

RECONOCIMIENTO GEOFÍSICO DE ESTRUCTURAS SUBMARINAS SITUADAS AL NORTE Y SUR DEL ARCHIPIÉLAGO CANARIO

J.J. Dañobeitia (*)

RESUMEN

En 1981 se realizó una campaña de geofísica marina en aguas del Archipiélago Canario, para definir las estructuras submarinas de esta parte del Atlántico Norte, registrándose datos de sísmica de reflexión continua, magnetismo y gravimetría. La correlación de reflectores con sondeos DSDP cercanos sugiere una edad máxima de 60 Ma (Terciario inferior) para las estructuras submarinas al norte del Archipiélago Canario. La mayoría de las montañas submarinas estudiadas son explicadas con una baja magnetización (2 A/m). El alto porcentaje de magnetizaciones normales encontrado, es explicado por una sobreimpresión de la magnetización viscoso-remanente (VRM) en la magnetización remanente. En los guyots estudiados se ha observado una anomalía magnética de alta frecuencia que ha sido interpretada mediante una topografía del basamento enterrada bajo material volcano-sedimentario de baja susceptibilidad magnética. El análisis de la gravimetría nos brindó la oportunidad de estudiar la flexión de la litosfera obteniendo un espesor elástico (parámetro que controla la rigidez) de 15 km. Mediante la formulación empírica de Bodine *et al.*, (1980) que relaciona espesores y edades se obtuvo una edad para todo el área del orden de 127 Ma. Sin embargo considerando la hipótesis de rejuvenecimiento térmico, que conlleva un adelgazamiento litosférico, entonces las edades son consistentes con las obtenidas por la correlación de reflectores y explicaría la existencia de una anomalía de profundidad (diferencia entre profundidad teórica y observada) de 500 m. Además el adelgazamiento produciría una inestabilidad en el manto, debido al ascenso del contacto litosfera-astenosfera. La fracturación de la litosfera mediante fallas de cizallas inducidas por el influjo del NW Africano, daría salida a los magmas que posteriormente generarían el Archipiélago.

Palabras clave: Archipiélago Canario, Sísmica reflexión, Magnetismo, Adelgazamiento litosférico, Margen Continental Africano.

ABSTRACT

In summer 1981, a geophysical survey was carried out in the surroundings waters of the Canarian Archipelago. A collection of seismic, magnetic and gravity data was done in order to define the submarine structure from that part of the North Atlantic Ocean. From the correlation between seismic reflectors and DSDP boreholes it was found that the Submarine Volcanic Complex associated with the Canaries has a maximum age of 60 Ma (early Tertiary). The majority of the seamounts fit well with a magnetization of 1 A/m on the top and 2 A/m in the bulk of the seamount. The study of the magnetic data reveals the existence of a high percentage of normal magnetization that could be explained by the overprinting of viscous remanent magnetization (VRM) on the remanent magnetic vector. Tablemounts or guyots show a range of high frequency in the magnetic anomaly. This magnetic pattern has been interpreted assuming a basement topography (upper surface) buried under volcano-sedimentary sequences which have a very low magnetic susceptibility. The analysis of the gravity data give us the opportunity to study the flexure of the lithosphere under an extended volcanic complex. An elastic thickness of 15 km has been obtained. From the empirical formula of Bodine *et al.*, (1980) that relates thickness and ages it is obtained for the whole area an age of 127 Ma. Nevertheless, if we assume the occurrence of thermal rejuvenation, which produces a lithospheric thinning and a change in the subsidence, then this model is consistent with an age of early Tertiary and explains a depth anomaly of 500 m. Either the lithospheric thinning produces a mantle inestability due to the raised lithosphere-asthenosphere boundary. Lithospheric fracturing induced by shear faults from NW Africa gives way to the magma that will generate the Archipelago.

Key words: Canarian Archipelago, Seismic reflection, Magnetics, Lithospheric thinning, African Continental Margin.

Dañobeitia, J.J. (1988): Reconocimiento geofísico de estructuras submarinas situadas al norte y sur del Archipiélago Canario. *Rev. Soc. Geol. España*, 1, (1-2), 143-155.

Dañobeitia, J.J. (1988): Geophysical reconnaissance of submarine structures north and south of the Canary Islands. *Rev. Soc. Geol. España*, 1, (1-2), 143-155.

(*) U.E.I. de Geología Marina, Instituto de Ciencias del Mar, CSIC, Martí i Franqués s/n, 08028 Barcelona (Spain).

INTRODUCCIÓN

El Archipiélago Canario (Fig. 1) está formado por un grupo de siete islas volcánicas que se extienden 200 km en dirección N-S, unos 500 km en dirección E-W. Desde un punto de vista geológico las Islas Salvajes ($30^{\circ} 05' N$, $15^{\circ} 55' W$) pueden ser atribuidas al Archipiélago Canario. Asociado al archipiélago existen una serie de montañas submarinas volcánicas que se extienden hasta 500 km hacia el N, donde se encuentran el Banco de la Concepción y el Banco de Dacia (Fig. 1), al sur del Archipiélago está el grupo de Montañas Submarinas Saharianas.

El objetivo de este trabajo es el estudio del origen y evolución del Archipiélago Canario y en general del volcanismo intraplaca. Esto se realizará acotando las edades de los edificios volcánicos submarinos más antiguos, determinando el espesor elástico de la litosfera oceánica y analizando sus posibles implicaciones en la tectónica de esta parte del Atlántico. Finalmente se tratará de discriminar entre modelos que favorecen el origen del archipiélago como un punto caliente («hot spot») en el manto o como una génesis tectónica producida por

una fractura en la litosfera. Para ello se partirá de los datos obtenidos por el buque oceanográfico holandés M.V. Tyro, en la campaña marina de 1981, llevada a cabo por el Vening Meinesz Lab. de la Universidad de Utrecht (Collette, 1981). En esta campaña se utilizaron las técnicas de sísmica de reflexión continua, gravimetría y magnetismo de campo total.

RASGOS GEOLÓGICOS GENERALES. MODELOS GENÉTICOS

El área se encuentra emplazada dentro de una zona de calma magnética jurásica (JMQZ), teniendo la anomalía M-25 (Hayes y Rabinowitz, 1975) como el límite más occidental. La edad de los edificios volcánicos subaéreos es relativamente bien conocida debido a la existencia de dataciones radiométricas (Abdel-Monem *et al.*, 1971, 1972; Grunau *et al.*, 1975). Sin embargo las edades de los edificios submarinos así como la de los complejos volcánicos asociados a ellos, no están totalmente determinadas aunque existen algunos datos al respecto.

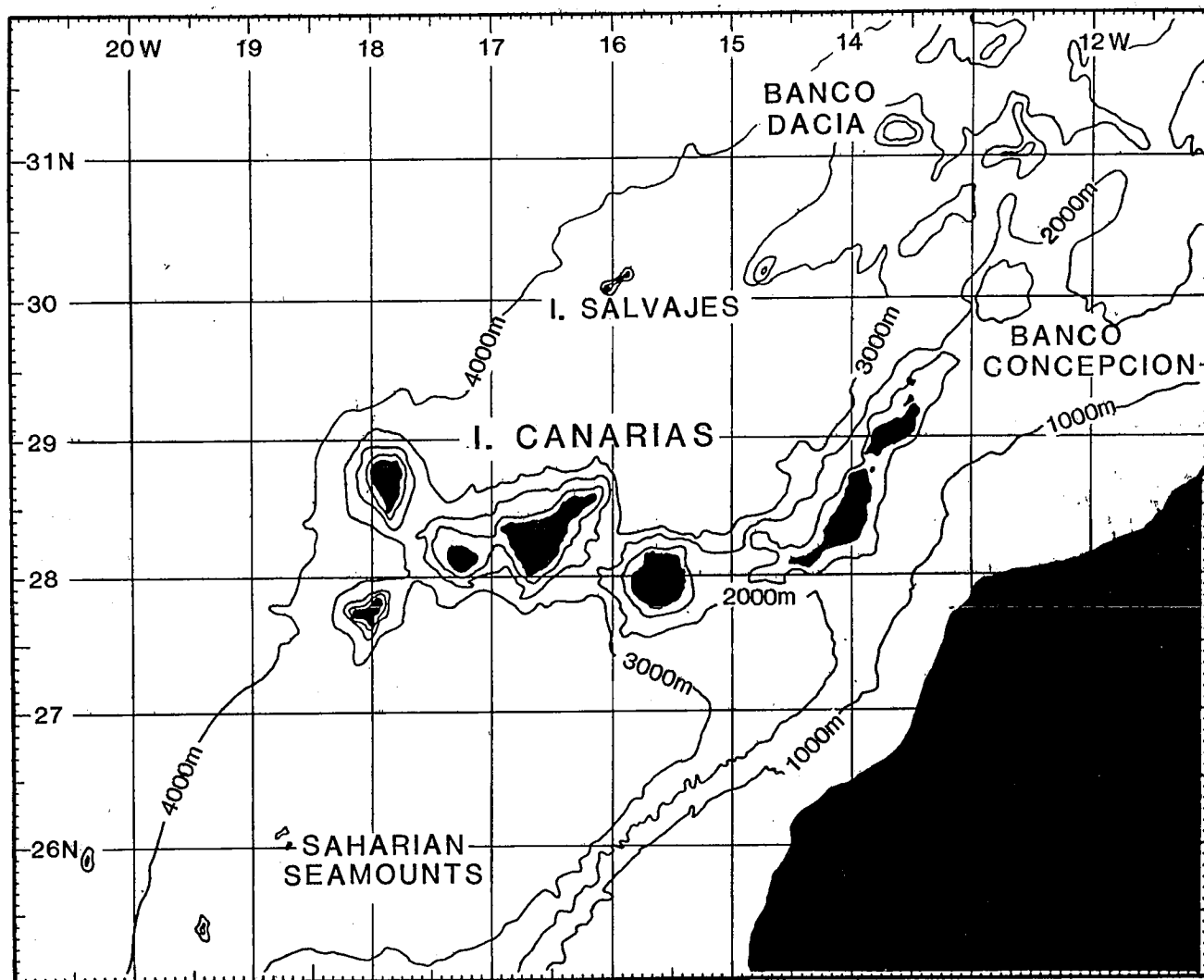


Fig. 1.—Mapa batimétrico de las Islas Canarias y de las principales estructuras submarinas. Intervalo de isolíneas 1.000 m.

Fig. 1.—Bathymetric Chart of the Canary Islands showing the main submarine structures. Contour interval 1.000 m.

Las series volcánicas submarinas de los complejos basales (Fuster, 1968; Fuster, 1970; Hernández Pacheco, 1973) afloran en Fuerteventura, donde alcanzan una gran extensión superficial. En La Palma están espectacularmente representadas por «pillow-lavas» (Staudigel y Schmincke, 1984) y en La Gomera existen indicaciones de su existencia. Dentro de estos complejos basales destacan una serie de diques (Fuster, 1981), que atraviesan la serie sedimentaria y la serie volcánica submarina. Esta intrusión filoniana representa un periodo de tiempo de tectónica tensional, pues las estructuras de la roca encajante no presentan deformación según la dirección del dique (Fuster, 1981). Los datos cronológicos de estos materiales son insuficientes aunque el trabajo de Stillman *et al.*, (1975) da valores entre 32 y 46 Ma, para el periodo principal.

Por otra parte, de la correlación de sísmica de reflexión con sondeos, Watkins y Hoppe (1979) afirman que el Arco Canario fue levantado por primera vez entre el Cretáceo medio y el Mioceno, y sugieren la existencia de volcanismo durante e incluso antes del Eoceno, confirmando las tesis propuestas por Robertson y Stillman (1979), quienes proponen unas edades máximas entre el Cretácico superior y el Terciario inferior. Sánchez Guzmán y Abad (1986) en un sondeo geotérmico en Lanzarote han identificado los sedimentos previos al comienzo del volcanismo como Paleoceno medio-superior.

Las primeras tentativas de explicar la génesis del Archipiélago Canario se producen en el contexto de la teoría global de la tectónica de placas, como consecuencia de la expansión del fondo oceánico a partir de la dorsal-medio-oceánica. Así se ha propuesto el origen del archipiélago a partir de una zona de fusión en el manto (punto caliente) (Morgan, 1971, 1972; Wilson, 1973), sobre el que se desplaza la litosfera generando a su paso las distintas islas que van incrementando en edad a medida que se desplazan hacia el este. Este modelo presenta una serie de dificultades pues con las edades disponibles de los edificios subaéreos, las paleovelocidades aparentes para la Placa Africana serían excesivamente elevadas (Anguita y Hernán, 1975), a parte de la dificultad de explicar la existencia de algunos hiatos en el volcanismo del área. Un modelo alternativo ha sido propuesto por Anguita y Hernán (1975), consistente en la existencia de una fractura propagante que diera salida al magma procedente del manto y que pudiese haber sido activado por los periodos tensionales de la orogenia alpina. Araña *et al.*, (1975) propusieron que el volcanismo canario es consecuencia de un levantamiento de bloques litosféricos individualizados por fracturación por la tectónica dominante en el Terciario.

Otro problema que aún no ha sido resuelto de una manera concluyente es el referente al sustrato de las islas. En la literatura reciente existen diferentes proposiciones, que van desde que el sustrato de las islas es típicamente continental (Hausen, 1958) e incluso que las islas orientales (Lanzarote y Fuerteventura) forman un microcontinente (Dietz y Sproll, 1970) hasta diferentes asentamientos para las islas orientales y occidentales (Schmincke, 1967 *cf* Rothe y Schmincke, 1968). Pero no

será hasta finales de la década de los sesenta y principios de la del setenta, cuando se realizan los primeros estudios de geofísica (Dash y Bosshard, 1969; Bosshard y MacFarlane, 1970) y se comienza a poseer datos de las diferentes capas subyacentes, en términos de velocidades y espesores. De los últimos trabajos publicados parece desprenderse un cierto consenso en cuanto a que el sustrato es del tipo oceánico modificado (Uchupi *et al.*, 1976; Dañoibeitia, 1980; Banda *et al.*, 1981), probablemente perturbado por anomalías térmicas en el manto (Fuster, 1981).

SÍSMICA DE REFLEXIÓN

Una de las técnicas utilizadas ha sido la sísmica de reflexión continua, cuyo objetivo es obtener información de las estructuras atravesadas por la señal acústica. La información es obtenida en tiempos de recorrido con una penetración media de la señal en el área de 2,0 s (doble tiempo de recorrido). La profundidad del fondo oceánico varía desde los 3.000-3.750 m en la zona norte hasta los 1.650 m entre las cuencas de las estructuras submarinas. Partiendo de los datos proporcionados por la sísmica de reflexión se han definido una serie de estructuras mayores, denominadas en su conjunto Dorsal Canaria (Dañoibeitia y Collette, 1987) (Fig. 2), donde predominan unas direcciones principales. La Dorsal Canaria está compuesta por tres segmentos principales cada uno de los cuales presenta una estructura en escalón con un acimut medio de 51°. No obstante se han localizado algunos edificios volcánicos independientes: las Islas Salvajes, La Topera y La Complutense (Fig. 2).

La información proporcionada por la sísmica de reflexión junto con la existente en los sondeos cercanos, ha permitido la correlación de algunos reflectores. En la zona al norte (29° N-33° N y 11° W-16° W) del archipiélago se han podido correlacionar dos reflectores prominentes con otros tantos del sondeo DSDP 415.

En la cobertera sedimentaria se han observado dos reflectores que destacan por su continuidad lateral y por la reflectividad de las facies sísmicas (Fig. 3). El grado de subparalelidad de los reflectores es otro hecho a tener en consideración, pues allí donde no se mantiene ésta, puede ser síntoma de algún proceso tectónico. Estos reflectores situados a unas profundidades medias de 500 m y 1.200 m, se han correlacionado respectivamente con los reflectores marrón (M) y rojo (R), definidos por Lancelot y Winterer (1977) y Lancelot y Seibold (1977) en el sondeo DSDP 415. El reflector M, supone una discordancia estratigráfica entre el Mioceno medio/Mioceno superior y el reflector R entre el Cretácico y el Terciario inferior.

La región situada entre las Islas Salvajes (30° 05' N y 15° 55' W) y el Archipiélago Canario se caracteriza por la existencia de un fuerte reflector opaco y muy superficial (Dañoibeitia, 1985) que podría correlacionarse con erupciones históricas ocurridas en las islas de Tenerife y La Palma. Cerca de las islas orientales se han de-

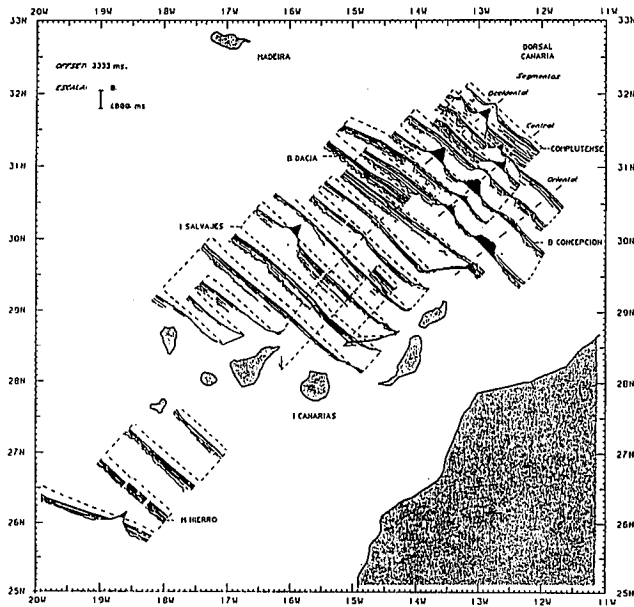


Fig. 2.—Perfiles sísmicos de reflexión proyectados a lo largo de las líneas de navegación (Campaña Tyro-1981). Zonas sombreadas muestran estructuras a profundidades menores que 2.500 m.

Fig. 2.—Seismic reflection profiles projected along the track-lines (Survey Tyro-1981). Shaded zones mean submarine structures shallower than 2.500 m.

finido dos secuencias deposicionales de edades Mioceño y Mioceno-Plioceno, posiblemente conectadas con la construcción subárea de las islas de Lanzarote y Fuerteventura.

Como se ha mencionado y a falta de datos más concretos se ha interpretado que el reflector rojo representa la edad más antigua de los edificios volcánicos submarinos en la zona norte, cuyo mejor representante es el Banco de la Concepción (Fig. 4) (Weigel *et al.*, 1978; Luyendyk y Bruce, 1973) de edad Terciario inferior (60 Ma). El reflector marrón ha sido interpretado como de edad Mioceno-medio (20 Ma). Por otra parte existen pruebas de volcanismo en el área en el Oligoceno (Grunau *et al.*, 1975), en el Mioceno-medio (Abdel-Monem, 1972), y obviamente en el Cuaternario.

Las correlaciones de los reflectores con sondeos próximos ha puesto de manifiesto que el volcanismo del área no ha sido continuo sino más bien episódico, confirmando las hipótesis de Fuster *et al.*, (1970). Si a esto se le añade el hecho que la vecina cadena montañosa del Atlas (Dillon y Sougy, 1974; Stets y Wurst, 1982) ha sido igualmente reactivada por periodos tensionales alpinos en épocas similares, sería difícil negar la posibilidad de una cierta correlación entre los dos fenómenos.

MAGNETISMO

Las montañas submarinas de origen volcánico, debido a propiedades magnéticas de las lavas constituyentes, proporcionan registros del campo geomagnético existente en el momento de su formación. El campo magné-

tico observado en una posición dada es la suma del campo magnético actual más la anomalía. Estos dos vectores son el campo magnético actual o de referencia y el vector magnetización. En el caso de magnetización termo-remanente (TRM) la dirección de magnetización viene expresada por la dirección del campo magnético adquirida cuando el cuerpo se enfrió por debajo de la Temperatura de Curie, y en el caso de la magnetización inducida viene expresada por la dirección de polo magnético medio actual (Polaridad Brunhes). Así el campo magnético observado es función de la posición expresada por la inclinación y declinación de los campos actual y fósil. Por esta razón, para poder realizar una correlación entre las anomalías magnéticas y la topografía es necesario corregir la no verticalidad de los vectores magnéticos involucrados; con ello se elimina el efecto debido a la posición. Este proceso es conocido en geofísica como «reducción al polo». Para la reducción al polo se ha utilizado un operador definido por Baranov, 1957; Le Mouel *et al.*, 1972, y se han introducido los siguientes parámetros: para el polo actual (76° N, 286° W) una inclinación y declinación (I_p, D_p) = ($44^\circ, -11^\circ$) y para el campo fósil o remanente de (I_r, D_r) = ($49^\circ, -16^\circ$).

Una vez efectuada dicha corrección se ha obtenido que las anomalías magnéticas producidas por las estructuras volcánicas (montañas submarinas), presentan una gran simetría con relación a la topografía de las mismas (Fig. 5). La mayoría de estas anomalías poseen una magnetización normal. En trabajos previos sobre anomalías magnéticas en el Pacífico (Bullard y Mason, 1963; Harrison, 1970; Francheteau *et al.*, 1970) y en el Atlántico Norte (Verhoef y Collette, 1983; Verhoef, 1984) se han obtenido resultados que también indican un mayor porcentaje de magnetizaciones normales. Sin embargo, atendiendo a los cambios de polaridad del campo magnético terrestre, la probabilidad que la magnetización termo-remanente (TRM) sea normal o inversa es del 50%. Ahora bien, analizando las propiedades de los materiales en sondeos oceánicos (*cf* Stacey y Banerjee, 1974; Plessard y Prevot, 1977; Lowrie y Kent, 1978; Levi, 1980) se ha estimado que la magnetización viscoso-remanente presenta una fuerte magnetización en grano-grueso. Este argumento ha sido propuesto por Williams *et al.*, (1983) como explicación de la importancia del periodo de polaridad normal presente (Brunhes) en la magnetización de las montañas submarinas de los complejos volcánicos Atlantis y Plato (Verhoef y Collette, 1985).

Se han realizado una serie de modelos para explicar la anomalías magnéticas observadas; para lo cual se han utilizado los siguientes parámetros; la geometría del cuerpo definida por las curvas de nivel, la inclinación y declinación de los campos geomagnéticos actual y fósil y la intensidad de magnetización. La intensidad de magnetización utilizada en los modelos (Fig. 6), ha sido de 1 A/m en la parte más superficial de las montañas submarinas, mientras que para el resto de la estructura ha sido de 2 A/m. Estas magnetizaciones proporcionan una amplitud correcta de las anomalías magnéticas investigadas (Dañobeitia *et al.*, 1983).

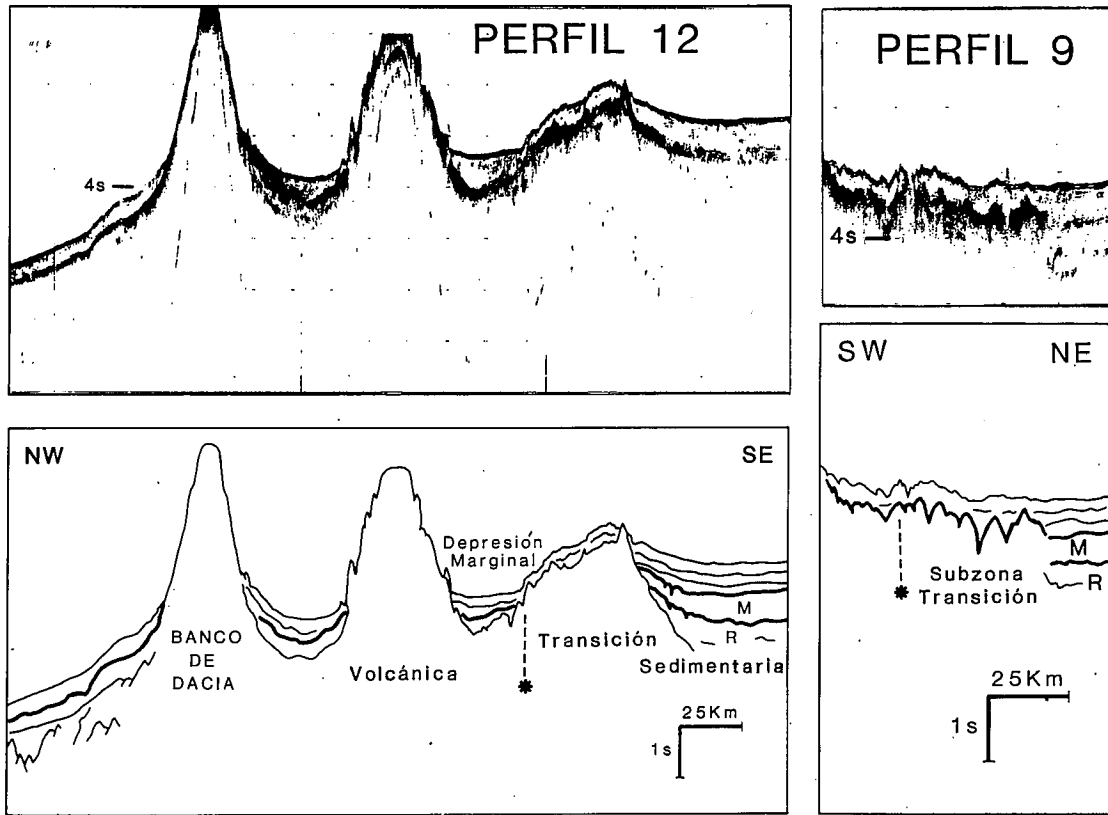


Fig. 3.—Perfiles sísmicos de reflexión, situados al norte de las Islas Canarias, registrados con un filtro paso-banda de 35-100 Hz y con una pendiente de 6dB/oct. Obsérvese los reflectores M y R correlacionados con el sondeo DSDP 415.

Fig. 3.—Seismic reflection profiles situated north of Canary Islands. Recorded with by a bandpass filter 35-100 Hz. Note the brown (M) and red (R) reflectors that have been correlated with the DSDP-415.

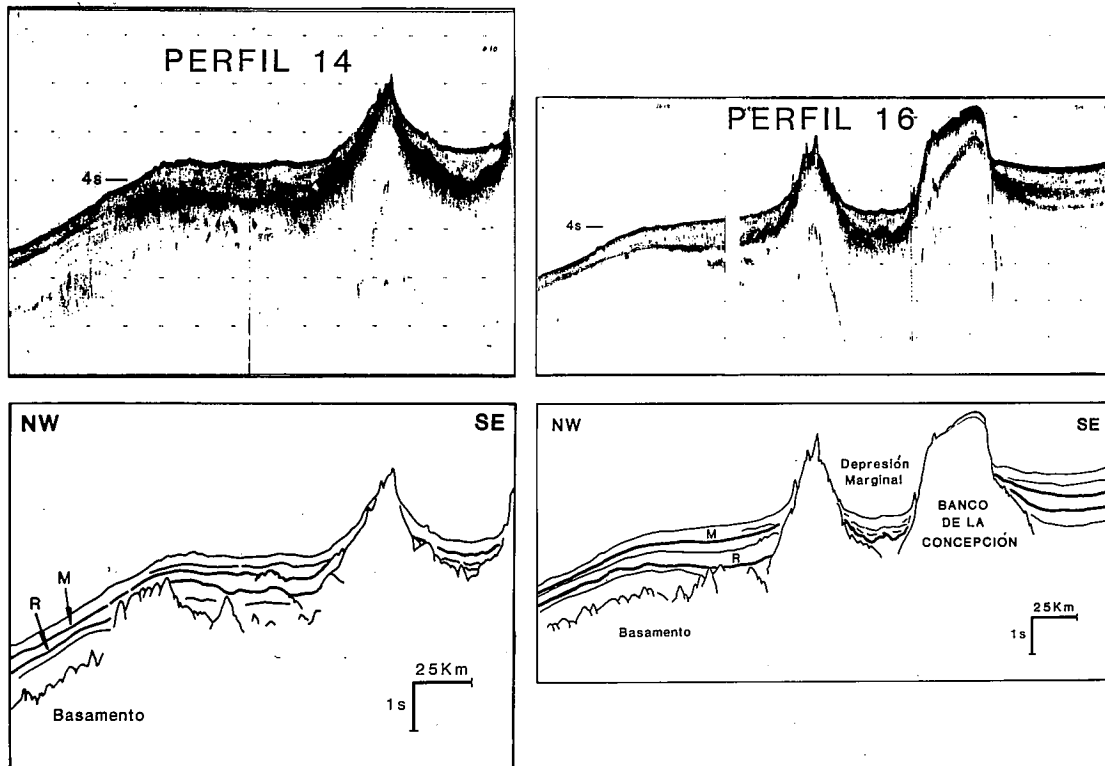


Fig. 4.—Perfiles sísmicos de reflexión, donde se muestra el Banco de la Concepción; al oeste del perfil se detecta el basamento oceánico. Nótese la diferencia en la profundidad del océano de 1.500 m entre el este y el oeste.

Fig. 4.—Seismic reflection profiles showing of the Conception Bank; the oceanic basement is detected west of the profile. Note the difference between the east and west in the depth seafloor (≈1.500 m).

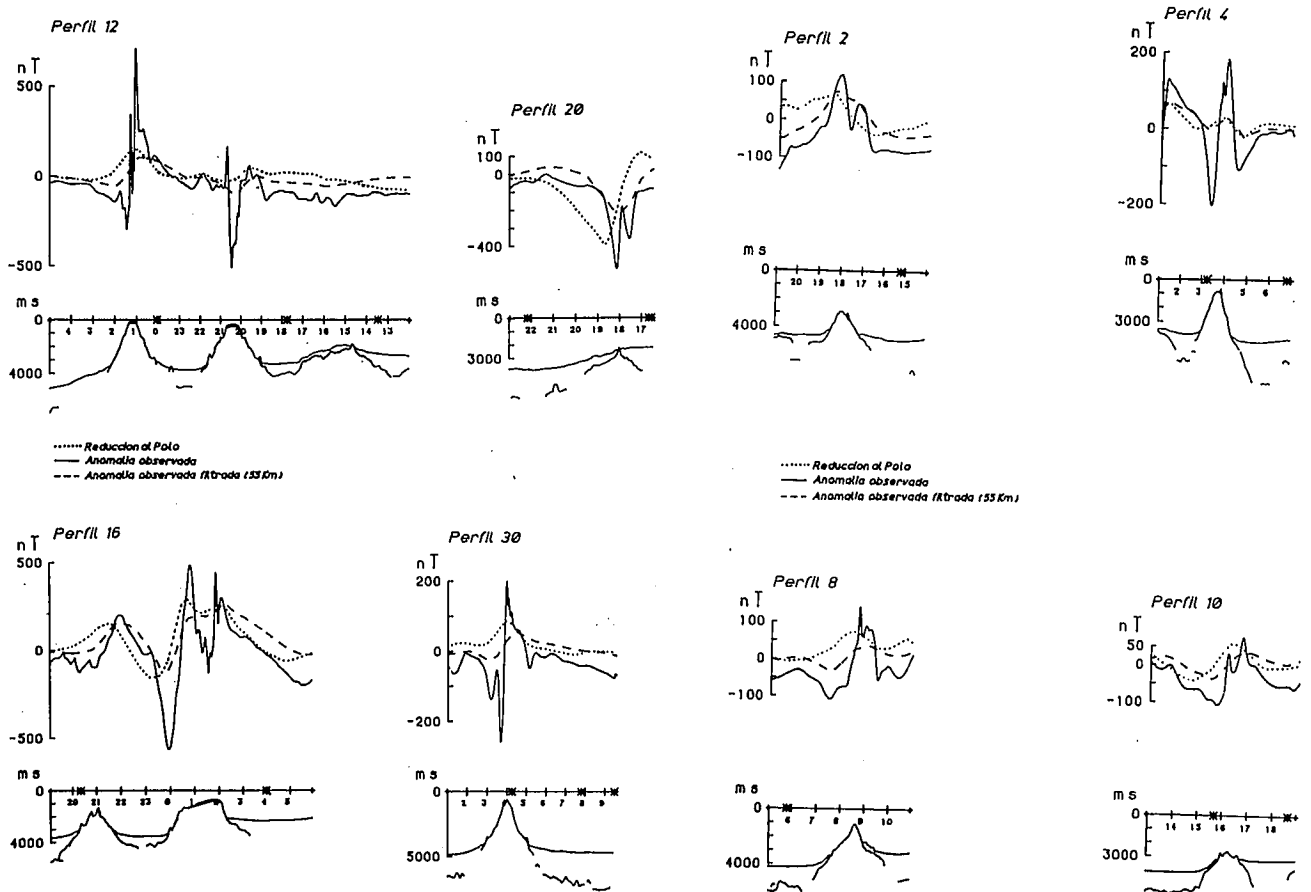


Fig. 5.—Anomalías magnéticas observadas. Línea continua es la anomalía observada, línea discontinua anomalía filtrada (55 km) y línea de puntos es la reducida al polo.

Fig. 5.—Observed magnetic anomalies. Continuous line is the observed anomaly, discontinuous line is the filtered anomaly (55 km) and dotted line is the anomaly reduced to the pole.

Una estructura especial estudiada, es la correspondiente a guyots o tablemounts. Sobre estas estructuras se ha observado un rango de altas frecuencias en la anomalía magnética que no se correlaciona con la topografía submarina. Sin embargo mediante aproximaciones sucesivas se han calculado modelos en los que se ha interpretado que el basamento, en la cima de la estructura, se encuentra enterrado bajo una secuencia volcanosedimentaria que posee una baja susceptibilidad. En esta interpretación, para el núcleo de la estructura se utilizó una magnetización de 6 A/m (Fig. 7).

Paralelo a la costa de Fuerteventura y Lanzarote, se registraron una serie de anomalías (Fig. 8) alineadas y de una amplitud de 60 nT, medida pico a pico. Se realizaron varios modelos, uno de los cuales consiste en un bloque situado a una profundidad de 9 km y con una magnetización de 2 A/m. Este simple modelo favorecería la posibilidad de la existencia de anomalías de expansión del fondo oceánico, si no fuera porque se sitúa en una zona de calma magnética donde la polaridad ha permanecido constante desde el Triásico hasta el Jurásico superior. Sin embargo podría tratarse de una anomalía producida por una singularidad en el mecanismo de expansión del fondo oceánico al igual que ocurre con la anomalía J (Tucholke y Ludwig, 1982; Rabinowitz *et al.*, 1979).

FLEXIÓN LITOSFÉRICA

En este trabajo se utilizan las anomalías gravimétricas como información necesaria para el cálculo de modelos de compensación isostática. Un estudio más detallado de las anomalías gravimétricas en el área puede verse en Dañobeitia (1985) y Dañobeitia y Verhoef (*in litt.*). La información proporcionada por las anomalías gravimétricas en términos de exceso o defecto másico, se ha utilizado para calcular la deflexión de la litosfera producida tanto por el influjo de las Islas Canarias como por las montañas submarinas situadas al norte y sur de las islas. Para ello se ha partido de las hipótesis de un modelo de compensación isostática regional (Vening Meinesz, 1931). El concepto de isostasia supone que la topografía por encima de un nivel de referencia es compensada en profundidad (interfase o superficie de compensación). El efecto gravimétrico neto en superficie resulta de la interferencia destructiva entre el efecto gravimétrico de la topografía (por encima del nivel de referencia) y el de la superficie de compensación (efecto de la raíz).

Para el cálculo de la flexión de la litosfera, partimos de un modelo de una placa elástica-homogénea que flota sobre una astenosfera incompresible. La deformación $w(x,y)$ de la placa elástica ocasionada por la fun-

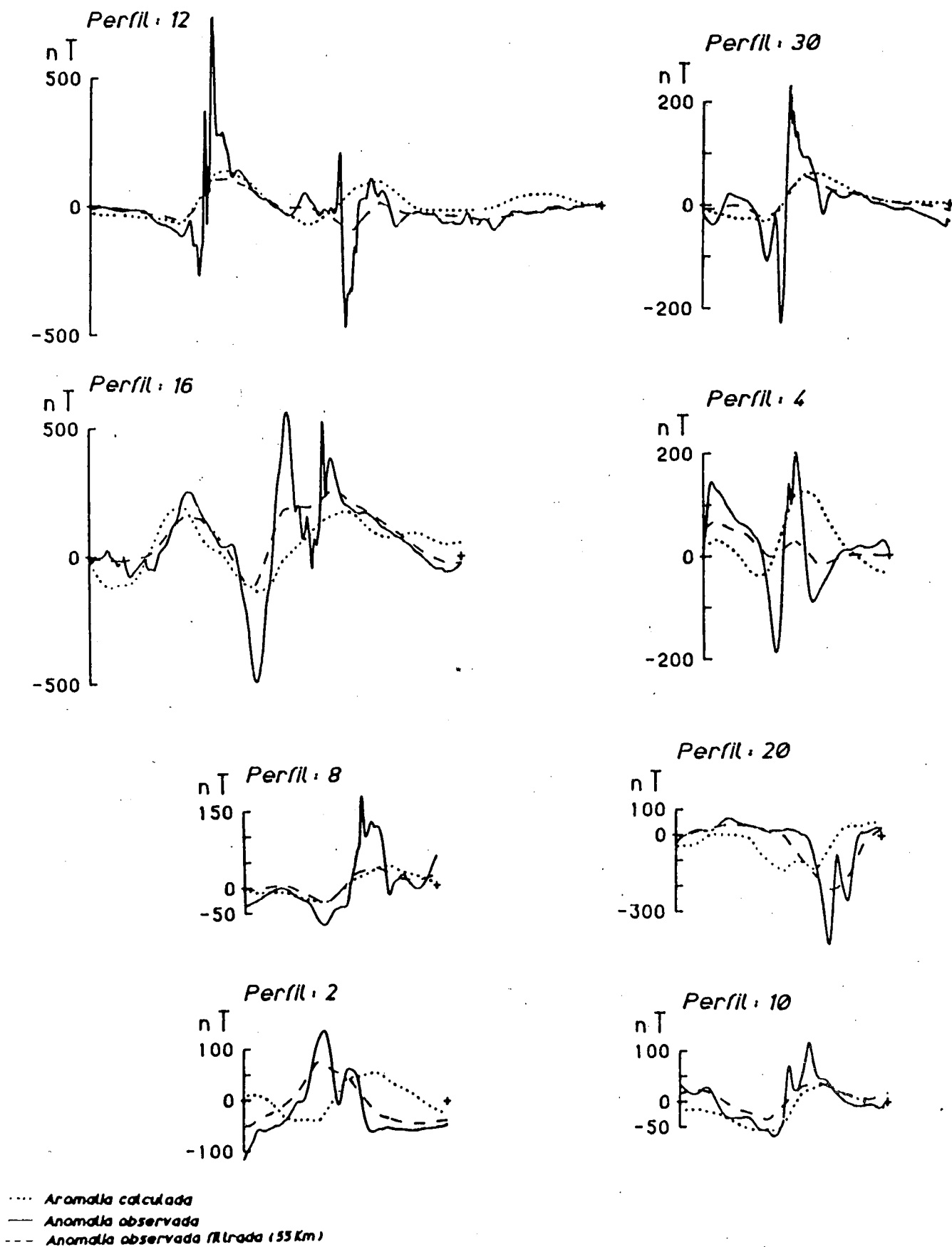


Fig. 6.—Comparación entre las anomalías observadas y calculadas. Magnetización utilizada: 1 A/m en la parte superficial y 2 A/m en el núcleo de la estructura.

Fig. 6.—Comparison between observed and calculated magnetic anomalies. Magnetization used is 1 A/m for the top and 2 A/m for the bulk of the structure.

POSICION : 30° N, 13° W
 MAGNETIZACION : 6 A/m
 POLO ACTUAL : (I_p, D_p) = (44°, 349°)
 POLO REMANENTE : (I_r, D_r) = (49°, 344°)
 ORIENTACION (STRIKE) : 222°

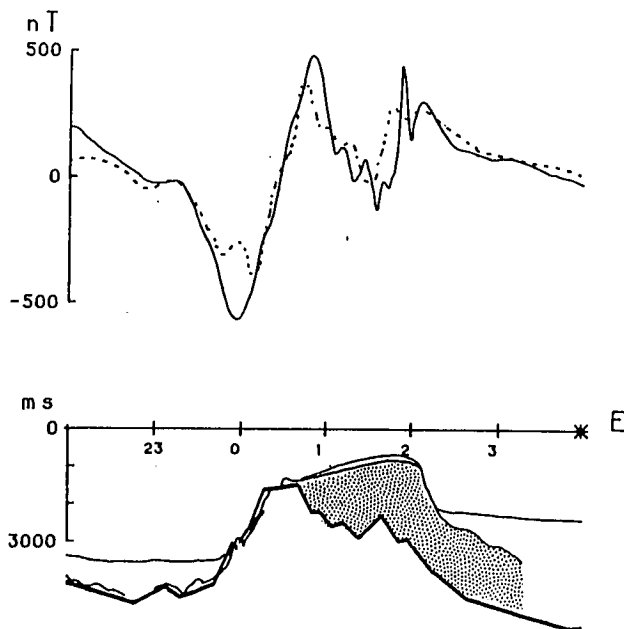


Fig. 7.—Modelo magnético para una estructura guyot, caso del Banco de la Concepción. La magnetización utilizada para el núcleo de la misma es de 6 A/m.

Fig. 7.—Magnetic model for a tablemount (Conception Bank). The magnetization used for the bulk of it is 6 A/m. The upper part is not magnetized and consists of volcano-sedimentary sequences.

ción carga $P(x,y)$ es controlada por la ecuación diferencial de cuarto orden (Hertz, 1884; Jeffreys, 1959; McNutt y Menard, 1978; Lambeck y Nakiboglu, 1980; Verhoef, 1984; Dañoibeitia, 1985).

$$\dots w(x,y) + 4\tau^4 w(x,y) = P(x,y)/D$$

donde $D = ET^3/12(1-\sigma^2)$ es el coeficiente de rigidez de la flexión que mide la resistencia a la deformación de la litosfera, habitualmente se expresa como un espesor equivalente T_e . «T» es el espesor elástico, parámetro que controla la rigidez, «E» es el Módulo de Young, σ es el Coeficiente de Poisson. $\tau = [\Delta\rho g/D]^{1/4}$ es el parámetro de la flexión (dimensiones son de km^{-1}); donde $\Delta\rho$ es el contraste de densidades. El cálculo del espesor elástico se ha realizado en función de los parámetros que definen la reología ($E = 8,5 \cdot 10^{10} \text{ N/m}^2$ y $\sigma = 0,25$). Los primeros resultados obtenidos de los cálculos de la flexión indican que un valor de $D = 2,0 \cdot 10^{22} \text{ N.m}$ es el que mejor explica las anomalías observadas de aire libre. Este valor corresponde con un espesor elástico medio para todo el conjunto (Islas Canarias y estructuras submarinas anejas) de 15 km, aunque existen indicaciones que el espesor elástico podría ser algo mayor en el complejo volcánico del Banco de la Concepción (Dañoibeitia, 1985). El hecho que sólo la parte superior de la litosfera

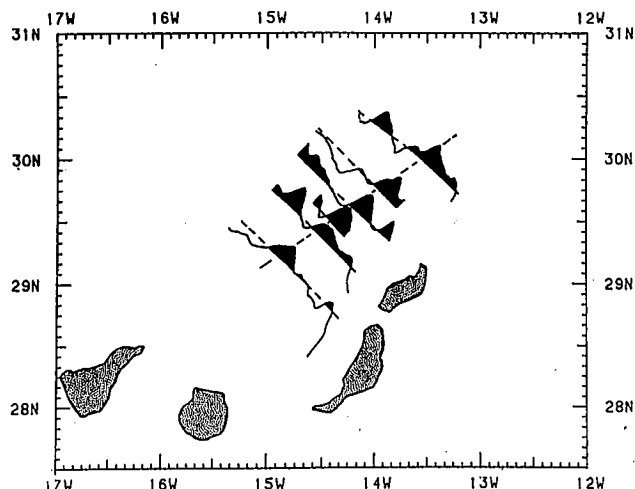


Fig. 8.—Anomalías magnéticas alineadas cerca de Lanzarote y Fuerteventura que no muestran correlación con la batimetría observada.

Fig. 8.—Magnetic anomalies lineament close to Lanzarote and Fuerteventura that does not show a correlation with the observed bathymetry.

se comporta de manera elástica y que el problema de flexión se ha resuelto bajo las hipótesis de una placa delgada provoca que las estimaciones de los espesores elásticos sean necesariamente inferiores a los espesores determinados sísmicamente (Watts *et al.*, 1980).

Resultados de varios estudios de la flexión de la litosfera han puesto de manifiesto que el espesor elástico efectivo de la litosfera aumenta con la edad de la misma (p.ej. Watts, 1978; Watts *et al.*, 1980; McNutt y Menard, 1978). Bodine *et al.*, (1980) proponen que el espesor elástico de la litosfera para cargas en el interior de una placa puede ser aproximado por $T = 3,1\sqrt{t}$, siendo T_e el espesor elástico expresado en km y t la edad de la litosfera en millones de años en el instante de aplicarse la carga.

Utilizando la mencionada relación empírica de Bodine *et al.*, (1980), se puede calcular el origen del volcanismo partiendo del espesor elástico obtenido del estudio de la flexión. El cálculo se ha realizado para un espesor elástico de 15 km, espesor que se ha obtenido del estudio de la flexión incluyendo el influjo de las Islas Canarias. De aquí resultad una edad de 23,4 Ma para la litosfera que implicaría una edad para el Archipiélago Canario de 126,6 Ma (ver Tabla 1).

Por otra parte si se conoce la edad de la litosfera al aplicar la carga, se puede calcular el espesor elástico correspondiente. Las estimaciones de edades realizadas en el estudio de sismica de reflexión, proporcionan una edad para el inicio del volcanismo de Terciario inferior (60 Ma), esta estimación de la edad del volcanismo corresponde con una litosfera de 90 Ma que sustituida en la expresión de Bodine *et al.*, (1980) proporciona un espesor elástico teórico de 29,4 km. De donde resulta una diferencia de 14,4 km entre el espesor elástico empírico (15 km) obtenido a partir del estudio de la flexión y el espesor elástico teórico (29,4) ($T = 15 \text{ km}$, Tabla 1).

REJUVENECIMIENTO TÉRMICO Y ADELGAZAMIENTO LITOSFÉRICO

La diferencia entre el espesor elástico empírico y el teórico (ver Tabla 1) puede ser explicada como una consecuencia de las hipótesis de rejuvenecimiento térmico (Crough, 1978; Detrick y Crough, 1978). Volcanes aislados crecen en el fondo oceánico después que material intrusivo ha penetrado y calentado la litosfera. La intrusión y el calor provoca un adelgazamiento de la litosfera que está relacionado con su edad. Cuando el volcanismo cesa, la litosfera térmicamente rejuvenecida se enfría y comienza la subsidencia como si fuera litosfera normal. De esta manera, el rejuvenecimiento térmico produce una litosfera con las mismas propiedades que una litosfera más joven y puede considerarse como de una edad térmica equivalente, así el rejuvenecimiento térmico influye en las propiedades mecánicas de la litosfera.

La influencia del rejuvenecimiento térmico se puede observar en la Fig. 9, donde se presenta la profundidad de la isoterma de 450° en función del tiempo transcurrido una vez depositada la carga y del espesor de la litosfera después de adelgazada (L). La profundidad de la isoterma corresponde con la base de la capa elástica equivalente de la litosfera. La solución ha sido calculada para un modelo de una dimensión, para una litosfera de 90 Ma en el instante de aplicar la carga, partiendo de la solución de Crough (ver von Herzen *et al.*, 1982). En el eje de ordenadas de la Fig. 9, se observa que al espesor elástico de 15 km, le corresponde un espesor de la litosfera adelgazada de L = 25 km, considerando que el proceso de formación volcánica no es instantáneo sino que invierte unos 5 Ma.

La influencia de este adelgazamiento una vez calentada la litosfera en la profundidad y subsidencia del océano se muestra en la Fig. 10. En esta figura se observa la curva de subsidencia teórica que va desde 0 hasta 150 Ma. La subsidencia puede ser modificada por calentamiento; para el modelo del Archipiélago Canario esto ocurre a los 90 Ma (A), provocando diferentes curvas de subsidencia (Fig. 10) dependiendo del adelgazamiento ocasionado. Para la curva L₁ = 25 km se produce una elevación del fondo oceánico de 5,6 km a 4,4 km, ocasionando una anomalía de profundidad de 1,2 km. Ahora bien, la diferente subsidencia entre la curva teórica (Parsons y Sclater, 1977) y la nueva subsidencia ocasionada por el rejuvenecimiento térmico, indica que la anomalía de profundidad actual para una litosfera de 150 Ma es de 500 m (Fig. 10). La determinación precisa de la anomalía de profundidad actual para los fondos oceánicos cercanos al Archipiélago Canario, fundamental-

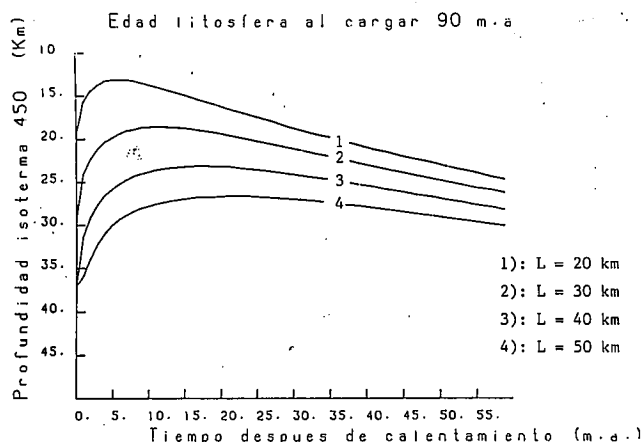


Fig. 9.—Profundidad de la isoterma de 450° en función del tiempo transcurrido una vez calentado. L es el adelgazamiento litosférico provocado por el calentamiento.

Fig. 9.—Depth of the 450°-isotherm as a function of the time after reheating. L is the lithospheric thickness after thinning caused by the reheating.

mente de la componente de longitud de onda larga es difícil debido a la presencia de una potente capa de sedimentos. Sin embargo parece razonable una estimación de la anomalía de profundidad entre los 500 a 1.000 m (utilizando una profundidad media de 4 km con 2 km de sedimentos), siendo este valor ligeramente inferior al obtenido en el cálculo (Fig. 10). De aquí podría deducirse que la edad de la litosfera en el instante de aplicar la carga (90 Ma), representa un valor mínimo pues si el volcanismo fuese anterior esto supondría una anomalía de profundidad menor (ver Fig. 10) en desacuerdo con los datos. Sin embargo una edad inferior ocasionaría una anomalía de profundidad algo mayor debido evidentemente al mayor gradiente al inicio de la subsidencia térmicamente modificada. De modo que bajo las hipótesis de un rejuvenecimiento térmico se explicaría primero la discrepancia en cuanto a los espesores elástico e implicaría una edad de Terciario inferior como límite del inicio del volcanismo en el área.

En la Fig. 11, se presenta el espesor mecánico de la litosfera para diferentes fosas y complejos submarinos, en función de la edad de la litosfera una vez depositada la carga, según McNutt (1984). En esta figura se ha introducido el Archipiélago Canario (este trabajo) y una serie de montañas submarinas y complejos volcánicos del Atlántico Norte (Verhoef y Collette, 1985). Estos datos confirman que la base (espesor) de la placa mecánica es siempre inferior a la profundidad de la isoterma de 550 °C (modelo térmico standard para placas litosféricas) esto podría explicarse por medio de intrusión

Tabla 1. Complejo volcánico canario.

(1) Edad fondo oceánico (Ma)	(2) Espesor elástico empírico (km)	(3) Edad calculada de (2) de la litosfera (Ma)	(4) = (1)-(3) Edad Archipiélago Volcánico Canario (Ma)	(5) Espesor elástico teórico de (1) (km)	(6) = (5)-(2) Adelgazamiento efectivo (km)
150	15	23,4	126,6	29,4	14,4

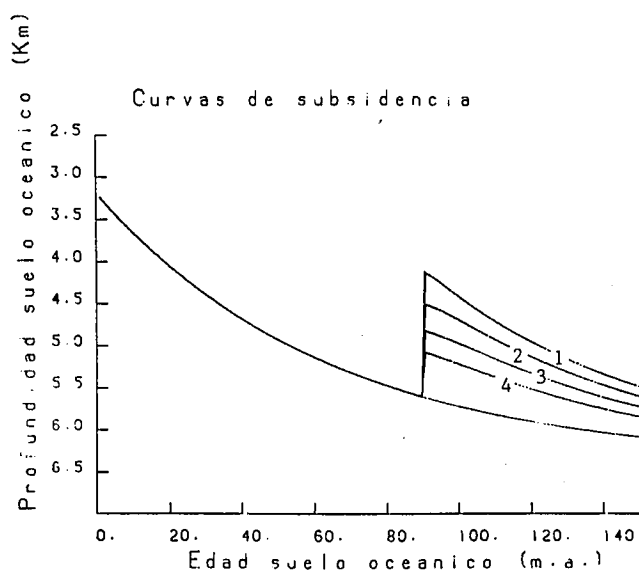


Fig. 10.—Curvas de la profundidad de la subsidencia en función de la edad de la litosfera. * Curva teórica para un océano iniciado en la cordillera medio-oceánica. Curvas 1-4, son variaciones de la subsidencia por calentamiento litosférico.

Fig. 10.—Curves of the subsidence depth as function of the age of the lithosphere. * Theoretical subsidence curve generated on MAR. Curves 1-4 are the subsidence variation by the effect of lithospheric reheating.

y calentamiento en la base de la litosfera, efecto que provocaría un adelgazamiento relacionado con su edad, temperatura y espesor, en definitiva un régimen de rejuvenecimiento térmico (Menard y McNutt, 1982).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los principales resultados obtenidos del análisis de los datos son, en cuanto al estudio de sismica de reflexión continua, la localización de dos reflectores importantes situados a unas profundidades medias de 500 m y 1.200 m respectivamente. En una primera aproximación, estos reflectores se han datado con sondeos mecánicos DSDP 415/416. El reflector más superficial (M) supone una discordancia estratigráfica entre el Mioceno medio/Mioceno superior, y el reflector más profundo (R) entre el Cretácico y el Terciario inferior. De esta datación se ha deducido que la edad de los edificios volcánicos submarinos se remonta probablemente al comienzo del Terciario (60 Ma) y se confirma la posibilidad de posteriores reactivaciones pudiéndose distinguir al menos una en el Mioceno medio (20 Ma).

Por otra parte no se ha encontrado ninguna indicación de alineaciones profundas entre Gran Canaria y las otras islas occidentales. En vista del hecho que la corteza ha sido deprimida varios km, tales alineaciones podrían estar localizadas a considerable profundidad, recubiertas por enormes cantidades de sedimentos y material volcánico, por lo que será muy difícil detectarlas por cualquier método geofísico.

Los datos de magnetismo han puesto de manifiesto la existencia de un mayor porcentaje de magnetización

normales que inversas, que son explicados mediante la sobreimpresión de la magnetización viscoso-remanente (VRM) sobre la magnetización remanente. En cuanto a las anomalías de baja amplitud (60 nT) paralelas a la costa de Lanzarote y Fuerteventura podría tratarse de una anomalía producida por una singularidad en el mecanismo de expansión del fondo oceánico, similar al de la anomalía J. Las anomalías magnéticas de alta frecuencia en los guyots se ha interpretado como una cima parcialmente no-magnetizada constituida por series volcano-sedimentarias de muy baja susceptibilidad magnética y con una magnetización para el núcleo de la estructura relativamente alta (6 A/m).

Los datos de gravimetría y en particular el estudio de la flexión de la litosfera están en consonancia con las edades obtenidas por métodos de correlación en el estudio de sismica, siempre y cuando se introduzca el concepto de rejuvenecimiento térmico que conlleva el hecho de adelgazamiento de la litosfera. Aceptando esta hipótesis se confirma una edad mínima para la litosfera de 90 Ma que supone una edad de 60 Ma (Terciario-inferior) para el probable inicio del volcanismo submarino canario.

La ocurrencia del volcanismo intraplacas en el Atlántico norte, no es un suceso aislado. Así existen los complejos volcánicos de las islas de Cabo Verde, Archipiélago Madeira, Archipiélago Canario. Algo que parece confirmarse para el Archipiélago Canario es la relación del volcanismo intraplacas con las anomalías de profundidad y de ahí con las anomalías de gravedad (Cochran y Talwani, 1977, 1978). Estas anomalías pueden observarse en los mapas de anomalías de aire libre y en los recientes datos de altimetría obtenidos por satélite (Francheteau, 1983). El hecho de tratar con longitudes de onda larga, provoca que la compensación esté situada a una mayor profundidad, es decir, en el manto. Esto concuerda con la idea de que el manto sublitosférico posee una densidad ligeramente inferior debido al efecto térmico que lleva implícito un rejuvenecimiento térmico. Para la determinación de la profundidad a la cual la anomalía está situada, será necesario estudiar un área mayor. Para tal estudio se podrían usar datos del geoide en relación con la batimetría y estructura geológica, sin olvidar que cualquier estudio de anomalías de profundidad en el área del archipiélago tendrá que considerar la contaminación producida por la proximidad del margen continental africano (p.ej. cinturón de anomalías gravimétricas asociadas al margen continental, Rabinowitz y Labrecque, 1977).

En cuanto al origen del Archipiélago Canario se refiere, ya se ha comentado en este trabajo la existencia de varias hipótesis, de entre las cuales citaremos las del punto caliente y la de una fractura litosférica. Además de las razones mencionadas anteriormente referente a la dificultad de explicar la génesis del archipiélago como un punto caliente, añadiremos que la existencia de una densa red de diques (Fúster *et al.*, 1968) en el Complejo Basal de Fuerteventura, implica una cierta extensión difícil de explicar en términos de un punto caliente y que sin embargo se ajustaría bien en cualquier mecanismo de

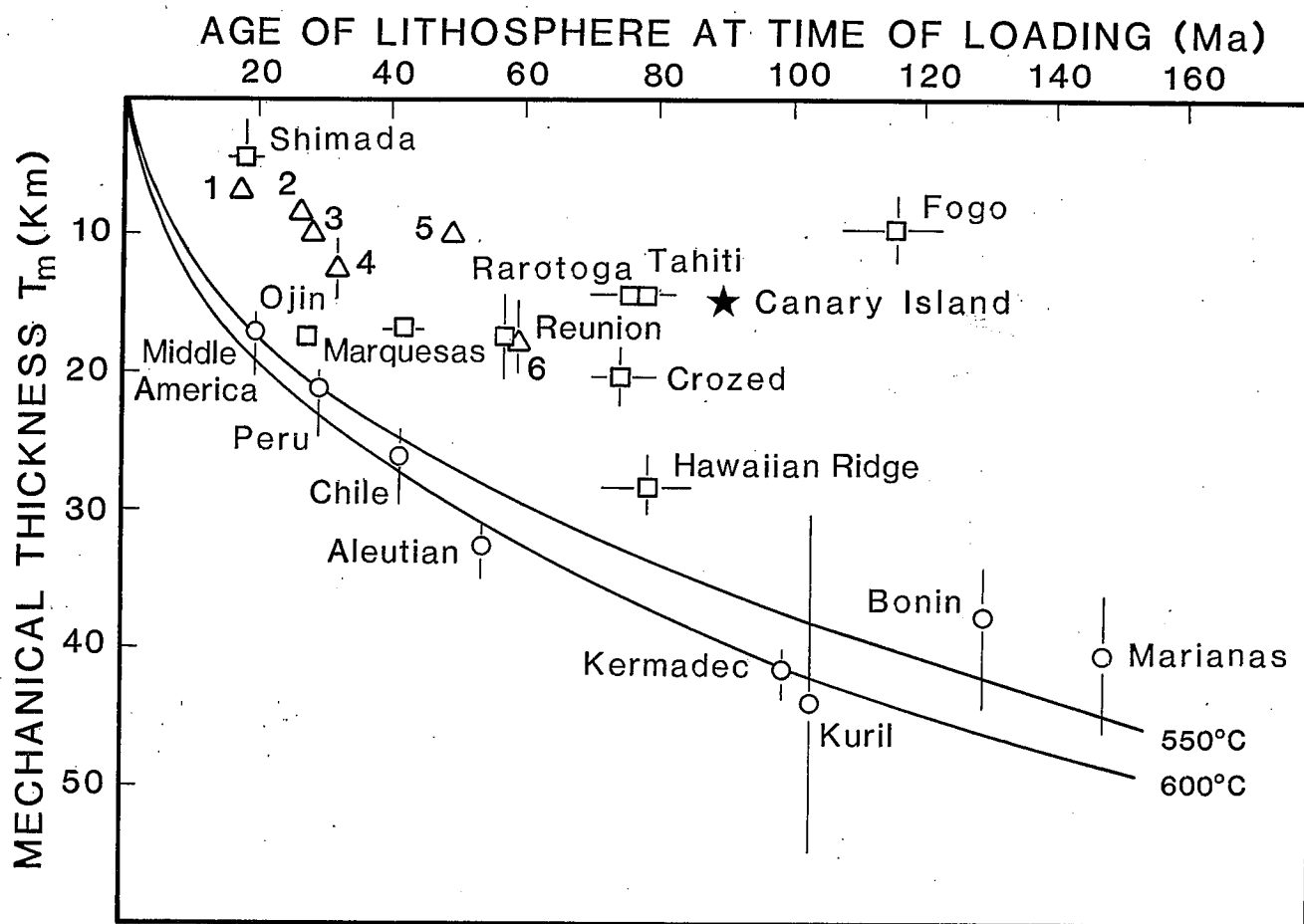


Fig. 11.—Espesor mecánico de la litosfera en función de la edad de la litosfera una vez depositada la carga (modificado de McNutt, 1984). Includiendo * Islas Canarias y serie de montañas submarinas de (Verhoef y Collette, 1985) 1: Atlantis, 2: Plato (oeste), 3: Tyro, 4: Plato (este), 5: Complejo de Cruiser, 6: Gran Meteor.

Fig. 11.—Mechanical thickness of the lithosphere as a function of the age of the lithosphere after loading (modified from McNutt 1984). Including The Canary Islands (*) and 1: Atlantis subgroup, 2: Plato seamount (west), 3: Tyro seamount, 4: Plato seamount (east), 5: Cruiser Complex, 6: Great Meteor seamount. (1-6 after Verhoef y Collette, 1985).

extensión. Así pues favorecemos la idea de una fractura litosférica. Las observaciones geofísicas han demostrado que existen importantes estructuras de carácter volcánico al norte del Archipiélago Canario, en dirección NNE-SSW que forman la Dorsal Canaria. Probablemente estas estructuras son de origen tectónico, demostrando que la región marginal canaria ha sufrido una deformación de cizalla, con tensión en las islas orientales y compresión en la zona norte (a lo largo del Atlas).

La Placa Africana entre finales del Cretácico e inicios del Terciario entra en colisión con Eurasia. En este régimen general compresivo aparecen unas directrices NE-SW, probablemente prefijadas por los movimientos tardihercínicos del sistema de fracturas de Agadir al NW africano. Esta fracturación litosférica localizada entre el Mesozóico y Cenozóico provocaría la relajación de los esfuerzos sublitosféricos y en consecuencia una intrusión en la base de la litosfera (Withjack, 1979) de magma procedente de la astenosfera. De este modo se produciría una atenuación litosférica provocada por el desplazamiento del límite entre la astenosfera y la litosfera debido al rejuvenecimiento térmico y por ende la elevación de todo el área donde se encuentra actualmente el Archipiélago Canario, produciendo una anomalía de pro-

fundidad. Sea cual fuere el mecanismo de fusión parcial en el manto bajo el área del archipiélago, una progresión E-W se halla superpuesta debido al movimiento de traslación de la placa.

Los cambios en la dirección de expansión en el Atlántico reconocidos en las proximidades de la anomalía 25 (59 Ma) (Roest, 1987) producen en el Paleoceno un periodo de quietud en la orogenia alpina que es reactivado (53 Ma) debido a un cambio radical en la dirección del movimiento relativo de Eurasia y África (Pitman y Talwani 1972; Dewey *et al.*, 1973). Esta situación pudo reactivar las fracturas dando inicio al volcanismo submarino Canario (Paleoceno/Eoceno). Posteriormente los periodos eruptivos coinciden con alteraciones en la expansión oceánica (Araña y Ortiz, 1986), provocando una dinámica tensional que hace posible la salida de los magmas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado parcialmente con los fondos proporcionados por una beca de colaboración entre el CSIC y la Universidad de Utrecht. La campaña

oceanográfica fue financiada por la Nederlandse organisatie voor Zuiver Wetenschappelijk Onderzoek. El autor quiere agradecer al Prof. B.J. Collette y al Dr. J. Verhoef la ayuda prestada por las fructíferas discusiones científicas. La parte gráfica ha sido confeccionada por E. Clavero finalmente un especial agradecimiento a toda la tripulación del buque M.V. Tyro.

BIBLIOGRAFÍA

- Abdel-Monem, A., Watkins, N.D., y Gast, P.W. (1971): Potassium-Argon ages, Volcanic stratigraphy and geomagnetic polarity history of the Canary Islands, Lanzarote, Fuerteventura and La Gomera. *Amer. Jour. Sci.*, 271, 490-521.
- Abdel-Monem, A., Watkins, N.D., Gast, P.W. (1972): Potassium-Argon ages, volcanic stratigraphy and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Tenerife, La Palma, and Hierro, *Amer. Jour. Sci.*, 272, 805-825.
- Anguila, F., y Hernán, F. (1975): A propagating fracture model versus a hot spot origin for the Canary Islands, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 27, 11-19.
- Araña, V., Hernán, F., y Ortiz, R. (1975): Deep structure of Timanfaya volcano and its implications on the Canarian Archipelago origin. *IUGG Mtg.*, Grenoble.
- Araña, V., y Ortiz, R. (1986): Marco geodinámico del volcanismo Canario. *An. Física*, 202-231.
- Banda, E., Dañobeitia, J.J., Suriñach, E., y Ansorge, J. (1981): Features of the crustal structure under the Canary Islands. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 55, 11-24.
- Baranov, V. (1957): A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics*, 22, 359-383.
- Bodine, J.H., Steckler, M.S., y Watts, A.B. (1981): Observations of flexure and the rheology of the oceanic lithosphere. *Jour. Geophys. Res.*, 86, 3.695-3.707.
- Bosshard, E., y MacFarlane, D.J. (1970): Crustal structure of the western Canary Islands from seismic refraction and gravity data, *Jour. Geophys. Res.*, 75, 4.901-4.917.
- Bullard, E.C., y Mason, R.G. (1963): The magnetic field over the oceans, In: *The Sea*, Vol. 3, M.N. Hill, ed., 175-217, Wiley-Interscience, New York.
- Cochran, J.R., y Talwani, M. (1977): Free-air gravity anomalies in the world's oceans and their relationship to residual elevation, *Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc.*, 50, 495-552.
- Cochran, J.R., Talwani, M. (1978): Gravity anomalies, Regional Elevation and the deep structure of the North Atlantic, *Jour. Geophys. Res.*, 83, 4.907-4.925.
- Collette, B.J., (1981): Volcanism and tectonic in the eastern North Atlantic, *EOS Trans. Amer. Geophys. Un.*, 62, 813.
- Crough, S.T. (1978): Thermal origine of mid-plate hot-spot swells, *Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc.*, 55, 451-469.
- Dañobeitia, J.J. (1980): *Interpretación de la estructura de la corteza en el Archipiélago Canario a partir de perfiles sísmicos profundos de refracción*. Tesis de Licenciatura, Univ. Madrid, 91 p.
- Dañobeitia, J.J., Verhoef, J., y Collette, B.J. (1983): Modelling of Magnetic anomalies in the Canary Archipelago, *EOS Trans. Amer. Geophys. Un.*, 63, 1.281.
- Dañobeitia, J.J. (1985): *Estudio geofísico submarino del Archipiélago Canario*, Tesis Doctoral, Univ. Madrid, 136.
- Dañobeitia, J.J., y Collette, B.J. (*in litt.*): Estudio mediante sísmica de reflexión del Archipiélago Canario.
- Dañobeitia y Verhoef: An iterative solution for the deflection caused by 3-D seamounts with variable infill. (*en preparación*).
- Dash, B.P., y Bosshard, E. (1969): Seismic and gravity investigations around the western Canary Islands, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 7, 169-177.
- Detrick, R.S., y Crough, S.T. (1978): Island subsidence, hot spots and lithospheric thinning, *Jour. Geophys. Res.*, 83, 1.236-1.244.
- Dewey, J.F., Pitman III, W.C., Ryan, W.B.F., and Bonnin, J. (1973): Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, 3.137-3.180.
- Dietz, R.S., y Sproll, V.P. (1970): East Canary Islands as a microcontinent within the Africa-North America continental drift fit, *Nature*, 226, 1.043-1.045.
- Dillon, W.P., y Sougy, J.M.A. (1974): Geology of West Africa and Canary and Cape Verde Islands., In: *The Ocean Basins and Margins, The North Atlantic.*, Plenum Press, New York, 2, 315-390.
- Francheteau, J., Harrison, C.G.A., Sclater, J.G., y Richards, M.G. (1970): Magnetization of Pacific Seamounts: a preliminary polar curve for the Northeastern Pacific, *Jour. Geophys. Res.*, 75, 2.035-2.061.
- Francheteau, J. (1983): The Oceanic Crust, *Scient. Amer.* 249, 68-86.
- Fuster, J.M. (1981): Evolución del Archipiélago Canario, *R. Acad. Ciencias Ex., Fís. y Nat.* 1, 1-61.
- Fuster, J.M., Cendrero, A., Gastesi, E., y López Ruiz, J. (1968): *Geología y volcanología de las Islas Canarias-Fuerteventura*, Consejo Sup. Invest. Cient., Madrid, 239.
- Fuster, J.M., Páez, A., y Sagredo, J. (1970): Significance of the basic and ultramafic rock inclusions in the basalts of Canary Islands, *Bull. Volcanol.*, 33, 631-665.
- Grunau, H.R., Lehner, P., Cleintuar, M.R., Allenbach, P., y Bakker, G. (1975): New radiometric and seismic data from Fuerteventura (Canary Islands, Maio (Cape Verde) and Tome (Gulf of Guinea). *Rev. Progr. Rep., Geodynamics Proj., Sci. Rep.* N° 13, North Holland Publ. Co., 90-118.
- Harrison, C.G.A. (1971): A seamount with a non-magnetic top, *Geophysics*, 36, 349-357.
- Hausen, H. (1958): On the geology of Fuerteventura (Canary Islands). *Soc. Sci. Fennica, Com. Phys.-Math.*, 22-1, 1-211.
- Hayes, D.E., y Rabinowitz, P. (1957): Mesozoic magnetic lineations and the Magnetic Quiet Zone off Northwest Africa, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 28, 105-115.
- Hertz, H. (1884): Uber das Gleichgewicht schwimmender elastischen Platten. In: *Gesammelte Werke von Heinrich Hertz*, vol. 1, 288-294.
- Hernández-Pacheco, A. (1973): Sobre el significado de las rocas granudas graboides de los Complejos Basales de las islas de Fuerteventura, La Palma y La Gomera, (Archipiélago Canario). *Estudios Geol.*, 29, 549-557.
- Jeffreys, H. (1959): *The Earth*. 4th Edition, Cambridge University Press, London.

- Lambeck, K., y Nakiboglu, S.M. (1980): Seamount loading and stress in the ocean lithosphere, *Jour. Geophys. Res.*, 85, 6.403-6.418.
- Lancelot, Y., Seibold, E., et al., (1977): *Init. Repts. Deep Sea Drilling Project, 41*, (U.S. Gov. Print. Of.). Washington, D.C.
- Lancelot, Y., Winterer E.L., the Shipboard party of Leg 50. (1977): In the Atlantic, Documenting early rifting. *Geotimes*, 22, 24-27.
- Levi, S. (1980): Paleomagnetism and some magnetic properties of the basalts from the Bermuda Triangle. *Init. Repts. Deep Sea Drilling Project*, 51-52-53, part 2, 1.363-1.378, (U.S. Gov. Print. Of.). Washington, D.C.
- Le Mouel, J.L., Galdeano, A., y Le Pichon X. (1972): Remanent magnetization vector direction and the statistical properties of magnetic anomalies, *Geophys. Jour. R. Astr. Soc.*, 30, 353-371.
- Lowrie, W., y Kent, D.V. (1978): Characteristics of VRM in Oceanic Basalts. *Jour. Geophys. Res.*, 44, 297-312.
- Luyendyk, B., Bunce, E.T. (1973): Geophysical study of the northwest African Margin off Morocco. *Deep Sea Res.*, 20, 537-549.
- McNutt, M.K. (1984): Lithospheric flexure and thermal anomalies. *Jour. Geophys. Res.*, 89, 11.180-11.195.
- McNutt, M.K., y Menard, H.W. (1978): Lithospheric flexure and uplifted atolls. *J. Geophys. Res.*, 83, 1.206-1.212.
- Menard, H.W., y McNutt, M.K. (1982): Evidence for and consequences of thermal rejuvenation. *J. Geophys. Res.*, 87, 8.570-8.580.
- Morgan, W.J. (1971): Convection plumes in the lower mantle, *Nature*, 230, 42.
- Morgan, W.J. (1972): Plate motion and deep mantle convection, *Mem. Geol. Soc. Amer.*, 132, 7-22.
- Parsons, B., y Sclater, J.G. (1977): An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *Jour. Geophys. Res.*, 82, 803-828.
- Pitman, W.C., y Talwani, M. (1972): Sea floor spreading in the North Atlantic. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83, 619-646.
- Plessard, C., y Prevot, M. (1977): Magnetic viscosity of submarine basalts, DSDP, Leg 37, In: Aumento, F., Melson, W.G. et al., *Init. Repts. Deep Sea Drilling Project, 37*, (U.S. Govt. Print. Of.). Washington, D.C.
- Rabinowitz, P.D., y Labrecque, J.L. (1977): The isostatic gravity anomaly: Key to the evolution of the ocean-continent boundary at passive continental margins. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 35, 145-150.
- Rabinowitz, P.D., Cande, S.C., y Hayes, D.E. (1979): The J-anomaly in the central North Atlantic ocean, In: Tucholke B.E., Vogt P.R., et al., *Init. Repts. Deep Sea Drilling Project, 43*, (U.S. Govt. Print. Of.). Washington, D.C., 879-885.
- Robertson, H.F., y Stillman, C.J. (1979): Submarine volcanic and associated sedimentary rocks of the Fuerteventura Basal Complex, Canary Islands., *Geol. Mag.*, 116, 203-214.
- Roest, W. (1987): Seafloor spreading pattern of the North Atlantic between 10° and 40° N, a reconstruction based on shipborne measurements and satellite altimeter data, *Geol. Ultraiectina*, 48, 1-121, Utrecht.
- Rothe, P., y Schmincke, H.U. (1968): Contrasting origins of the eastern and western islands of the Canarian Archipelago, *Nature*, 218, 1.152-1.154.
- Sánchez Guzmán, J., y Abad, J. (1986): Sondeo geotérmico Lanzarote-1. Significado geológico y geotérmico. *An. Fís.*, 102-110.
- Schmincke, H.U. (1967): Cone sheet swarm, resurgence of Tejeda Caldera and the early geologic history of Gran Canaria. *Bull. Volcanol.*, 31, 153-162.
- Stacey, F.D., y Banerjee, S.K. (1974): The physical principle of rock magnetism. *Developments in Solid Earth Geophysics*, 5, Elsevier Publ. Co.
- Staudigel, H., Schmincke, H.U. (1984): The Pliocene seamount of La Palma/Canary Islands. *Jour. Geophys. Res.*, 89, 11.195-11.215.
- Stets, J., Wurst, P. (1982): Atlas and Atlantic structural relations, In: *Geology of the Northwest African Continental Margin*, 69-85.
- Stillman, C.J., Fuster, J.M., Bennell-Baker, M.J., Muñoz, M., Smewing, J., Sagredo, J. (1975): Basal complex of Fuerteventura is an oceanic intrusive complex with rift-system affinities, *Nature*, 257, 469-470.
- Tucholke, B.E., y Ludwig, W.J. (1982): Structure and origin of the J-anomaly Ridge, Western North Atlantic Ocean, *Jour. Geophys. Res.*, 87, 9.389-9.407.
- Uchupi, E., Emery, K.O., Bowin, C.O., y Phillips, J.D. (1976): Continental margin off western Africa: Senegal to Portugal. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 60, 809-878.
- Vening Meinesz, F.A. (1931): Une nouvelle methode pour la reduction isostatique regionale de l'intensite de la pesanteur. *Bull. Geod.*, 29.
- Verhoef, J. (1984): *Geophysical study of the Atlantis-Meteor seamount complex. Geol. Ultraiectina*, 38, 153.
- Verhoef, J., y Collette, B.J. (1983): A Tear fault system beneath the Atlantic-Meteor Seamount Group, *Ann. Geophys.*, 1, 199-206.
- Verhoef, J. y Collette, B.J. (1985): A geophysical investigation of the Atlantis-Meteor seamount complex, *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch. Series B*, 88.
- Von Herzen, R.P., Detrick, R.S., Crough, S.T., Epp, D. y Fohn, U. (1982): Thermal origin of the Hawaiian swell: heat flow evidence and thermal models, *Jour. Geophys. Res.*, 87, 6.711-6.723.
- Watkins, J.S., Hoppe, K.W. (1979): Seismic reflection reconnaissance of the Atlantic Margin off Morocco, In: *Deep drilling results in the Atlantic Ocean, Continental margins and paleoenvironment*, M. Ewing Series 3, Am. Geophys. Un., 205-217.
- Watts, A.B. (1978): An analysis of isostasy in the world's oceans, 1: Hawaiian-Emperor seamount chain. *Jour. Geophys. Res.*, 83, 5.889-6.004.
- Watts, A.B., Bodine, J.H., y Steckler, M.S. (1980): Observations of flexure and the state of stress in the oceanic lithosphere, *J. Geophys. Res.*, 85, 6.369-6.376.
- Weigel, W., Goldflam, P., y Hinz, K. (1978): The crustal structure of the Conception Bank, Mar. *Geophys. Res.*, 3, 381-392.
- Williams, C.A., Verhoef, J., y Collette, B.J. (1983): Magnetic analysis of some large seamounts in the North Atlantic. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 63, 399-407.
- Wilson, J.T. (1973): Mantle Plumes and plate motions, *Tectonophysics*, 19, 146-164.
- Withjack, M. (1979): A convective heat transfer model for lithospheric thinning and crustal uplift. *Jour. Geophys. Res.*, 84, 3.008-3.022.

Recibido el 10 de septiembre de 1987
Aceptado el 2 de octubre de 1987