

C.N.E.A. Biblioteca	
ARCHIVO PUBLICACIONES	
Nº 1	AÑO 1972

05.72.12

MP/S.R. 2

COMISION NACIONAL DE ENERGIA ATOMICA
DEPENDIENTE DE LA PRESIDENCIA DE LA NACION
GERENCIA DE MATERIAS PRIMAS

DERIVA DE LOS CONTINENTES Y TECTONICA DE PLACAS

POR
SEIYA UYEDA

Traducción de R.A. JEMMA
de la Revista "LA RECHERCHE",
Nº 25, julio 1972, Paris, Francia

1972

COMISION NACIONAL DE ENERGIA ATOMICA
DEPENDIENTE DE LA PRESIDENCIA DE LA NACION
GERENCIA DE MATERIAS PRIMAS

DERIVA DE LOS CONTINENTES
Y TECTONICA DE PLACAS

POR

SEIYA UYEDA

Traducción de R.A. JEMMA
de la Revista "LA RECHERCHE",
N° 25, julio 1972, Paris, Francia

1972

DERIVA DE LOS CONTINENTES Y TECTONICA DE PLACAS

por Seiya Uyeda

Las ciencias de la tierra vieron surgir en el curso de los últimos años numerosos descubrimientos y muchas ideas nuevas. No es exagerado afirmar, siguiendo en ello al geólogo canadiense J.T.Wilson, que estos desarrollos originaron en las ciencias de la tierra un cambio profundo comparable a los que siguieron a la introducción de la teoría de la evolución de Darwin en biología o a la de la mecánica cuántica en física.

El verdadero factor de transformación lo constituye una nueva teoría, la tectónica de placas, teoría que tuvo su origen en el estudio de la deriva de los continentes, idea célebre que ha sido propuesta, hace más de medio siglo, por el meteorólogo alemán Alfredo Wegener. Parece que la tectónica de placas puede proporcionar en la actualidad, por vez primera, una explicación lógica y unitaria de la mayor parte de los fenómenos fundamentales de la geología y de la geofísica.

NACIMIENTO, DECADENCIA Y RESURGIMIENTO DE LA HIPOTESIS DE LA DERIVA DE LOS CONTINENTES.

Fue en 1912 que Alfredo Wegener propuso al mundo científico la idea, después tan célebre, de la deriva de los continentes⁽¹⁾. Examinando la distribución actual de los continentes, especialmente de los dos lados del Atlántico, observó que la correspondencia entre el contorno de las costas de continentes hoy muy alejados era tal que los mismos debieron formar antiguamente una sola masa. Se encontraba una correspondencia notable para los

continentes del Sur, India incluida. La figura 1 representa la reconstrucción de los continentes primitivos según la idea de Wegener. El inmenso continente originario recibía el nombre de Pangea, mientras que se llamaba a su parte norte Laurasia y su parte sur Gondwana. Wegener y los partidarios de su teoría, como Du Toit en Africa del Sud, trataron de hacer más convincente su hipótesis proveyéndola de numerosas evidencias paleontológicas, esto es, vinculadas a los fósiles (fauna y flora) encontrados en las rocas. Por ejemplo, hay evidencias geológicas de la existencia en la era permo-carbonífera (300 millones de años) de un glaciar continental actualmente fragmentado, como se muestra en la figura 1, pero si se unen los continentes de acuerdo a como lo sugiere Wegener, se constata que los fragmentos corresponden en efecto a la existencia de un casquete glaciar.

La deriva de los continentes iba todavía mucho más allá del simple acercamiento de las líneas de las costas. Ella explicaba también el mecanismo del orogénesis, es decir de la formación de las montañas: los Alpes y el Himalaya se deben a la colisión del Gondwana y del Laurasia, mientras que las Cordilleras de los continentes americanos son el resultado de un levantamiento debido a la resistencia opuesta por la corteza oceánica al desplazamiento de las Américas. Las pruebas que se exponían eran tan sólidas como atrayentes, pero la mayoría de los geólogos de la época no podían aceptar una teoría tan poco ortodoxa para considerar desplazamientos de continentes en distancias del orden de varios miles de kilómetros sobre la superficie del globo.

La hipótesis de la deriva de los continentes tenía un punto débil: ella no daba ninguna explicación física del fenómeno propiamente dicho. A los expertos en geodinámica resultó fácil encontrar argumentos para ridiculizar la idea que unos continentes pudieran "navegar" en un mar constituido por la corteza rígida del fondo de los océanos. Hacia los años 30 quedaban pues muy pocos geofísicos que aceptaran la hipótesis de Wegener. La mayoría de ellos había dejado prácticamente de ocuparse de ella, y el mundo científico le había atribuido el papel de cuento, de ciencia-ficción para niños.

Sin embargo, después de varios decenios, la hipótesis de la deriva de los continentes volvió a primer plano de manera completamente inesperada. Hacia fines de los años 50, los científicos que estudiaban el magnetismo terrestre desde un punto de vista paleontológico, llegaron a la conclusión de que los continentes tenían que haber sufrido efectivamente la deriva propuesta por Wegener. El estudio paleontológico del geomagnetismo se efectúa midiendo el magnetismo remanente de las rocas. Se le llama también paleomagnetismo. Cuando una roca, ígnea o sedimentaria, se forma, adquiere una imantación permanente que tiene la dirección del campo geomagnético existente en esa época sobre la Tierra. Esta imantación permanente por lo normal es tan débil que se necesita un instrumental muy sensible para medirla, pero a menudo es suficientemente estable como para conservar su dirección durante miles de millones de años. En consecuencia se puede deducir la dirección del campo geomagné-

tico para distintas épocas geológicas en base al magnetismo remanente de las rocas que se formaron en aquellas épocas. Fueron científicos franceses como L.Néel⁽²⁾, de la Universidad de Grenoble, y E.Thellier⁽³⁾, de la Universidad de París, y japoneses como T.Nagata⁽⁴⁾, de la Universidad de Tokyo, quienes dieron su fundamento físico al paleomagnetismo. En los años 50, sin embargo⁽⁵⁾, fueron las escuelas británicas dirigidas por P.M.D.Blackett, de la Universidad de Londres, y por S.K. Runcorn⁽⁶⁾, de la Universidad de New Castle upon Tyne, los que desarrollaron el paleomagnetismo en gran escala.

Midiendo la dirección de la imanación remanente de las rocas, se puede deducir la posición del polo del campo geomagnético en la época de la formación de la roca misma si se supone que el campo geomagnético ha tenido siempre una geometría dipolar centrada en la Tierra (fig. 2). Utilizando este método, Runcorn y sus colegas han podido seguir los desplazamientos en el tiempo del polo geomagnético. Ellos obtuvieron también los detalles del movimiento de ese polo en el curso de los tiempos geológicos, denominándolo desplazamiento polar. Pero, cuando trazaron la curva del desplazamiento polar, se dieron cuenta de que la curva correspondiente a las rocas europeas y la correspondiente a las rocas americanas se alejaban una de otra de manera sistemática; la curva de desplazamiento polar americana estaba desplazada hacia el oeste con relación a la curva europea (fig. 2). Hay que reconocer que es muy raro el hecho de obtener dos curvas de desplazamiento polar en la hipótesis del dipolo geomagnético. Runcorn llegó a la conclusión de que, a me-

nos de abandonar la hipótesis dipolar, no se podía explicar el desdoblamiento de las curvas de desplazamiento polar sino por el desdoblamiento de un continente en continente europeo y continente americano: era exactamente lo que Wegener había expresado muchos años antes. La hipótesis abandonada fue revivida, y se asistió al comienzo de una nueva era para las ciencias de la Tierra. Eso fue espectacular por lo totalmente inesperado y sobre todo por ser debido a observaciones puramente físicas las que no tenían nada que ver con las antiguas evidencias, a menudo subjetivas, invocadas en apoyo a la hipótesis de Wegener. Los geofísicos emprendieron entonces investigaciones paleomagnéticas en muchos continentes, como la India, Australia, Africa, América del Sur, Rusia, Japón, Antártida, etc. En la mayoría de los casos, se obtuvieron resultados que estaban de acuerdo con la hipótesis de Wegener. Las ciencias de la Tierra vieron entonces desplegarse por todas partes una gran actividad acerca de la deriva de los continentes. Así, cuando Sir E. Bullard⁽⁷⁾ y sus colegas de la Universidad de Cambridge pusieron en evidencia la correspondencia existente entre los continentes atlánticos, como había sido calculada hasta esa época, y cuando P. Hurley⁽⁸⁾ del MIT (Massachusetts Institute of Technology), y sus colegas sud-americanos y africanos demostraron que las distribuciones de las edades absolutas de las rocas antiguas de una parte y de otra del océano Atlántico correspondían (fig. 3), quedaron pocos científicos que se oponen todavía a la teoría de la deriva.

Otro descubrimiento muy importante concerniente al

paleomagnetismo ha sido el de las inversiones sufridas por el campo magnético terrestre en el transcurso de las edades. Allí también pioneros franceses y japoneses como Bruhnes y N. Matuyama habían emitido la hipótesis, basándose en hechos paleomagnéticos, según la cual el campo geomagnético había sufrido muchas inversiones en el curso de las edades geológicas. En los comienzos de los años 50, se podía asistir a una controversia entre los que defendían la hipótesis de la inversión del campo magnético terrestre y los que la combatían partiendo del hecho que ciertas rocas poseen la propiedad de adquirir una imantación remanente de dirección opuesta a la del campo magnético externo. Se denomina este fenómeno auto-inversión del magnetismo remanente. L. Néel⁽⁹⁾ había predicho teóricamente esta posibilidad, y unos colegas y yo mismo⁽¹⁰⁾ la pusimos en evidencia experimentalmente. Sin embargo, después de numerosas investigaciones, las pruebas de la inversión del campo magnético terrestre se hicieron cada vez más convincentes. A. Cox, R. Doell y B. Dalrymple, del United States Geological Survey, se dedicaron a minuciosas investigaciones y consiguieron demostrar la simultaneidad de las inversiones a escala mundial en un gran número de casos. De acuerdo a sus resultados⁽¹¹⁾, el campo magnético de la Tierra cambió de polaridad con un período del orden de muchos centenares de miles de años. Ellos dan una cronología de la polaridad del campo de la Tierra que abarca muchos millones de años (fig. 6). Se dió a cada período de polaridad el nombre de uno de los pioneros del geomagnetismo. Se descubrió más tarde que hubo inversiones de duración mucho

más corta, del orden de muchas decenas de miles de años. Se les denominó "eventos" y se les dió el nombre del lugar en que fueron descubiertos por primera vez. Aunque un comportamiento tan sorprendente del campo geomagnético no tenga relación directa con la deriva de los continentes que aquí nos interesa, él jugará un papel importante en los desarrollos más recientes de esta teoría. Nótese, de paso, que no existe por el momento ninguna teoría satisfactoria que explique el fenómeno notable de la inversión del campo magnético terrestre. Por otra parte, tampoco disponemos de una teoría perfecta sobre el origen del campo geomagnético mismo. Este problema es uno de los más importantes que tendrá que ser dilucidado por la geofísica de los próximos años. Pero a pesar de que no se le conoce ninguna explicación, el fenómeno mismo ha sido muy bien establecido y ha jugado un gran papel, como veremos a continuación.

UNA CAUSA POSIBLE DE LA DERIVA DE LOS CONTINENTES:

LA EXPANSION DEL FONDO OCEANICO

Si bien los resultados paleomagnéticos han dado un sólido fundamento a la hipótesis de la deriva de los continentes, ellos no permiten aún resolver el problema de sus causas físicas, esto es del mecanismo genético de esta deriva. Entre numerosas hipótesis, sólo la de la convección del manto terrestre no ha sido rechazada por los teóricos. Desde 1928 A. Holmes⁽²⁾, de la Universidad de Edimburgo, emitió la hipótesis de que la convección del manto podía ser una causa de la deriva. Era todavía demasiado temprano para que los teóricos se interesaran seriamente por ella, por ser muy poco conocidas las propiedades del manto como para que la hipótesis fuera confirmada o desechada. La figura 4 ilustra la teoría de Holmes, de acuerdo con la cual los continentes no derivan por sí mismos sino que son arrastrados por corrientes subterráneas. Para explicar la aparición del océano Atlántico, se supone que una corriente ascendente en el medio del Pangea ha empujado a una parte y a otra los continentes americano y europeo, creando de esta manera al océano Atlántico. Las dorsales del centro de los océanos como la de la gran dorsal del centro del Atlántico corresponden a los lugares en que la corriente de la corteza sube todavía, formando un nuevo fondo oceánico. Generalmente, el eje de la dorsal comprende una fosa larga coronada a cada lado por una cresta accidentada. Por debajo del océano Pacífico, existe otro sistema de corriente de manto que circula hacia las Américas. Cuando dos corrientes se encuentran,

se admite que las dos, o por lo menos una de ellas deben descender, y sería esa corriente dirigida hacia abajo la que daría origen a la formación de los relieves compresionales como las fosas oceánicas profundas, los plegamientos orogénicos y los terremotos que se hallan alrededor del océano Pacífico.

Hacia 1961, H.Hess⁽¹⁾, de la Universidad de Princeton, y R.Dietz⁽²⁾, del U.S.Naval Oceanographic Office, sacaron a relucir la idea de Holmes. Dietz la rebautizó: hipótesis de la expansión de los fondos oceánicos. Esta podía explicar no sólo la deriva de los continentes y la orogénesis, sino también muchos otros fenómenos, como por ejemplo el hecho que el fondo de los océanos está constituido por rocas más jóvenes que los océanos mismos: un océano como el Pacífico puede existir desde miles de millones de años, pero su fondo está constantemente renovado por un sistema comparable a una escalera mecánica o una cinta transportadora.

Es importante notar que toda la hipótesis del ensanchamiento del fondo de los mares descansaba sobre la posibilidad de la existencia de una corriente de convección en el manto terrestre. Qué es una corriente de convección? Una capa líquida calentada desde abajo presenta, como todos saben, un movimiento de convección. Este movimiento es debido al hecho que el líquido caliente se vuelve más liviano dilatándose y que, por lo tanto, sube, mientras que el líquido superior más frío desciende. La viscosidad del líquido hace disminuir ese movimiento. Ha sido un físico francés, H.Bé-

nard, quien estudió por primera vez este fenómeno a principios del siglo. Bénard demostró que el movimiento convectivo no era posible sino en ciertas condiciones. Más tarde, en 1916, Lord Rayleigh dió la interpretación teórica de los resultados de Bénard. Según la teoría de Rayleigh, es necesario, para que las corrientes de convección puedan existir, que un número sin dimensión característica del fluido, llamado número de Rayleigh, sobrepase un cierto valor crítico. ¿Satisface el manto terrestre esta condición? Como es sabido, el manto terrestre se comporta como un sólido porque trasmite las ondas sísmicas de cizallamiento. Podía parecer pues incomprensible a muchos que el manto pudiera sufrir un escurrimiento. Pero existen numerosas pruebas de que un sólido pueda también sufrir un escurrimiento: pensamos por ejemplo en el escurrimiento de un glaciar. Holmes avanzaba la hipótesis de que el manto terrestre era un líquido a la escala de los tiempos geológicos. Y en efecto, si se calcula el número de Rayleigh para el manto terrestre, se ve que es mucho más grande que el valor crítico necesario. Y el estudio de la dinámica del manto terrestre se convirtió hoy día, como se verá más adelante, en uno de los más importantes dominios de la geofísica.

LAS CONFIRMACIONES DADAS POR LA INVESTIGACION

GEOFISICA MARINA.

Le cupo a la geofísica de los años 60 la tarea de verificar la hipótesis. Durante ese período, los geofísicos de todo el mundo pusieron en marcha un programa de investigación en cooperación internacional, denominado Proyecto del Manto Superior. Numerosas expediciones internacionales se organizaron hacia las partes desconocidas de mares y continentes. Para discutir los resultados y confrontar las ideas, se organizaron numerosos coloquios internacionales. Y además de la verificación de la hipótesis de la deriva, se asistió a la aparición de nuevas teorías y nuevos descubrimientos durante ese período.

Una de las más importantes contribuciones fue el descubrimiento de la repartición en franjas de las anomalías geomagnéticas sobre los océanos, y la hipótesis de Vine-Matthews para explicar su origen. Cuando unos investigadores, especialmente V. Vacquier, de la Universidad de California, y sus colegas⁽⁶⁾, empezaron a medir el campo geomagnético sobre los océanos, los sorprendió encontrar que las anomalías geomagnéticas se extendían en franjas alargadas, asemejándose a las rayas de una piel de cebra sobre grandes extensiones del océano (fig. 5). Se encuentran franjas largas muchos miles de kilómetros y de algunas decenas de kilómetros de ancho con signos alternados, como se aprecia en la figura 5. El fondo del océano, por lo tanto, debe poseer estructuras magnéticas particulares para dar lugar a semejante resultado. No se vislumbraba ninguna explicación a ello hasta que

dos jóvenes investigadores británicos, F.Vine y D.Matthews,⁽¹⁶⁾ presentaron la hipótesis clara y excitante que ilustra la fig. 7. Ellos imaginaron, en efecto, que esas franjas magnéticas del fondo de los océanos de sentido alternado fueron producidas en el momento de la formación continua de las rocas o durante los períodos sucesivos de campo directo e inverso. La hipótesis de Vine - Matthews es en efecto una consecuencia lógica de la expansión del fondo de los mares, y de las inversiones del campo geomagnético. Vine⁽¹⁷⁾ demostró además que la repartición actual de las anomalías podía ser referida cuantitativamente a la cronología geomagnética para muchas dorsales medio-oceánicas (fig. 7). A partir de ese acuerdo cuantitativo (fig. 7), se podía también calcular la velocidad del ensanchamiento del fondo de los mares (algunos centímetros por año). Aproximadamente en la misma época, N.Opdyke y otros investigadores del observatorio geológico Lamont-Doherty⁽¹⁸⁾ consiguieron medir la dirección paleomagnética de los sedimentos del fondo del océano. La velocidad de sedimentación en el fondo del océano es por lo general extremadamente lenta de manera que unos testigos (de perforación) sedimentarios del orden de 10 metros pueden contener la historia del campo geomagnético a lo largo de algunos millones de años. Solamente algunas dificultades tecnológicas habían impedido hasta ese momento que se los utilizara para estudios paleomagnéticos. Los resultados paleomagnéticos obtenidos a partir de los testigos de perforación del fondo de alta mar estaban en perfecto acuerdo con la cronología de las inversiones del campo geomagnéti-

co obtenida por Cox y sus colegas partiendo del paleomagnetismo de rocas continentales. Cuando se cotejan todos esos resultados, se debe admitir que los postulados de la expansión de los fondos oceánicos y de las inversiones del campo geomagnético no son puras especulaciones, sino teorías muy próximas a la realidad.

De acuerdo a lo que precede, cada franja magnética tiene que corresponder a una época de una dada polaridad magnética. Ello significa que se puede determinar la edad del fondo del mar contando las franjas partiendo del eje de la dorsal, como se cuentan los años de un árbol por medio de los anillos de crecimiento anual. Es por esto que a dichas franjas magnéticas se las denominó isocronas del fondo del mar. Los geofísicos de Lamont, bajo la dirección de J. Heirtzler⁽¹⁹⁾, clasificaron el cúmulo de datos magnéticos marinos que ellos habían reunido, y pudieron confeccionar el mapa de las isocronas de una gran parte de los océanos de la Tierra como se ve en la fig. 7. Hay que agregar que las edades del fondo de los mares que habían sido calculadas así, fueron confirmadas posteriormente por medio del sondeo mecánico directo del fondo de la alta mar⁽²⁰⁾.

Por otro lado, numerosos investigadores llevaron adelante en estos últimos años estudios geofísicos y geológicos sobre las dorsales medio-oceánicas. M.Ewing y B.Heezen, del observatorio Lamont - Doherty, y H.Menard, de la Scripps Institution of Oceanography, habían demostrado desde los años 50 que las dorsales medio-oceánicas cerraban en

un círculo prácticamente a toda la Tierra; su topografía, su actividad sísmica, la distribución de sus sedimentos y la distribución de su flujo térmico fueron estudiados intensivamente por numerosos investigadores. Sus resultados confirmaron que esas dorsales eran activas y producían un nuevo suelo en los océanos.

LAS FALLAS TRANSFORMANTES

En la misma época, la hipótesis de la expansión del fondo de los mares fue reforzada por la introducción de un nuevo concepto, el de las fallas transformantes, por J.T.Wilson⁽²¹⁾, de la Universidad de Toronto. Las observaciones sísmicas de L.Sijkes⁽²²⁾, del observatorio Lamont-Doherty, lo confirmaron. Como se ve en la fig. 8, las crestas de las dorsales medio-oceánicas están cortadas por un gran número de fallas. Se las denomina zonas de fractura. V.Vacquier y sus colegas habían también observado tales desplazamientos en las estructuras magnéticas en franjas. Wilson observó que estas fallas no son fallas convencionales horizontales de corrimiento, sino que se trata de nuevos tipos de fallas que son producidas por la expansión del fondo de los mares al nivel de las dorsales medio-oceánicas. Para una falla común de corrimiento, la dirección de los movimientos de la falla es con seguridad la misma que la del desplazamiento aparente de las estructuras cortadas por la falla como se ve en la figura 6 A, y cuando el movimiento de la falla se produce, toda la corteza de una parte y de la otra de la falla FF' se desplaza. Sin embargo, en el caso de zonas de fractura en las crestas de dorsales en expansión (fig. 6 B), la dirección de los movimientos relativos entre las crestas de dorsales (bb') tiene que ser opuesta a la del desplazamiento aparente y no habrá otro movimiento relativo que el de bb', siempre que la velocidad de expansión sea la misma en las dorsales ab y b'c. Con el transcurso del tiempo, una falla del tipo A verá au-

mentar naturalmente su desplazamiento bb' mientras que esto no ocurrirá para el nuevo tipo de falla. Esto significa que el desplazamiento aparente bb' no es el resultado de un movimiento de falla, sino algo que ha existido desde el principio y que podría definirse como un desplazamiento preexistente. Pero, aceptando la idea de la expansión del fondo de los mares, estas conclusiones son consecuencias lógicas y geométricas. Wilson llamó este nuevo tipo de falla "falla transformante".

Era necesario, por supuesto, verificar si el razonamiento precedente estaba de acuerdo con la realidad. Es lo que hizo en seguida L. Sykes⁽²²⁾, quien examinó la distribución y el mecanismo de focalización de los terremotos que se producen debajo de las crestas de dorsales y de las zonas de fractura. Los postulados de Wilson se verificaron notablemente bien; se comprobó que los terremotos se producían en las crestas de las dorsales y en las zonas de fractura entre las crestas; como lo indican las flechas de la figura 8, la dirección de los movimientos, calculada a partir de las ondas sísmicas observadas en ocasión de los terremotos, estaba en perfecto acuerdo con la hipótesis de las fallas transformantes.

Otro éxito sorprendente de la hipótesis de la falla transformante fue la interpretación de la famosa falla de San Andrés en el oeste de Norte América. Esta falla es una gigantesca falla de corrimiento que va a lo largo de la costa Pacífica de América del Norte, desde el golfo de Califor-

nia hasta el norte de San Francisco. Se sabe que una actividad sísmica intensa se ha producido siempre y sigue produciéndose actualmente en la dirección indicada por las flechas en color de la figura 8. Al sur de esta falla se encuentra la dorsal del Pacífico Este, cuya actividad está caracterizada por una expansión de tipo tensional. La razón por la cual el carácter tensional de la dorsal del Pacífico Este está aparentemente transformado en un carácter de cizallamiento, no había sido nunca muy clara. Pero si se considera que la falla de San Andrés es una larga falla transformante entre dorsales, la respuesta es muy clara. Si es el caso, se puede predecir la existencia de otra dorsal al norte de la falla, y se la descubrió ! La dorsal de Juan de Fuca (fig. 8) es la dorsal predicha. De manera más detallada, esta dorsal está formada de las dorsales de Juan de Fuca y Gorda, con otra corta falla de conversión entre ellas (fig. 5).

LA NUEVA TECTONICA GLOBAL

Mientras la geología submarina conseguía estos grandes éxitos, la sismología también hacía rápidos progresos. Los terremotos no están distribuidos uniformemente, sino que están concentrados en las regiones de las dorsales medio-oceánicas, los arcos insulares y las montañas alpino-himalayas. El estudio de las ondas sísmicas engendradas por los terremotos permite calcular la dirección y amplitud de los movimientos de falla que se producen. Hemos visto ya que en el caso de dorsales medio-oceánicas y de zonas de fracturas (fallas transformantes), los resultados de los cálculos estaban en completo acuerdo con la hipótesis de la expansión del fondo de los mares.

Es en esa época (1967) que el concepto de tectónica de placas o tectónica global fue sugerida casi simultáneamente por los jóvenes y brillantes investigadores X. Le Pichon⁽²³⁾, del observatorio Lamont-Doherty, W.J.Morgan⁽²⁴⁾, de la Universidad de Princeton y D.P.Mc Kenzie y R.L.Parker⁽²⁵⁾, de la Universidad de Cambridge. Este nuevo concepto postula que toda la Tierra está constituida de un pequeño número de unidades y que cada una de ellas se comporta como una placa rígida. Las placas se producen en las dorsales del medio del océano, crecen en las dos direcciones perpendiculares al eje de las dorsales, hasta que terminan por hundirse en la corteza a lo largo de fosas acompañadas por cadenas de montañas o arcos insulares (fig. 9). Los límites de las placas se clasifican en tres categorías; las dorsales del medio del océano donde se forman

las placas, los sistemas de arcos y de fosas donde una placa desaparece deslizándose en la corteza por debajo de otra placa, y las fallas transformantes donde dos placas se desplazan paralelamente a su borde. Si entonces consideramos que los terremotos son debidos a la interacción mecánica entre las placas, la clasificación de los límites de placas sugiere a su vez una clasificación correspondiente de los terremotos en tres tipos principales: sismos tensionales en las crestas de dorsales, sismos compresionales sobre los sistemas de arcos insulares, y sismos de cizallamiento horizontal sobre las fallas transformantes.

La figura 8 representa la división del globo en placas principales sugeridas por X. Le Pichon (estudios más detallados efectuados posteriormente llevaron a la subdivisión de algunas placas, pero la primera contiene todos los puntos esenciales de la teoría).

Pero, qué es una "placa"? La sismología ha permitido definirla teóricamente. Gracias al estudio de las estructuras del manto superior y utilizando los distintos tipos de ondas sísmicas, inclusive las ondas de superficie de período largo, muchos sismólogos, tales como D. Anderson⁽²⁶⁾ del California Institute of Technology, y Y. Tsai y K. Aki⁽²⁷⁾ del MIT, consiguieron confirmar la existencia, a una profundidad de 100 Km, de una capa donde la velocidad de las ondas sísmicas es más débil que en la capa superior, y donde las ondas son muy atenuadas. La existencia de una capa de débil velocidad en la corteza superior había sido sugerida muchos años antes por el célebre sismólogo B. Gutenberg⁽²⁸⁾,

del Instituto Tecnológico de California. Se puede interpretar este fenómeno suponiendo que la temperatura a esa profundidad esté muy próxima al punto de fusión de la materia, o que se esté produciendo una fusión parcial. Un razonamiento que tiene en cuenta el gradiente geotérmico y las propiedades del punto de fusión confirma estas suposiciones. Por otro lado, a partir del estudio teórico de las deformaciones a largo plazo de la tierra, tales como el levantamiento de la corteza después del retroceso de los glaciares de Escandinavia y América del Norte, H. Takeuchi⁽²⁸⁾ y otros investigadores de la Universidad de Tokio demostraron que existía una capa en el manto superior cuya viscosidad era más débil que la de las capas superiores e inferiores. Reuniendo todos estos resultados, se puede afirmar con muy grande seguridad que la tierra posee una envoltura rígida externa de aproximadamente 70 a 100 Km de espesor, la litosfera, envolviendo una capa plástica o por lo menos viscosa, la astenosfera, del espesor de varios centenares de kilómetros. Se considera que la capa situada debajo de la astenosfera se vuelve de nuevo más rígida -la mesosfera-, y esto hasta el límite de la corteza y del núcleo. En la tectónica de placas, la placa rígida se considera como parte integrante de la litosfera. Pero, ¿cómo se formó? La teoría actualmente aceptada es la siguiente: cuando el material en fusión de la corteza sale de la cresta de una dorsal medio-oceánica, el espesor de placa es prácticamente nulo. Pero desde que empieza el enfriamiento, se forma una capa rígida que se extiende sobre la corteza oceánica, y su espesor aumenta a medida

que se aleja del eje de la cresta a causa de que el enfriamiento continúa. La placa tendría un espesor máximo al llegar a una zona de descenso donde ella se hunde debajo de la corteza. Al descender en la astenosfera, en la zona de hundimiento, la placa se hace más delgada a causa del aumento de temperatura (fig. 9).

Los movimientos elementales de un cuerpo rígido sobre una esfera se pueden representar mediante una rotación alrededor de un eje (teorema de Euler).

La velocidad lineal del movimiento es más pequeña cerca de los polos del eje de rotación y más grande cerca del ecuador. Existe una relación matemática simple entre la velocidad lineal y la latitud, y la dirección del movimiento de un punto cualquiera es siempre paralelo a los círculos de latitud. Cuando se considera un movimiento relativo entre dos placas, la dirección del movimiento es paralela a las fallas transformantes, las que también son paralelas entre sí, ya que el movimiento predominante es la rotación. Esto sugiere que los polos del movimiento relativo entre dos placas limitadas por una dorsal en expansión y zonas de fractura, pueden ser determinados de dos maneras independientes: a partir de la variación del gradiente de expansión a lo largo de la dorsal, que es proporcional a la longitud de las franjas magnéticas, y a partir de las direcciones de las zonas de fractura. Le Pichon, entre otros, demostró que los polos determinados por estos métodos independientes coinciden bien para varios pares de placas y

considera que es una prueba empírica del concepto de la tectónica global (fig. 10). Se puede encontrar una situación similar en los límites del hundimiento. Pero, es evidente que no se puede deducir la velocidad de descenso en la zona de fosas partiendo de las anomalías magnéticas. Se la debe determinar por medio de estudios sísmicos. Mc Kenzie y Parker demostraron que los vectores de deslizamiento relativo que acompaña los sismos son todos paralelos alrededor del Pacífico norte, como lo indica la fig. 10. Pero no se estudió todavía su distribución en amplitud, lo que nos proporcionaría informaciones acerca de la velocidad del movimiento.

La tectónica global pretende, apoyándose en observaciones geofísicas, que las placas estuvieron en movimiento durante las últimas decenas de millones de años, y siguen todavía en movimiento. A escala de los tiempos geológicos, la tectónica global se ocupa del presente y es sólo dentro de estos límites que ella es valedera y se fundamenta en los hechos. Sin embargo, si se admite que estos movimientos de placas no son sólo la causa de los sismos y de la actividad volcánica de la era geológica "actual", sino también la de los procesos orogénicos, se puede pensar que estos movimientos de placas tuvieron lugar desde las primeras etapas de la evolución de la Tierra. Desde un punto de vista de lograr uniformidad, aquella sería una generalización natural. Numerosos geólogos, y especialmente J.T. Wilson y J. Dewey, de la Universidad de Cambridge, y John Bird de la Universidad del Estado de New York, defendieron recientemente esta opinión. Estos

geólogos formulan la hipótesis de que el proceso de la orogénesis es debido al hundimiento de las placas oceánicas⁽⁵⁰⁾.

Echemos una mirada al globo actual representado en la figura 9. Dado que la circunferencia de la tierra es constante, a menos de aceptar la hipótesis de una tierra que se dilatara o se contrayera, y como el océano Atlántico está en expansión, el océano Pacífico actual tiene que contraerse, aunque su fondo esté en expansión. Este razonamiento llevó a Dewey⁽⁵¹⁾ a proponer una generalización esquematizada en la figura 11. Después de muchos centenares de millones de años el océano Pacífico se cerrará, de manera que el Atlántico tendrá que volver a contraerse de nuevo. Los océanos están pues alternativamente en las fases del tipo pacífico y del tipo atlántico. Numerosas críticas se opusieron a una generalización tan atrevida. Pero considero que ella es fecunda en tanto se limite a sus aspectos estrictamente positivistas. Sin dudas la naturaleza no es tan simple, pero una hipótesis de trabajo es siempre una herramienta útil científicamente, y ella es tanto más útil cuanto más simple. Para dar un ejemplo de los casos en que la tectónica global ha podido ofrecer por vez primera una explicación clara, mencionaré la historia geológica del oeste de América del Norte siguiendo la hipótesis de Tanya Atwater⁽⁵²⁾, de la Scripps Institution of Oceanography. En la región circumpacífica, sólo la costa oeste de América del Norte no tiene ni fosa ni arco, y la actividad dominante es del tipo de corrimiento a causa de la falla de San Andrés. ¿Cuál es la razón? Evidencias geológicas, como la distribución de las rocas metamórficas y volcánicas sugieren que esta región ha sufrido en el pasado movimientos de descenso. Con ta-

les razonamientos geológicos y el estudio de la red en franjas de las anomalías magnéticas a lo largo de las costas, Tanya Atwater llegó a demostrar que de la era mesozoica al comienzo de la cenozoica existía a lo largo de las costas de América del Norte un sistema de dorsales activas parecido al que existe actualmente en el sur del Pacífico oriental, frente a América central, y que se producían unos movimientos de descenso. Sin embargo, en razón de la situación descrita en la fig. 11, el océano Pacífico se había contraído de manera que la dorsal se acercó a la costa. Finalmente ella se hundió debajo del continente norteamericano probablemente en la época del mioceno.

LOS ARCOS INSULARES

En el cuadro de la expansión del fondo del mar y de la tectónica global, las regiones de fosas y los sistemas de arcos insulares corresponden a los lugares en que una placa oceánica desaparece hundiéndose por subducción en la corteza. Esta idea, sin embargo, no era particularmente nueva. Desde 1920, época en que el geofísico holandés Vening Meinesz⁽²⁵⁾ había descubierto importantes anomalías de gravedad negativa por encima de muchas fosas, como la de Indonesia, muchos investigadores, y entre ellos el mismo Vening Meinesz, compartían la idea de que las corrientes de convección del manto descenden en las regiones de fosas y que materiales de la superficie de la corteza son arrastrados hacia abajo. En Japón también unos investigadores, entre ellos yo mismo, tuvimos la idea de la corriente del manto hacia abajo mucho antes que se creara la tectónica global.

Interesémonos ahora un poco más de cerca por las características de los arcos insulares tomando como ejemplo las islas japonesas (fig. 12). La topografía de una región de arco insular está caracterizada por una fosa oceánica profunda y por el arco de las islas. En muchos casos, existe una fosa en el lado continental del arco. El eje de la cintura de anomalía negativa de gravedad está situado ligeramente hacia las tierras emergidas en relación al eje de la fosa. Como es bien sabido, a los arcos insulares están asociados fenómenos sísmicos importantes. Así se encontró una gran actividad sísmica de focos poco profundos (profundidad de foco inferior a 50 kilómetros) en el lado del arco dirigido hacia el océano

mientras que la profundidad de los focos aumenta hacia el continente, formando lo que se denomina plano inclinado sísmico profundo. Esto había sido descubierto desde 1935 por K.Wadati, del Observatorio meteorológico central del Japón, pero actualmente el plano sísmico profundo se denomina, por lo general, zona de Benioff, en homenaje a H.Benioff, del Instituto Tecnológico de California, quien efectuó un largo estudio de los sismos profundos de la zona circumpacífica.

Las características térmicas de los arcos insulares tienen también mucha importancia. Hay que mencionar primero la gran actividad volcánica que los hace tan notables. Como puede verse en la figura 13, los volcanes en actividad se distribuyen de manera densa aproximadamente en el eje central de las islas. Más del 90% de los volcanes activos de la Tierra están situados en los arcos insulares, y es por eso que se los denomina la cintura de fuego del Pacífico. Un punto merece atención: si se define una línea de mayor densidad de los volcanes existentes, no se encuentran volcanes activos del lado dirigido hacia el océano. En otros términos, la distribución de los volcanes activos no es simétrica en relación con esta línea, llamada frente de los volcanes por A.Sugimura, de la Universidad de Tokio, la que parece hallarse en los lugares en que la profundidad de los focos sísmicos está comprendida entre 130 y 150 Km. Veremos más adelante las consecuencias de estas observaciones. Con T.Watanabe, M.Yasui y otros colegas, he emprendido

por otra parte un estudio preciso del flujo de calor terrestre en la región del Japón; hemos demostrado (fig. 14) que el flujo de calor es más débil que la media global (alrededor de 1,5 microcal./cm². S) del lado del frente volcánico dirigido hacia el océano, y superior a esta media en el lado continental.⁽⁵⁴⁾ Fosas como la del mar del Japón y la del mar de Akhotzk están caracterizadas por un flujo de calor uniformemente elevado (más de 2,0 microcal/cm²). Lo que parece indicar que la costra y la corteza superior hacia el océano son frías, mientras que ellas son calientes del lado del continente.

Las campañas sísmicas dieron una excelente prueba suplementaria de la estructura térmica debajo de los arcos insulares; T.Utsu⁽⁵⁵⁾, de la Universidad de Hokkaido, y más recientemente H.Kanamori y sus colegas⁽⁵⁶⁾, de la Universidad de Tokio, demostraron en efecto que la estructura profunda debajo del Japón está caracterizada por una zona inclinada de gran velocidad de propagación y de débil atenuación (fría) recubierta por una capa de menor velocidad y de mayor atenuación (caliente) (fig. 13 A). Se encuentra otra vez el plano inclinado correspondiente al hundimiento, que recubre la capa viscosa llamada astenosfera. Este esquema está pues notablemente en acuerdo con el punto de vista de la tectónica global! (Para los arcos insulares de la región Tonga-Kermadec del Pacífico sud, J.Oliver y B.Isacks⁽⁵⁷⁾ llegaron independientemente a la misma conclusión). Todo esto y muchos otros hechos geológicos parecen indicar que la tectónica global está actual-

mente en acción en los arcos insulares.

Pero, que ocurrió en las épocas pasadas? A.Miyashiro⁽³⁶⁾ sostuvo desde mucho tiempo que las cinturas metamórficas del paleozoico y del mesozoico del Japón están alineadas de tal forma que una cintura caracterizada por un metamorfismo del tipo alta presión - baja temperatura se adosa hacia el océano Pacífico contra una cintura que tiene un metamorfismo del tipo baja presión - alta temperatura. Además, rocas graníticas de la edad cretácica abundan en las regiones situadas del lado continental, prolongándose hasta Corea y Siberia, mientras que no se encuentra ninguna en las regiones dirigidas hacia el océano. Combinando las observaciones geológicas con los resultados geofísicos ya mencionados, T.Matsuda y yo mismo³⁷, hemos definido el concepto de la orogénesis del "tipo Pacífico" que ilustra la figura 13 B. En una cintura orogénica del tipo Pacífico, una placa oceánica desciende a lo largo de la zona de Benioff de manera que se forma una fosa; La fosa y sus regiones que miran hacia el lado continental son la sede de sedimentaciones y compresiones. Por debajo de esta región, un metamorfismo del tipo alta presión - baja temperatura no puede faltar de producirse. Se denominan las dos cinturas precedentes cintura exterior y cintura interior. Esta noción de cinturas geosinclinales acopladas parece muy diferente del concepto convencional del geosinclinal en el que la sedimentación y los fenómenos ígneos y orogénicos se producen en una misma cintura. En nuestro esquema de cinturas acopladas, la exterior fría queda fría durante todo el proceso, y la

cintura caliente interna queda separada. Los geólogos sabían desde hace mucho que existían vestigios de actividad ígnea que iba del básico al ultrabásico en las formaciones eugeosinclinales, y se había denominado a estas rocas ígneas "ofioli-
litas". En nuestro eugeosinclinal no vemos posibilidad de actividad volcánica, de manera que la existencia de ofiolitas en la cintura exterior nos plantea un serio "rompe-cabeza". Pero la tectónica nos proporciona una explicación muy clara. En efecto, según la tectónica de placas, la existencia de ofiolitas puede ser atribuída a una especie de rastri-
llaje de las rocas oceánicas básicas y ultrabásicas en el lugar de una bajada.

Como lo hemos hecho entrever antes, consideramos que la actividad actual de las islas no es otra cosa que la manifestación de la orogénesis del tipo Pacífico. Cabe destacar que nuestra orogénesis del tipo Pacífico es quizás la misma que la de Dewey que hemos mencionado arriba. Podría ocurrir entonces que la orogénesis del tipo Pacífico no fuese un tipo de orogénesis, sino el tipo más fundamental de orogénesis.

Subsiste, sin embargo, un serio problema en la teoría de la orogénesis del tipo Pacífico, esto es: cual es la razón por la cual la cintura interna es caliente? Se atribuye actualmente el hundimiento de la placa a la gravitación. La placa tiene una densidad mayor sobre todo porque ella es más fría que la astenosfera. Es por eso que resulta muy fácil explicar la cintura externa fría de la orogénesis de tipo Pa-

cífico pero no la cintura interna caliente. Muchas discusiones se desarrollaron sobre este asunto en los últimos años. Con Sugimura, yo sostengo un punto de vista según el cual es la fricción entre la placa que desciende y el manto superior la que produce el calentamiento⁽⁴⁰⁾; la distribución de la temperatura por debajo de la región tendría entonces un aspecto como el que está representado en la figura 13 B.

Cálculos hechos por K.Hasehe, N.Fujii y yo mismo⁽⁴¹⁾ para verificar esta hipótesis indican que se necesita una velocidad de producción de calor realmente grande y de un mecanismo de transporte de calor debajo de la cintura interna extremadamente eficaz para llegar a encontrar de nuevo, por ejemplo, el flujo de calor elevado que se observó en el mar del Japón. Para que eso sea posible, es necesario que se produzca una subida muy importante de magna en fusión desde la zona de fricción hacia la superficie. Y si se calcula la masa total de material que tuvo que subir, se llega a la conclusión que debió producirse una especie de expansión del fondo de los mares en la región del mar del Japón. Como se puede ver en la figura 13 B, la expansión en este caso no está caracterizada ni por un centro de expansión, ni por una brecha, sino por empujes desde toda dirección.

Si así fuera, el mar del Japón tendría que haber sido mucho más angosto o hasta inexistente unos cientos de millones de años atrás, por estar en aquel entonces las islas japonesas pegadas al continente asiático.

Y por otra parte, la cintura interna originaria

podría haber sido más angosta que en la figura 13 B. Es posible también que la anomalía magnética del mar del Japón no presente un carácter simétrico, sino más bien un aspecto de granos irregulares, y es justo lo que ha sido establecido por nuestro último estudio geomagnético, que presenta la figura 15 (N.Isezaki, M.Yasui y S.Uyeda, 1972⁽⁴²⁾). Por supuesto, esta hipótesis sobre el origen del mar del Japón tiene un carácter especulativo y tiene que ser sometida a verificaciones suplementarias.

Las investigaciones recientes de las ciencias de la tierra obtuvieron resultados e ideas muy fascinadoras como la deriva de los continentes, la expansión del fondo de los mares y la tectónica global. Pero si se mira más de cerca, se ve que el problema del origen de la fuerza que crea estos extraordinarios movimientos de placas permanece enteramente sin respuesta. Como se lo ha hecho notar antes, la corriente de convección térmica e hidrodinámica de la corteza ha sido por mucho tiempo el solo origen plausible de la fuerza. Pero los resultados recientes parece que exigen que el frente de la dorsal, donde se considera que existe una corriente ascendente, pueda no sólo desplazarse, sino también hundirse en el manto. Numerosos investigadores piensan actualmente que la placa desciende bajo el efecto de su propio peso en las zonas de descenso, y que el resto de la placa está arrastrado simplemente por este fenómeno. Es una posibilidad más a encarar. Pero será necesario aclarar muchos puntos oscuros antes de resolver el problema de la fuerza. Es,

con el problema de la distribución térmica de la placa que desciende que se recordó en este artículo, el objetivo de las investigaciones de los próximos años. Y, en efecto, los investigadores de las ciencias de la tierra de todo el mundo se preparan para participar a un nuevo programa internacional de investigación llamado "Proyecto geodinámico" y a unir sus esfuerzos para resolver estos problemas.

mcs.

BIBLIOGRAFIA

- (1) Die Entstehung der Kontinente und Ozeane, Vieweg, Branschweing, 1915.
- (2) Ann. Géophys., 5, 11-136, 1949.
- (3) J. Phys. et Radium, 12, 205-218, 1951.
- (4) "Rock magnetism", Maruzen, 1961.
- (5) Lectures on rock magnetism, Weizmann Science Press, Jerusalem, 1956.
- (6) Continental drift. Academic Press. New York et Londres, 1962.
- (7) Sci. Amer., 221, 3, 66-75, 1969.
- (8) Science, 157, 495-500, 1967.
- (9) Ann. Géophys., 7, 90-102, 1951.
- (10) T.Nagata, S.Uyeda et S.Akimoto, J. Geomag. Geoelectr., 4, 22-28, 1952.
- (11) Science, 143, 351-352, 1964.
- (12) Principles of physical geology, Nelson, Londres et Edimbourg, 1964.
- (13) Geol. Soc. Am., 599-620, 1962.
- (14) Nature, 190, 854-857, 1961.
- (15) Geol. Soc. Amer. Bull., 72, 1251-58, 1961.
- (16) Nature, 199, 947-49, 1963.
- (17) Science, 154, 1405-15, 1966.
- (18) N.D. Opdyke, B. Glass, J.D. Hays et J. Foster, Science, 154, 349-57, 1966.
- (19) J. Geophys. Res., 73, 2119-36, 1968.
- (20) A.E. Maxwell et al., Science, 168, 1047-59, 1970.

- (21) Nature, 207, 343-47, 1965.
- (22) J. Geophys. Res., 72, 2131-53, 1967.
- (23) J. Geophys. Res., 73, 3661-97, 1968.
- (24) J. Geophys. Res., 73, 1969-82, 1968.
- (25) Nature, 216, 1276-80, 1967.
- (26) Geophys. J., 14, 135-164, 1967.
- (27) Bull. Seimol. Soc. Am., 59, 257-287, 1969.
- (28) Physics of the earth's Interior. McGraw Hill, New York, 1959.
- (29) Geophys. J., 9, 503-508, 1967.
- (30) J. Geophys. Res., 75, 2625-2647, 1970.
- (31) Earth Planet. Sci. Lett., 6, 189-197, 1969.
- (32) Geol. Soc. Amer. Bull., 81, 3513-36, 1970.
- (33) The earth's crust and mantle, Elsevier, Amsterdam, 1964.
- (34) S. Uyeda et V. Vacquier, Geophys. Monog., 12, Amer. Geophys. Un., 349-366. 1968.
- (35) Rev. Geophys. Space. Phys., 10, 1972.
- (36) Bull. Earthq. Res. Inst., 46, 1001025. 1968.
- (37) J. Oliver et B. Isacks, J. Geophys. Res., 72, 4259-75, 1967.
- (38) J. Petrology, 2, 277-311, 1961.
- (39) Tectonophys., 11, 5-27, 1971.
- (40) "Island Arcs" (en japonés), Iwanami, Tokyo, 1969.
- (41) Tectonophys., 10, 335-355, 1970.
- (42) Bull. Earthq. Res. Inst., 1972.

OTROS TRABAJOS SOBRE EL TEMA:

Jean Coulomb, l'Expansion des fonds océaniques et la dérive des continents, PUF, 1969.

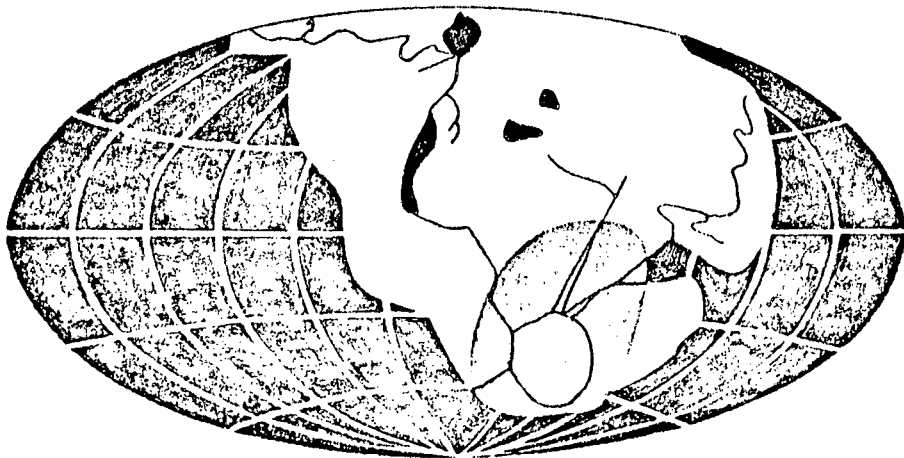
H. Takeuchi, S. Uyeda et H. Kanamori, Debate about the Earth, 2^e éd., Freeman, Cooper, 1970.

A. Sugimura et S. Uyeda, Island Arcs, Elsevier, 1972.

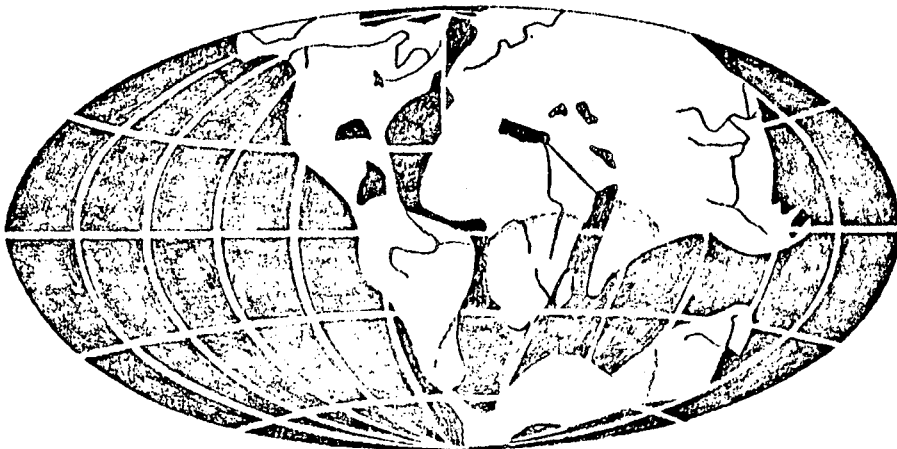
The Sea, vol. 4, Ideas and Observation on Progress in the Study of the Sea, Interscience, 1971.

B.A. Phinney ed., the History of the Earth's Crust, Princeton Univ. Press, Princeton (NJ), 1968.

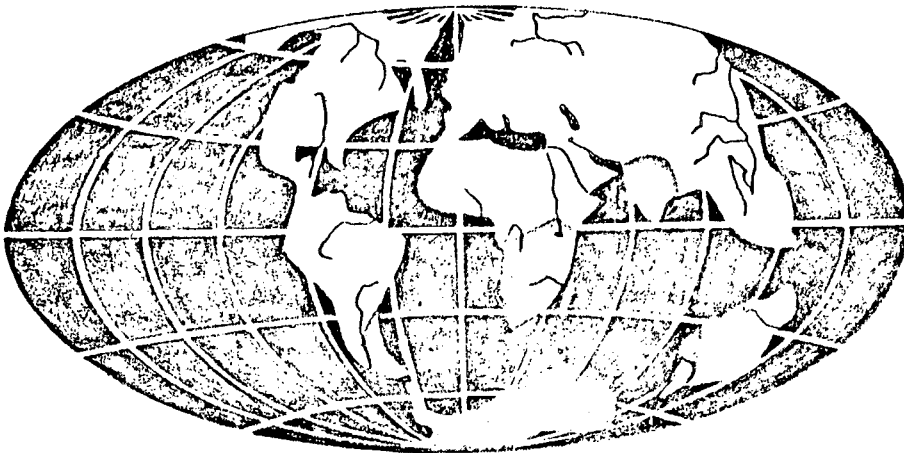
D.P. McKenzie et W.J. Morgan, "the Evolution of triple junction", Nature, 224, 125-133, 1969.



**Fines del
carbonífero**



**Mediados del
terciario**



**Principios
del
cuaternario**

Fig. 1

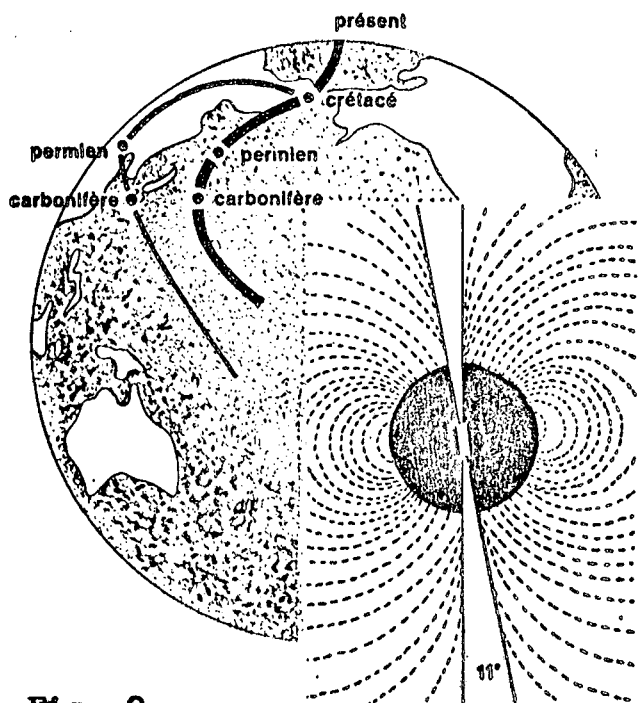


Fig. 2

Si se hace la hipótesis de un campo geomagnético del tipo dipolar geocéntrico, el paleomagnetismo permite determinar las antiguas posiciones del polo geomagnético. Una migración del polo o desplazamiento polar significa que el sistema de líneas de fuerzas sufrió una rotación en relación a la tierra, sin modificar su configuración. Las curvas en trazos gruesos y delgados indican respectivamente los desplazamientos polares determinados a partir de las rocas de Europa y de América. La existencia de esos distintos lugares de desplazamiento constituyó, a principios de los años 60, una nueva prueba de la deriva de los continentes. En efecto, ese desdoblamiento del lugar de los polos no puede explicarse sino por un desdoblamiento de los continentes.



Fig. 3

Sir E. Bullard y sus colaboradores de la Universidad de Cambridge optimizaron la correspondencia entre el continente Atlántico para obtener el resultado indicado en esta figura, donde las separaciones están en color y los recubrimientos en negro. Por su parte Hurley mostró que las edades de las rocas en África y en América del Sud correspondían.

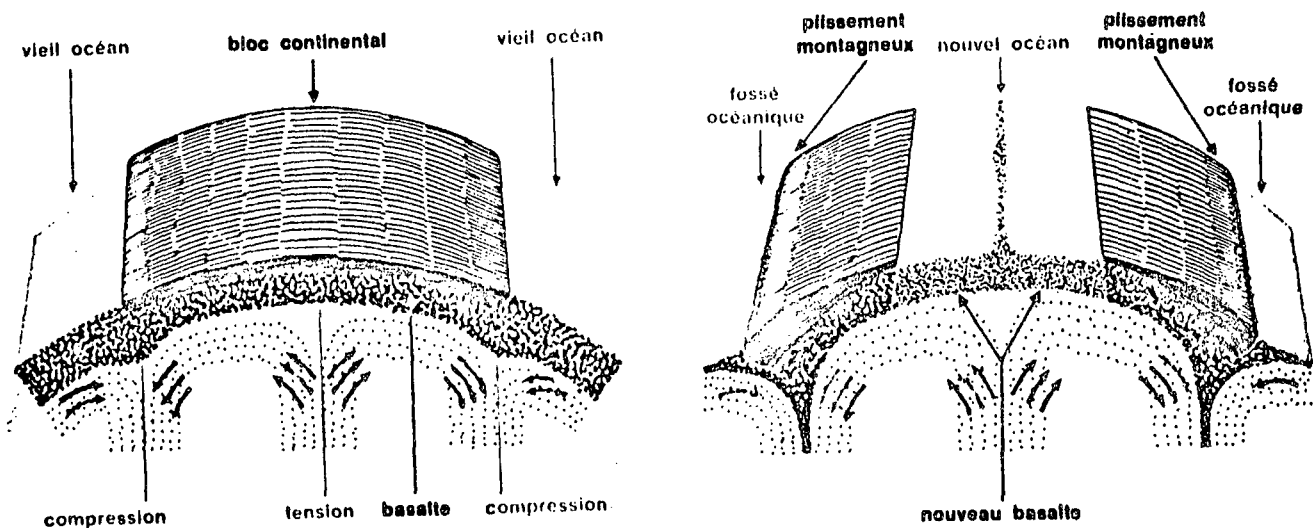


Fig. 4

Según A. Holmes (1945) la convección del manto podía ser una explicación de la deriva de los continentes. Corrientes ascendentes que se separan en la superficie pueden dividir la costra y arrastrarla en sus direcciones. Este modelo de convección presenta grandes analogías con el modelo de la expansión de los fondos oceánicos desarrollado algunos años después.

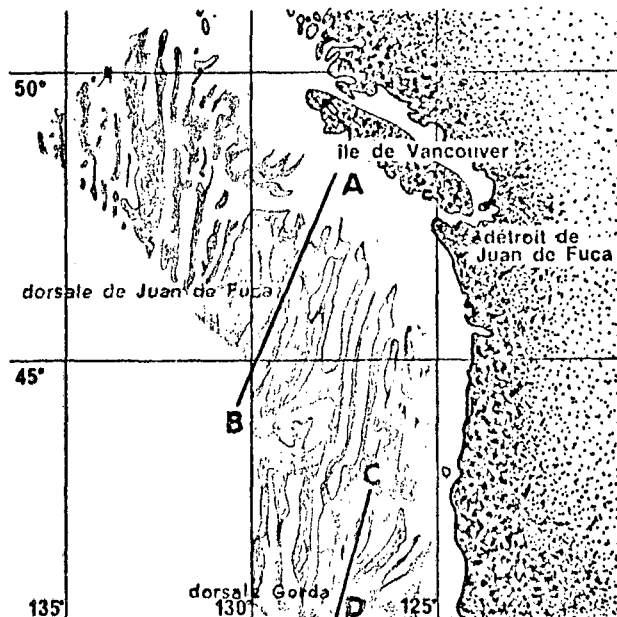
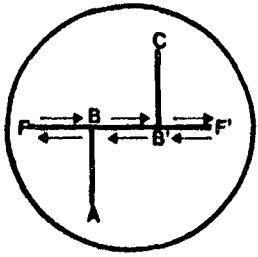
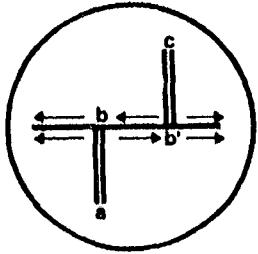


Fig. 5
Anomalías geomagnéticas en el Pacífico Este,
según F. Vine. Las anomalías de signos alter-
nativamente positivo y negativo dibujan rayas
comparables a las del cuero de una cebra. Se
encuentra una estructura de esta clase en mu-
chas regiones oceánicas, especialmente cerca
de las dorsales del centro del océano. Las
líneas AB y CD aparecen como los ejes de si-
metría del dibujo. Se ve que estos ejes de
simetría coinciden con los ejes de las dorsa-
les de la mitad del océano, los que son cen-
tros de expansión de los fondos oceánicos.
AB: dorsal de Juan de Fuca; CD: dorsal de
Gorda.



A

Fig. 6



B

zone normale de Gauss
 zone inversée de Matuyama
 zone normale de Brunhes
 zone normale de Brunhes
 zone inversée de Matuyama
 zone normale de Gauss

profil calculé

profil observé

dorsale medio-océanique

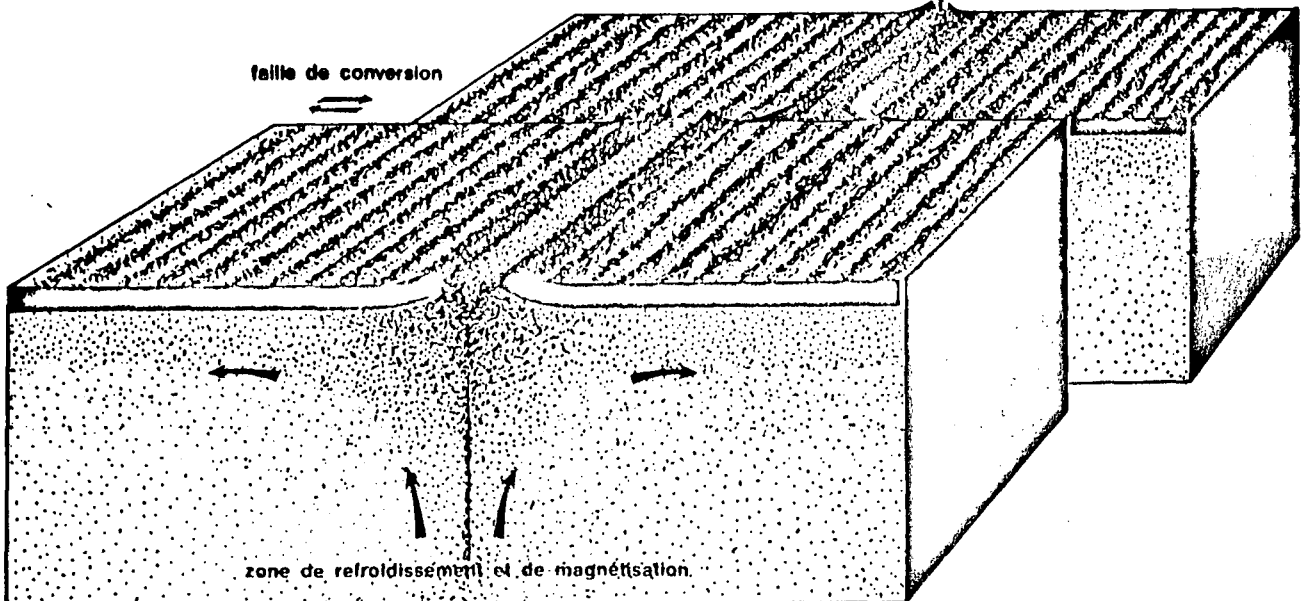


Fig. 7

Fig. 6

A Falla normal

B Falla transformante

Estos dos tipos de fallas tienen el mismo aspecto exterior, pero la dirección del movimiento real es opuesta en ambos casos.

Fig. 7

Hipótesis de Vine-Matthews explicando el dibujo en bandas de las anomalías geomagnéticas mediante la expansión del fondo de los mares y las inversiones del campo magnético terrestre. La escala horizontal de arriba representa la cronología de las inversiones geomagnéticas, debida a A. Cox y al., la figura de abajo, el dibujo de la anomalía geomagnética en los alrededores de una dorsal medio-oceánica (en color, magnetismo normal; en blanco, magnetismo inverso). Se observa que la figura de anomalía está desplazada por una falla transformante. Los dos perfiles del medio representan los perfiles observados y calculados. Vine fue el primero en observar el notable acuerdo entre estos dos perfiles.

Fig. 8

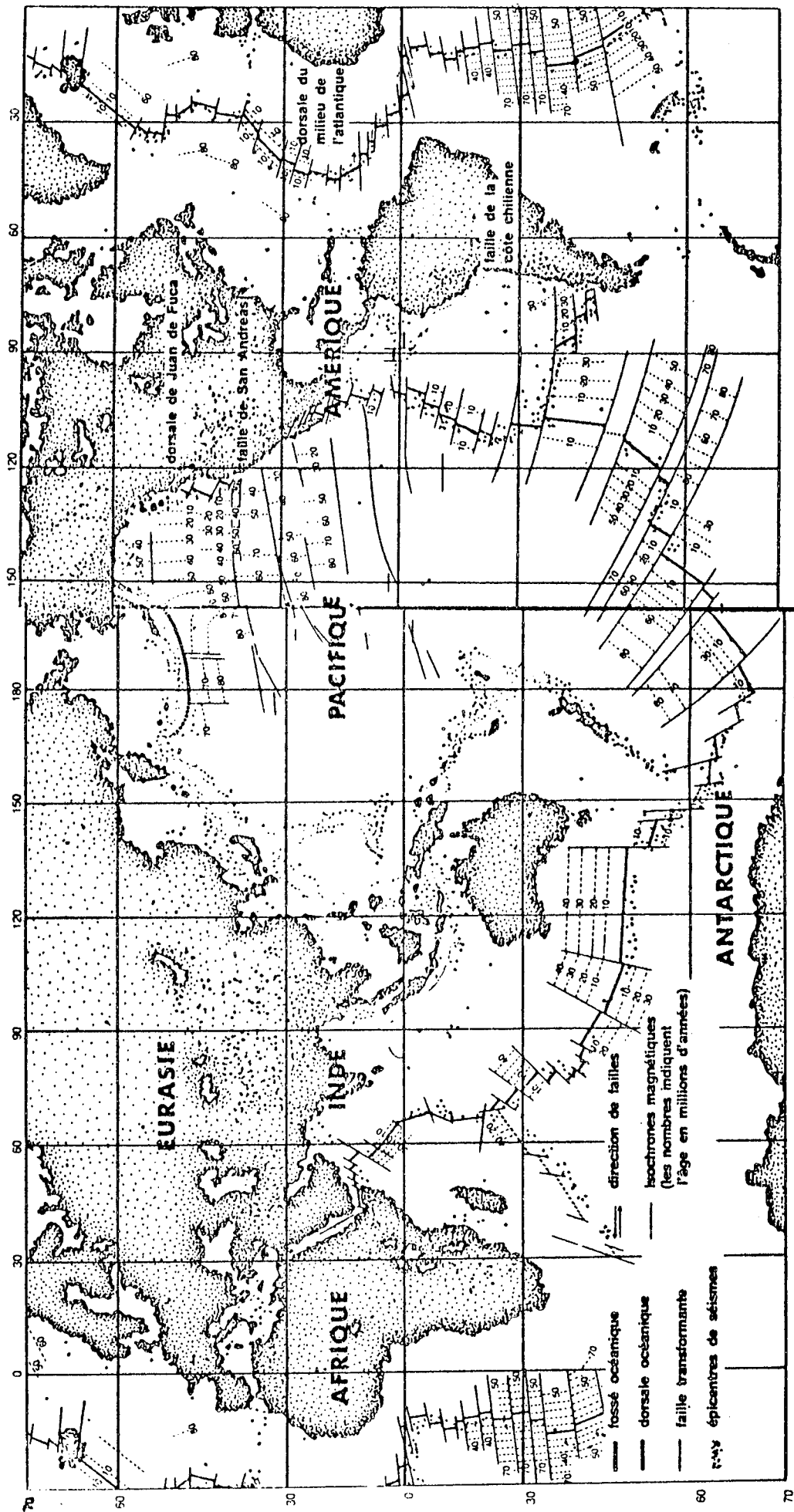


Fig. 8

Las líneas de puntos alrededor de las dorsales medio-oceánicas son las isocronas del fondo del mar determinadas por Heirtzler et al. a partir de las anomalías magnéticas. Las dorsales, lo mismo que las anomalías magnéticas, están desplazadas en muchas fallas. Wilson mostró que estas fallas eran de un nuevo tipo, que definió como falla transformante. Las flechas en color indican las direcciones de los desplazamientos debidos a terremotos. Se observa que la dirección de las zonas de fractura es opuesta a la dirección de erupción de las crestas. Los puntos en color son los epicentros de los sismos. Ellos están concentrados en cinturanas. Las dorsales medio-oceánicas y las fallas transformantes son la sede de sismos poco profundos (decenas de kilómetros por lo menos) mientras que los arcos insulares tienen sismos de cualquier profundidad. Las sacudidas más profundas tienen lugar a unos 600 kilómetros. Las seis principales placas de Le Pichon están indicadas en caracteres gruesos.

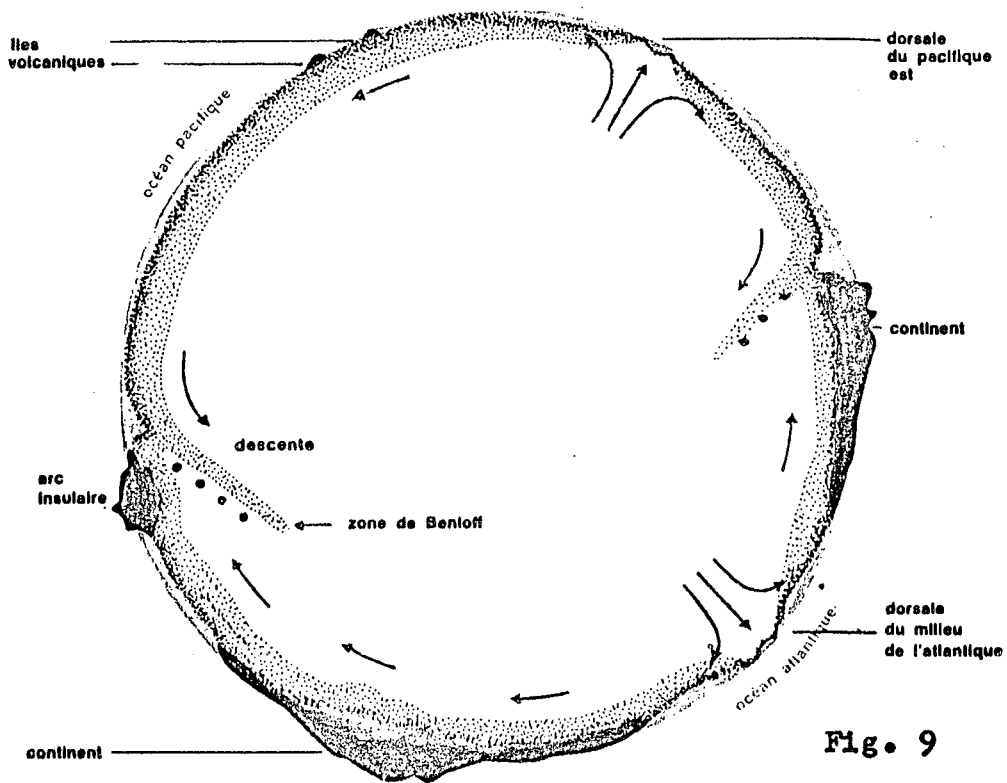


Fig. 9

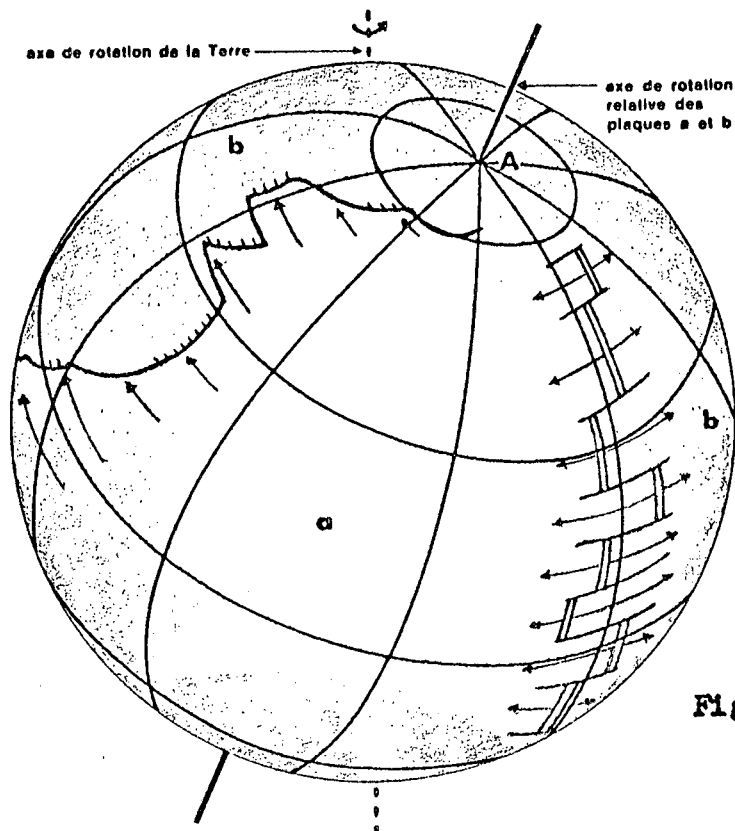


Fig. 10

Fig. 9

Sección esquemática del globo. Una placa se forma en las dorsales medio-oceánicas y su espesor aumenta hasta alcanzar un sistema de arco insular y de fosa. Descendiendo (subducción), la placa es destruida por fusión. El océano Atlántico tiene el fondo en expansión porque no existen zonas de descenso. Por esto el océano Pacífico debe contraerse para mantener constantes las dimensiones de la Tierra, aunque su fondo esté en expansión en la dorsal del Pacífico Este.

Fig. 10

Rotación de placas rígidas sobre una esfera. Se ve a la derecha un límite de placa con una dorsal en expansión y zonas de fractura. A es el polo de la rotación relativa. No se debe confundir este polo con el de la rotación de la Tierra. Se nota que la velocidad de expansión tiene que ser más fuerte en las bajas latitudes y que la dirección del movimiento debe ser paralela a las fallas transformantes. Las relaciones entre la dirección y la amplitud del movimiento relativo y la latitud son las mismas que las encontradas en un límite en expansión, pero las figuras de anomalía magnética en este límite no proporcionan ninguna información acerca del movimiento relativo en estos puntos, porque están vinculadas sólo al movimiento relativo de los centros en expansión en los que se formaron.

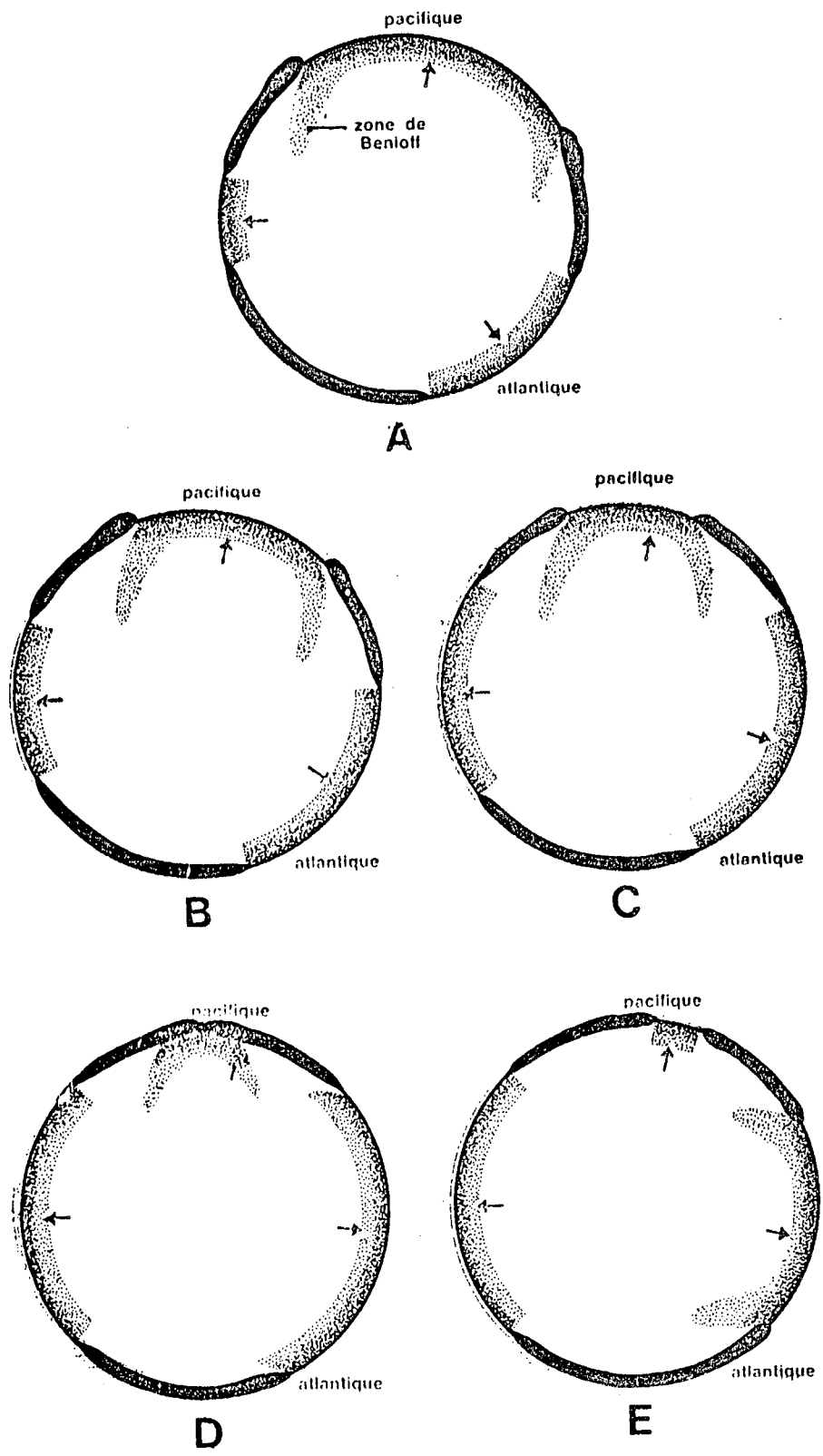


Fig. 11

Fig. 11

Pasaje de un borde continental, del tipo pacífico según Dewey. Cada figura representa la circunferencia de la Tierra. En A, la tierra actual, idéntica a la fig. 9. En el transcurso del tiempo, el Pacífico se cerrará como lo muestra el esquema D, y no habrá más descenso. El Atlántico, que será siempre abierto, verá sus bordes cargados de sedimentos y sufrir unos descensos. Si en cambio remontamos hacia atrás en el tiempo, se ve, por el mismo razonamiento, que el Atlántico estaba cerrado y era, aún antes de cerrarse, un océano del tipo pacífico.

Fig. 12

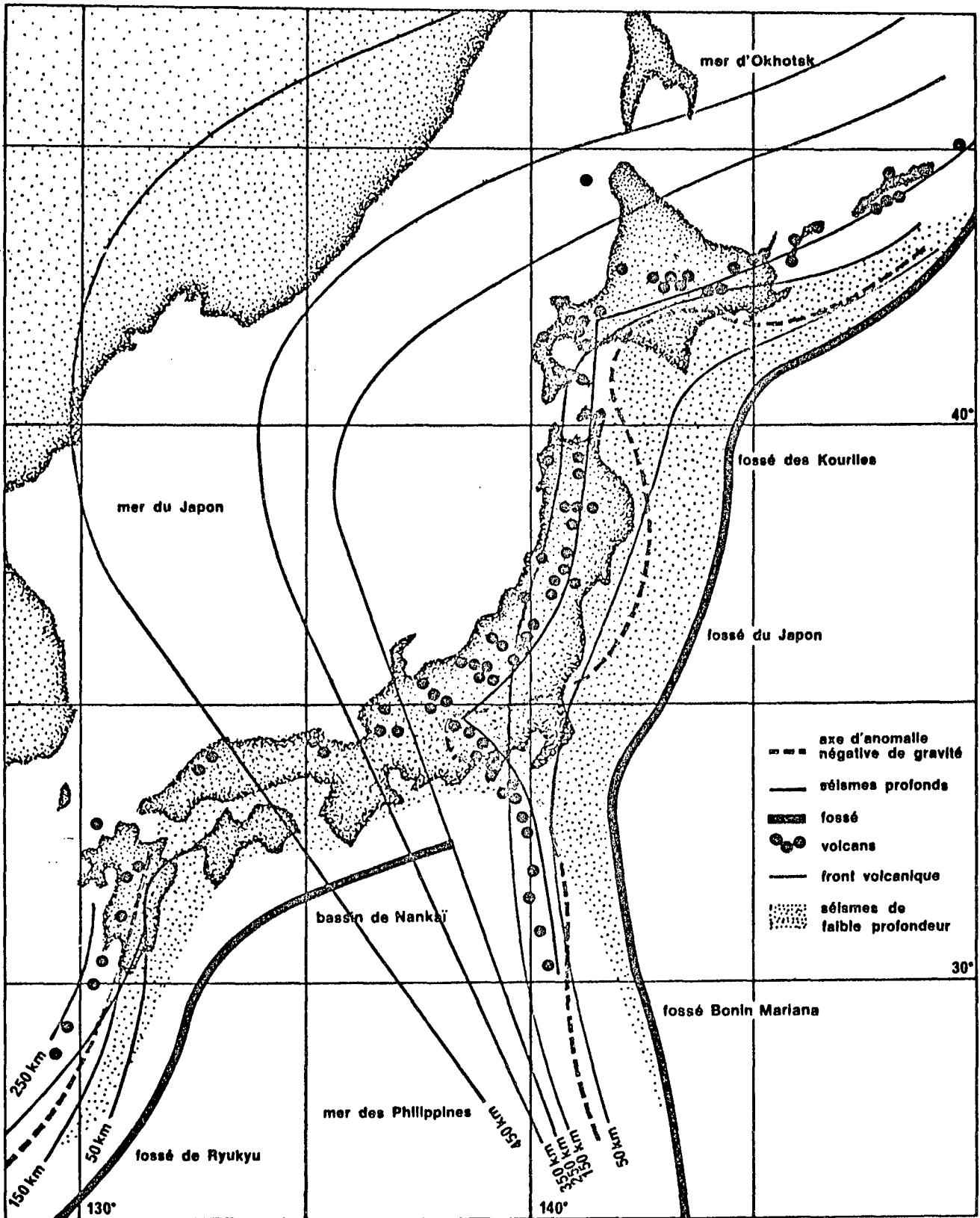


Fig. 12

Características geofísicas de las islas japonesas y de sus alrededores. La topografía de una región de arco insular está caracterizada por una fosa oceánica profunda y el arco de islas. Partiendo del eje de esta fosa y dirigiéndose hacia el continente, se encuentran sucesivamente una zona de sismos poco profundos, el eje de la cintura de anomalía negativa de gravedad, y una zona de gran actividad volcánica. Existe en fin una actividad sísmica muy importante en la parte situada entre el arco y el continente con focos profundos. Su profundidad va aumentando hacia el continente, formando lo que se denomina plano inclinado sísmico profundo, o zona de Benioff.

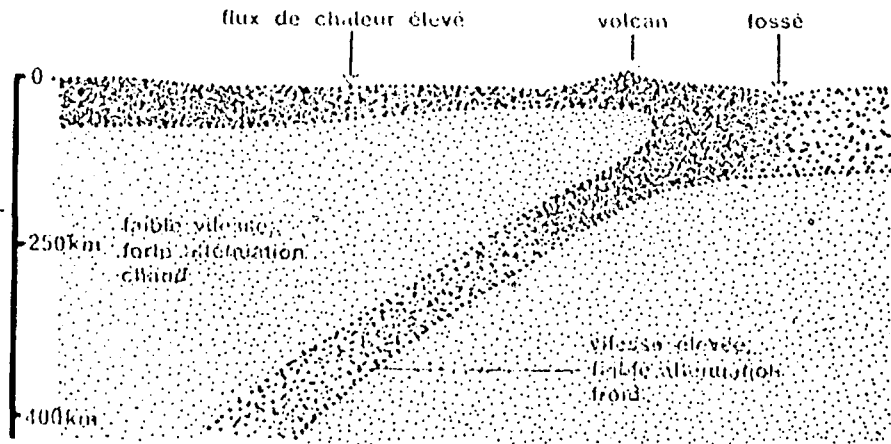


Fig. 13 A

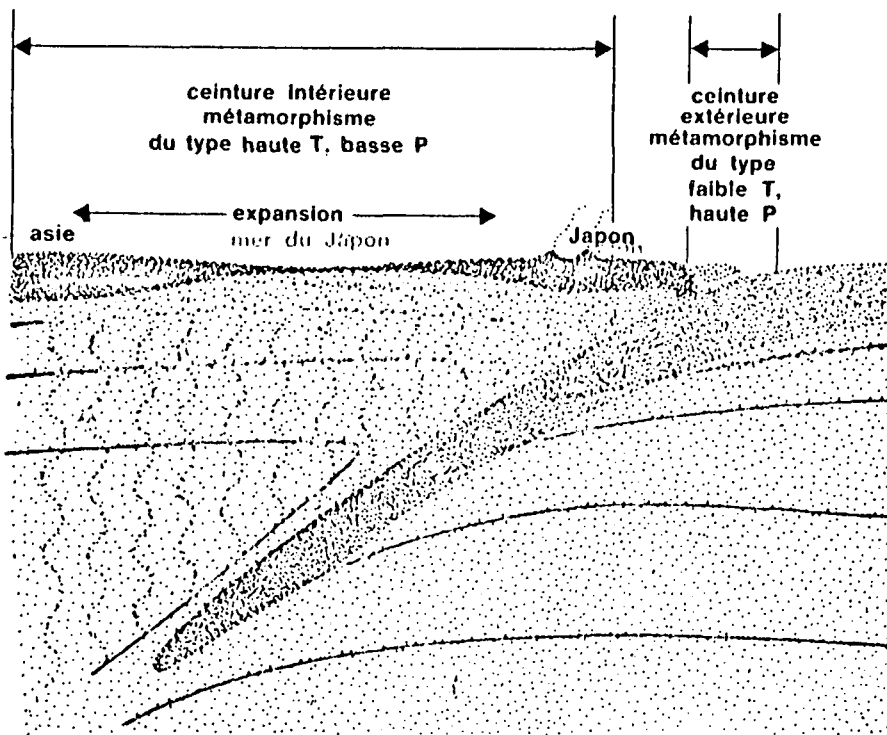


Fig. 13B

Fig. 13A

Corte transversal del arco del Japón, deducido de los estudios de ondas sísmicas. Una capa de velocidad elevada - débil atenuación- parece descender a lo largo de la zona sísmica profunda. Si esta capa representa el estrato de más baja temperatura, este corte transversal está en buen acuerdo con la distribución del flujo de calor.

Fig. 13B

Corte transversal esquemático de una orogénesis de tipo pacífico, u orogénesis a cinturas acopladas (Matsuda y Uyeda, 1971). Las líneas en color son las isothermas deformadas por el descenso de la litosfera y el calor proveniente de la fricción en la superficie superior de la litosfera. El magma creado por este calor tiene tendencia a subir, ocasionando de este modo la apertura del mar del Japón.

Fig. 14

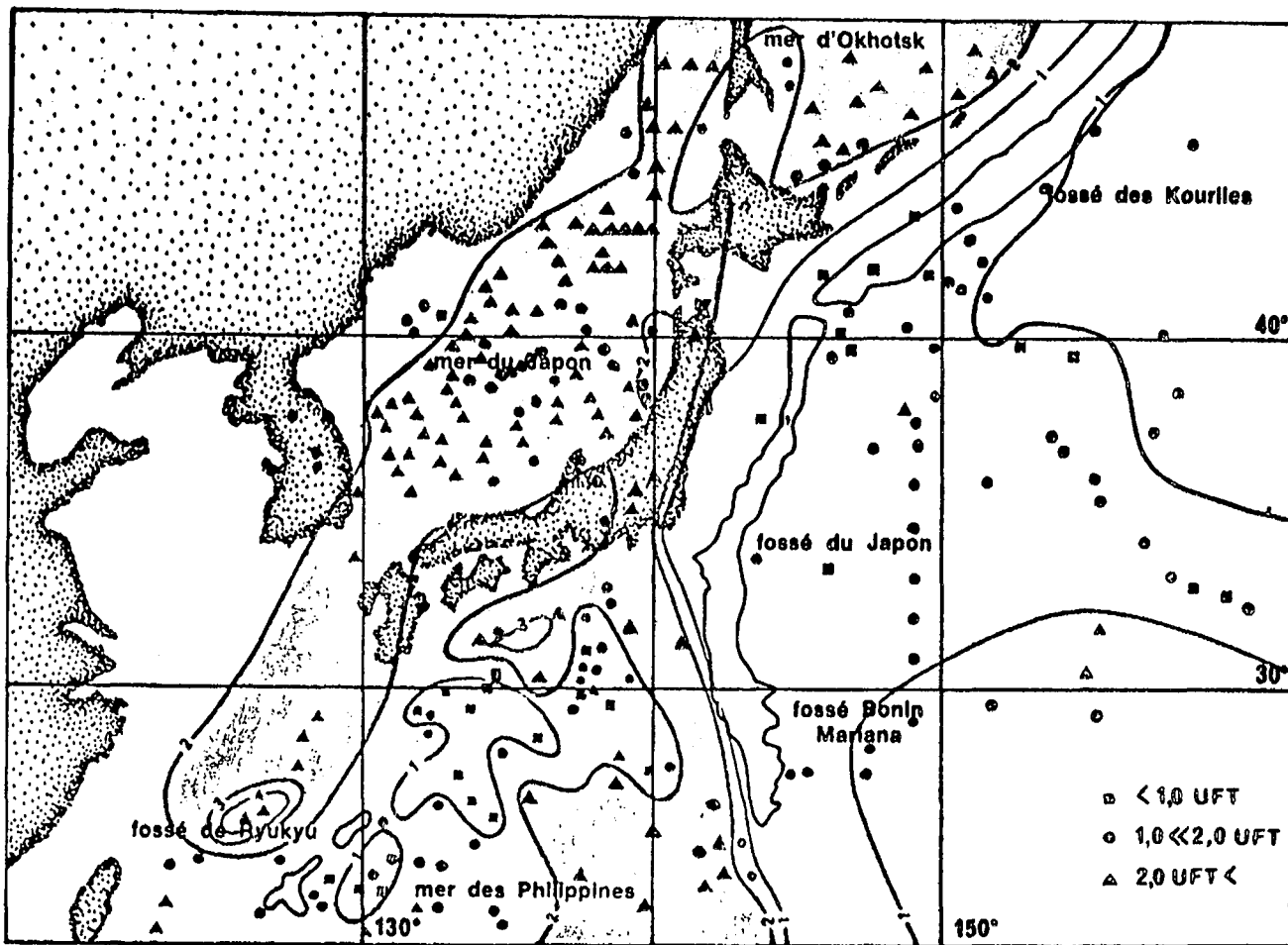


Fig. 15

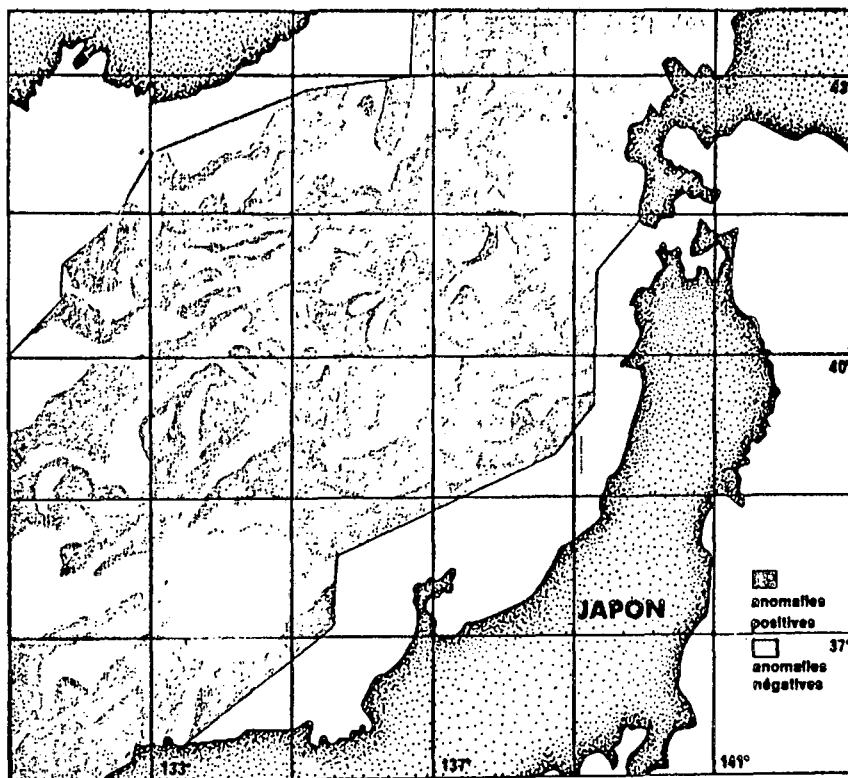


Fig. 14

Distribución del flujo de calor terrestre en Japón y alrededores. (1 UFT=1 microcal/cm²s). El flujo de calor es débil en el lado del océano Pacífico y elevado del lado del continente.

En color claro: flujo débil de calor

En color más oscuro: flujo de calor elevado

Fig. 15

La distribución de las anomalías geomagnéticas en el mar del Japón presenta un aspecto de granos irregulares la que tiende a confirmar que la expansión del mar de Japón no está caracterizada por un centro de expansión o una brecha, sino por presiones distribuidas debajo de la corteza.