

No obstante, existen intervalos en los que la polaridad cambia repentinamente y se les conoce como **sucesos**, de 100-200.000 años. El material al ascender del manto por corrientes de convección se enfría, magnetiza y fosiliza su polaridad, que para épocas geológicas recientes son: Brunhes (polaridad normal), 0-0,7 m.a.; Matuyama (polaridad inversa, 0,7-2,4 m.a.); Gauss (polaridad normal, 2,4-3,5 m.a.); Gilbert (polaridad inversa, >3,5 m.a.). Las épocas de

polaridad magnética son del orden del millón de años, por lo que se obtienen velocidades de extensión de algunos centímetros por año (Fig. 2.7), siendo las velocidades distintas en las diferentes dorsales oceánicas. De este modo, se obtiene un mapa de edades del fondo oceánico (Muller *et al.*, 1997) (Fig. 2.8). Opdyke *et al.* (1966) llevaron a cabo una serie de medidas de la magnetización remanente de los sedimentos del fondo marino del Antártico. La co-

lumna de sedimentos registró la historia de las inversiones del campo magnético terrestre (Menard, 1971). Este descubrimiento abrió el camino de la estratigrafía magnética de los sedimentos oceánicos (Grandstein *et al.*, 2004).

Wilson (1965) fue un importante precursor de la teoría de la tectónica de placas con su descubrimiento de un nuevo tipo de fallas, que denominó **fallas de transformación** (Fig. 2.9) y, a su vez, compartimentan las dorsales en una serie de segmentos. Se trata de fallas de desplazamiento horizontal, que terminan bruscamente en sus dos extremos y no deben confundirse con las fallas en dirección o transcurrentes.

Mckenzie y Parker (1967), Morgan (1968) y Le Pichon (1968) intentaron ver si las ideas anteriormente indicadas

se ajustan globalmente con los nuevos datos sobre el sistema de dorsales, fosas, fallas de transformación, anomalías magnéticas y direcciones del movimiento asociadas con los terremotos. Llegaron a la conclusión de que se ajusta plenamente y la hipótesis de la extensión del fondo marino parece absolutamente indiscutible (Hallam, 1973).

Como consecuencia de todos estos descubrimientos, las Ciencias de la Tierra, como señala J. Tuzo Wilson, se encuentran en una gran revolución científica, similar a la de la Astronomía antes de que se aceptasen las ideas de Copérnico y Galileo, como la de la Química antes de introducir las ideas de átomos y moléculas, como la de la Biología antes de la evolución y, finalmente, como la Física antes de la Mecánica Cuántica.

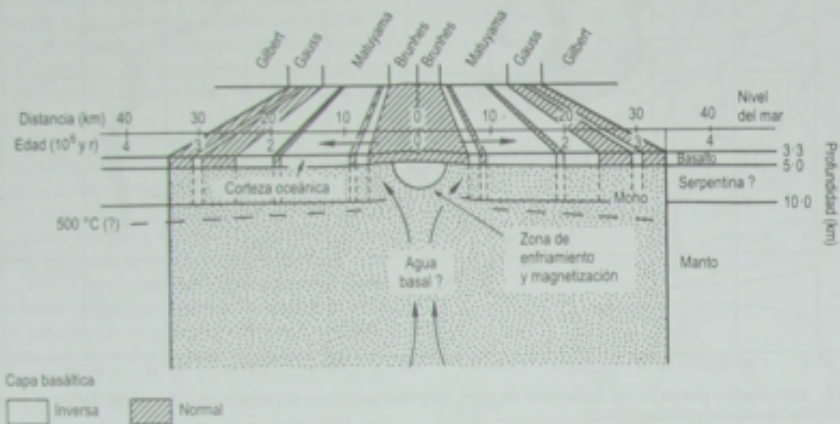


FIGURA 2.7 Esquema que ilustra el mecanismo de generación de las anomalías positivas (normales) y negativas (inversas) a ambos lados de la cresta de la dorsal meso-oceánica (Vine, 1966).

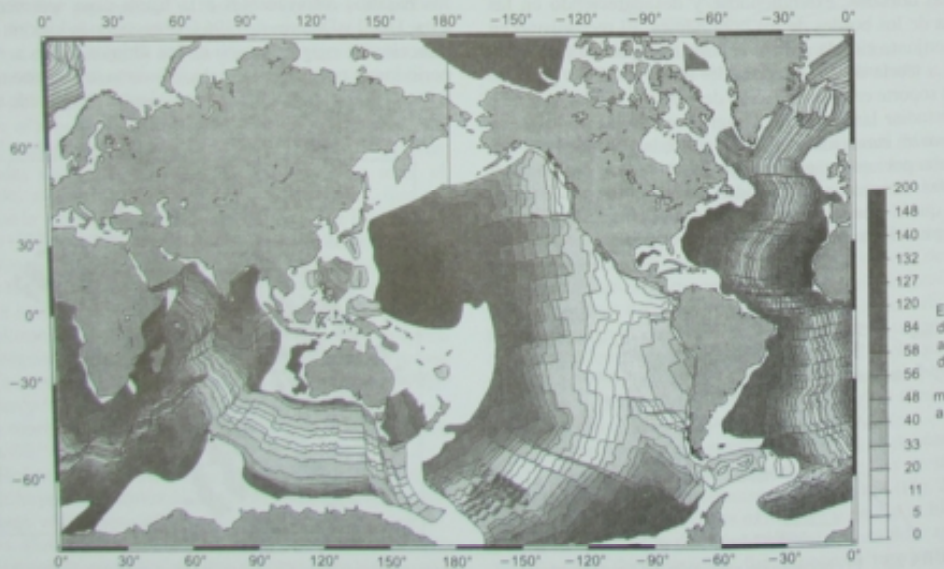


FIGURA 2.8 Mapa de isocronas del fondo marino (Muller *et al.*, 1997).

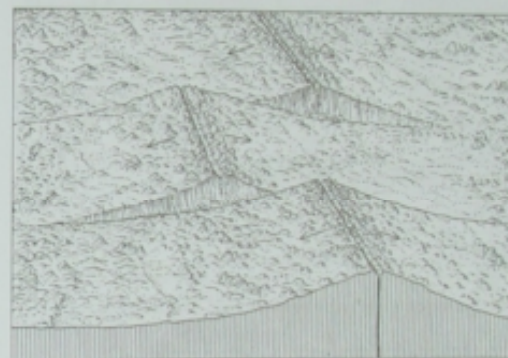


FIGURA 2.9 Fallas de transformación entre dos segmentos de dorsales desplazados (Menard, 1971).

## 2.7 Tectónica de placas

La tectónica de placas es un modelo en el que la parte externa de la Tierra se divide en un número de placas rígidas delgadas, que están en movimiento relativo una con respecto de otra. Las velocidades relativas de las placas son del orden de unos centímetros por año. Una gran parte de todos los terremotos, erupciones volcánicas, fosas y cordilleras se producen en los límites de las placas (Fowler, 2005) (Fig. 2.10). Las placas varían de tamaño de  $10^6$  a  $10^8$  km<sup>2</sup> y de 70 km de espesor bajo los océanos a 151 km por debajo de los continentes. Se pueden dividir en siete grandes placas ( $10^8$  km<sup>2</sup>) (por ejemplo, Eurasia y Pacífica) y ocho placas intermedias ( $10^7$  -  $10^8$  km<sup>2</sup>) (por ejemplo, Arábiga y Caribeña) (Fig. 2.10), así como veinte placas más pequeñas ( $10^5$  a  $10^6$  km<sup>2</sup>) (Turcotte y Schubert, 2002).

Los límites de las placas pueden ser de tres tipos (Isacks *et al.*, 1968) (Fig. 2.11):

- Márgenes divergentes**, en los que se está creando nueva corteza por la inyección de magma basáltico en las zonas de tensión, que se sitúan en las dorsales oceánicas y las dos placas que separan las dorsales divergen a partir de este límite. Los *rift continentales* se definen como depresiones alargadas en las que toda la litosfera se ha deformado por esfuerzos de tensión. Los ejemplos más característicos son los *rift valleys* de África oriental, la fosa del Rin y el Lago Baikal. El comienzo de los rift africanos es del Mioceno-Plioceno (Ollier, 1981), presentan fallas activas y son posteriores a las grandes superficies de erosión. Se originan por abombamiento (*updoming*) y extensión.
- Márgenes convergentes** que corresponden a zonas de convergencia y destrucción de placas li-



# 2

## Geomorfología Estructural

### CONTENIDO

- 2.1. Introducción
- 2.2. Estructura interna de la Tierra
- 2.3. Composición de la Tierra
- 2.4. Litósfera y Astenosfera
- 2.5. Isostasia
- 2.6. Precursores de la tectónica global
- 2.7. Tectónica de placas
- 2.8. Modelados estructurales
- 2.9. Modelados pseudoestructurales



## 2.1 Introducción

La Geomorfología Estructural se preocupa del estudio de los modelados que deben su carácter a sus litologías y a las estructuras de las rocas y se conoce como **modelados estructurales** (Twidale, 1971; Migon, 2004) o **tectostática** (Tricart, 1968). También se engloba dentro de la Geomorfología Estructural a las formas del relieve resultantes de la actividad de los procesos endógenos, sin la intervención de las fuerzas de denudación. Estas formas se denominan **modelados tectónicos** (Twidale, 1971; Goudie, 2004c) y también se conoce como **tectodinámica** (Tricart, 1968).

En sentido geomorfológico, el término estructura abarca no sólo los factores pasivos inherentes al tipo de roca (litología) y a la disposición de los estratos (estratigrafía y tectónica) sino también a los cambios activos y continuos de estas propiedades (Twidale, 1971). En los estudios de Geomorfología Estructural se considera a la erosión bajo un aspecto global, sin precisar sus mecanismos y sin analizar sus procesos; solamente para comprender su interacción con la tectodinámica y para indicar cómo la estructura influye sobre el tipo de relieve (Tricart, 1968).

La acción de los procesos exógenos sobre la estructura de las rocas produce modelados estructurales de diferente magnitud. Las rocas tienen diferente resistencia ante los procesos de meteorización y de erosión. Por otra parte, la acción de la dinámica externa sobre algunos tipos de rocas origina modelados específicos. Así, existen una gran variedad de formas en las áreas graníticas que

han dado origen a tratados sobre las mismas. Son importantes las monografías de Twidale (1982b) y Twidale y Vidal Romaní (2005). Igualmente, los terrenos calizos y evaporíticos sufren el proceso de disolución dando origen a una gran variedad de morfologías y, a su vez, su estudio tiene vertientes de carácter aplicado (hidrogeología, yacimientos, geotecnia, etc.). Son muy numerosos los trabajos sobre el karst (v. gr. Sweeting, 1972). También se reconocen modelados específicos en las formaciones de areniscas (Young y Young, 1992; Young, 2004).

La Geomorfología Tectónica analiza la lucha constante entre los procesos tectónicos que tienden a generar topografía y los procesos superficiales que denudan y rejuvenecen paulatinamente el relieve creado (Burbank y Anderson, 2001). En la actualidad muchos geomorfológicos están inmersos en el estudio de los procesos geomorfológicos en pequeñas dimensiones y no se han preocupado apenas de los avances que ha experimentado la Geomorfología con el advenimiento de la tectónica de placas y la construcción de sistemas montañosos (*mountain building*) a gran escala (Summerfield, 1991; Keller y Pinter, 1996; Burbank y Anderson, 2001).

Hay muchas características de la Tierra que se deben en gran parte a la actividad tectónica (v. gr. escarpe de falla, pliegues, pluma mantélica, estructura anular, etc.). Se deben a la acción de distintos tipos de actividad tectónica (diastrofismo, epirogenia, isostasia, etc.) (Goudie, 2004c).

## 2.2 Estructura interna de la Tierra

Nuestro conocimiento del interior de la Tierra se debe fundamentalmente al estudio de las ondas sísmicas. La propagación de las mismas en el interior del globo terráqueo hace posible conocer los tiempos de recorrido en diferentes lugares y deducir las grandes geosferas existentes en su interior.

Los sismos o terremotos se originan en un punto del interior de la Tierra, denominado **foco** o **hipocentro**, que se localiza normalmente hasta 700 km de profundidad. La proyección vertical del foco en la superficie se conoce como **epicentro**. El tamaño de un terremoto se mide por la energía liberada, que se puede calibrar con la **escala de magnitudes de Richter** (Bullen y Bolt, 1985).

La energía liberada por un terremoto se propaga como diferentes tipos de ondas elásticas, denominadas ondas sísmicas. Las **ondas P** (primarias) son las más rápidas y llegan en primer lugar; también se las denomina **ondas longitudinales** o **compresivas**. Las **ondas S** (secundarias) no se propagan en los medios líquidos o fundidos debido a que su rigidez es cero; también se las conoce como **ondas de cizallamiento** o **transversales**. Las ondas sísmicas que se transmiten por la superficie terrestre se denominan **ondas superficiales**. Las ondas longitudinales y transversales se llaman a veces precursoras, puesto que llegan antes que las ondas superficiales. La Figura 2.1 indica que el interior de la tierra es claramente

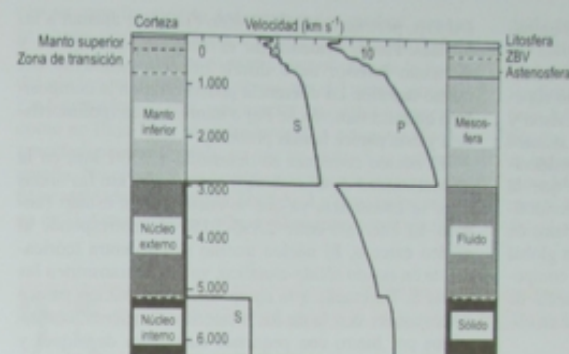


FIGURA 2.1 Variación de las velocidades de las ondas P y S con la profundidad en la Tierra (basada en datos de Hart et al., 1977) y su correlación con las características composicionales y geológicas (Kearey y Vine, 1996).

heterogéneo. Esta heterogeneidad no es fortuita, sino que existen discontinuidades que subdividen el interior de la Tierra. La primera discontinuidad fue descubierta por Mohorovicic en sus estudios de las ondas sísmicas originadas por el terremoto de Croacia de 1909. La **Discontinuidad de Mohorovicic**, o **Moho**, separa la Corteza del manto terrestre. En 1925 se descubrió en los Alpes austríacos dentro de la Corteza la **Discontinuidad de Conrad**. El modelo de Conrad fue adoptado por los antiguos petrólogos que diferenciaron dos capas: **SIAL**, capa superior rica en sílice y aluminio y **SIMA**, enriquecida en sílice y magnesio. La velocidad de las ondas sísmicas aumenta bruscamente en el Moho tanto en ambientes continentales como oceánicos. Se reconoce una **zona de baja**

**velocidad** (ZBV) entre 80 y 300 km de profundidad. Entre 400 y 670 km la velocidad aumenta claramente en la denominada **zona de transición**, que separa el manto superior del inferior.

La velocidad de las ondas sísmicas aumenta paulatinamente en el manto inferior hasta 2.891 km, que señala la **Discontinuidad de Gutenberg**. Esta discontinuidad separa el manto del núcleo terrestre en el que la velocidad de las ondas P disminuye bruscamente y las ondas S no se transmiten, lo que indica que debe de estar en estado fundido. Las ondas P incrementan su velocidad a 5.150 km que separa el núcleo externo del interno. Algunos investigadores denominan a este límite **Discontinuidad de Lehman** (Fowler, 2005).

## 2.3 Composición de la Tierra

La composición de la parte más superior de la corteza la conocemos directamente a partir de sondeos mecánicos. A mayores profundidades la información es indirecta. La propagación de las ondas sísmicas proporciona los datos más numerosos y fehacientes de la composición interna de la Tierra.

Teniendo en cuenta la composición media de la parte superior de la corteza continental, podemos señalar que se trata de rocas granodioríticas y cuarzdioríticas. La investigación de conjuntos minerales estables de rocas de composición basáltica sin agua, a presiones superiores a 30 kilobares y temperaturas entre 1.000 y 1.250° (Green y Ringwood, 1967) proporcionan datos sobre la composición mineralógica y química de la corteza inferior. Deducen que en «seco» la composición corresponde a formas de alta presión de rocas ácidas e intermedias. Si la

corteza inferior es «húmeda» las rocas de composición basáltica se encuentran como anfíbolitas. No obstante, la corteza inferior debe tener una composición compleja con importantes variaciones regionales.

La corteza oceánica tiene 6-7 km de espesor. Se divide en tres capas diferenciadas por las distintas velocidades de propagación de las ondas. La capa 1 son materiales sedimentarios; la capa 2 está constituida por basaltos y diques de la misma composición y la capa 3 por gabros y metagabros.

Se cree que generalmente el manto es químicamente homogéneo y está formado por silicatos. Las modificaciones en la mineralogía y estructura de los silicatos con la profundidad permiten diferenciar una zona de transición entre 400-670 km, que separa el manto superior del inferior. La composición del manto se deduce del estudio



de la propagación de las ondas sísmicas, enclaves en basaltos e investigaciones de meteoritos.

Como la corteza oceánica está constituida por basaltos procedentes del manto, se piensa que el manto superior está formado por peridotitas o eclogitas (Harrison y Bonatti, 1981). Estas rocas poseen una velocidad sísmica similar a la del manto superior. Por diversas consideraciones mineralógicas y petrofísicas, se estima que la composición del manto superior corresponde a peridotitas. Mediante el estudio de los meteoritos y de datos de estudios experimentales se estima la composición global del manto. Ringwood (1974) ha sugerido que las composiciones más adecuadas corresponden a una mezcla de una parte de basalto y tres de dunita (roca muy rica en olivino), a la que Ringwood denomina pyrolita.

En la Figura 2.1 se señala la presencia de una zona de bajas velocidades, que indica la presencia de material fundido. La zona de baja velocidad del manto superior es de gran importancia para la tectónica de placas, que presenta una capa de baja viscosidad sobre la que pueden movilizarse la Litosfera y Astenosfera.

Las condiciones existentes en el manto inferior indican que ninguna roca común se equipara con estas condiciones, aunque unos pocos minerales como el corindón

( $Al_2O_3$ ), periclasa (MgO) y rutilo ( $TiO_2$ ) se ajustan a las mismas. Parece evidente que el manto es heterogéneo y el manto inferior debe diferir mineralógicamente del manto superior. La diferencia podría estar en la composición química (adición de Fe) o mineralógica (polimorfismo) y ésta parece la más probable.

El núcleo comienza su desarrollo a 2.891 km, en la discontinuidad de Gutenberg y hasta 5.150 km las ondas S no se transmiten, ya que se encuentra en estado fundido. El intervalo entre 2.890-5.150 km corresponde al núcleo externo. El núcleo interno se encuentra teóricamente en estado sólido-metálico, ya que se transmiten las ondas S. En cuanto a la composición del núcleo parece corresponder con la de los meteoritos ferríferos, constituidos por hierro con pequeñas cantidades de níquel y otros metales. La elevada densidad del núcleo indica que debe estar constituido por elementos muchos más pesados que los que forman el manto. Como el hierro es el único elemento pesado que parece existir en el sistema solar con cierta abundancia, se estima que debe ser un constituyente importante del núcleo. Parece ser que el núcleo contiene un 4% de níquel y el resto hierro. El núcleo interno tiene una velocidad sísmica y densidad de acuerdo con una composición de hierro puro.

con su capa inferior, la **Astenosfera**, es gradual, aunque se asume que es de carácter térmico coincidiendo con la isograda de 1.333°C, que marca el comienzo de la fusión del olivino, el mineral más abundante del manto terrestre. La Astenosfera es una capa mucho más débil y reacciona como un flujo lento al estar sometida a esfuerzos. La Astenosfera no está fundida, ya que las ondas S se propagan en ella. No obstante, es posible que se encuentren pequeñas cantidades de material fundido. La plasticidad relativa de la Astenosfera se debe fundamentalmente al efecto

de la temperatura elevada (>1.333°C) sobre la reología del material del manto.

La Astenosfera se cree que se extiende hasta una profundidad máxima de unos 700 km. Las propiedades de la capa infrayacente son poco conocidas. Las ondas sísmicas que la atraviesan no presentan anomalía (Fig. 2.1) y se indica que esta capa es de alta resistencia y se denomina **Mesosfera**, ocupando el resto del manto inferior terrestre hasta la Discontinuidad de Gutenberg (comienzo del núcleo).

## 2.4 Litosfera y Astenosfera

La corteza y el manto superior en estado sólido constituyen la **Litosfera** (Fig. 2.2), que se define con criterios sísmológicos como la capa rígida más externa de la Tierra. Se diferencian dos tipos: **Litosfera oceánica**, cuya parte

superior está constituida por la delgada corteza oceánica, mientras que la **Litosfera continental** su zona superior está formada por una gran potencia de corteza continental. El espesor de la Litosfera es muy variable y el límite

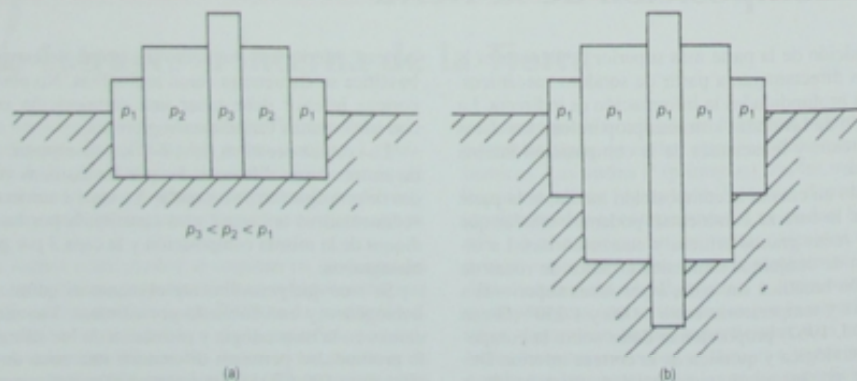


FIGURA 2.2 Representación esquemática del equilibrio isostático según (a) Pratt y (b) Airy (Jacobs, Rusell y Wilson, 1959).

## 2.5 Isostasia

La teoría de la **isostasia** proporciona la base para el entendimiento de los movimientos corticales en la vertical. La **Litosfera** rígida se puede considerar «flotando» sobre la **Astenosfera** infrayacente. Para alcanzar el equilibrio la **Litosfera** se ajusta verticalmente según su espesor y densidad. El término isostasia fue introducido por el geólogo americano Dutton en 1889 para señalar este estado de equilibrio. Existen dos modelos que explican este equilibrio. Por un lado, en el **modelo de Pratt** de 1859 se indica que sobre la superficie de equilibrio el volumen del bloque cortical tiene su propia densidad, siendo el de mayor volumen el de densidad más baja. El **modelo de Airy** de 1855 propone un mejor acercamiento al problema. Estima que los bloques tienen la misma densidad, pero de diferente espesor y flotan sobre un substrato más pesado (Fig. 2.2). La diferencia fundamental entre ambos modelos es la situación del denominado **Nivel de Com-**

**pensación Isostática**, que en el modelo de Pratt posee profundidad constante y en el de Airy es variable, estando a mayor profundidad bajo los continentes que bajo los océanos.

Todo esto indica que la corteza terrestre «flotante» cuanto más se eleva (cordilleras, altiplanicies) más profunda es su inflexión en el manto superior. El empuje del plegamiento de estratos inicialmente horizontales produce un engrosamiento de la corteza y el levantamiento isostático de su superficie.

Cuando se añade una carga adicional, como una importante acumulación de hielo la corteza se hunde a mayor profundidad y el manto superior se eleva cuando comienza la fusión de la acumulación de hielo. A este proceso se denomina **rebote glacioisostático**. Los ejemplos más característicos son la fusión de los casquetes de hielo de Fenoscandia y Lauréntido.

## 2.6 Precursores de la tectónica global

Durante la década de 1960 se desarrolló fundamentalmente lo que podemos considerar la gran revolución de las ciencias de la Tierra, denominada tectónica global o tectónica de placas, en la que se explica una nueva teoría que aglutina los diversos aspectos de los conocimientos de la historia geológica de los últimos cientos de millones de años.

La tectónica global tuvo sus predecesores a lo largo de los siglos pasados y sus argumentos y puntos de vista han sido comentados en artículos y libros, en los que se puede efectuar el seguimiento de la evolución de las ideas (Coulomb, 1669; Takeuchi, Uyeda y Kanamori, 1970; Rupke,

1970; Turling y Tarling, 1971; Hallam, 1973; Vine, 1977; Franckel, 1988; Kearey y Vine, 1996; Jordá, 1998).

Francis Bacon en su obra *Novum Organum* de 1620 y François Placet en su libro *La Corruption du grand et petit monde* llamaron la atención sobre la similitud de las líneas de costa atlánticas de África y América del Sur y la posibilidad de que ambos continentes estuvieron unidos. Placet señala al Diluvio Universal como la causa de la separación.

Durante los siglos XVII y XVIII reinan las ideas catastrofistas en su mayoría de las ciencias, que invocan al Diluvio como la causa fundamental de la apertura y se-



paración del Océano Atlántico (Lilienthal en 1756 y Alexander von Humboldt en 1845), aunque este último aducía también semejanzas geológicas entre los continentes meridionales. En 1858, Antonio Snider-Pellegrini en su libro *La création et ses mystères* impresionó por las semejanzas entre las plantas fósiles del Carbonífero de América y Europa y propuso que todos los continentes formaban parte de una única masa terrestre. A comienzos del siglo XX el geólogo austriaco Eduard Suess, en su voluminosa obra de tres volúmenes titulada *La Faz de la Tierra*, observó una estrecha correspondencia entre las formaciones geológicas del hemisferio meridional que estimó estuvieron unidas en un único continente denominado **Gondwana**.

En el siglo XIX se produce un lento cambio desde las ideas catastrofistas o cataclismistas, que habían perdurado secularmente, a las nuevas explicaciones de la teoría uniformista del actualismo, pronunciadas por los geólogos ingleses James Hutton y Charles Lyell. Pero fueron Taylor en 1910, un físico americano, y mucho más todavía Wegener (1915), meteorólogo alemán, quienes además de coleccionar numerosos datos a favor de la **deriva**, desecharon el catastrofismo proponiendo un mecanismo de **deriva** lento, que tiene lugar todavía en la actualidad. Wegener en su libro *El origen de los continentes y océanos*, propuso que todos los continentes estuvieron unidos antes del comienzo del Mesozoico, hace unos 250 m.a. (Fig. 2.3) y denominó a este supercontinente **Pangea**.

Utiliza el argumento de las líneas de costa, que encajan como un rompecabezas. Añade la similitud entre las formaciones geológicas y fósiles existentes a ambos lados del Océano Atlántico y aporta argumentos paleoclimáticos, como tillitas y estrías glaciares, para señalar una glaciación. Igualmente reconstruye zonas climáticas, a partir del estudio de las formaciones geológicas de diferentes edades.

El trabajo de Wegener produjo inicialmente un gran impacto entre los geólogos y geofísicos de todo el mundo, aunque también tuvo duros detractores, que tacharon la idea como demasiado fantástica. Sir Harold Jeffreys (1929) señaló que para la aceptación de la hipótesis de Wegener era necesario conocer el mecanismo de la deriva. Indicaba que la corteza terrestre y su manto infrayacente eran demasiado rígidos para permitir tan grandes desplazamientos. También los investigadores de la época se preguntaban cómo teniendo la Tierra una edad de varios millones de años, la deriva comenzaba entre el Paleozoico y Mesozoico. Se hicieron muchas otras objeciones y la teoría fue prácticamente rechazada a partir de los años 30.

Holmes (1928) indica que las temperaturas elevadas disminuyen la resistencia de los materiales y, por consiguiente, esta afirmación es contraria a la señalada por Jeffreys. Holmes propuso que los continentes se movían por corrientes de convección térmica impulsadas por el calor resultante de la desintegración radiactiva.

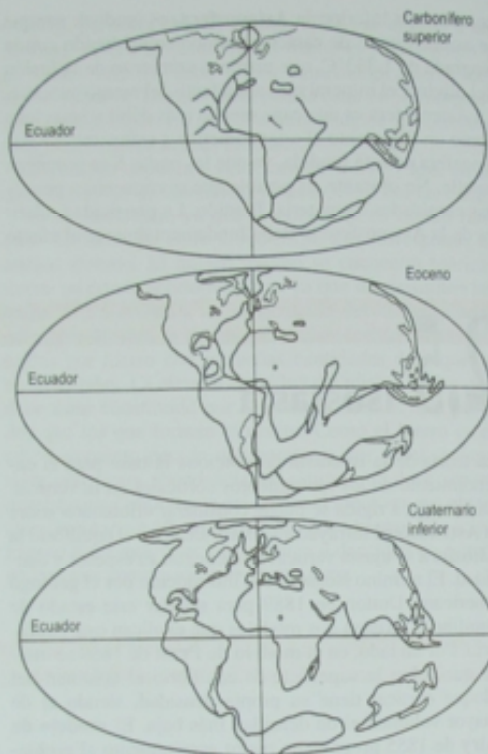


FIGURA 2.3 Reconstrucción de la posición de los continentes desde el Carbonífero superior al Cuaternario inferior (Wegener, 1915).

Durante y después de la Segunda Guerra Mundial aumentaron los datos de observación y las ideas antes abandonadas volvieron a surgir de nuevo, renaciendo con nuevos brotes la teoría de la deriva continental.

El estudio del magnetismo de las rocas o **paleomagnetismo** sufrió un gran impulso a finales de la década de los 40 y aportó nuevos e importantes datos del movimiento de los continentes desde el Mesozoico hasta la actualidad. Estos avances proceden de las investigaciones topográficas, geológicas y geofísicas realizadas en los océanos, llevadas a cabo por la Scripps Institution of Oceanography de California y por el Lamont Doherty Geological Observatory de la Universidad de Columbia, en Nueva York.

A finales de los 50 se descubrió una cadena de montañas submarinas o **dorsales oceánicas** (ridges) de unos 60.000 km, asociadas a volcanismo y terremotos (Fig. 2.4). Hess (1962) reunió los datos existentes y emitió la **hipótesis de la extensión del fondo oceánico** (*sea floor spreading*), cuya denominación fue propuesta previamente por Dietz (1961) y en ella se señalaba un fondo del mar



FIGURA 2.4 Distribución global de los epicentros de gran magnitud (>5) para el periodo de 1963-1988 (National Earthquake Information Center, en Keller y Pinter, 1996).

en movimiento. La convección (Fig. 2.5) forzaba al material desde la profundidad de la Tierra a lo largo del eje de las dorsales, extendiéndose y desapareciendo en las fosas de los bordes de los continentes. El mecanismo en su conjunto simula al de una cinta transportadora.

La teoría de la extensión del fondo oceánico tuvo un gran soporte en la publicación de Vine y Matthews (1963). Al estudiar las anomalías magnéticas de las dorsales, se obtuvo un bandeo paralelo al eje de la dorsal, que se explicaba por una magnetización de la corteza oceánica en bandas alternantes de polaridad normal e inversa. Esto indica que el campo magnético ha invertido su sentido varias veces en el pasado geológico y en estas bandas se registran

las historias de las inversiones (Heizler *et al.*, 1966) (Fig. 2.6). Mediante la datación por edades absolutas de los basaltos infrayacentes a la ligera capa sedimentaria Cox, Doell y Dalrymple (1964) obtuvieron la historia de la dirección de magnetización en los últimos 4,5 m.a. A los periodos de polaridad normal y/o inversa se les denominan **épocas**, que se mantienen durante cientos de miles de años.



FIGURA 2.5 El concepto de extensión del fondo oceánico, según Hess (1962).

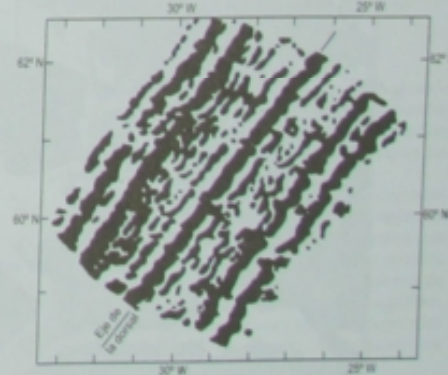


FIGURA 2.6 Sistema bandeado de anomalías paralelas a la Dorsal Mesoatlántica (Heizler *et al.*, 1966).

