinentes, más bien raros y de pequeño tamaño, tales como el banco de Rockall en el Atlántico Norte, a lo largo de las costas de Irlanda, la plataforma del Cabo Verde, al Oeste del Senegal, y la plataforma de las Falkland, también llamada de las Malvinas, al Sureste de la Argentina.

Al Este de Madagascar, tanto la dorsal de Bouvet-Marion como su rift central contactan con la dorsal de Calsberg o dorsal centro-índica, que parece jugar el mismo papel que la dorsal centro-atlántica, tal como pone de relieve la historia geológica, si se tiene en cuenta que Africa, Madagascar, Australia y la India pertenecieron en otro tiempo, al igual que América del Sur, a un mismo supercontinente, el llamado continente de Gondwana, actualmente roto y diseminado en varios fragmentos. Por su parte, la dorsal de Carlsberg penetra por el golfo de Adén en el Mar Rojo, que a todos los efectos puede considerarse como un océano incipiente, y contacta con los rifts continentales africanos, al propio tiempo que se prolonga hacia el sureste como dorsal índico-antártica hasta unirse con la dorsal pacífico-antártica al Sureste de Australia.

En la parte central del océano Índico y en dirección Norte-Sur existen dos dorsales que enmarcan al subcontinente de la India: son la dorsal de las Maldivas al Oeste, con los archipiélagos volcánicos de las Laquedivas, Maldivas y Chagos, y la dorsal de Carpenter, denominada también *Ninety East*, porque se encuentra en el meridiano 90° Este, que suelen interpretarse como huellas del camino seguido por la India en su deriva hacia Eurasia. La dorsal de Broken, que se extiende de Oeste a Este y está jalónada al Sur por la fosa de la Diamantina, podría tener el mismo significado con respecto a Australia.

Los sondeos realizados en la dorsal *Ninety East* como parte del DSDP muestran una secuencia sedimentaria que concuerda con la subsidencia hacia el Norte experimentada por esta dorsal en el transcurso de su historia, así como la presencia de sedimentos de aguas superficiales en varios puntos a lo largo de la cresta de la dorsal, todo lo cual, unido a la existencia de esporas y polen bien conservados, se interpreta en el sentido de que a lo largo de esta dorsal existieron desde tal vez el Cretácico superior hasta el Oligoceno superior islas volcánicas oceánicas caracterizadas por una vegetación bastante diversificada y muy similar a la del Terciario inferior de Australia y Nueva Zelanda (Kemp y Harris, 1975).

Como en el océano Atlántico, existen en el Indico diversos microcontinentes, unos emergidos, como Madagascar, y otros prácticamente sumergidos, como el de las Seychelles y tal vez también la plataforma de las Kerguelen.

En el océano Pacífico se continúa el sistema mundial de dorsales a partir del Sureste de Australia por medio de la dorsal pacífico-antártica y la dorsal del Pacífico oriental, de la que surge una rama denominada dorsal o prominencia de Chile meridional. Existen en el Pacífico otras dorsales de muy escaso desarrollo, asísmicas, tales como la dorsal de Cocos y la de Nazca, así como una serie de crestas volcánicas que muy dudosamente merecen el calificativo de dorsales, tales como las de Hawai, Christmas, Tuamotú, Tubuai, etc. La dorsal del Pacífico Este presenta la particularidad de que llega al extremo meridional del golfo de California, donde parece interrumpirse o tal vez desaparecer bajo el continente norteamericano, precisamente donde se inicia la gran falla de S. Andrés, cuya actividad y movimientos horizontales de cizalla corresponden a lo que Wilson (1965) ha llamado fallas de transformación, que tan frecuentemente seccionan las dorsales oceánicas. Precisamente, la suposición de que la falla de S. Andrés tuviera el significado de una falla de transformación indujo a Vine y Wilson (1965) a intensificar sus investigaciones oceánicas frente a la isla de Vancouver y el resultado fue el descubrimiento de las dorsales de Juan de Fuca y de Gorda, que posiblemente representen segmentos de la dorsal del Pacífico Este.

Las zonas de fractura, siempre frecuentes en las dorsales centro-oceánicas, lo son muy en particular en el Pacífico Oriental, en el que se sucede toda una serie de fracturas de gran desarrollo (Menard y Fisher, 1958), desde la de Mendocino al Norte a la de Eltanin al Sur, y explican que muchas islas volcánicas, montañas marinas y guyots se encuentren perfectamente alineados.

En el Mar Mediterráneo existe una protuberancia arqueada y ancha, a veces llamada dorsal mediterránea (Stanley, Sheng y Kholief, 1979), que se extiende desde el mar Jónico a la cuenca Levantina Oriental y constituye una provincia topográfica y tectono-estratigráfica particular entre la margen europea, sísmicamente activa, y la norteafricana, más estable, para la que tal vez se podría diseñar un origen de dorsal centro-oceánica, pero lo cierto es que existen opiniones muy contrapuestas en cuanto a su configuración estructural y estratigráfica.



## II.2. TOPOGRAFIA DE LAS DORSALES.

En un dorsal, tal como la centro-atlántica, Heezen y Menard (1963) distinguen como provincias topográficas principales una parte central, denominada cresta, y los flancos laterales. La cresta de la dorsal, de 80 a 320 km de anchura, es una zona de topografía muy abrupta, en la que se distingue un surco longitudinal de 13 a 48 km de anchura, que Heezen y Tharp (1953) observaron a todo lo largo de la línea axial de la dorsal centro-atlántica y denominaron valle de rift, las montañas de rift y las plataformas fracturadas, todas ellas con escasos sedimentos, que suelen faltar por completo en el valle de rift. Los flancos laterales, de topografía menos accidentada, se encuentran recubiertos de sedimentos pelágicos y pasan suavemente a las llanuras abisales adyacentes a ambos lados de la dorsal.

En definitiva, la topografía de las dorsales presenta un perfil comparable al de un rift continental de los que se extienden en el Este de Africa (Fig. 1), cuya formación no se inició antes del Mioceno superior, según se deduce de las dataciones K-Ar de materiales volcánicos de la región etiope (Davidson y Rex, 1980), y que pueden representar el comienzo de la separación de una placa litosférica, la placa de Somalia, con respecto a la placa africana, en un estadio menos avanzado que el Mar Rojo.

Si se tienen en cuenta las llanuras abisales y las fosas oceánicas, la topografía del fondo marino puede explicarse según un modelo térmico relativamente sencillo, compatible con los datos sísmicos y de flujo calorífico, según el cual (Wetherill y Drake, 1980) a medida que la litosfera se mueve alejándose de la dorsal se enfría y este enfriamiento convierte la astenosfera en una litosfera cuyo engrosamiento es rápido al principio y asintóticamente se aproxima a un espesor de unos 85 km; así, las dorsales oceánicas no son masas discontinuas superpuestas en el fondo de los océanos, sino que representan las partes más jóvenes de éstos, en las que la elevación a modo de cordillera es más evidente. Esta interpretación de la topografía oceánica tiene implicaciones que afectan a los continentes, ya que el volumen de las dorsales oceánicas puede ser función de la velocidad con que en ellas se genere nueva corteza oceánica y, consiguientemente, ser la causa de importantes transgresiones y regresiones marinas; en efecto, la transgresión de grandes proporciones ocurrida hace unos 80 a 100 millones de años pudo estar relacionada con una creación rápida de nueva corteza oceánica, al igual que las variaciones eustáticas del nivel del mar parecen haber sido responsables de la extinción

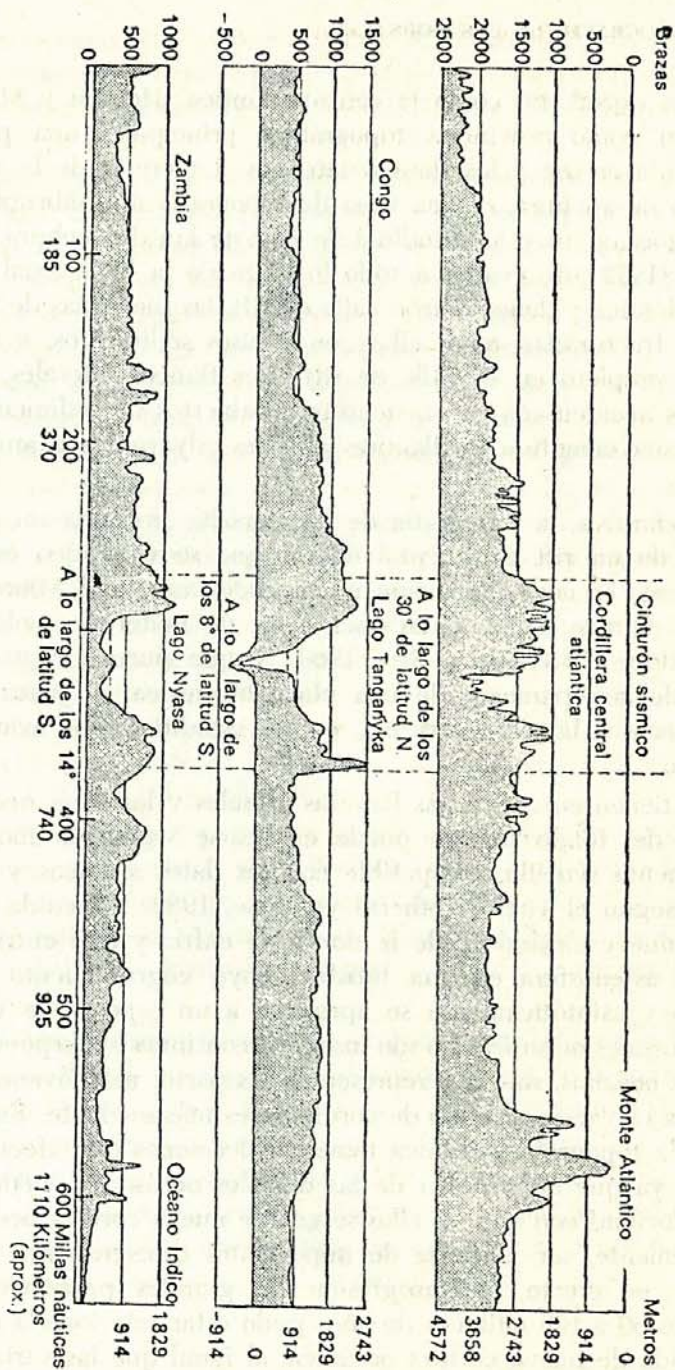


FIG. 1.—Perfiles topográficos de la dorsal centro-atlántica y del rift continental del Este de África, según HEYZEN (Tomado de HALLAM, 1976).

de la fauna de los arrecifes de numerosos guyots del Pacífico (Matthews, Heezen, Catalano, Coogan, Tharp, Natland y Rawson, 1974).

Aunque generalmente se acepta que las placas litosféricas expanden en los valles de rift y éstos constituyen fosas tectónicas limitadas por fallas normales, los modelos de formación de estos accidentes tectónicos son todavía muy especulativos y, como señalan Koide y Bhattacharji (1975), cualquier modelo que se proponga debe dar cuenta de toda una serie de características generalmente comunes a los valles de rift, tales como: 1) elevaciones domáticas anchas, suaves, a ambos lados del valle; 2) subsidencia de un bloque central alargado entre un conjunto de fallas normales a lo largo del rift central; 3) conexión de muchos valles de rift o segmentos del mismo para formar un sistema mundial de dorsales; 4) aislamiento o débil conexión de algunos valles al sistema mundial de rifts por zonas de depresión; 5) estrecha asociación de actividad volcánica con los valles de rift, aunque algunos, tales como el valle de rift del lago Tanganica, no presenten signos locales de vulcanismo; 6) anomalías magnéticas, sísmicas y gravitacionales y elevado flujo de calor, y 7) analogía en anchura (20 a 60 km) de la mayoría de los valles de rift.

Tanto las dorsales como su rift están cortadas a intervalos de algunas decenas de kilómetros por accidentes transversales que corresponden a las fallas de transformación, cuya formación tal vez se deba a la anisotropía del manto superior del océano, como sugieren Freund y Merzer (1976) y cuyo modelo ha sido experimentalmente reproducido por Oldenburg y Brune (1972), así como el de otros detalles característicos de las dorsales oceánicas en expansión, operando con diversas parafinas. Las fallas de transformación son responsables de la intensa fracturación de las dorsales, como consecuencia de la cual se alcanza en ocasiones una profundidad considerable, tal como ocurre en el océano Atlántico en la fosa de Romanche, coincidiendo con una fractura (Heezen, Bunce, Hersey y Tharp, 1964); a ellas se debe también el que las dorsales oceánicas sean en orden de importancia la tercera zona sísmica del globo terrestre.

Como parte de las investigaciones integradas en el proyecto FAMOUS, se ha explorado muy detenidamente el valle medio de un segmento del rift centro-atlántico al S.O. de las Azores con los sumergibles tripulados Arquímedes, Cyana y Alvin (Ballard, Bryan, Heirtzler, Keller, Moore y Van Andel, 1975; Arcyana, 1975), así como una falla de transformación y su intersección con el valle de rift entre los años 1973 y 1974. El valle de rift tiene aquí una anchura total de unos 30 km y una profundidad máxima de 2,8 km con respecto a la superficie del mar; su zona axial

se caracteriza por una parte interior topográficamente rugosa, de unos 4 km de anchura, llamada "suelo interior", en la que destacan tres elevaciones volcánicas; la central, llamada monte de Venus, tiene aproximadamente 4 km de longitud y 1 km de anchura y se eleva unos 250 m sobre el fondo que le rodea; la pared occidental del suelo interior es más elevada, regionalmente más abrupta y mejor definida que la pared oriental, todo lo cual indica que la velocidad de expansión de la placa africana es mayor que la de la placa norteamericana.

Todavía más recientemente, en los meses de febrero y marzo de 1977, se ha explorado el rift de las Galápagos, que posee las mismas características generales, aunque su desarrollo es menor; en efecto, se trata de un valle de 3 a 4 km de anchura y una profundidad media de unos 2.450 m, limitado por fuertes escarpes producidos por fallas normales y cuya zona axial contiene una elevación o cordillera sencilla, recta, que se extiende de Este a Oeste y se eleva aproximadamente 20 m sobre la profundidad media del valle, esencialmente libre de sedimentos y formado por los materiales volcánicos más recientes del área (Corliss, Dymond, Gordon, Edmond, Von Herzen, Dallard, Green, Williams, Bainbridge, Crane y Van Andel, 1979).

### II.3. ESTRUCTURA DE LA CORTEZA OCEANICA.

Son actualmente numerosos los datos disponibles que nos informan sobre la estructura de la corteza terrestre del fondo de los océanos, procedentes del análisis de la propagación de las ondas sísmicas, muy en particular de las artificialmente generadas y estudiadas por los métodos de refracción y reflexión sísmica continua, incluso con sismómetros instalados directamente sobre el fondo del mar, así como de los resultados aportados por los métodos gravimétricos y la observación directa de los testigos extraídos en los sondeos realizados por el Glomar Challenger, en particular en el Atlántico Norte, en tres de los cuales se ha penetrado más de 500 m en el basamento (Hall y Robinson, 1979).

Con anterioridad al año 1973, en que se inicia una interesante fase de exploración directa de las dorsales, la corteza oceánica, bastante distinta de la continental, se ha considerado formada por tres capas bien diferenciadas. Bajo un espesor medio de 4,5 km de agua, se presenta la capa 1, formada por materiales sedimentarios, en la que las ondas P se propagan a velocidades comprendidas entre 1,5 y 3,7 km s<sup>-1</sup> y en la que los estudios recientes de reflexión sísmica (Bott, 1971) permiten diferenciar hasta tres subcapas, según el grado de consolidación de los sedi-

mentos, que totalizan un espesor muy variable según la provincia fisiográfica y el océano que se consideren. Sigue la capa 2, caracterizada por una velocidad de propagación de las ondas sísmicas de 4,0 a 6,0 km s<sup>-1</sup>, con una composición basáltica y un espesor de 1,5 km, y la capa 3, más gruesa, por término medio de 5,0 km, y con una velocidad de las ondas de 6,4 a 7,0 km s<sup>-1</sup>, al parecer formada por rocas ígneas básicas del tipo del gabro y la peridotita, en parte metamorfizadas.

En las dorsales centro-oceánicas la estructura de la corteza presenta particularidades muy significativas (Ewing, Le Pichon y Ewing, 1966). En primer lugar, la capa sedimentaria es muy delgada o incluso no existe en su parte central, ya que el valle de rift es una zona de intensa actividad volcánica; además, en corteza oceánica joven, a lo largo o cerca de la cresta de las dorsales, los estudios de refracción sísmica más detallados permiten diferenciar una subcapa 2A superior de baja velocidad (2,5 a 3,8 km s<sup>-1</sup>) sobre una subcapa inferior 2B con velocidad de las ondas compresionales de aproximadamente 5,0 km s<sup>-1</sup>, y, tal como ocurre en la dorsal centro-atlántica (Talwani, Le Pichon, y Ewing, 1965), su parte central, en una anchura de unos 500 km, posee inmediatamente a continuación de la capa basáltica o capa 2 un material anómalo, en cuanto que la velocidad de propagación de las ondas sísmicas es en él intermedia entre la de la capa 3 y la del manto (Ewing, 1969), y se interpreta en el sentido de que la capa 3 se encuentra aquí reemplazada por un material intermedio, menos viscoso que el manto, de acuerdo con la idea de que las dorsales oceánicas son regiones tectónicamente activas en las que tiene lugar la creación de nueva corteza por el material que aflora en ellas, procedente del manto profundo. Por otra parte, a través de la dorsal centro-atlántica existe una marcada anomalía de Bouguer, cuya forma indica que la dorsal en su conjunto está en equilibrio isostático, equilibrio que evidentemente no se puede alcanzar por una profundización en la corteza, incompatible con su estructura, por lo que la deficiencia de masa que tal condición de equilibrio requiere debe estar originada en una densidad anormalmente baja del material intermedio, a la que se asigna un valor en torno a 3,15 g cm<sup>-3</sup>, frente a las 3,40 g cm<sup>-3</sup> del manto superior, en los diversos modelos propuestos para explicar la citada anomalía gravitacional y las exigencias de refracción sísmica, con la particularidad de que cada uno de estos modelos exige que debajo de los flancos de la dorsal centro-atlántica exista material de menor densidad debajo del material más denso (Fig. 2).

La situación es similar en otras dorsales en cuanto al estado de equilibrio isostático y a la existencia del material anómalo, aunque no

siempre penetre en la capa 3, como ocurre en la dorsal del Pacífico Este, al Oeste del Perú.

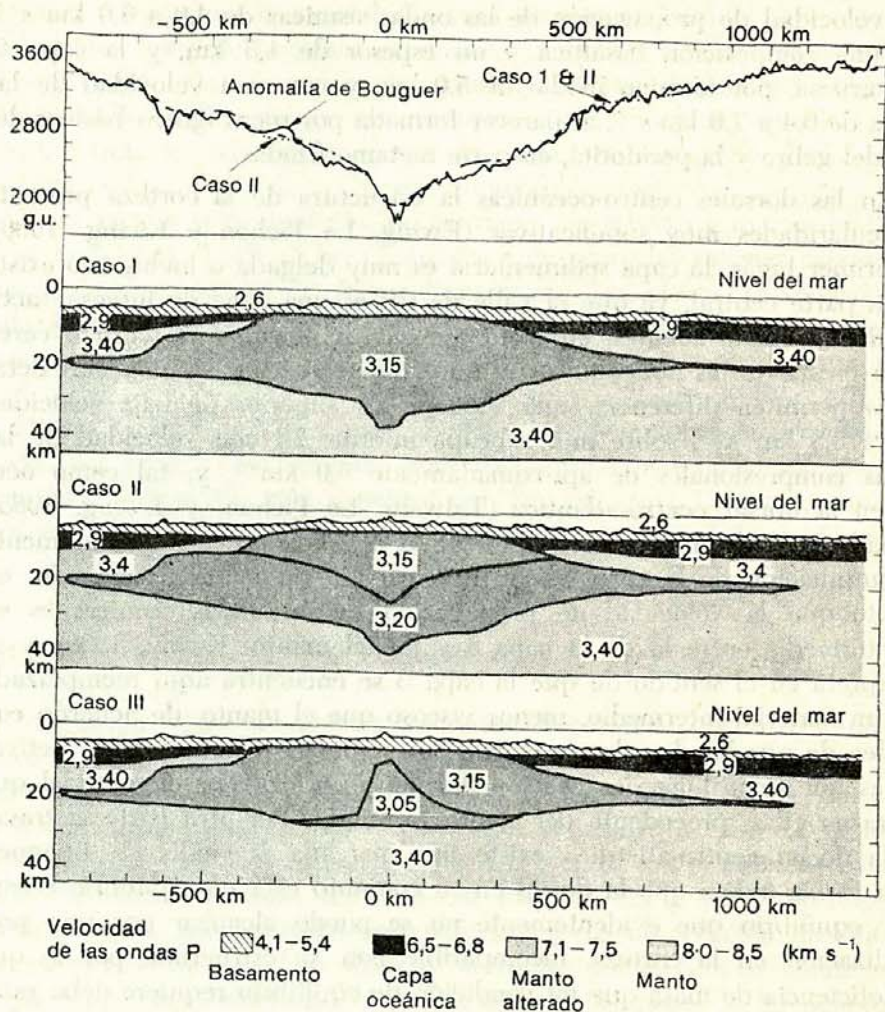


FIG 2.—Anomalia de Bouguer a través de la dorsal centro-atlántica y tres modelos posibles de distribución de densidad que satisfacen los datos sísmicos y gravimétricos, según TALWANI, LE PICHON y EWING, 1965 (Tomado de SMITH, 1975).

En definitiva, la discontinuidad de Mohorovicic llega a perder su significación bajo la cresta de las dorsales, de tal manera que, en lugar de hablar de corteza y manto al tratar del desplazamiento horizontal del fondo de los océanos y de los continentes, resulta más adecuado referirnos a una capa superior, de 70 a 150 km de espesor, viscosa y rígida,

Este, formada por la corteza, sea continental u oceánica, y la parte superior del manto, capa que se conoce como litosfera y que, generalmente sin límite neto, pasa a una zona fluida del manto, llamada astenosfera, que se extiende hasta unos 300 km de profundidad (Fig. 3).

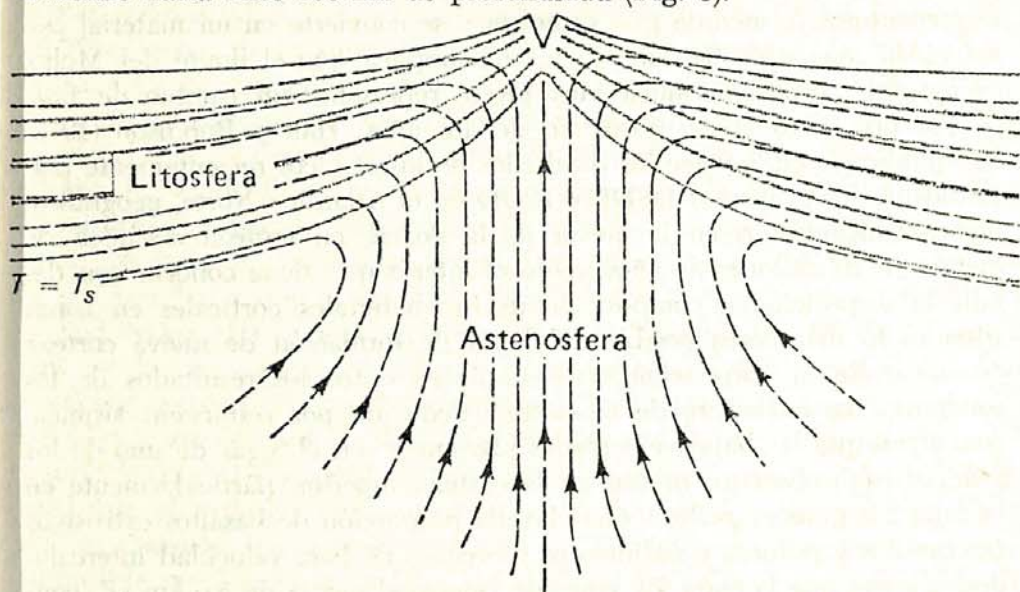


FIG. 3.—Engrosamiento de la litosfera por enfriamiento;  $T_s$  es la isoterma que representa la temperatura de fusión parcial: la litosfera sólida, situada por encima, está más fría que  $T_s$ , y la astenosfera, situada bajo ella, está más caliente (UYEDA, 1980).

Los estudios sísmicos llevados a cabo en el área FAMOUS, en la dorsal centro-atlántica, indican que, debajo del valle medio, la capa 2 descansa directamente en un manto con una velocidad de propagación de las ondas sísmicas de  $7,3 \text{ km s}^{-1}$  y que, debajo de las montañas de la cresta de la dorsal, la llegada de las ondas P y S sugiere que a la capa 2 sigue la capa 3 y a ésta el manto con velocidad de  $7,3 \text{ km s}^{-1}$  (Fowler y Matthews, 1974), aunque Whitmarsh (1973) había llegado poco antes a la conclusión de que en el eje de la dorsal, debajo del valle medio, existe la capa 3.

Como señalan Lewis y Snysman (1977), a medida que aumenta el número de datos de refracción sísmica de los océanos, parece ser más evidente un aumento sistemático del espesor de la corteza con la edad, hasta al menos unos 60 millones de años, y la explicación de este fenómeno exige conocer con más detalle la estructura de la corteza inferior; los datos de refracción sísmica de la parte septentrional de la placa de Cocos, situada en una zona con una velocidad de expansión de apro-

ximadamente  $4,5 \text{ cm año}^{-1}$ , muestran que el engrosamiento ocurre por formación de una zona de baja velocidad en la base de la corteza, con una velocidad de propagación de las ondas P menor de  $6,8 \text{ km s}^{-1}$ , posiblemente porque el manto superior (velocidad mayor de  $8,0 \text{ km s}^{-1}$ ) se serpentiza a medida que se enfría y se convierte en un material con velocidad menor de  $6,8 \text{ km s}^{-1}$ , lo cual implica que el límite del Moho, excepto en corteza oceánica muy joven, representa un cambio de fase.

Por otra parte, hace poco más de dos años, Hall y Robinson (1979) han publicado en *Science* los resultados de los sondeos recientemente realizados en los proyectos DSDP e IPOD en el Atlántico Norte, geográficamente concentrados en la cresta de la dorsal, en corteza oceánica de menos de 20 millones de años, dado el interés que tiene conocer con detalle la disposición y composición de los materiales corticales en zonas situadas lo más cerca posible del lugar de formación de nueva corteza oceánica. En la correlación que establecen entre los resultados de los sondeos y la estructura de la corteza deducida por refracción sísmica, concluyen que las bajas velocidades ( $2,8 \text{ km s}^{-1}$  en el lugar de uno de los sondeos) que observan in situ en la corteza superior, particularmente en la capa 2A, parecen reflejar una elevada proporción de basaltos extrusivos fracturados y porosos y sedimentos y brechas de baja velocidad intercalados, y creen que la capa 2B, con una velocidad media de  $5,0 \text{ km s}^{-1}$ , consiste principalmente en basaltos extrusivos o material brechoide en que las fracturas han sido lacradas, sin que se detecte un cambio litológico acusado en el límite entre ambas subcapas. Por lo que se refiere a la corteza oceánica inferior, todavía no se tiene evidencia directa de su estructura y composición, ya que no ha llegado a ser muestreada in situ en los sondeos realizados; no obstante, el hecho de que los gabros frescos encontrados en algunos sondeos tengan velocidades de las ondas P de aproximadamente  $7,0 \text{ km s}^{-1}$  a presiones de la corteza oceánica, muy similares a la velocidad media de  $6,7 \text{ km s}^{-1}$  que se deduce a partir de la refracción sísmica para la corteza inferior, permite considerar que la capa 3 esté esencialmente formada por gabros y metagabros, con un límite hacia la capa 2 que representa una transición a basaltos predominantemente extrusivos.

Pese a estos avances, es evidente que nuestro conocimiento directo de la estructura y composición de la corteza oceánica no será lo suficientemente completo hasta que no se superen las dificultades que con carácter general supone la realización de sondeos más profundos a distintas distancias del eje de las dorsales y, en particular, la de perforar directamente los materiales basálticos del valle de rift en ausencia de sedimentos.



#### II.4. ACTIVIDAD SISMICA.

Las dorsales centro-oceánicas presentan una manifiesta actividad sísmica, estrechamente asociada a las fallas normales que configuran el rift central y a las fallas transversales de transformación, en la que la energía se libera cerca de la superficie, dando lugar a terremotos de foco poco profundo y baja magnitud, mientras que amplias superficies de los flancos y de las llanuras abisales son casi siempre asísmicas.

En el año 1960 se creó la Red Mundial de Sismógrafos Normalizados (WWSSN, World-Wide Standardised Seismographs), que ha permitido a los sismólogos extraer importantes enseñanzas, al poder establecer con gran precisión la localización geográfica (epicentro) de los terremotos y la profundidad a que se originan (foco).

Así, Sykes (1967) pudo demostrar que la distribución de los epicentros de los terremotos a lo largo de la cresta de las dorsales centro-oceánicas se relaciona con la existencia de fallas y que las fracturas transversales corresponden a fallas de transformación, tal como había supuesto Wilson (1965) poco tiempo antes, conclusión a la que llegó Sykes mediante el estudio de los mecanismos focales deducidos para algunos de los mayores terremotos originados en las fracturas transversales, estudio que se basa en el análisis de la sacudida inicial en estaciones sísmológicas situadas en distintos cuadrantes; en efecto, la resolución de mecanismos focales indica que el sentido de movimiento coincide exactamente con el que, según las predicciones de Wilson, debía tener una falla de transformación.

Si en un mapa-mundi se representan los epicentros de los terremotos registrados en los siete primeros años de funcionamiento de la Red Mundial de Sismógrafos, se observa que la sismicidad de la Tierra define con suma precisión distintos elementos estructurales, ya que prácticamente se limita a crestas activas de dorsales, fallas de transformación, fosas oceánicas y plegamientos jóvenes de sistemas montañosos, con la particularidad de que los terremotos asociados a las dorsales están restringidos a profundidades menores de unos 20 km, como consecuencia de lo cual, la energía sísmica que anualmente se libera en el sistema mundial de las dorsales oceánicas viene a ser del orden de  $10^{20}$  ergios y representa tan sólo el 0,5 por 100 de la energía sísmica mundial (Walker, 1976).

#### II.5. ACTIVIDAD VOLCANICA E HIDROTERMICA.

El vulcanismo es un fenómeno común a todas las dorsales activas y resulta particularmente característico de la zona central del valle de rift,

en la que, como ya se ha indicado, destacan con frecuencia elevaciones o colinas que corresponden a extrusiones volcánicas y representan los lugares en que principalmente ocurre la formación de nueva corteza oceánica.

El estudio de los materiales obtenidos por dragado de la parte superior del basamento y las observaciones directamente realizadas desde sumergibles tripulados indican que esencialmente corresponden a basaltos y vidrios basálticos, que adoptan formas muy variadas, entre las que predominan las de lavas almohadilladas, características de las erupciones subacuáticas (Ballard, Bryan, Heirtzler, Keller, Moore y Van Andel, 1975; Arcyana, 1975; Ballard y Moore, 1977; Francheteau, Juteau y Rangan, 1979). Se trata de basaltos con una composición mineralógica y química considerablemente uniforme, incluso a escala global, lo cual parece indicar que proceden de un manto astenosférico subyacente, parcialmente fundido y relativamente homogéneo.

El material recuperado en los sondeos realizados en los proyectos DSDP e IPOD en el Atlántico Norte (Hall y Robinson, 1979) está principalmente constituido por basaltos de origen extrusivo, entre los que predominan las lavas almohadilladas, en concordancia con las observaciones realizadas desde sumergibles en el rift central de la dorsal centro-atlántica en el proyecto FAMOUS. En algunos sondeos se han identificado pequeños cuerpos intrusivos, química y magnéticamente distintos de los basaltos que los incluyen, pero similares a coladas más próximas a la superficie, así como también complejos plutónicos formados por gabro y peridotita parcialmente serpentinizada, bajo la forma de harzburgita o lherzolita; la presencia de estos complejos plutónicos a escasa profundidad en la capa 2 se interpreta en el sentido de que fueron emplazados en el suelo del rift central por una ascensión tectónica o por una intrusión diapírica anterior a su recubrimiento por los basaltos extrusivos.

La mayoría de los basaltos están químicamente demasiado "evolucionados" para que puedan representar magmas primarios y probablemente reflejan una modificación de los magmas derivados del manto por cristalización fraccionada y mezcla de magmas; las asociaciones de fenocristales indican que la cristalización fraccionada es un proceso de baja presión (hasta 3 kilobars), que tiene lugar en los pocos kilómetros superiores de la corteza oceánica, lo cual constituye una prueba de que debajo de la dorsal centro-atlántica y a escasa profundidad existen bolsadas de magma fundido. En algunos sondeos se han encontrado basaltos químicamente "primitivos", caracterizados por valores de la razón atómica  $Mg/(Mg + Fe^{2+})$  muy altos ( $\geq 0,70$ ) elevado contenido en  $MgO$

( $>10,0$  por 100) y bajo contenido en  $TiO_2$  (0,5 a 0,9 por 100) y en  $Na_2O$  ( $<2,0$  por 100), que se cree representan fusiones primarias derivadas del manto que han ascendido al fondo del océano sin apenas haber sufrido modificación.

La mineralogía de las rocas plutónicas (gabros y peridotitas) es precisamente la que cabría esperar de la cristalización fraccionada de un magma de tholeíta olivínica a elevada presión y su textura indica la acumulación de fenocristales en un cuerpo magmático.

Hall y Robinson (1979) esquematizan así el posible modelo de generación y modificación de magma debajo de la dorsal centro-atlántica (Fig. 4). A profundidades de aproximadamente 30 a 35 km la fusión parcial de la peridotita del manto da lugar a la formación de magmas primarios de tholeíta olivínica, con ligeras diferencias que dependen del grado y profundidad de la fusión parcial. Una vez formados, la menor densidad de estos magmas los hace ascender a través del manto, cosa que algunos hacen sin apenas sufrir modificación, mientras que otros son retenidos en diversas cámaras magmáticas, en las que sufren varios grados de cristalización fraccionada y mezcla. Si la retención del magma ocurre en cámaras magmáticas profundas, tiene lugar la cristalización fraccionada a elevada presión con intervención de olivino + plagioclasa + clinopiroxeno  $\pm$  ortopiroxeno para formar gabros, lherzolitas y harzburgitas, que posteriormente pueden ser emplazados diapíricamente en la corteza a escasa profundidad; cuando los magmas quedan atrapados en cámaras magmáticas superficiales sufren con carácter general la cristalización fraccionada a baja presión, en la que intervienen las fases olivino  $\pm$  plagioclasa  $\pm$  clinopiroxeno  $\pm$  espinela, pero en ocasiones algunas bolsadas magmáticas quedan totalmente aisladas y sufren un fraccionamiento extremo, dando lugar a la formación de lavas plagiofíricas. Las inyecciones repetidas de magmas más primitivos en los cuerpos magmáticos en vías de fraccionamiento tiene como resultado la formación de magmas mixtos, caracterizados por fenocristales zonados y corroidos. Las erupciones periódicas a partir de estas cámaras son responsables de la compleja estratigrafía basáltica de la capa 2 y probablemente conduce a la formación de un complejo de diques en la proximidad del límite entre las capas 2 y 3.

Evidentemente, los magmas emitidos a lo largo de la dorsal centro-atlántica reflejan una historia compleja de fusión parcial, cristalización fraccionada, acumulación de cristales y mezcla de magmas, y parece claro que la construcción de nueva corteza oceánica es de naturaleza epi-

sódica, como es característico de las dorsales de expansión lenta (2 a 2,5 cm año<sup>-1</sup>).

En los últimos años son numerosos los estudios que se vienen realizando sobre el contenido en elementos trazas y su composición isotó-

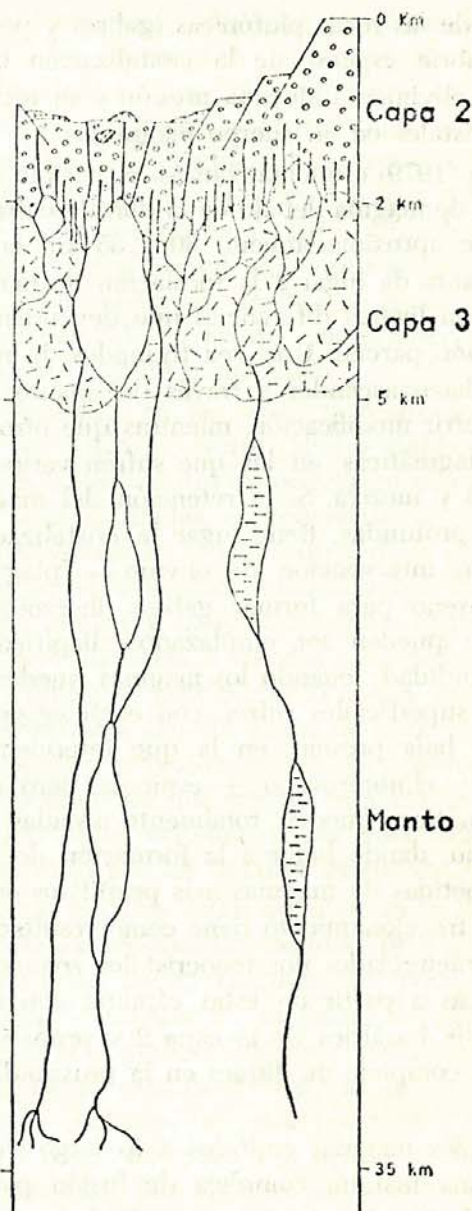


FIG. 4.—Un posible modelo de generación y modificación del magma debajo de la dorsal centro-atlántica (HALL y ROBINSON, 1979).

pica, no solamente por la abundancia de las rocas basálticas, que representan casi el 80 por 100 de los productos volcánicos de la Tierra, sino también por la luz que pueden arrojar sobre su propio origen, así como sobre la composición, la geoquímica y la historia de la diferenciación del manto, sobre la edad del fondo oceánico y su evolución, e incluso sobre el origen y evolución de la atmósfera terrestre.

Por lo que se refiere a su origen, son muy coincidentes los resultados obtenidos por diversos autores, según los cuales el manto fuente de los basaltos de las dorsales oceánicas no es característico de la Tierra en su conjunto, sino que se encuentra empobrecido en los llamados "elementos litófilos de ión grande", tales como K, Rb, Sr, Ba, U, Th y tierras raras como se desprende de los valores de las razones  $Nd^{143}/Nd^{144}$  y  $Sr^{87}/Sr^{86}$ , y que este empobrecimiento viene teniendo lugar no ya desde hace unos 200 millones de años, que es la edad aproximada de las actuales cuencas oceánicas, sino desde hace unos 1.700 millones de años y quizás aún más, mientras que las rocas basálticas de las islas oceánicas, tales como las Azores y Samoa, no pueden proceder en su totalidad del mismo manto que los basaltos de dorsal, ya que la concentración en elementos ligeros y su composición isotópica apuntan a una fuente más heterogénea y menos empobrecida en elementos litófilos grandes, que se supone se encuentra a mayor profundidad en el manto y asciende hacia la superficie como material parcialmente fundido en "plumas" o "ampollas" que pueden mezclarse con la astenosfera en su ascensión.

Así, Dupré y Allègre (1980) han estudiado la composición isotópica en Pb-Sr-Nd de los basaltos de la dorsal centro-atlántica entre la zona de fractura Vema y el Sur de Islandia, incluyendo algunas muestras del proyecto FAMOUS, y, en base a sus resultados, hacen diversas consideraciones sobre la geoquímica del manto del Atlántico Norte; en el mismo sentido, los resultados de las determinaciones de los isótopos de Pb, Nd y Sr realizadas por Cohen, Evensen, Hamilton y O'Nions (1980) en vidrios basálticos de dorsales centro-oceánicas tienen importantes implicaciones en la historia de la diferenciación del manto, y los valores de las relaciones  $Nd^{143}/Nd^{144}$  y  $Sr^{87}/Sr^{86}$  determinados por Carter, Evensen, Hamilton y O'Nions (1979) en basaltos de las islas Feroes, Groenlandia y la isla Baffin indican que el manto que suministró los basaltos en el momento de la apertura del Atlántico Norte era isotópicamente similar al manto suboceánico actual.

El archipiélago de las Azores, formado por nueve islas que emergen de una plataforma submarina poco profunda, a caballo entre la dorsal medio-atlántica y la unión triple de las placas norteamericana, euroasiá-

tica y africana, a aproximadamente 40°N, es una región excelente para estudiar los contrastes geoquímicos y las relaciones espaciales de los basaltos de las islas oceánicas y de la dorsal centro-oceánica. Las variaciones isotópicas del Sr determinadas por White, Schilling y Hart (1976) en las tholeítas de la dorsal centro-atlántica y en los basaltos alcalinos de las islas Azores, así como también los valores de las razones  $Nd^{143}/Nd^{144}$  y  $Sr^{87}/Sr^{86}$  establecidos por Hawkesworth, Norry, Roddick y Vollmer (1979) para los basaltos de Sao Miguel, apoyan la formación del archipiélago según un modelo de "pluma de manto", al igual que Schilling, Anderson y Vogt (1976) llegan a la conclusión, a partir de las concentraciones de tierras raras, Fe y Ti en los basaltos dragados a lo largo del centro de expansión de las Galápagos, que debajo de estas islas está manando una "pluma" de manto juvenil, que se mezcla con la astenosfera empobrecida, tipo de mezcla que también revelan las razones isotópicas del Pb de los basaltos emitidos a lo largo de la dorsal Reykjanes y de la zona neovolcánica media de Islandia.

La naturaleza del manto suboceánico, predominantemente empobrecido en elementos litófilos de ión grande, contrasta con la de un manto subcontinental enriquecido en dichos elementos (Menzies y Rama Murthy, 1980) y no es más que consecuencia de que el manto terrestre, lejos de ser homogéneo, presenta heterogeneidades de muy diverso tamaño (Davies, 1981).

Con frecuencia se ha determinado la edad de los basaltos a partir de los valores de la razón  $Ar^{40}/Ar^{39}$  y se ha relacionado con la distancia al eje de las dorsales para deducir la velocidad de expansión y consiguiente formación de nuevo suelo oceánico; así, se sabe, por ejemplo, que en el Este de Islandia la velocidad de expansión en el período comprendido entre los 2 y los 10 últimos millones de años no ha sido menor de  $0,8 \text{ cm año}^{-1}$  a cada lado de la dorsal, velocidad completamente análoga a la de la dorsal Kolbeinsey ( $0,82 \text{ cm año}^{-1}$  en el lado oriental), al Norte de Islandia, o a la de la dorsal Reykjanes (aproximadamente  $1 \text{ cm año}^{-1}$ ), al Sur (Ross y Mussett, 1976). De igual modo, la datación de las rocas volcánicas de zonas continentales de rift permiten establecer el momento de la historia de la Tierra en que se inició la formación de un rift determinado; por ejemplo, se sabe por datación K-Ar que en la región etíope no se inició la formación del rift continental hasta el Mioceno superior (Davidson y Rex, 1980).

Por otra parte, los gases atrapados en los basaltos y en las aureolas vítreas de las tholeítas recientes de las dorsales oceánicas o contenidos en las aguas más próximas a los centros de emisión dan cuenta de la in-

yección de He primordial desde el manto, fenómeno que se manifiesta en una mayor abundancia de He<sup>3</sup> y en valores de la razón He<sup>3</sup>/He<sup>4</sup> del orden de 10<sup>-5</sup> que son aproximadamente 10 veces mayores que en la atmósfera y 100 veces mayores que en la corteza terrestre, como se ha observado en las aguas inmediatamente sobre la cresta de la dorsal del Pacífico Este, en el rift axial del Mar Rojo y a lo largo del eje central de expansión de las Galápagos (Lupton, Weiss y Craig, 1977a, 1977b), lo cual indica que el He del manto tiene en áreas caracterizadas por formación de nueva litosfera un sello isotópico único y uniforme. Además, los basaltos oceánicos constituyen una valiosa fuente de información sobre el origen y la evolución de la atmósfera terrestre, ya que la abundancia y composición isotópica del Ar atrapado en los basaltos, con valores altos de la razón Ar<sup>40</sup>/Ar<sup>36</sup> (Takaoka y Nagao, 1978), sugieren un desgase rápido del manto en una etapa temprana de la evolución de la Tierra.

Los basaltos obtenidos en sondeos indican que su alteración se debe casi exclusivamente a la interacción de la roca y el agua marina a baja temperatura, en un intervalo (0 a 20°C) bien definido por las determinaciones de paleotemperatura a partir de los isótopos del oxígeno, la ausencia de anhidrita y otros minerales característicos de sistemas hidrotérmicos activos y la presencia de titanomagnetita muy deficiente en cationes, que se sabe es inestable por encima de los 100°C en las condiciones experimentales de laboratorio. En consecuencia, la alteración de los basaltos es débil o moderada y no parece guardar relación con la edad de la corteza cuando ésta es mayor de 1 a 2 millones de años, de tal manera que en corteza oceánica incluso más antigua de los 100 millones de años todavía se conservan productos tan fácilmente alterables como el vidrio basáltico y el olivino, lo cual indica que la alteración ocurre en un tiempo relativamente corto (1 a 2 millones de años) después de la erupción de los basaltos y que la corteza queda pronto como lacrada, posiblemente por precipitación de abundantes minerales secundarios en las vesículas y fracturas (Hall y Robinson, 1979), quedando así protegida de la ulterior acción del agua.

Los testigos obtenidos en el Atlántico Norte indican que, en general, no existe actividad hidrotérmica, lo cual resulta bastante sorprendente si se tiene en cuenta que los modelos de flujo de calor de las dorsales en expansión postulan una amplia circulación hidrotérmica en la corteza oceánica, así como que a lo largo de los rifts existen fuentes termales y que el estudio de los complejos ofiolíticos, actualmente considerados parte de corteza oceánica antigua, sugiere que la penetración des-

cedente del agua marina debe extenderse hasta profundidades de 2,5 a 5 km. En realidad, la alteración hidrotérmica debe estar limitada a pequeñas "plumas" en la zona axial del rift y a las fallas de transformación.

La actividad hidrotérmica es, en efecto, un fenómeno cuya existencia en los centros de expansión oceánica ya hace tiempo se sospechaba, pero no se ha llegado a observar directamente hasta los últimos años. Fue en febrero y marzo de 1977 cuando se hizo por primera vez una exploración directa de la actividad hidrotérmica submarina con ayuda del sumergible tripulado Alvin en el rift de las Galápagos (Corliss, Dymon, Gordon, Edmond, Von Herzen, Dallard, Green, Williams, Bainbridge, Crane y Van Andel, 1979), tras haber detectado en mayo de 1976 varias anomalías de temperatura que se consideraron asociadas a descargas hidrotérmicas; inicialmente, intervino en la investigación un equipo de geólogos, geofísicos y geoquímicos, que estudiaron la topografía, batimetría, geología y química de los campos individuales de emisión o descarga, pero el descubrimiento de comunidades bénticas densas a base esencialmente de moluscos bivalvos en áreas restringidas y próximas a la salida de los líquidos termales fue tan sensacional que pronto impulsó a los biólogos de varias Universidades e Instituciones a organizar una expedición biológica conjunta, que se efectuó durante el mes de enero de 1979; la presencia de sulfuro de hidrógeno en las aguas termales del rift de las Galápagos sugiere la existencia de un área restringida de alta productividad microbiana quimio-autotrófica como base alimenticia de las comunidades animales bénticas, y muy recientemente Karl, Wirsén y Jannasch (1980) han dado datos preliminares sobre la biomasa y la actividad microbiana en función del recuento microscópico de células ( $5 \cdot 10^5$  a  $10^6 \text{ ml}^{-1}$  y hasta  $10^9 \text{ ml}^{-1}$ ), el contenido en ATP ( $500 \text{ ng l}^{-1}$ ) y en adenilatos totales ( $1.445 \text{ ng l}^{-1}$ ), los valores de la razón GTP/ATP, que indican una gran velocidad de crecimiento, y el consumo de  $\text{C}^{14}\text{O}_2$  como resultado de la supuesta oxidación quimiosintética del  $\text{SH}_2$  y que es considerablemente alto; por su parte, RAU (1981) analiza las implicaciones ecológicas de los valores tan bajos de la razón isotópica  $\text{N}^{15}/\text{N}^{14}$  en animales de las citadas poblaciones bénticas termales.

Con posterioridad al año 1977, se ha observado actividad hidrotérmica en diversas dorsales oceánicas (Edmond, 1981; Rise Project Group, 1980), actividad que es responsable de la variación vertical de la concentración de Hg en los sedimentos de la dorsal del Pacífico Oriental (Cox y McMurry, 1981), del aporte de fluidos termales en ocasiones muy enriquecidos en  $\text{H}_2$  y en  $\text{CH}_4$  (Smith, 1980) y de la formación de importantes yacimientos de sulfuros metálicos (Hekinian, Fevrier, Bischoff, Picot y



Schanks, 1980; Edmond, 1981; Francheteau, Juteau y Rangan, 1979; Francheteau, Needham, Choukroune, Juteau, Séguret, Ballard, Fox, Nor-mark, Carranza, Córdoba, Guerrero, Rangin, Bougault, Cambon y He-kinian, 1979), que representan el análogo moderno de los yacimientos asociados a los complejos ofiolíticos.

## II.6 FLUJO CALORIFICO.

Durante los últimos años se ha venido realizando un gran número de medidas del flujo calorífico, tanto en áreas continentales como oceánicas, de tal manera que a mitad del año 1979 el número de medidas realizadas ascendía a 7.217, de las que 4.409 correspondían a las cuen-cas oceánicas (Chapman y Pollack, 1980), lo que contrasta con el total de tan sólo 63 determinaciones llevadas a cabo con anterioridad a 1954 (Birch, 1954). Los resultados han sido analizados por Horai y Simmons (1969), resumidos por Anderson (1972) y recientemente revisados por Pollack (1980).

Según estimaciones muy recientes, el flujo calorífico terrestre tiene actualmente un valor medio de  $81 \pm 3 \text{ mW m}^{-2}$  (Chapman y Pollack, 1980) y en los últimos 180 millones de años ha oscilado entre 78 y  $101 \text{ mW m}^{-2}$ , con un valor medio de  $85 \text{ mW m}^{-2}$ , pero con la particu-laridad de que a lo largo de este período el flujo calorífico se ha mante-nido en  $\pm 5 \text{ mW m}^{-2}$  con respecto al flujo actual, a excepción de un período de unos 40 millones de años, durante el cual el flujo global ex-perimentó un fuerte incremento, alcanzando el valor extremo de  $101 \text{ mW m}^{-2}$  durante la rápida expansión del fondo oceánico ocurrida al final del Cretácico, como indica el hecho de que este aumento de flujo calorífico se corresponda con el experimentado en las cuencas oceánicas en la misma época (Sprague y Pollack, 1980), (Fig. 5).

Uno de los resultados más importantes de estas mediciones es que el flujo de calor es en los océanos ligeramente mayor que en los continen-tes, resultado totalmente inesperado y sorprendente, ya que, habida cuen-ta que la principal fuente de calor interno de la Tierra corresponde a la desintegración de los elementos radioactivos  $\text{U}^{238}$ ,  $\text{U}^{235}$ ,  $\text{Th}^{232}$  y  $\text{K}^{40}$ , mu-cho más abundantes en las rocas sílicas que en las máficas, de acuerdo con su comportamiento geoquímico, y que la corteza oceánica tiene un espesor mucho menor que la continental, era de esperar que el flujo de calor fuera bastante más elevado en las zonas continentales que en el fondo de los océanos; basta tener en cuenta que las rocas sílicas tienen por término medio 4,0 ppm de U, 16,0 ppm de Th y un 3,3 por 100 de K,

mientras que los contenidos de estos elementos en las rocas máficas son de 0,5 ppm de U, 1,5 ppm de Th y 0,5 por 100 de K, valores a partir de los cuales se calcula que un metro cúbico de rocas siálicas puede producir una cantidad de calor de  $2,5 \mu\text{W}$  por desintegración radiactiva de aquellos elementos químicos y el mismo volumen de rocas máficas tan sólo  $0,3 \mu\text{W}$ , lo cual significa que la cantidad de calor generado por radioactividad por un espesor de 20 a 25 km de rocas siálicas explica muy bien los valores de flujo calorífico determinados sobre los continentes, mientras que los 5 a 6 km de espesor de rocas máficas de la corteza oceánica sólo pueden producir  $1,5 \text{ mW m}^{-2}$ , es decir menos del 2 por 100 del valor medio observado.

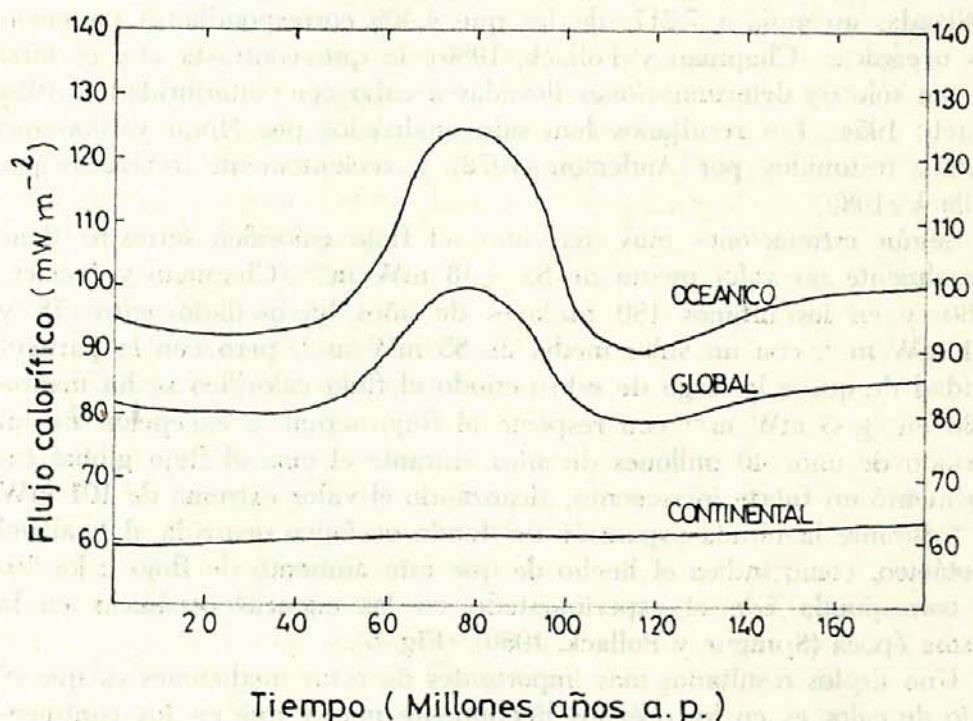


FIG. 5.—Flujo calorífico en el Mesozóico y Cenozóico (SPRAGUE Y POLLACK, 1980).

Aun cuando no estremos en el estudio detenido del problema, sí es necesario señalar que la similitud del flujo calorífico entre los océanos y los continentes no tiene una explicación sencilla y compromete seriamente a la moderna teoría de tectónica de placas, ya que si se admite, como resulta ser necesario, que en las cuencas oceánicas la mayor parte del flujo calorífico observado procede del manto subyacente, esto equivale a admitir que el manto que subyace a las áreas continentales es ne-



tamente distinto del manto bajo las cuencas oceánicas y, como quiera que hoy se admite con carácter general el desplazamiento horizontal de los continentes y del fondo de los océanos, puede significar que los continentes cubran en la actualidad regiones de manto cubiertas antes por la corteza oceánica y viceversa. La contradicción, al menos aparente, así creada se ha tratado de explicar de diversas formas, suponiendo que cada placa o porción de litosfera contiene aquella porción de manto que es característicamente oceánica o continental y que, debajo de las placas, el manto es lateralmente homogéneo, al menos en cuanto a flujo calorífico y contenido en elementos radioactivos se refiere (Sass, 1978), lo cual no es fácil de conciliar con la existencia de placas litosféricas que en parte son de naturaleza continental y en parte oceánica y con el hecho de que el manto oceánico se encuentre empobrecido en elementos litófilos de ión grande, como indican los valores de las relaciones isotópicas de algunos elementos químicos de las rocas basálticas, como el Nd y el Sr. Según el modelo de Birch (1965), la cantidad total de elementos radioactivos en una columna vertical de sección dada sería la misma en todas partes y el manto tendría originalmente la misma composición, pero en algunas partes, los actuales continentes, ha ocurrido un proceso de fusión parcial como consecuencia del cual el manto ha excretado y transferido hacia arriba no solamente los elementos siálicos, como el Si, Al, Na, etc., característicos del material que forma los continentes, sino también la mayor parte de los elementos radioactivos. También se ha ofrecido otra explicación basada en el mecanismo de transmisión del calor, considerando que, aún cuando se transmita por conducción a través de la litosfera, en las capas superiores del manto oceánico el calor se transmite por convección, proceso del que Bott (1967) ha estudiado las distintas limitaciones que puede plantear el flujo térmico.

Sin duda alguna, la distribución desigual de los elementos productores de calor en el manto da lugar a la formación de heterogeneidades a gran escala, con velocidades de producción de calor variables, de tal manera que, al cabo de un tiempo suficiente pueden desarrollarse en las regiones del manto más ricas en U, Th y K condiciones no usuales de fusión o modelos de flujo convectivo, cuya manifestación en superficie pueden ser los llamados "puntos calientes", tales como las regiones de Islandia, las Azores y las Galápagos, que se caracterizan por una actividad volcánica más intensa que en las dorsales centro-oceánicas adyacentes (Schilling y Sigurdsson, 1979).

Otro descubrimiento importante que han puesto de manifiesto las medidas de flujo calorífico es que los valores observados en los océanos no

son uniformes en las distintas provincias fisiográficas, sino que las dorsales centro-oceánicas presentan los valores más altos de flujo de calor (Fig. 6) como observaron por primera vez Bullard, Maxwell y Reve-

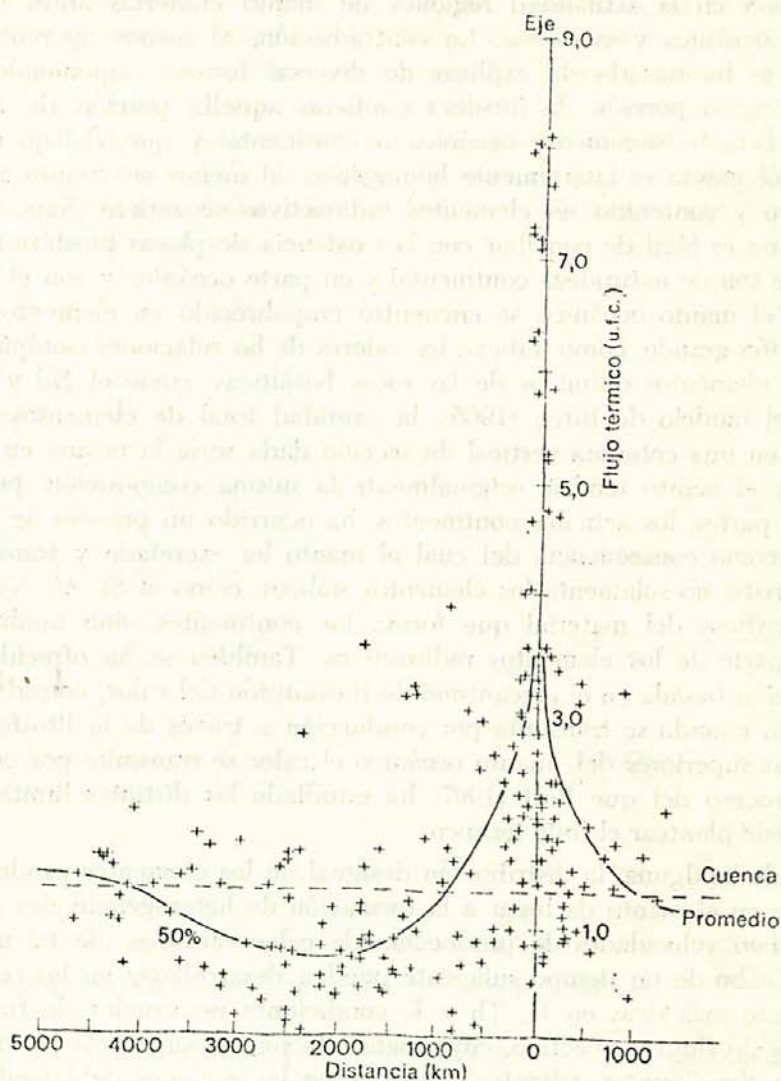


FIG. 6.—Flujo térmico en las proximidades de la dorsal del Pacífico Oriental y en función de la distancia a su eje, según LANGSETH y VON HERZEN, 1970 (1 u.f.c. =  $1 \mu \text{ cal m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ).

lle (1956) y han comprobado posteriormente otros científicos (Von Herzen, 1959; Von Herzen y Uyeda, 1963; Vacquier y Von Herzen, 1964), y aquellos disminuyen a medida que aumenta la distancia al eje de la

dorsal (Lee y Uyeda, 1965; Langseth y Von Herzen, 1970), llegando a ser sobre el eje incluso ocho veces más altos que los valores medios observados en los flancos de las dorsales y en las llanuras abisales, para alcanzar valores muy bajos sobre las fosas oceánicas, lo cual se interpreta en el sentido de que a la altura de la cresta de las dorsales centro-oceánicas ascienden corrientes de material magmático procedentes del manto, que dan cuenta de la intensa actividad volcánica y del elevado flujo de calor, mientras que las fosas oceánicas representan zonas en las que el material litosférico del fondo del océano, frío ya tras haberse desplazado horizontalmente desde el eje de la dorsal, sufre un movimiento descendente, constituyendo así las zonas de subducción o zonas de Benioff, caracterizadas, entre otras cosas, porque en ellas se consume corteza oceánica y se originan la mayor parte de los terremotos de foco profundo y gran magnitud.

Según Vacquier y Von Herzen (1964), el alto flujo de calor se presenta en una banda de solamente 200 a 300 km de anchura, paralela a la cresta de las dorsales, en las regiones mejor cartografiadas en el Pacífico Oriental, y los valores excepcionalmente altos quedan limitados o restringidos, dentro de esta banda, a dos zonas muy estrechas, que parecen corresponder a diques de material a alta temperatura, situados a aproximadamente 10 km debajo del fondo oceánico.

Es general que las dorsales de expansión rápida, como la del Pacífico Este y la de las Galápagos, tengan perfiles de flujo calorífico que se acercan mucho a la forma teórica esperada, mientras que en las dorsales de expansión más lenta, como la atlántica, la zona de flujo de calor más alto está algo desplazada del eje de la cresta, desplazamiento que, como señala Anderson (1972), parece depender de la intensidad de la circulación del agua oceánica y de la actividad hidrotérmica; así, los mínimos térmicos que se observan a lo largo de la dorsal centro-atlántica (Schilling y Sigurdsson, 1979) en la proximidad de las zonas de fractura probablemente se deben a la circulación más intensa del agua oceánica.

## II.7 PALEOMAGNETISMO.

Hasta hace pocos años se consideraba que el estudio del magnetismo terrestre no tenía relación con la geología, ya que no se asignaban al campo geomagnético efectos medibles sobre los procesos geológicos y éstos generalmente ocurren en períodos de tiempo cuya duración contrasta con la rapidez de los cambios experimentados por el campo geomagnético. Sin embargo, es evidente ahora que el estudio del magnetismo de

las rocas o paleomagnetismo aporta una valiosa información sobre aspectos tan importantes como la velocidad de expansión del fondo oceánico y la dinámica global según la tectónica de placas.

En efecto, el magnetismo de las rocas se debe principalmente a su contenido en óxido de hierro, tales como la magnetita,  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ , la ulvoespinela,  $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ , la hematites,  $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ , la maghemita,  $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ , y la ilmenita,  $\text{TiFeO}_3$ , el primero de los cuales es particularmente abundante en las lavas basálticas del fondo del océano, en las que cristaliza directamente a partir del magma por enfriamiento y, en consecuencia, cuando la temperatura desciende por debajo del punto de Curie, los cristalitas quedan permanentemente magnetizados de acuerdo con la orientación e intensidad del campo geomagnético en el momento de formación de la roca. Pero, además del magnetismo remanente original, las rocas suelen llevar otros componentes de magnetización adquirida en tiempos geológicamente recientes por exposición al actual campo magnético terrestre; se trata de magnetizaciones que con relativa facilidad pueden ser eliminadas en el laboratorio sometiendo la muestra a una limpieza magnética y térmica, con lo que se recupera la dirección original media del campo magnético en un momento determinado de la historia de la Tierra, al operar con muestras de rocas bien datadas y cuidadosamente tomadas, de tal manera que se conozca con precisión su orientación con respecto a las coordenadas geográficas.

Los estudios paleomagnéticos parten de la suposición fundamental, basada en experimentos de laboratorio y en medidas realizadas en lavas volcánicas de emisión reciente, que la magnetización remanente adquirida por las rocas es paralela al campo geomagnético que la indujo, aunque se sabe que muy rara vez algunas rocas presentan el fenómeno de autoinversión o magnetismo termorremanente inverso, descubierto por Uyeda en unos granos ferromagnéticos extraídos de una dacita del volcán japonés Haruna y teóricamente predicho por Néel (1951).

Ya en el año 1906 Brunhes encontró que la dirección de magnetización de algunas rocas formaba un ángulo de  $180^\circ$  con la del campo geomagnético actual y, como explicación más sencilla de la existencia de estas rocas inversamente magnetizadas, propuso la posibilidad de que el campo geomagnético estuviera invertido en el momento en que se formaron, es decir que el campo magnético de la Tierra ocasionalmente invierte su polaridad, como si las corrientes eléctricas de su núcleo se movieran en sentido opuesto a como lo hacen actualmente.

Pocos años más tarde, Matuyama observó que aproximadamente la mitad de las rocas volcánicas de Japón y Corea que había estudiado esta-

ban magnetizadas en el mismo sentido que tiene el campo geomagnético actual, mientras que la otra mitad lo estaba en sentido opuesto, llegando, como Brunhes, a la conclusión de que el campo terrestre invierte ocasionalmente su sentido de magnetización. Posteriormente y muy en particular a partir de los años 50, se ha comprobado en muy diversos países que las rocas inversamente magnetizadas se encuentran en formaciones geológicas de casi todas las edades. El trabajo cuidadosamente realizado por varios investigadores, entre los que cabe citar a Cox, Dalrymple y Doell (1967), no solamente demuestra la existencia de inversiones del campo geomagnético, sino que además ha permitido establecer la historia de tales inversiones a lo largo de los últimos millones de años, es decir una auténtica cronología de las inversiones en la que se basa la moderna estratigrafía magnética, que en 1968 cubrió todo el período Cenozoico, remontándose hasta hace 76 millones de años, gracias a los trabajos de Heirtzler y sus colaboradores (Heirtzler, Dickson, Herron, Pitman y Le Pichon, 1968), y poco después, en 1972, Larson y Chase han ampliado hasta comienzos del Jurásico superior, hace 162 millones de años. Se sabe así que las rocas formadas hace menos de  $7.10^5$  años, con la excepción tal vez de un corto período de tiempo hace unos 30.000 años, tienen polaridad normal, mientras que las de edad comprendida entre aproximadamente  $7.10^5$  y  $2,5.10^6$  años están invertidas. Se sabe igualmente que el tiempo durante el cual el campo geomagnético mantiene una polaridad determinada es sumamente variable y que el tiempo que transcurre en el paso de una polaridad a otra es muy corto, del orden de 1.000 a 10.000 años, tan corto que las lavas volcánicas emitidas durante una conmutación son bastante raras. Según la duración de una determinada polaridad, se habla de "épocas", cuando se trata de períodos largos, del orden de  $10^6$  años, y de "sucesos" cuando la duración es del orden de  $10^4$  a  $10^5$  años; actualmente vivimos una época de magnetización normal conocida con el nombre de "época de Brunhes", en honor al geofísico francés que por primera vez descubrió la existencia de rocas inversamente magnetizadas.

Antes de que los estudios del paleomagnetismo del fondo de las cuencas oceánicas alcanzaran la importancia que cobraron pocos años después, los geofísicos habían emprendido ya en la década de los 50 el estudio sistemático del paleomagnetismo de las rocas de las áreas continentales, al objeto de explorar la historia del campo magnético terrestre mediante la determinación de la posición de los polos geomagnéticos en distintas épocas geológicas. Sus resultados han descubierto el fenómeno llamado "migración polar" y constituyen una base sólida de la hi-

pótesis de la deriva de los continentes, formulada por Wegener en 1912 y rechazada años después porque se consideraban físicamente imposibles los desplazamientos horizontales que tal hipótesis implicaba.

En efecto, la posición del Polo Norte deducida del paleomagnetismo de las rocas de un determinado período geológico y del mismo continente, por ejemplo Europa, es prácticamente la misma, pero no coincide con la posición determinada a partir de las rocas de la misma edad pero en otro continente, tal como América del Norte, lo cual implica que, si el campo magnético terrestre ha sido siempre dipolar, Europa y América del Norte no ocupan hoy día la posición que tenían en el período geológico considerado. Se comprueba, además, que el paleomagnetismo de las rocas de los distintos períodos geológicos indica posiciones distintas del polo, cuya trayectoria varía de un continente a otro, por lo que hay que considerar un movimiento diferente para cada continente con relación a un eje magnético supuesto fijo. Así, el polo Norte determinado para Europa se encontraba durante el período Pérmico, hace unos 250 millones de años, al norte de la posición actual del Japón, y hace unos 550 millones de años, durante el Cámbrico, se encontraba todavía mucho más lejos, en pleno Pacífico actual, en una posición cercana a la actual isla de Hawai. Sin embargo, la trayectoria del polo Norte determinada para América del Norte es distinta de la de Europa y presenta una diferencia sistemática de unos 30° al Oeste durante el Precámbrico y el Paleozóico, que desaparece a partir del Triásico, hace unos 200 millones de años. Runcorn (1956) pronto cayó en la cuenta de que esta diferencia sistemática desaparecía si se cerraba el océano Atlántico Norte y Norteamérica quedaba en posición adyacente a Europa, lo cual suponía que ambos continentes, unidos en Laurasia durante al menos 400 millones de años, se habían separado en algún momento entre el Triásico y el momento presente, tal como postulaba la hipótesis de Wegener; Runcorn fue desde entonces un ferviente defensor del desplazamiento lateral de los continentes.

El estudio del paleomagnetismo en las cuencas oceánicas ha aportado resultados sorprendentes, cuya interpretación ha venido a reforzar la hipótesis de expansión del fondo oceánico, formulada de manera independiente, pero casi simultánea, por Hess (1962) y Dietz (1961), según la cual las dorsales centro-oceánicas están situadas sobre las ramas ascendentes de las corrientes de convección del manto y en su valle de rift fluyen materiales magnéticos que dan lugar a la formación de nueva corteza oceánica y se separan a ambos lados de la dorsal. Según Hess (1962), el fondo del océano actúa como una cinta mecánica sin fin que trans-

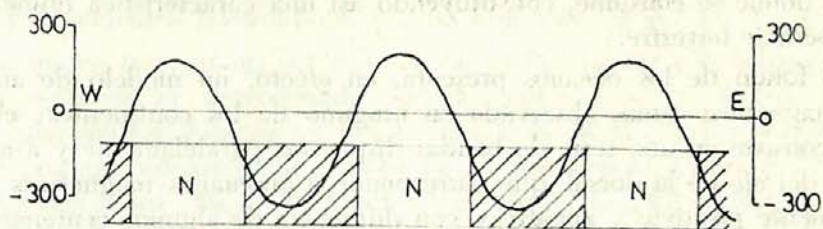


porta el material creado en la cresta de las dorsales hasta las fosas oceánicas, donde se consume, constituyendo así una característica efímera de la superficie terrestre.

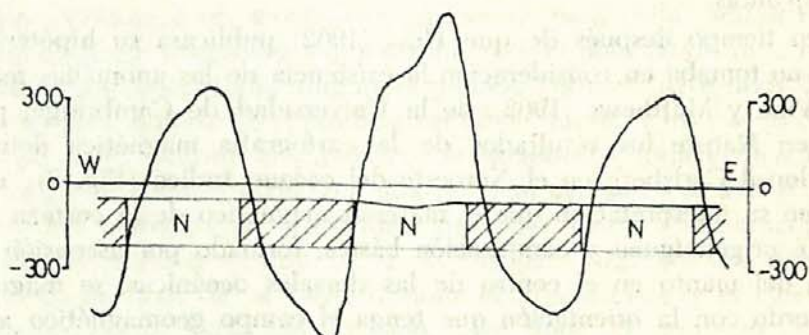
El fondo de los océanos presenta, en efecto, un modelo de anomalías magnéticas jamás observado en ninguno de los continentes; el modelo consiste en una serie de bandas dispuestas paralelamente y a ambos lados del eje de la dorsal, que corresponde a anomalías magnéticas alternadamente positivas y negativas, con diferencia de algunos centenares de gammas en la intensidad del campo magnético de bandas adyacentes, y es tan sumamente regular y continua que permite correlacionar anomalías homólogas o equivalentes a ambos lados de una misma dorsal, incluso a gran distancia de su zona central, así como también en dorsales oceánicas distintas.

Poco tiempo después de que Hess (1962) publicara su hipótesis, en la que no tomaba en consideración la existencia de las anomalías magnéticas, Vine y Matthews (1963), de la Universidad de Cambridge, publicaron en *Nature* los resultados de la cartografía magnética detallada de la dorsal Carlsberg en el Noroeste del océano Índico (Fig. 7); consideran en su interpretación que el material magnético de la corteza oceánica, de origen ígneo y composición básica, formado por ascensión convectiva del manto en el centro de las dorsales oceánicas, se magnetiza de acuerdo con la orientación que tenga el campo geomagnético al enfriarse por debajo de su punto de Curie y, en forma de bloques alternadamente normales e inversos, se aleja del eje de la dorsal, de tal manera que el fondo oceánico resultante se comporta como un pavimento formado por bloques basálticos alargados, dispuestos paralelamente al eje de la dorsal y tanto más antiguos cuanto más alejados de ésta se encuentren, cuyo magnetismo remanente es responsable de las anomalías positivas y negativas, consecuencia de las inversiones sufridas por el campo magnético de la Tierra en el transcurso del tiempo. Con ello, Vine y Matthews añaden a la cinta mecánica que transporta la corteza oceánica, según la hipótesis de Hess (1962), un registro magnético en el que queda grabada la historia del fondo oceánico.

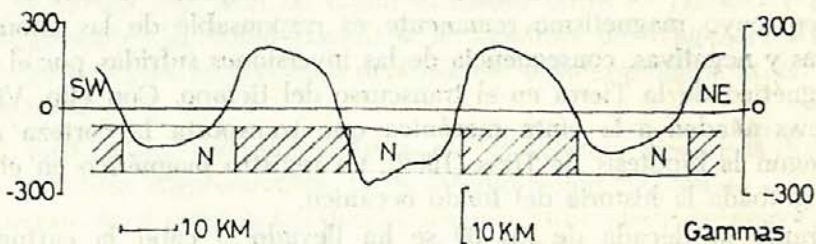
Durante la década de los 60 se ha llevado a cabo la cartografía magnética de muy diversas áreas oceánicas y sus resultados revelan que el modelo bandeado de anomalías es muy general en los océanos, ya que se extiende por todo el océano Atlántico (Heirtzler y Le Pichon, 1965; Phillips, 1967; Dickson, Pitman y Heirtzler, 1968; Vogt, Ostenso y Johnson, 1970) a ambos lados de la dorsal, hasta casi la base del talud continental, e igualmente se observa en el océano Índico (Le Pichon y Heirtz-



### 1. PACIFICO ESTE



### 2. DORSAL ATLANTICA



### 3. DORSAL CARLSBERG

FIG. 7.—Perfiles magnéticos computados para varios modelos corticales (VINE y MATTHEWS, 1963).

ler, 1968), así como en la región central del océano Artico (King, Zietz y Alldredge, 1966), en la dorsal pacífico-antártica (Pitman y Heirtzler 1966), en la dorsal del Pacífico oriental (Talwani, Le Pichon y Heirtzler, 1965; Pitman, Herron y Heirtzler, 1968), en el Pacífico occidental (Larson y Chase, 1972) y en el Pacífico nor-oriental (Vine, 1968), lugar este último donde aparece en las dorsales Juan de Fuca y Gorda. Su simetría y continuidad tan general obligan a pensar que tenga su origen en algún proceso global de gran regularidad, como es la formación de nueva corteza en el rift de las dorsales centro-oceánicas, su magnetización según la orientación y la intensidad del campo magnético de la Tierra y su alejamiento del valle de rift por expansión del fondo oceánico.

El perfeccionamiento de las técnicas de datación de materiales litológicos ha permitido establecer una cronología detallada de las inversiones geomagnéticas, fruto de la investigación paleomagnética realizada con rocas volcánicas continentales y sedimentos marinos.

En efecto, operando con rocas volcánicas procedentes de diversas áreas continentales de todo el mundo y datadas por el método K-Ar, Cox y sus colaboradores descifraron en 1966 la historia de las inversiones del campo geomagnético durante los últimos cuatro millones de años, al establecer con precisión la duración de cada uno de los períodos de magnetización normal e inversa (Cox, Dalrymple y Doell, 1967). Por la misma época, se realizó el estudio paleomagnético de columnas sedimentarias extraídas del fondo de los océanos y sus resultados demostraron plenamente la existencia de la misma alternancia de magnetizaciones normales e inversas, con la particularidad de que, como consecuencia de la lentitud con que opera el proceso de sedimentación en el fondo oceánico, en ocasiones puede observarse el registro magnético completo de los últimos 4 millones de años en un espesor de sedimentos menor de un metro (Opdyke, Glass, Hayes y Foster, 1966), (Fig. 8).

Los resultados de estas investigaciones encontraron una aplicación inmediata al cálculo de la velocidad de expansión del fondo de los océanos, que oscila entre  $1 \text{ cm año}^{-1}$  a cada lado de la dorsal centro-atlántica en el Atlántico Norte y  $4,5 \text{ cm año}^{-1}$  en el Pacífico Sur (Vine, 1966), lo cual supone que el fondo oceánico no debe ser más antiguo del Mesozoico, tal como sugieren también los estudios paleomagnéticos sobre la migración polar y el escaso espesor que la capa de sedimentos tiene en el mar y de acuerdo, por otra parte, con el hecho de que no se hayan extraído fósiles ni materiales litológicos más antiguos, ni siquiera en el océano Pacífico, tradicionalmente considerado mucho más antiguo que los océanos Atlántico e Indico. Resulta así muy correcta la estimación

de  $1 \text{ cm año}^{-1}$  hecha por Hess (1962) suponiendo que la apertura del Atlántico se inició en la época que indican los rasgos geológicos a ambos lados del océano.

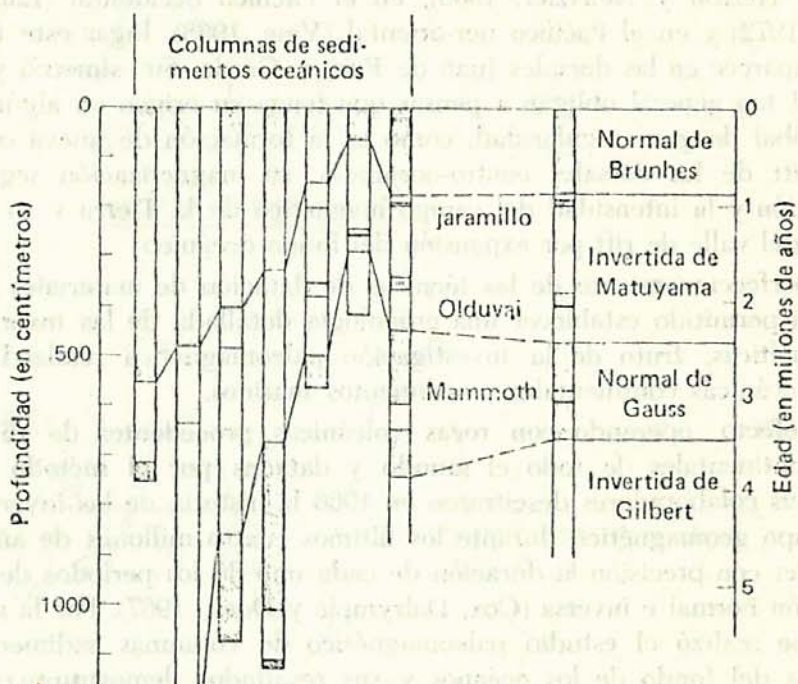


FIG. 8.—Magnetización normal e inversa de sedimentos oceánicos (OPDYKE, GLASS, HAYES y FOSTER, 1966).

Como quiera que el modelo de anomalías magnéticas indica que la expansión del fondo oceánico ocurre a escala mundial, aunque no necesariamente a la misma velocidad, y a fin de establecer la edad, al menos provisional, de las anomalías magnéticas más antiguas de los 4 millones de años, Heirtzler y sus colaboradores (Heirtzler, Dickson, Herron, Pitman y Le Pichon, 1968) asignaron una velocidad de expansión constante de  $2 \text{ cm año}^{-1}$  a cada lado de la dorsal del Atlántico Sur, es decir la misma velocidad deducida a partir de las anomalías centrales, y calcularon que la edad de la anomalía más antigua era de 76 millones de años. Posteriormente y como parte del programa JOIDES, el Glomar Challenger practicó varias perforaciones en el Atlántico a unos  $30^{\circ}\text{S}$  y se comprobó que los sedimentos en contacto directo con el basamento basáltico, o sea los más antiguos de cada testigo, tienen una edad que es proporcional a su distancia al eje de la dorsal y se ajusta muy bien a una

velocidad de expansión de  $2 \text{ cm año}^{-1}$  (Maxwell y Von Herzen, 1969), (Fig. 9), todo lo cual constituye una confirmación de la escala cronológica de las inversiones magnéticas y de que la expansión ha venido operando de una manera continuada durante la era Cenozoica a una velo-

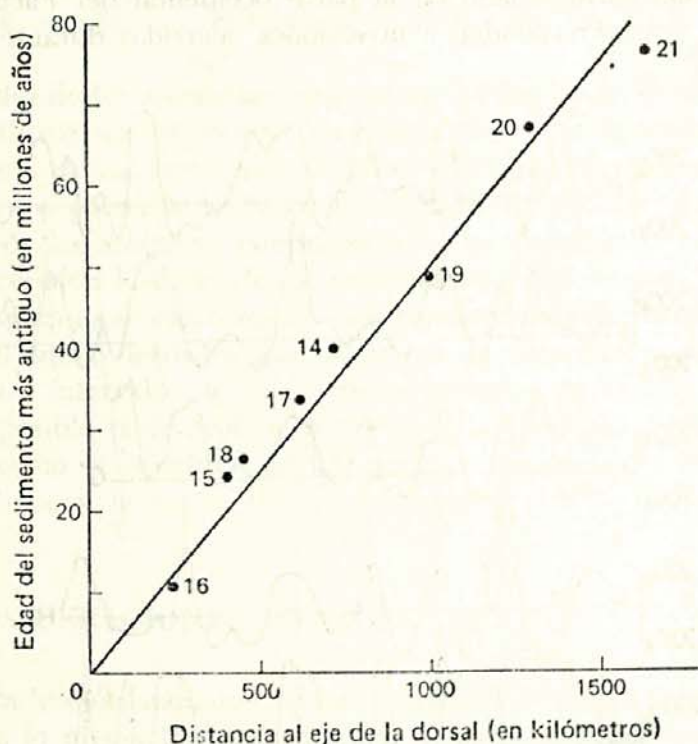


FIG. 9.—Edad de los sedimentos de las estaciones 14 a 21, leg. III, DSDP, en función de la distancia al eje de la dorsal centro-atlántica (MAXWELL y VON HERZEN, 1969).

cidad bastante más constante de lo que en principio se esperaba (Fig. 10).

La correlación cronológica entre la corteza oceánica y las inversiones magnéticas nos permite confeccionar un mapa de isocronas del fondo oceánico (Pitman, Larson y Herron, 1974) y calcular la superficie formada en un período de tiempo determinado; resulta así que el 50 por 100 del fondo oceánico actual, es decir nada menos que la tercera parte de la superficie total de la Tierra, probablemente se ha formado en tan sólo los últimos 65 millones de años y que la superficie oceánica restante se formó durante la era Mesozoica, entre hace 225 y 65 millones de años.

Sin embargo, más allá de la anomalía más antigua registrada en el Atlántico Sur y su equivalente en el centro del Pacífico Norte, a las que

corresponde una edad de 76 millones de años, el campo geomagnético parece estar bastante tranquilo, lo cual se ha interpretado en el sentido de que, de acuerdo con lo que indican los estudios paleomagnéticos de áreas continentales, durante el Mesozóico hubo muy pocas inversiones del campo geomagnético y la mayoría corresponden al final del Cretácico, aunque se han cartografiado en la parte occidental del Pacífico anomalías que tal vez correspondan a inversiones ocurridas durante el Jurásico

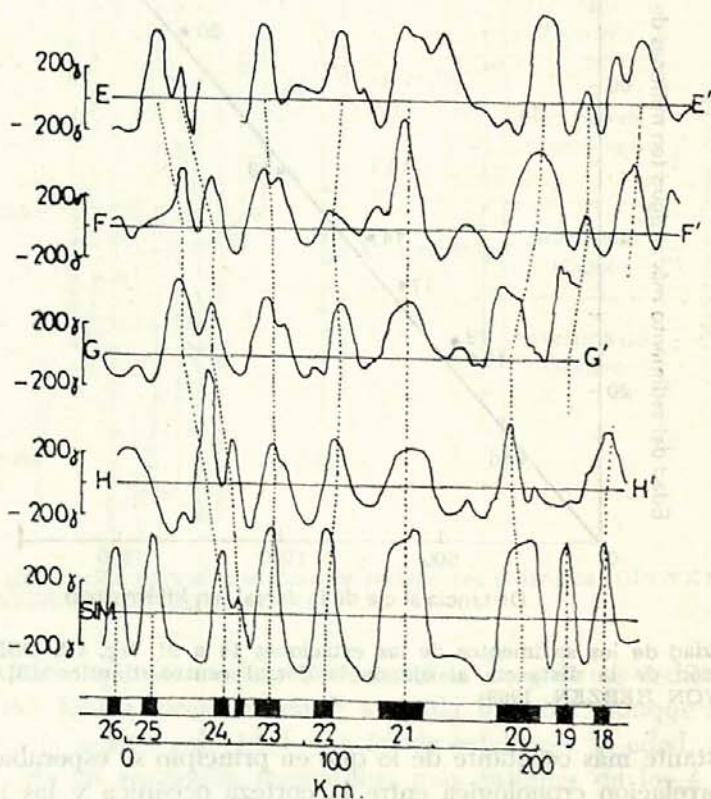


FIG. 10.—Anomalías magnéticas en el Mar del Labrador y perfil magnético simulado (LAUGHTON, 1971).

y el Glomar Challenger ha tomado muestras de sedimentos marinos que pertenecen al Jurásico medio, con una edad de unos 160 millones de años, al igual que existen anomalías magnéticas mesozóicas en el Golfo de Vizcaya y frente a las costas sur-occidentales de la península ibérica, al norte de la dorsal sísmicamente activa de las Azores-Gibraltar, que se interpretan considerando que el fondo oceánico tiene aquí más de 125 millones

de años (Cretácico inferior) y que ambos grupos de anomalías se formaron sincrónicamente, acompañadas de un movimiento de Iberia que dio lugar a la formación del Golfo de Vizcaya por rotación de la península en el Jurásico superior o el Cretácico inferior, al propio tiempo que se inició la formación de la parte oriental del Atlántico Norte por separación de España con respecto a Norteamérica y Europa (Williams y McKenzie, 1971).

El estudio de las anomalías magnéticas del fondo de las cuencas oceánicas constituye un excelente complemento de las investigaciones paleomagnéticas de las áreas continentales, tales como las relativas a la migración de los polos, todo lo cual, unido al estudio de algunos rasgos geológicos de las márgenes continentales, a la posibilidad de conocer con bastante precisión la edad de los materiales litológicos y a la utilización de las computadoras electrónicas, nos permite elaborar mapas paleogeográficos del globo terrestre que muestran la disposición de océanos y continentes a intervalos de sólo algunos millones de años (Irving, 1977), ya que es posible reconstruir la historia de la Tierra en aspectos tan importantes como la apertura de las cuencas oceánicas, la expansión del fondo oceánico y la deriva de los continentes.

### III. CONSIDERACIONES FINALES.

Con esta lección inaugural no he pretendido otra cosa que mostrar una panorámica lo más actualizada posible de las características generales de las dorsales oceánicas, cuya integración adecuada ha servido, por una parte, para revitalizar la teoría de la deriva continental y, por otra, para formular las nuevas hipótesis o teorías de expansión del fondo oceánico y tectónica de placas, que suponen una concepción enteramente nueva de nuestro planeta, caracterizado ahora por el dinamismo continuo de sus distintas geosferas, ya que al de las externas, que nos resulta más familiar, debemos añadir ahora el dinamismo de las geosferas más internas.

Las cuencas oceánicas dejan de ser meros reservorios de agua, más o menos inmutables e imperecederos, para convertirse en las partes más jóvenes y espectacularmente activas de la Tierra, ya que en la zona axial de las dorsales centro-oceánicas tiene lugar la creación de nueva litosfera a partir de materiales que, procedentes del manto, ascienden a los valles de rift.

La litosfera recién creada se aleja del eje de las dorsales por expansión del fondo oceánico, proceso en el cual juegan un papel decisivo las

corrientes de convección térmica del manto, a las que unen sus efectos el enfriamiento, aumento de espesor y consiguiente subsidencia de las placas litosféricas al alejarse del rift de formación.

El dinamismo del núcleo terrestre es responsable de que nuestro planeta posea un campo magnético que ocasionalmente invierte su polaridad y cuyas características quedan permanentemente grabadas en las rocas, de tal manera que el paleomagnetismo y la cronología de las inversiones magnéticas observadas en las cuencas oceánicas constituyen una pieza clave en el estudio de la dinámica cortical y la reconstrucción paleogeográfica de océanos y continentes.

Sirva también el tema desarrollado en esta lección como ejemplo de los logros que la investigación científica puede hoy día alcanzar, cuando se la dota de los medios necesarios y en el estudio de un mismo problema concurren diversos especialistas, unidos en su afán por desvelar los misterios de la maravillosa obra del Creador.

Muchas gracias.

### III. CONSIDERACIONES FINALES

Con esta lección inaugural no se pretende otra cosa que introducir una panorámica lo más actualizada posible de las características generales de las dorsales oceánicas, cuya interacción determina las grandes porciones de la corteza continental y por tanto, para los fines de esta lección, la tectónica de la expansión del fondo oceánico y la tectónica de placas, que suponen una concepción enteramente nueva de nuestro planeta, caracterizada ahora por el dinamismo continuo de sus distintas geotas, ya que al de las esteras, que nos resulta tan familiar, debemos añadir ahora el dinamismo de las geotas más o menos.

Las cuencas oceánicas dejan de ser meros reservorios de agua, más o menos impenetrables e impermeables para convertirse en las partes más jóvenes y espectacularmente activas de la Tierra, ya que en la zona central de las dorsales centro-oceánicas tiene lugar la creación de nuevas litosferas a partir de materiales que, procedentes del manto, ascenden a las fallas de rift.

La litosfera recién creada se aleja del eje de las dorsales por efectos de las corrientes de convección térmica del manto, dando lugar a las dorsales oceánicas que, a su vez, juegan un papel decisivo en



## BIBLIOGRAFIA

- ANDERSON, R. N.—1972. Petrologic significance of low heat flow on the flanks of slow-spreading mid-oceanic ridges. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **83**, 2947.
- ARCYANA.—1975. Transform fault and rift valley from bathyscaph and diving saucer. *Science*, **190**, 108-116.
- BALLARD, R. D., BRYAN, W. B., HEIRTZLER, J. R., KELLER, G., MOORE, J. G. y VAN ANDEL, Tj.—1975. Manned submersible observations in the FAMOUS area: Mid-Atlantic Ridge. *Science*, **190**, 103-108.
- BALLARD, R. D. y MOORE, J. G.—1977. *Photographic Atlas of the Mid-Atlantic Ridge Rift Valley*. Springer-Verlag, New York, Inc., 144.
- BIRCH, F.—1954. The present state of geothermal investigations. *Geophysics*, **19**, 645-659.
- BIRCH, F.—1965. Speculations on the earth's thermal history. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **76**, 133-154.
- BOTT, M. H. P.—1967. Terrestrial heat flow and the mantle convection hypothesis. *Geophys. Jour.*, **14**, 413-428.
- BOTT, M. H. P.—1971. *The interior of the Earth*. Ed. Arnold.
- BULLARD, E. C.—1963. The flow of heat through the floor of the ocean. En *The Sea III*, 218-232, Ed. M. N. Hill, Interscience, New York.
- BULLARD, E. C., MAXWELL, A. E. y REVELLE, R. R.—1956. Heat flow through the deep sea. *Adv. in Geophys.*, **3**, 153-181.
- CARTER, S. R., EVENSEN, N. M., HAMILTON, P. J. y O'NIONS, R. K.—1979. Basalt magma sources during the opening of the North Atlantic. *Nature*, **281**, 28-30.
- COHEN, R. S., EVENSEN, N. M., HAMILTON, P. J. y O'NIONS, R. K.—1980. U-Pb, Sm-Nd and Rb-Sr systematics of mid-ocean ridges basalt glasses. *Nature*, **283**, 149-153.
- CORLISS, J. B., DYMOND, J., GORDON, L. I., EDMOND, J. M., VON HERZEN, R. P., DALLARD, R. D., GREEN, K., WILLIAMS, D., BAINBRIDGE, A., CRANE, K. y VAN ANDEL, T. H.—1979. Submarine thermal springs on the Galapagos Rift. *Science*, **203**, 1073-1083.
- COX, A., DALRYMPLE, B. y DOELL, R.—1967. Reversals of the Earth's magnetic field. *Scientific Am., Inc.*

- COX, M. E. y McMURTRY, G. M.—1981. Vertical distribution of mercury in sediments from the East Pacific Rise. *Nature*, 289, 789-792.
- CHAPMAN, D. S. y POLLACK, H. N.—1980. Global heat flow: spherical harmonic representation. *EOS Am. Geophys. Union*, 61, 383.
- DAVIDSON, A. y REX, D. C.—1980. Age of volcanism and rifting in Southwestern Ethiopia. *Nature*, 283, 657-658.
- DAVIES, G. F.—1981. Earth's neodymium budget and structure and evolution of the mantle. *Nature*, 290, 208-213.
- DICKSON, G. O., PITMAN, W. C. III y HEIRTZLER, J. R.—1968. Magnetic anomalies in the South Atlantic and ocean floor spreading. *Jour. Geophys. Res.*, 73, núm. 6, 2087-2100.
- DIETZ, R. S.—1961. Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. *Nature*, 190, 854-857.
- DUPRÉ, B. y ALLEGRE, C. J.—1980. Pb-Sr-Nd isotopic correlation and the chemistry of the North Atlantic mantle. *Nature*, 286, 17-22.
- EDMOND, J. M.—1981. Hydrothermal activity at mid-ocean ridge axes. *Nature*, 290, 87-88.
- EWING, J.—1969. Seismic model for the Atlantic ocean. *The Earth Crust and Upper Mantle. Amer. Geoph. Un. Geophys. Mon.*, núm. 13, 220-225.
- EWING, M., LE PICHON, X. y EWING, J.—1966. Crustal structure of the mid-ocean ridges. *Jour. Geophys. Res.*, 71, núm. 6, 1611-1636.
- FOWLER, C. M. R. y MATTHEWS, D. H.—1974. Seismic refraction experiment on the Mid-Atlantic Ridge in the FAMOUS area. *Nature*, 249, 752-754.
- FRANCHETEAU, J., JUTEAU, T. y RANGAN, C.—1979. Basaltic pillars in collapsed lava-pools on the deep ocean-floor. *Nature*, 281, 209-211.
- FRANCHETEAU, J., NEEDHAM, H. D., CHOUKROUNE, P., JUTEAU, T., SEGURET, M., BALLARD, R. D., FOX, P. J., NORMARK, W., CARRANZA, A., CORDOBA, D., GUERRERO, J., RANGIN, C., BOUGAULT, H., CAMBON, P. y HEKINIAN, R.—1979. Massive deep-sea sulphide ore deposits discovered on the East Pacific Rise. *Nature*, 277, 525-528.
- FREUND, R. y MERZER, A. M.—1976. Anisotropic origin of transform faults. *Science*, 192, 137-138.
- GRAEBNER, R., WASON, C. y MEINARDUS, H.—1981. Three-dimensional methods in seismic exploration. *Science*, 211, 535-540.
- HALL, J. M. y ROBINSON, P. T.—1979. Deep crustal drilling in the North Atlantic Ocean. *Science*, 204, 573-586.
- HALLAM, A.—1976. De la deriva de los continentes a la tectónica de placas. Ed. Labor, S. A., Barcelona.
- HAWKESWORTH, C. J., NORRIS, M. J., RODDICK, J. C. y VOLLMER, R.—1979.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios from the Azores and their significance in LIL-element enriched mantle. *Nature*, 280, 28-31.
- HEEZEN, B. C., BUNCE, E. T., HERSEY, J. B. y THARP, M.—1964. Chain and Romanche fracture zones. *Deep-Sea Res.*, 11, 11-33.
- HEEZEN, B. C. y EWING, M.—1961. The mid-oceanic ridge and its extension through the Arctic Basin. En *Geology of the Arctic 1*, 622-642, Ed. G. O. Raasch, Univ. Toronto Press, Toronto.
- HEEZEN, B. C. y EWING, M.—1963. The mid-oceanic ridge. En *The Sea III*, 388-410, Ed. M. N. Hill, Interscience, New York.

- HEEZEN, B. C. y MENARD, H. W.—1963. Topography of the deep-sea floor. En *The Sea*, III, 233-280, Ed. M. N. Hill, Interscience, New York.
- HEIRTZLER, J. R., DICKSON, G. O., HERRON, T. M., PITMAN, W. C. III y LE PICHON, X.—1968. Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals and motions of the ocean floor and continents. *Jour. Geophys. Res.*, 73, 2119-2136.
- HEIRTZLER, J. R. y GRASSLE, J. F.—1976. Deep-sea research by manned submersibles. *Science*, 194, 294-299.
- HEIRTZLER, J. R. y LE PICHON, X.—1965. Crustal structure of the mid-ocean ridges. 3. Magnetic anomalies over the mid-Atlantic ridge. *Jour. Geophys. Res.*, 70, 4013-4033.
- HEKINIAN, R., FEVRIER, M., BISCHOFF, J. L., PICOT, P. y SHANKS, W. C.—1980. Sulfide deposits from the East Pacific Rise near 21°N. *Science*, 207, 1443-1444.
- HESS, H. H.—1962. History of Oceans Basins. En A. E. J. Engel, H. L. Janes y B. F. Leonard, Eds., *Petrologic Studies: A volume in Honor of A. F. Buddington*, Geol. Soc. Am., Boulder, Colorado, 599-620.
- HILL, M. N.—1957. Recent geophysical exploration of the ocean floor. *Physics and Chemistry of the Earth*, 2, 129-163.
- HORAI, K. y SIMMONS, G.—1969. Spherical harmonic analysis of terrestrial heat flow. *Earth and Planetary Science Letters*, 6, 386-394.
- IRVING, E.—1977. Drift of the major continental blocks since the Devonian. *Nature*, 270, 304-309.
- KARL, D. M., WIRSEN, C. O. y JANNASCH, H. W.—1980. Deep-sea primary production at the Galapagos hydrothermal vents. *Science*, 207, 1345-1347.
- KEMP, E. M. y HARRIS, W. K.—1975. The vegetation of Tertiary islands on the Ninetyeast Ridge. *Nature*, 258, 303-307.
- KING, E. R., ZIETZ, I. y ALLDREDGE, L. R.—1966. Magnetic data on the structure of the Central Arctic region. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 77, núm. 12, 619-646.
- KOIDE, H. y BHATTACHARJI, S.—1975. Mechanistic interpretation of rift valley formation. *Science*, 189, 791-793.
- LANGSETH, M. G. y VON HERZEN, R. P.—1970. Heat flow through the floor of the world oceans. En *The Sea*, vol. 4, A. E. Maxwell, Ed., Wiley-Interscience.
- LARSON, R. L. y CHASE, C. G.—1972. Late Mesozoic Evolution of the Western Pacific Ocean. *GSA Bull.*, 83, 3627-3644.
- LAUGHTON, A. S.—1971. South Labrador Sea and the Evolution of the North Atlantic. *Nature*, 232, 612-617.
- LEE, W. H. K. y UYEDA, S.—1965. Review of heat flow data. En *Terrestrial heat flow*, W. H. K. Lee, Ed., Am. Geophys. Union Mon. núm. 8.
- LE PICHON, X. y HEIRTZLER, J. R.—1968. Magnetic anomalies in the Indian Ocean and sea-floor spreading. *Jour. Geophys. Res.*, 73, núm. 6, 2101-2117.
- LEWIS, B. T. R. y SNYDSMAN, W. E.—1977. Evidence for a low velocity layer at the base of the oceanic crust. *Nature*, 266, 340-344.
- LONCAREVIC, B. D.—1961. Measurement of gravity at sea. *Enciclopaedic Dictionary of Physics*, 3, 515-519.
- LUPTON, J. E., WEIS, R. F. y CRAIG, H.—1977a. Mantle helium in the Red Sea brines. *Nature*, 266, 244-246.

- LUPTON, J. E., WEISS, R. F. y CRAIG, H.—1977b. Mantle helium in hydrothermal plumes in the Galapagos Rift. *Nature*, 267, 603-604.
- MATTHEWS, J. L., HEEZEN, B. C., CATALANO, R., COOGAN, A., THARP, M., NATLAND, J. y RAWSON, M.—1974. Cretaceous drowning of reefs on Mid-Pacific and Japanese guyots. *Science*, 184, 462-464.
- MAXWELL, A. E. y VON HERZEN, R.—1969. The Glomar Challenger Completes Atlantic Track—Highlights of Leg III. *Ocean Industry*, 4.5, 64.
- MENARD, H. W. y FISHER, R. L.—1958. Clipperton fracture zone in the northeastern equatorial Pacific. *Jour. Geol.*, 66, 239-253.
- MENZIES, M. y RAMA MURTHY, V.—1980. Enriched mantle: Nd and Sr isotopes in diopsides from kimberlite nodules. *Nature*, 283, 634-636.
- NÉEL, L.—1951. L'inversion d'aimantation permanente des roches. *An. Geophys.* 7, 90-102.
- OLDENBURG, D. W. y BRUNE, J. N.—1972. Ridge transform fault spreading pattern in freezing wax. *Science*, 178, 301-304.
- OPDYKE, N. D., GLASS, B., HAYES, J. D. y FOSTER, J.—1966. Paleomagnetic Study of Antarctic Deep Sea Cores. *Science*, 154, 349.
- PHILLIPS, J. D.—1967. Magnetic anomalies over the mid-Atlantic ridge near 27°N. *Science*, 157.
- PITMAN, W. C. III y HEIRTZLER, J. R.—1966. Magnetic anomalies over the Pacific-Antarctic ridge. *Science*, 154.
- PITMAN, W. C. III, HERRON, E. M. y HEIRTZLER, J. R.—1968. Magnetic anomalies in the Pacific and sea-floor spreading. *Jour. Geophys. Res.*, 73, n.º 6, 2069-2085.
- PITMAN, W. C. III, LARSON, R. L. y HERRON, E. M.—1974. Mapa de isocronas del fondo oceánico. En Uyeda, S., 1980, *La nueva concepción de la Tierra*, Ed. Blume.
- POLLACK, H. N.—1980. The heat flow from the Earth. En P. A. Davies y S. K. Runcorn, *Mechanisms of Continental Drift and Plate Tectonics*, Academic Press, 183-192.
- RAU, G. H.—1981. Low  $N^{15}/N^{14}$  in hydrothermal vent animals: ecological implications. *Nature*, 289, 484-485.
- RISE PROJECT GROUP: SPIESS, F. N., MACDONALD, K. C., ATWATER, T., BALLARD, R., CARRANZA, A., CORDOBA, D., COX, C., DIAZ GARCIA, V. M., FRANCHETEAU, J., GUERRERO, J., HAWKINS, J., HAYMON, R., HESSLER, R., JUTEAU, T., KASTNER, M., LARSON, R., LUYENDYK, B., MACDOUGALL, J. D., MILLER, S., NORMARK, W., ORCUTT, J. y RANGIN, C.—1980. East Pacific Rise: Hot springs and geophysical experiments. *Science*, 207, 1421-1432.
- ROSS, J. G. y MUSSETT, A. E.—1976.  $Ar^{40}/Ar^{39}$  dates for spreading rates in eastern Iceland. *Nature*, 259, 36.
- RUNCORN, S. K.—1956. Paleomagnetic comparisons between Europe and North America. *Proc. Canad. Geol. Ass.*, 8, 77-85.
- SASS, J. H.—1978. Calor y temperatura en el interior de la Tierra. En I. G. Gass, P. J. Smith y R. C. L. Wilson, *Introducción a las Ciencias de la Tierra*, Ed. Reverté, s. a., 73-80.

- SCHILLING, J. G., ANDERSON, R. N. y VOGT, P.—1976. Rare earth, Fe and Ti variations along the Galapagos spreading centre, and their relationship to the Galapagos mantle plume. *Nature*, 261, 108-113.
- SCHILLING, J. G. y SIGURDSSON, H.—1979. Thermal minima along the axis of the Mid-Atlantic Ridge. *Nature*, 282, 370-375.
- SMITH, P. J.—1975. *Temas de Geofísica*. Ed. Reverté, S. A. Barcelona.
- SMITH, P. J.—1980. Methane from ridges. *Nature*, 284, 15.
- SPRAGUE, D. y POLLACK, H. N.—1980. Heat flow in the Mesozoic and Cenozoic. *Nature*, 285, 393-395.
- STANLEY, D. J., SHENG, H. y KHOLIEF, M. M.—1979. Sand on the Southern Mediterranean Ridge: proximal basement and distal African-Nile provenance. *Nature*, 279, 594-598.
- SYKES, L. R.—1967. Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-oceanic ridges. *Jour. Geophys. Res.*, 72, núm. 8, 2131-2153.
- TAKAOKA, N. y NAGAO, K.—1978. Mantle  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  trapped in Cretaceous deep-sea basalts. *Nature*, 276, 491-492.
- TALWANI, M., LE PICHON, X. y EWING, M.—1965. Crustal structure of the mid-ocean ridges. 2. Computed model from gravity and seismic refraction data. *Jour. Geophys. Res.*, 70, 341-352.
- TALWANI, M., LE PICHON, X. y HEIRTZLER, J. R.—1965. East Pacific Rise: the magnetic pattern and the fracture zones. *Science*, 150, 1109-1115.
- UYEDA, S.—1980. *La nueva concepción de la Tierra*. Ed. Blume. Barcelona.
- VACQUIER, V. y VON HERZEN, R. P.—1964. Evidence for connection between heat flow and the Mid-Atlantic Ridge magnetic anomaly. *Jour. Geophys. Res.*, 69, 1093-1102.
- VINE, F. J.—1966. Spreading of the ocean floor: new evidence. *Science*, 154, 1405-1415.
- VINE, F. J.—1968.—Magnetic anomalies associated with mid-oceanic ridges. En R. H. Phinney, Ed., *The History of the Earth's Crust*. Princeton Univ. Press.
- VINE, F. J. y MATTHEWS, D. H.—1963. Magnetic anomalies over oceanic ridges. *Nature*, 199, 947-949.
- VINE, F. J. y WILSON, J. T.—1965. Magnetic anomalies over a young oceanic ridge off Vancouver Island. *Science*, 150, 485-489.
- VOGT, P. R., OSTENSO, N. A. y JOHNSON, G. L.—1970. Magnetic and bathymetric data bearing on sea-floor spreading north of Iceland. *Jour. Geophys. Res.*, 75, núm. 5, 903-920.
- VON HERZEN, R. P.—1959. Heat-flow values from the Southeastern Pacific. *Nature*, 183, 882-883.
- VON HERZEN, R. P. y LANGSETH, M. G.—1965. Present status of oceanic heat-flow measurements. *Physics and Chemistry of the Earth*, 6, 365-407.
- VON HERZEN, R. P. y UYEDA, S.—1963. Heat flow through the Eastern Pacific ocean floor. *Jour. Geophys. Res.*, 68, núm. 14, 4219-4250.
- WALKER, D. A.—1976. Yearly seismic energy release: world total versus ridge system totals. *Science*, 193, 886-888.
- WEGENER, A.—1912. *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane*. Petermanns Mitteilungen.
- WETHERILL, G. W. y DRAKE, Ch. L.—1980. *The Earth and Planetary Sciences*. *Science*, 209, 96-104.

- WHITE, W. M., SCHILLING, J. G. y HART, S. R.—1976. Evidence for the Azores mantle plume from Strontium isotope geochemistry of the Central North Atlantic. *Nature*, 263, 659-663.
- WHITMARSH, R. B.—1973. Median Valley Refraction Line, Mid-Atlantic Ridge at 37°N. *Nature*, 246, 297-299.
- WILLIAMS, C. A. y MCKENZIE, D.—1971. The Evolution of the North-East Atlantic. *Nature*, 232, 168-173.
- WILSON, J. T.—1965. A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, 207, 343-347.

n  
s  
n  
t  
-



UNIVERSIDA  
Facultad de  
Bibli

D

2

1