

Estudio geofísico de la corteza oceánica de la Cuenca Canaria (Atlántico Centro-Oriental)

C.R. RANERO^(1, 2) y E. BANDA⁽¹⁾

⁽¹⁾ Instituto de Ciencias de la Tierra "Jaume Almera", CSIC, Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona.

⁽²⁾ GEOMAR, Forschungszentrum für marine Geowissenschaften der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel. Wischhofstrasse 1-3, 24148 Kiel, ALEMANIA.

RESUMEN

El estudio combinado de datos de sísmica de reflexión de multicanal y de monocanal permite conocer la estructura de la corteza oceánica de la Cuenca Canaria y relacionarla con la historia de la expansión del fondo oceánico y las principales estructuras tectónicas formadas durante el Mesozoico en el Atlántico Central. La imagen sísmica de la estructura de la corteza ígnea oceánica es muy variable, con una topografía del basamento muy irregular en algunas áreas y suave en otras. La reflectividad interna es también muy variable, con una corteza prácticamente transparente desde el punto de vista sísmico en algunos segmentos, y altamente reflectiva en otros. En áreas con topografía del basamento irregular, la reflectividad está caracterizada fundamentalmente por reflexiones aisladas con fuertes buzamientos en la corteza superior-media, las cuales terminan en algunos casos en la corteza inferior. Por el contrario, en algunas áreas con topografía del basamento suave la reflectividad está muy extendida, principalmente en la corteza inferior. El espesor cortical puede ser estimado a lo largo de la mayoría de los perfiles de sísmica de reflexión de multicanal, estando delimitado el límite corteza-manto por reflexiones subhorizontales. El espesor cortical en tiempos dobles es, generalmente, de 2,0 s aunque localmente, y especialmente en áreas con topografía suave es de 2,5 s y hasta 3,0 s. La variabilidad de la estructura cortical encontrada en la Cuenca Canaria puede ser explicada teniendo en cuenta el marco geodinámico en el que se formó. La corteza oceánica con topografía irregular y reflectividad dispersa se formó en una dorsal lenta típica, caracterizada por una importante actividad tectónica extensional. La corteza oceánica con topografía suave y reflectividad abundante se formó en una dorsal lenta en la que los procesos de formación de corteza estuvieron modificados por la presencia cercana de una anomalía térmica en el manto.

Palabras clave: Corteza oceánica. Sísmica de reflexión. Reflectividad. Procesado. Punto caliente. Atlántico Centro-Oriental. Cuenca Canaria.

ABSTRACT

The combined study of single- and multi-channel seismic reflection data allow us to understand the structure of the Canary Basin oceanic crust and their relationship with the seafloor spreading history and main tectonic features formed during Mesozoic times on the Central Atlantic. The seismic image of the oceanic crust is very variable, with an irregular to smooth basement topography. The crustal inner reflectivity is also very variable, from transparent to highly reflective, depending on the segment. Where the basement topography is irregular, the main features are strongly dipping isolated reflections from the upper-middle crust, eventually reaching the lower crust. By the contrary, in areas with smooth basement topography, reflectivity is largely extended, particularly in the lower crust. Crustal thickness can be estimated along most of the multi-channel seismic reflection profiles, being delimited by sub-horizontal reflections in the crust-mantle boundary. The crustal thickness is generally of 2.0 s TWTT, although in areas with smooth topography values between 2.5 and 3 s can be reached. The geodynamic setting where the Canary Basin formed could explain the variability of its crustal structure. The oceanic crust with irregular topography and disperse reflectivity should have been formed in a typical slow spreading ridge with an important extensional tectonic activity. By the other hand, oceanic crust with smooth topography and abundant reflectivity should have been formed in a slow spreading ridge where crust-generating processes were modified by the nearest presence of a mantle thermal anomaly.

Keywords: Oceanic crust. Seismic reflection. Reflectivity. Processing. Hot spot. Central Atlantic. Canary Basin.

INTRODUCCION

Hasta hace bien poco tiempo, el conocimiento de la estructura de la corteza oceánica se ha basado esencialmente en experimentos de sismica de refracción y en el estudio de afloramientos de escamas de litosfera oceánica obducidas (ofiolitas). En los experimentos de refracción, la resolución horizontal es del orden de varios kilómetros y la vertical de cientos de metros debido al gran espaciado entre las estaciones de disparo y registro. Por su parte, los estudios de ofiolitas están restringidos por la extensión de los afloramientos y por un buen número de interrogantes relacionados con su origen y emplazamiento. Además, hay un consenso cada vez mayor acerca de que muchas ofiolitas no representan corteza oceánica normal sino corteza formada encima de zonas de subducción (Pearce, 1991; Elthon, 1991; Jener *et al.*, 1991). Los procesos de desmembramiento y alteración relacionados con su emplazamiento contribuyen a aumentar la controversia sobre su interpretación.

A pesar de estos interrogantes, la mayoría de las interpretaciones de datos sísmicos han estado principalmente basadas en comparaciones con observaciones en complejos ofiolíticos. Diferentes trabajos en ofiolitas han puesto de manifiesto la presencia de una estratigrafía cortical compuesta por 2-3 km de material volcánico extrusivo y diques subverticales encima de 3-5 km de gabros y peridotitas (Penrose Conference, 1972; Casey y Karson, 1981; Christensen y Smewing, 1981; Pallister y Hopson, 1981; Karson *et al.*, 1984; Nicolas *et al.*, 1988a, b). Por otra parte, los experimentos de sismica de refracción han documentado que la estructura sísmica de la corteza oceánica en todo el mundo es relativamente constante y puede describirse, para corteza madura (> 5-10 Ma), como formada por tres capas de velocidades compresionales (V_p) netamente diferentes: la capa 1 constituida por sedimentos con V_p menores de 4,0-4,5 km/s, la capa 2 con V_p de 5,0-6,5 km/s y la capa 3 con V_p de 6,5-7,5 km/s (Spudich y Orcutt, 1980; White, 1984; White *et al.*, 1992). Mediciones de velocidades en muestras de complejos ofiolíticos han mostrado una buena correlación entre las V_p de los materiales volcánicos extrusivos y de diques, y las V_p de la capa sísmica 2, así como de las V_p de gabros con las de la capa sísmica 3 (Salisbury y Christensen, 1978; Christensen y Smewing, 1981; Karson *et al.*, 1984; Brocher *et al.*, 1985). Esta correlación ha contribuido a la difusión de una imagen simplista de la estructura de la corteza ígnea oceánica según la cual persistiría una misma estratigrafía cortical típica a cualquier velocidad de expansión, o sea material volcánico (lavas almohadilladas y coladas) encima de diques y éstos sobre una capa más o menos gruesa de rocas gabroicas.

Sin embargo, el estudio de dorsales lentas actuales está demostrando que su estructura se aleja bastante de la estratigrafía cortical considerada típica. Sondeos, dra-

gados, y observaciones y muestreo con submarinos en la Dorsal Medio-Atlántica han revelado reiteradamente la ocurrencia de peridotitas y gabros a poca profundidad, o incluso aflorando en el fondo marino, en áreas alejadas de zonas de fractura (Karson *et al.*, 1987; Rona *et al.*, 1987; Juteau *et al.*, 1989; Zonenshain *et al.*, 1989; Mével *et al.*, 1991; Cannat *et al.*, 1992). Este tipo de expansión oceánica ha sido datada en diferentes áreas del Atlántico Central en corteza de 37 Ma (Shipboard Scientific Party ODP Leg 82, 1985). Además, a partir del estudio de las ofiolitas alpino-apeninas, Lagabriele y Cannat (1990) sugieren que el mismo ya era activo en el Tetis jurásico.

En los últimos años, la sismica de reflexión de multicanal ha aportado una nueva dimensión al estudio de la estructura de la corteza oceánica, permitiendo cubrir el hueco existente entre técnicas con diferentes escalas de trabajo, como la sismica de refracción y los estudios de campo de ofiolitas. La sismica de reflexión ofrece, por otra parte, la posibilidad complementaria de obtener información a lo largo de grandes transectos (cientos de kilómetros) con una resolución relativamente buena (decenas a cientos de metros).

Una de las mayores aportaciones de la sismica de reflexión de multicanal ha sido mostrar que la estructura de la corteza oceánica no es tan simple como parecía y que existen diferencias fundamentales entre cortezas creadas a diferentes velocidades de expansión e incluso dentro de cortezas creadas a velocidades similares (NAT, 1985; Detrick *et al.*, 1987; White *et al.*, 1990; Banda *et al.*, 1992; Mutter y Karson, 1992). En la Cuenca Canaria, los datos de sismica de reflexión de multicanal muestran que si bien su corteza oceánica se formó a velocidades de expansión similares, sus características sísmicas y geológicas varían espectacularmente en unos pocos kilómetros. Los cambios bruscos en la topografía del basamento ígneo, en la reflectividad interna o en el espesor cortical, aparecen con claridad en los perfiles sísmicos. Estos cambios deben estar forzosamente relacionados con variaciones areales en los procesos de formación de corteza oceánica a lo largo de la Dorsal Medio-Atlántica mesozoica. Para su interpretación es, por tanto, absolutamente necesario el conocimiento detallado de la historia de la expansión oceánica mesozoica y su marco tectónico en esta región del Atlántico Central.

SÍSMICA DE REFLEXIÓN DE MULTICANAL

En Enero de 1988, el buque M/V Geco Tau de la Compañía Geofísica de Noruega (GECO A.S.) obtuvo 2.000 km de datos de sismica de reflexión de multicanal, gravedad y magnetismo, distribuidos en tres perfiles regionales de unos 600-700 km cada uno en el área de la Cuenca Canaria (Fig. 1).

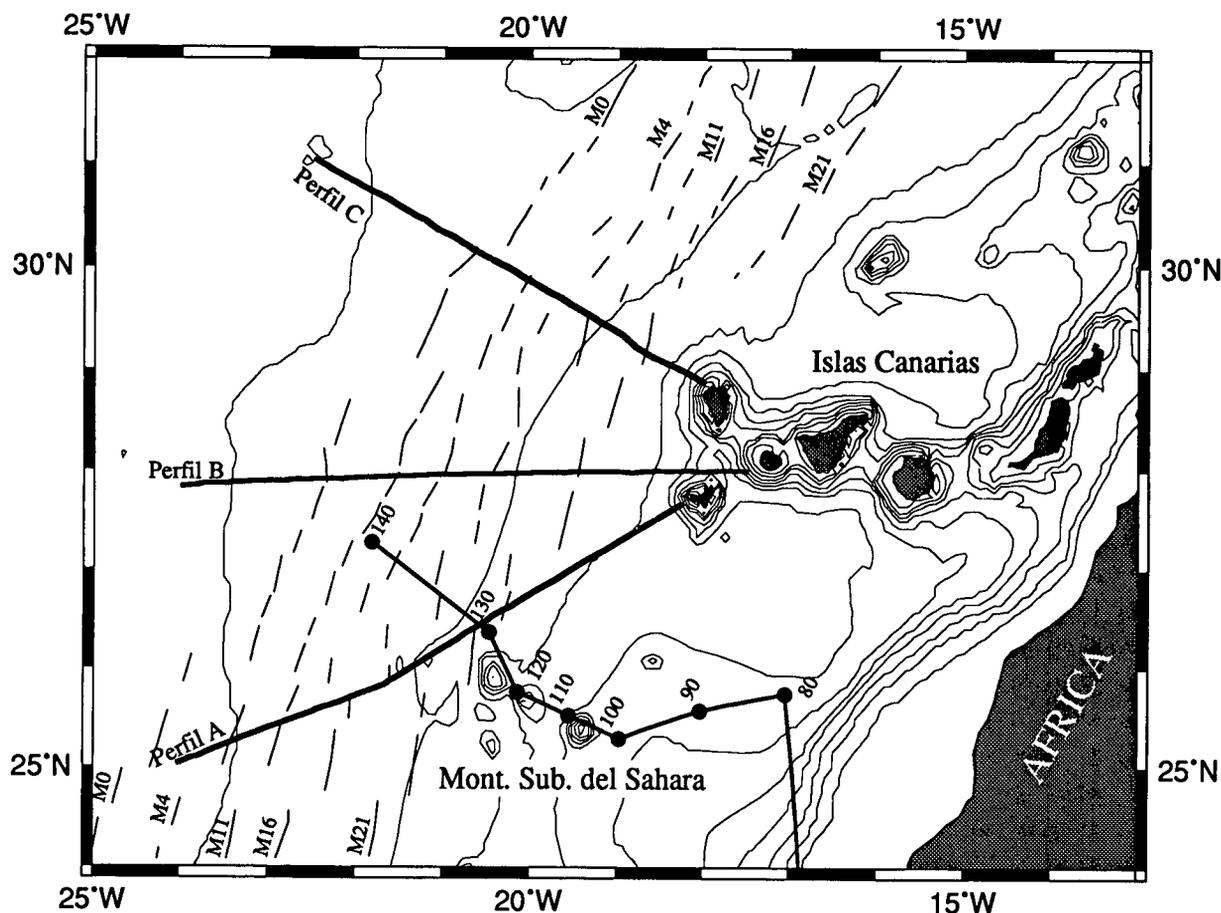


Figura 1.- Mapa batimétrico del Atlántico Centro-Oriental en las cercanías del archipiélago Canario (isóbatas cada 500 m). Se indica la posición de los perfiles de sismica de reflexión de multicanal, A, B y C analizados en este estudio. M0, M4, M11, M16 y M21 son anomalías magnéticas tomadas de Roest et al. (1992). Nótese la traza del punto caliente de Cabo Verde (edades en millones de años) respecto a la placa Africana (Morgan, 1983).

Figure 1.- Bathymetric map of the eastern Atlantic region near the Canary Islands (contours each 500 m). Lines A, B, C are the multichannel seismic profiles used for this study. M0, M4, M11, M16 and M21 are the oceanic magnetic anomalies from Roest et al. (1992). Note the Green Cap hot spot trace respect the African plate (age in millions of years) (Morgan, 1983).

Adquisición de los datos de sismica de reflexión de multicanal

El M/V Geco Tau portaba una fuente de energía compuesta por un conjunto de 34 cañones de aire distribuidos en 6 subgrupos (Super Wide Air Gun®). El Super Wide Air Gun® obedece a un modelo de radiación que focaliza la energía sísmica en dirección vertical, favoreciendo así la atenuación de la dispersión de la energía producida por la fuente. Ello le convierte en una herramienta muy eficaz en materiales, como la corteza oceánica, en que la velocidad de suma de trazas (*stacking*) de la energía dispersada es cercana a la velocidad de eventos sísmicos primarios (Lynn y Larner, 1989; Ranero, 1993).

La fuente de energía sísmica tenía un volumen total de 6.276 pulgadas cúbicas (≈ 105 litros), siendo dispa-

da cada 50 metros a una presión de 2.000 p.s.i. (libras por pulgada cuadrada), a una profundidad media de 7,5 metros. Esto produjo una cobertura del 3.000% con una separación de 12,5 metros para los grupos de punto de reflexión común.

La señal sísmica fue recibida en un *streamer* analógico con una longitud activa de 3.000 metros, a 12,5 metros de profundidad. El *streamer* tenía 120 grupos de registro (canales), de 25 metros de largo cada uno, con 40 hidrófonos por grupo.

Los datos sísmicos fueron registrados en un sistema de conversión analógico a digital DSS/DFS V, con un filtro pasabanda de 3,5 (18) - 64 Hz (72 dB/octava), usando un muestreo de 4 ms y una longitud de registro de 16 s. El formato de registro fue el SEG GCR multi-

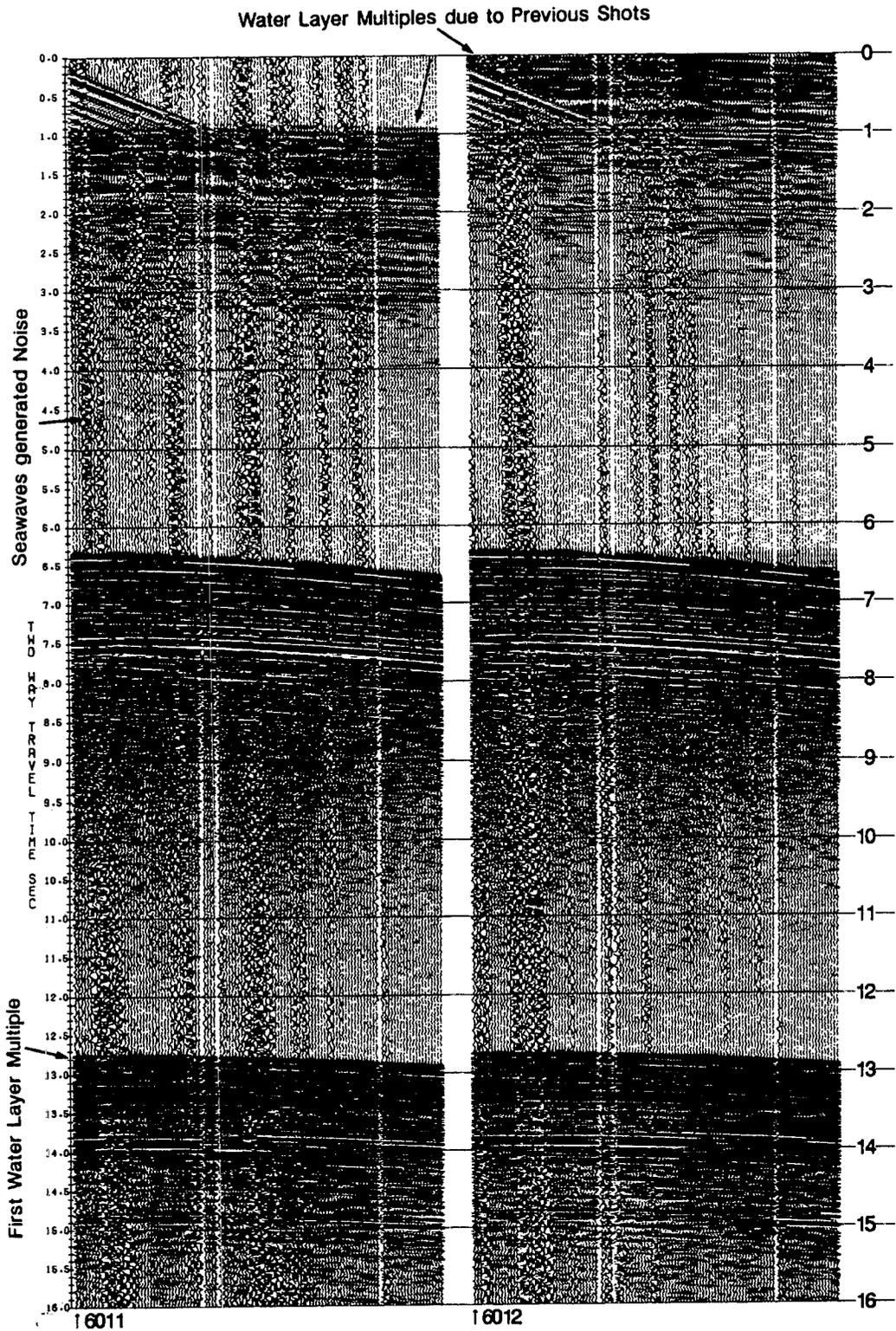


Figura 2.- Registros de los disparos 6011 y 6012 del perfil C. Ruido de gran amplitud, baja frecuencia y baja velocidad cruza el registro desde 0 a 16 s. Este ruido es generado por el oleaje y aparece en algunos tramos del perfil C, durante cuya adquisición el estado de la mar fue malo.

Figure 2.- Records of the 6011 and 6012 shots from line C. High amplitude, low frequency and low velocity noise cross over the record from 0 to 16 s. This noise is made by the seawave action.

plexado. El control de formato y el demultiplexado al formato SEG-D 8015 fueron llevados a cabo a bordo.

Análisis y procesado de los datos de sísmica de reflexión de multicanal

Los datos de sísmica de reflexión de multicanal fueron procesados en dos etapas. Las líneas A, B y C (Fig. 1) fueron procesadas hasta la suma de trazas en el centro de procesado de la compañía GECO. Con posterioridad, la línea C fue reprocesada y, junto con las líneas A y B, migrada en el Earth Observatory Lamont Doherty de la Universidad de Columbia (Nueva York).

El procesado en el centro de la compañía GECO fue el estándar para datos comúnmente adquiridos para compañías petroleras. Los registros de disparos fueron reordenados en grupos de punto de reflexión común y se llevaron a cabo los análisis de velocidades. Los pasos siguientes fueron la deconvolución predictiva, la corrección del *normal move out* y la suma de trazas.

Los perfiles sísmicos A y B mostraban la imagen sísmica de la estructura de la corteza oceánica con una calidad relativamente buena. Sin embargo, la imagen sísmica obtenida en el perfil C presentaba una calidad baja, con grandes segmentos en los que la estructura de la corteza estaba pobremente definida. Con objeto de mejorar dicha imagen sísmica, la línea C fue completamente reprocesada tomando las cintas de campo. Con este reprocesado, cuyos pasos se describen en los apartados siguientes, se ha tratado de mejorar la imagen sísmica de la estructura interna del basamento oceánico, de demostrar el origen primario de las reflexiones en la corteza ígnea y de evaluar la posible presencia de artefactos sísmicos.

Atenuación del ruido

Durante la edición de registros de disparos para la corrección de trazas con ruido y con inversiones de polaridad, a lo largo de una gran parte del perfil C se constató la presencia de ruido proveniente de olas debidas al mal tiempo reinante durante la adquisición de esta línea sísmica. Este ruido llegaba a contaminar entre el 20 y el 40 % de los registros sísmicos a tiempos de interés (Fig. 2). Las altas amplitudes y los contenidos en frecuencias (3-10 Hz) de este ruido debido al oleaje hacen necesaria su atenuación en los primeros estadios de procesamiento. Esto se llevó a cabo mediante un filtro que analiza el contenido en amplitudes de las trazas de registros de disparos de manera consecutiva en una cierta ventana de tiempo y que calcula la amplitud media en modo continuo. Las amplitudes de las trazas son ecualizadas atenuando las amplitudes de las trazas ruidosas y preservando al mismo tiempo la información sobre variaciones laterales de la amplitud en las trazas sísmicas (Fig. 3).

Un segundo tipo de ruido encontrado en la línea C es el producido por la dispersión de las ondas sísmicas en la superficie irregular del techo del basamento oceánico. Este tipo de ruido aparece en los registros de los disparos en forma de llegadas aproximadamente hiperbólicas con pendientes positivas y negativas (hacia la derecha o a la izquierda en los registros sísmicos) (Fig. 4). Esta clase de ruido es típica de los registros sísmicos adquiridos en corteza oceánica debido a la alta reflectividad de la interficie sedimentos-basamento, donde se produce una fuerte dispersión de las ondas sísmicas (Tsai, 1984, 1985). Cuando los datos son reorganizados en grupos de punto de reflexión común, el ruido proveniente de la dispersión de ondas muestra una alta coherencia. Correcciones con una velocidad adecuada pueden atenuarlo parcialmente durante la suma de trazas. Sin embargo, las colas de las hipérbolas de difracción no quedan completamente suprimidas, apareciendo como ruido con fuertes buzamientos que en algunos casos pueden semejar reflexiones reales. Su atenuación antes de la sumación de trazas es, por tanto, muy beneficiosa (Larner, 1983; Tsai, 1984).

Las distintas pendientes de las llegadas hiperbólicas y de las reflexiones reales, permiten atenuar este ruido coherente mediante un filtro de pendientes en el dominio de los registros de disparos. Los datos se filtraron con un filtro diseñado por Peter Buhl del grupo de sísmica de multicanal del Earth Observatory Lamont Doherty siguiendo el método de Ryu (1982) (P. Buhl, com. pers.). El filtro es aplicado en el dominio tiempo/distancia e implica la combinación de 15 trazas adyacentes con diferentes factores de peso que decrecen desde la traza central a las trazas exteriores con unas velocidades de filtrado de $-1/0,35$ a $+1/0,35$ km/s (Fig. 5). Debido al enorme volumen de datos (más de 14.000 disparos), y para ahorrar tiempo de cálculo, durante los siguientes pasos del procesado sólo se utilizó la mitad de trazas. Además, el intervalo de grupos de punto de reflexión común fue aumentado a 25 m para mantener la cobertura inicial de 3.000%. Varias pruebas sobre la influencia debida a esta disminución del número de trazas en el resultado final en las secciones sísmicas mostraron que era mínima.

Modelos de velocidades y evaluación de artefactos sísmicos

Las velocidades de corrección del *normal move out* se calcularon de manera diferente para la corteza ígnea oceánica y para la cobertera sedimentaria. La cobertera sedimentaria fue dividida en diferentes unidades sísmicas, realizándose los análisis de velocidades en las cuencas más profundas, donde las unidades están mejor definidas. Se obtuvieron así las velocidades de intervalo para cada unidad. Las velocidades de la corteza ígnea tuvieron que ser calculadas de manera distinta debido a que la dispersión aleatoria de las reflexiones en el basamento hacía difícil la estimación de las velocidades corticales a partir de los análisis de velocidades.

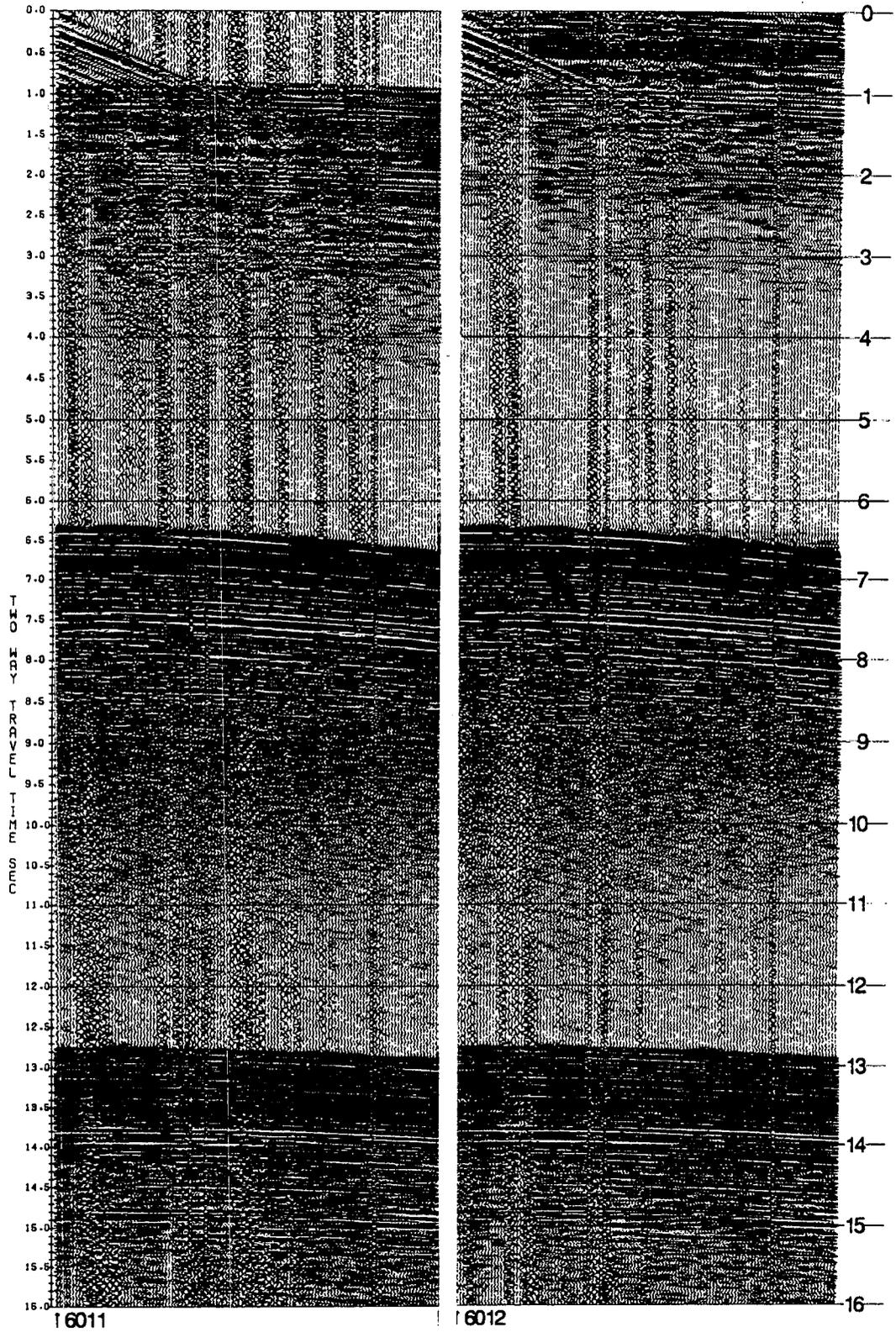


Figura 3. Registros de los disparos 6011 y 6012 del perfil C después de la atenuación del ruido. Compárese con la Figura 2.

Figure 3.- Records of the 6011 and 6012 shots from line C after noise attenuation. Compare with Figure 2.

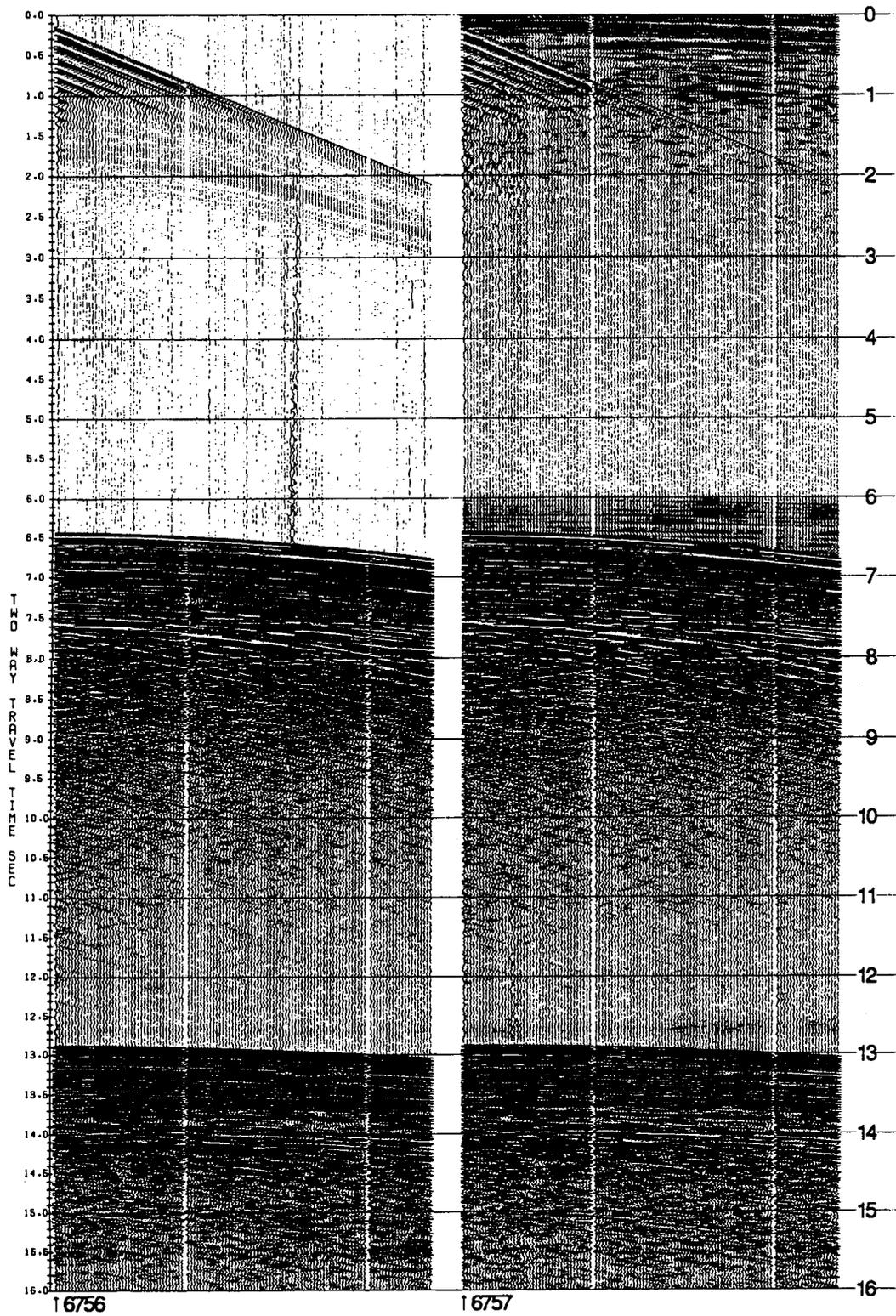


Figura 4.- Registros de los disparos 6756 y 6757 del perfil C. Entre 8 y 10,5 s, los registros están contaminados por ruido hiperbólico procedente de la dispersión de la energía sísmica en la superficie irregular del techo del basamento.

Figure 4.- Records of the 6756 and 6757 shots from line C. From 8 to 10.5 s, an hyperbolic noise produced by dispersal of the seismic energy over the irregular top of the basement is shown.

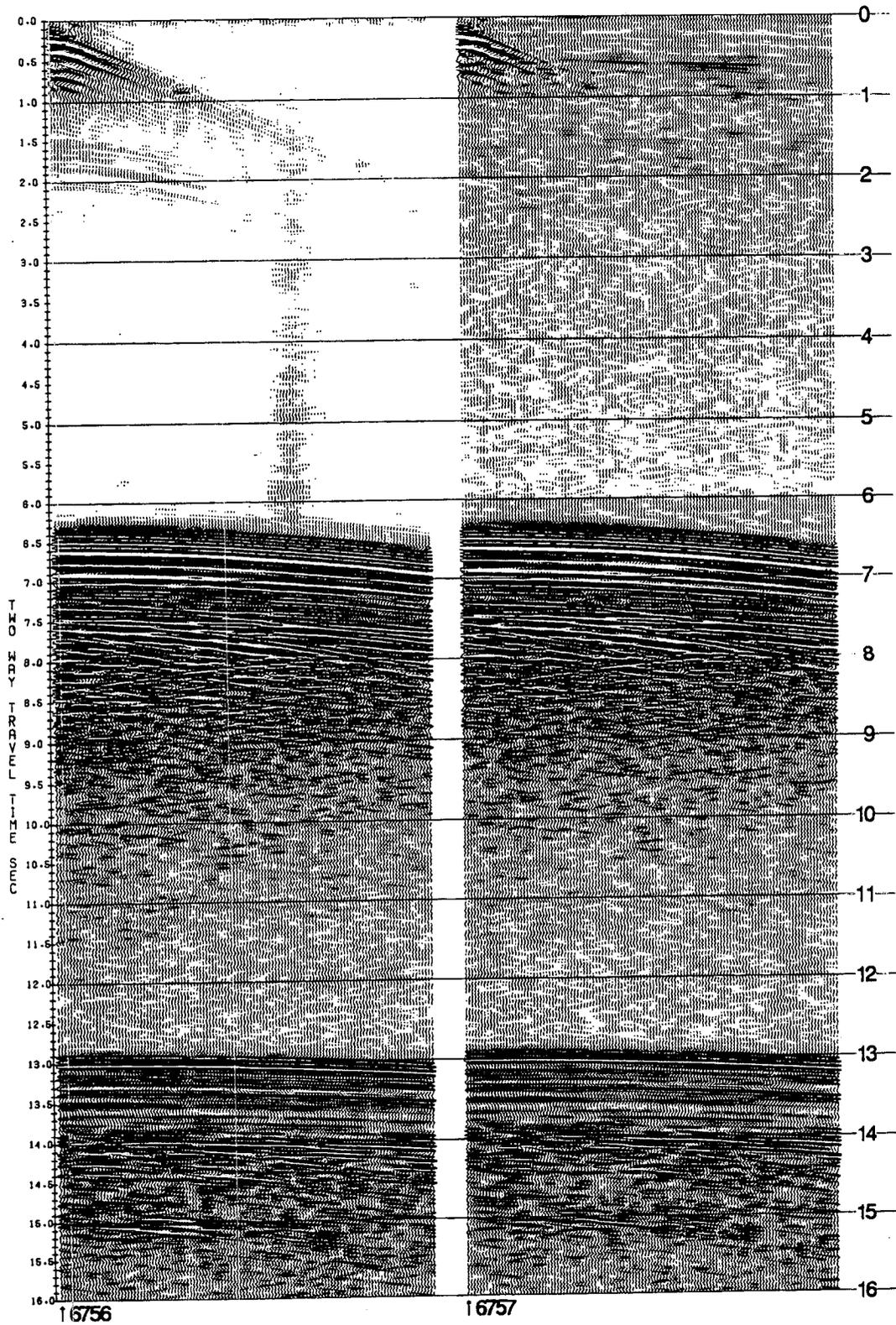


Figura 5.- Registros de los disparos 6756 y 6757 del perfil C después de aplicar un filtro de pendientes. Compárese con la Figura 4.

Figure 5.- Records of the 6756 and 6757 shots from line C after slope filtering. Compare with Figure 4.

En la mayor parte del área de estudio, la profundidad de agua supera los 4.000 m y el espesor sedimentario es de 1 a 2 km. Por tanto, las reflexiones de la corteza ígnea aparecen a 8-11 s en tiempos dobles. Para tiempos de recorrido de esta magnitud, y con velocidades de intervalo que varían entre 6 y 7,5 km/s, el *normal move out* es muy pequeño y, por tanto, la calidad del *stack* final es bastante insensible a variaciones moderadas en la velocidad de intervalo. Teniendo esto en cuenta, se utilizó un modelo de velocidades basado en resultados obtenidos en corteza oceánica de edad similar, donde las velocidades son conocidas con mayor precisión. Numerosos experimentos de sismica de refracción en el Océano Atlántico han mostrado que las velocidades del basamento varían dentro de unos límites bien determinados para corteza formada lejos de estructuras anómalas como, por ejemplo, zonas de fractura (White, 1984; White *et al.*, 1992). En el procesamiento de los datos de la Cuenca Canaria se utilizó un modelo de velocidades similar al obtenido en el área de Blake Spur en el Atlántico centro-occidental en corteza de edad similar (White *et al.*, 1990; Minshull *et al.*, 1991).

Con objeto de comprobar la calidad de los modelos de velocidades, la posible presencia de artefactos sísmicos y el origen primario de las reflexiones en el basamento, los datos fueron procesados no sólo con el modelo velocidades del Blake Spur sino que, además, se procesaron con modelos de velocidades más bajas y más altas (Fig. 6). Este método no sólo es adecuado para comprobar la calidad de nuestro modelo de velocidades, sino que también lo es para detectar posibles reflexiones provenientes de fuera del plano del perfil sísmico y que aparecerían mejor delineadas en los datos procesados con las velocidades más bajas. Siguiendo este esquema, se consigue un buen control a lo largo de todo el perfil sísmico sin necesidad de realizar estudios de reflexiones individuales.

El análisis de los datos sísmicos permite afirmar que las reflexiones que aparecen en las imágenes sísmicas del basamento ígneo son reflexiones primarias, con velocidades correspondientes a la corteza ígnea oceánica y que, por lo tanto, han sido originadas por estructuras geológicas existentes en el basamento.

Migración

Las reflexiones que aparecen en las secciones sísmicas sólo se corresponden con su posición real en el subsuelo si el reflector es una superficie plana. Bajo cualquier otra condición, los eventos sísmicos deben ser migrados para colocarlos correctamente en el subsuelo. La migración puede ser descrita como el proceso que mueve reflexiones buzantes a su posición real en el subsuelo y que colapsa las hipérbolas de difracción mejorando de esta manera la delineación de estructuras geológicas.

Los datos sísmicos fueron migrados en el dominio de las frecuencias/número de onda (Stolt, 1978; Chun y Jacewitz, 1981). La migración de datos profundos de corteza continental ha sido generalmente problemática, incluso cuando los datos tenían una buena relación señal/ruido (Warner, 1987). Por el contrario, la migración de datos de corteza oceánica, con objetivos tan profundos (en tiempos dobles) como en corteza continental, generalmente produce buenos resultados. Esto se debe a la gruesa capa de agua con velocidad constante y, probablemente, a que la cobertera sedimentaria tiene ligeras variaciones de velocidad. Por lo tanto, la sección con una estructura de velocidades sísmicas vertical y/o lateral relativamente inhomogénea se reduce a los 2-3 segundos, en tiempos dobles, del basamento ígneo.

La migración de los datos de la Cuenca Canaria fue muy eficaz, produciendo el colapso de las hipérbolas de difracción procedentes de la superficie irregular del techo del basamento y, por lo tanto, mejorando la imagen sísmica de la corteza superior-media (Figs. 7 y 8). Además, recolocó las reflexiones buzantes y colapsó los eventos hiperbólicos al final de las reflexiones de la corteza inferior. Esto tuvo un doble resultado: por una parte, clarificó la arquitectura de las reflexiones de la corteza inferior y, por otra, mejoró la continuidad de las reflexiones del límite corteza-manto (Figs. 7 y 8). En conclusión, la migración se mostró como un proce-

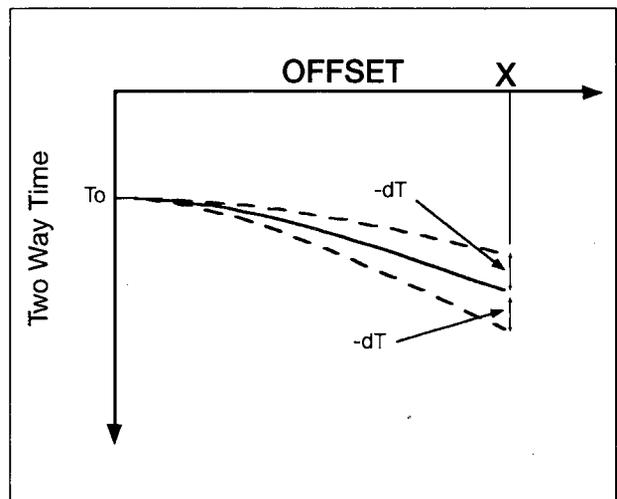


Figura 6.- Curvas hiperbólicas tiempo-distancia a lo largo de las cuales se llevaron a cabo tres sumas de trazas diferentes. La curva sólida central está definida por la velocidad del modelo original. Las hipérbolas a trazos se ha definido modificando la velocidad del modelo de tal manera que para una distancia X se produce un alejamiento determinado de la hipérbola original, expresado en tiempos dobles ($\pm dT$).

Figure 6.- Hyperbolic travel time curves for which the different stacks were carried out. The central curve (solid) is defined by the V_{rms} of the original model. The dashed hyperbolae are defined by varying the original V_{rms} such that, at offset X , they depart from the original hyperbola by a fixed amount of time ($\pm dT$).

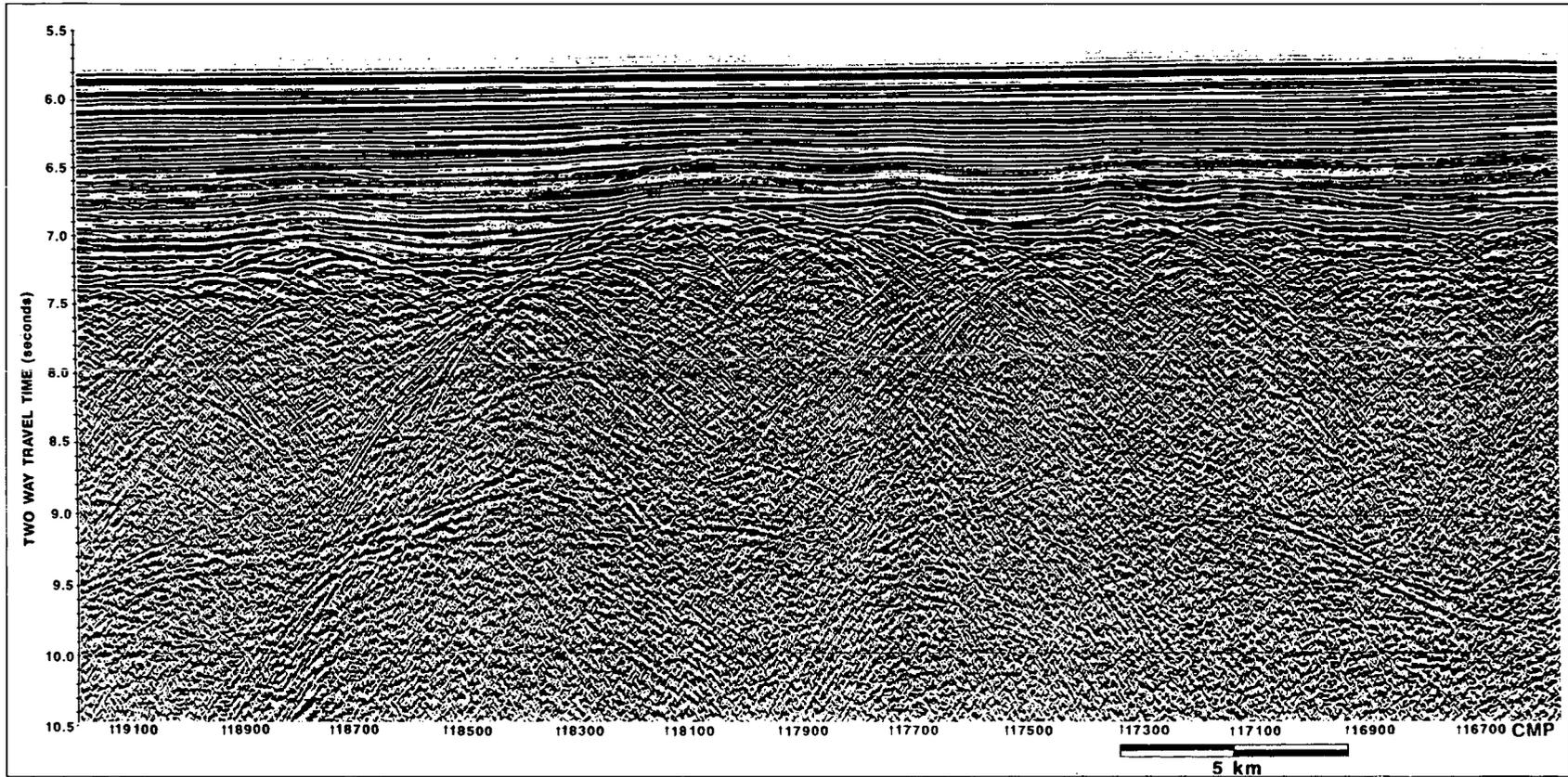


Figura 7.- *Stack* no migrado de un tramo del perfil A. La estructura sísmica de la corteza oceánica está fuertemente enmascarada por llegadas hiperbólicas del techo del basamento y de los extremos de los reflectores intracorticales. Localización en Figura 14.

Figure 7.- *Stack* from a segment of line A. The seismic structure of the igneous crust is strongly obscured by hyperbolic arrivals from the top of the igneous basement and the edges of intrabase-ment reflections. For location, see Figure 14.

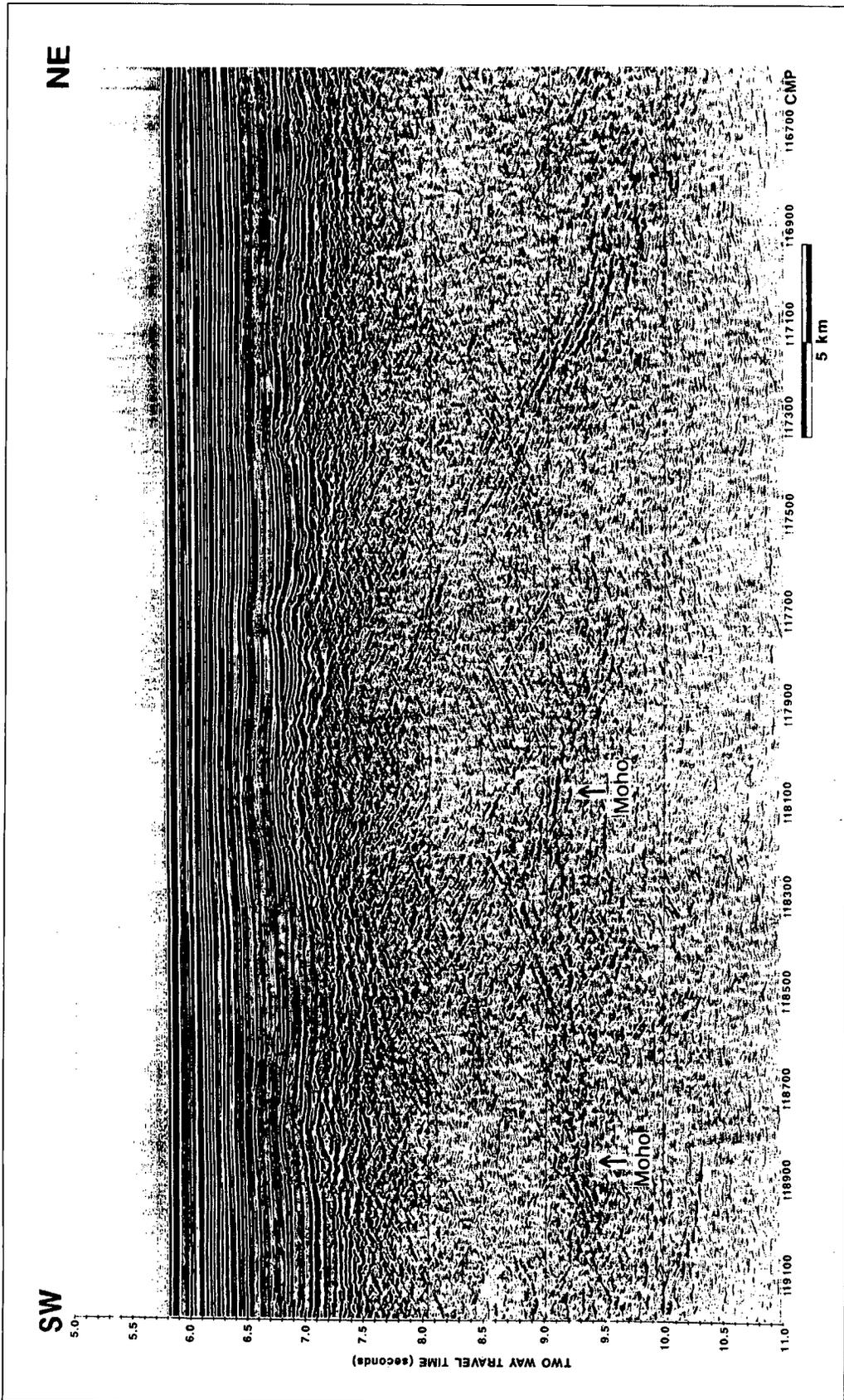


Figura 8.- Migración en el dominio de las frecuencias/número de onda del *stack* mostrado en la Figura 7. Las hipérbolas de difracción han sido colapsadas y los eventos sísmicos en el basamento aparecen mucho mejor delineados. Localización en Figura 14.

Figure 8.- Frequency domain migration and F/K filtering from the stack shown in Figure 7. Diffraction hyperbolae have been collapsed and seismic events in the igneous basement are now better decimated. For location, see Figure 14.

so absolutamente necesario para poder interpretar correctamente datos de sismica de reflexión en corteza oceánica.

SÍSMICA DE REFLEXIÓN DE MONOCANAL

Con el objeto de obtener información sobre la topografía del basamento y de detectar la presencia de estructuras tectónicas, como las zonas de fractura, se recopilieron los datos de sismica de monocanal disponibles en la base de datos del Ocean Drilling Program (ODP) en el Earth Observatory Lamont Doherty. La base de datos contiene información acerca de un gran número de cruces llevados a cabo en el área de la Cuenca Canaria, con datos de sismica de reflexión de monocanal. Estos cruces se extienden en el tiempo desde los inicios de los años sesenta hasta finales de los setenta, con una gran variación en la calidad de los datos. La relativamente débil energía de las fuentes usadas en la mayoría de los cruces dió en una penetración pobre. Así, en la mayoría de los casos, sólo se observan imágenes de la topografía del basamento en el área occidental de la cuenca, donde la cobertera sedimentaria es más delgada. Después de seleccionar los datos de mayor calidad, se digitalizó la topografía del basamento y se integró con datos acerca del área disponibles en el Laboratorio Vening Meinesz (Utrecht, Holanda) (Fig. 9).

A pesar de que se seleccionaron los datos de mejor calidad, persisten claras diferencias entre las líneas sísmicas. De hecho, la suavidad de la topografía del techo del basamento en algunos perfiles podría estar causada, en buena medida, por una definición relativamente mala de las estructuras morfológicas de alta frecuencia.

El análisis de la profundidad de agua en 60 puntos de cruce da una desviación estándar de 38,5 m y un error medio de 30 m. Estas diferencias pueden deberse, en parte, a que los métodos utilizados para calcular la profundidad varían de unos cruces a otros (sonar, digitalización de perfiles,...) y, en parte, a que las velocidades de propagación en el agua empleadas para el cálculo de profundidades no han sido constantes. El análisis de la profundidad del basamento en los puntos de cruce da errores aún mayores, con una desviación estándar de 329 m y un error medio de 72 m. Sin embargo, los errores más grandes aparecen en áreas de topografía muy irregular donde, a los errores de navegación, hay que añadir la dispar calidad de los datos y, por tanto, la dificultad de su interpretación.

Los datos de sismica de monocanal no ofrecen una cobertura densa del área de estudio, aunque sí proporcionan una visión global de la topografía del basamento de la Cuenca Canaria, necesaria para la interpretación de la sismica de multicanal, como se mostrará más adelante.

HISTORIA DE LA EXPANSION OCEANICA EN LA CUENCA CANARIA

En los últimos años, el Atlántico Central ha sido objeto de numerosos estudios geofísicos que han estado dirigidos fundamentalmente a cartografiar estructuras tectónicas y alineaciones magnéticas con el objeto de conocer la geodinámica de las placas Africana y Americana (Collette *et al.*, 1984; Klitgord y Schouten, 1986; Gahagan *et al.*, 1988; Sundvik y Larson, 1988; Müller y Roest, 1992). Además, la placa Africana ha sido objeto de otros estudios regionales (Hayes y Rabinowitz, 1975; Twigt *et al.*, 1983; Slootweg y Collette, 1985; Verhoef *et al.*, 1991; Roest *et al.*, 1992).

La Cuenca Canaria a que se refiere este trabajo es la cuenca oceánica alejada de la plataforma continental, y localizada alrededor del archipiélago Canario (Fig. 1). La corteza oceánica en el área de estudio se formó a velocidades de expansión bajas en la dorsal medio-oceánica del Atlántico Central durante el Jurásico superior (M22, 152 Ma) y el Cretácico inferior (M0, 120 Ma y más joven en la Zona de Calma Magnética Cretácica (ZCMC)) (Fig. 1). Las velocidades medias de expansión (sólo para la placa Africana) pasaron de 19 mm/año entre M22 y M21 a 10 mm/año entre M21 y M16, y a 8 mm/año entre la M16 y M0 (Klitgord y Schouten, 1986). La velocidad de expansión y la edad de la corteza en la ZCMC no son conocidas debido a la ausencia de anomalías magnéticas ligadas a la expansión oceánica. La historia geodinámica de la expansión oceánica mesozoica en la Cuenca Canaria está caracterizada fundamentalmente por una disminución progresiva de la velocidad de expansión y por una serie de cambios en la dirección de expansión (Slootweg y Collette, 1985; Klitgord y Schouten, 1986; Roest *et al.*, 1992). Estos cambios de dirección determinaron la aparición de una serie de zonas de fractura, de saltos abruptos en la posición geográfica de algunas de ellas, y de cambios en las magnitudes de los saltos de dirección de otras como consecuencia de la readaptación del eje de la dorsal los mismos (Slootweg y Collette, 1985; Ranero, 1993). A este modelo general, deben añadirse las peculiaridades específicas sólo relevantes en algunas áreas, como el paso de la dorsal medio-oceánica sobre el punto caliente de Cabo Verde durante el Jurásico superior, lo que conllevó una importante variación en los mecanismos de formación de corteza como se mostrará más adelante.

La Figura 9 ilustra la posición de las zonas de fractura y de las anomalías magnéticas M0 y M21 en el área de estudio. Las anomalías magnéticas están tomadas de Roest *et al.* (1992), mientras que los datos sobre las zonas de fractura son una recopilación de los trabajos de Slootweg y Collette (1985), Roest *et al.*, (1992) y Ranero (1993). La zona de fractura 1 y los segmentos de las zonas de fractura 5, 6, 7, de Hierro y de La Palma, en la ZCMC, están tomados de Roest *et al.* (1992), mientras

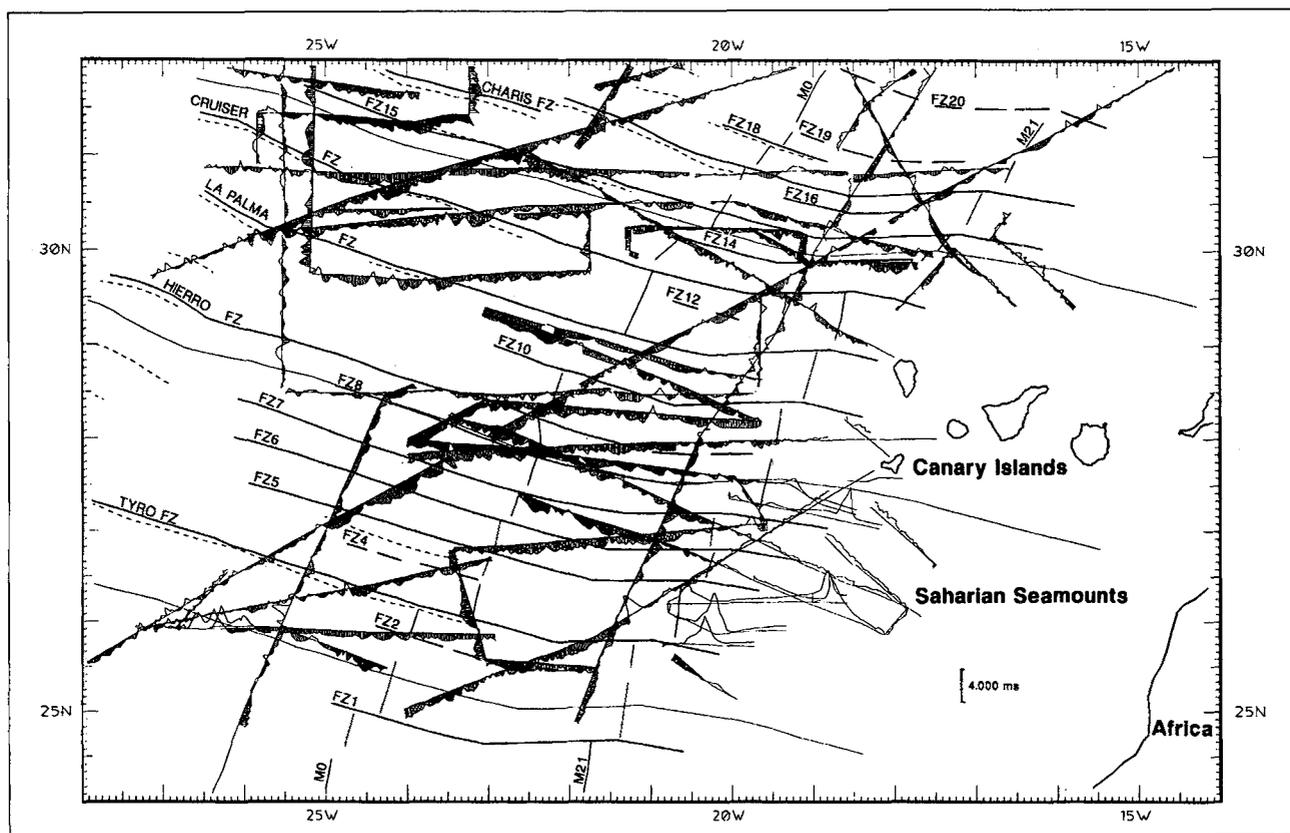


Figura 9.- Recopilación de perfiles con la topografía del basamento (en tiempos dobles) a lo largo de líneas de navegación. Las líneas más gruesas, con dirección aproximadamente NW-SE son zonas de fractura (ver texto). Las líneas NW-SE, más delgadas son las líneas de flujo tomadas de Roest *et al.* (1992). Las líneas discontinuas NW-SE son las zonas de fractura identificadas por Slootweg y Collette (1985). Las anomalías magnéticas M0 y M21 están tomadas de Roest *et al.* (1992).

Figure 9.- Along track depth-to-basement profiles with identified fracture zones segments shown as heavy lines trending NW-SE. Fracture zones from Slootweg y Collette (1985) are shown as thin dashed lines. Tectonic flow lines from Roest *et al.* (1992) are thin continuous lines. Seafloor spreading magnetic anomalies M0 and M21 taken from Roest *et al.* (1992) are also shown.

que los segmentos identificados por Slootweg y Collette (1985) han sido trazados como líneas discontinuas (Fig. 9). La Figura 10 constituye una recopilación de las zonas de fractura y de las anomalías magnéticas ligadas a la expansión oceánica (Roest *et al.*, 1992) resituadas sobre el mapa de anomalías magnéticas reducidas al polo de la Cuenca Canaria (Verhoef *et al.*, 1991).

Las anomalías magnéticas más antiguas que la M22 (152 Ma) sólo aparecen bien representadas en el mapa de anomalías magnéticas de Verhoef *et al.* (1991) al norte de las islas Canarias. Hacia el sur, en la zona de la que disponemos de datos sísmicos, el mapa magnético está caracterizado por la fuerte traza del archipiélago volcánico y de los montes submarinos del Sáhara (Figs. 9 y 10).

La primera segmentación clara de la dorsal medio-oceánica en el área de estudio, y la aparición de importantes saltos de dirección a lo largo de varias zonas de fractura se produce entre las anomalías M22 a M21 (152

a 150 Ma) (Fig. 10). En esa época, la dorsal Atlántica estaba segmentada al menos por 12 zonas de fractura (Figs. 10 y 11) que delimitaban segmentos cuya longitud oscilaba entre 40 y 140 km, para una longitud media de 84 km (Fig. 12). La velocidad media de expansión durante este período fue de 19 mm/año, cercana al límite entre expansión lenta e intermedia.

En la anomalía M21 se produjo un cambio en la dirección de expansión oceánica (Klitgord y Schouten, 1986; Roest *et al.*, 1992), coetáneo con una disminución en la velocidad media de expansión oceánica, que se situó en 10 mm/año (Fig. 11). Estos cambios estuvieron acompañados por la aparición de nuevas zonas de fractura entre las anomalías M21 y M16 (150 á 142 Ma) (Figs. 10 y 11). Las nuevas zonas de fractura seccionaron los segmentos más largos de la dorsal, acortando la longitud media de los mismos hasta 56 km, con un rango de variación entre 25 y 100 km. Estas características son similares a las publicadas por Sempéré *et al.* (1990)

quienes a lo largo de una sección de 800 km de longitud en la Dorsal Medio-Atlántica actual (velocidad media de expansión de 13 mm/año, DeMets *et al.*, 1990), hallan un espaciado medio entre segmentos de 53 km y un rango de longitudes entre 20 y 85 km.

Un cambio en la dirección de expansión puede causar que secciones relativamente lineales del eje de la dorsal evolucionen hacia una serie de segmentos orientados, cada uno de ellos, de manera relativa respecto a la nueva dirección de expansión (Tucholke y Schouten, 1988). Las secciones lineales más largas de la dorsal (entre las zona de fractura 1 y 3, 7 y 10, 15 y Charis, y Charis y 20) fueron segmentadas más finamente, y los nuevos saltos de dirección se incrementaron desde la anomalía M21 hasta la M16 (zonas de fractura 2, 16 y 19). Diversos trabajos han mostrado que las dorsales medio-oceánicas lentas están más finamente segmentadas que las dorsales rápidas (Cande *et al.*, 1988; Macdo-

nald, 1988, 1991; Sempéré *et al.*, 1990, 1991; Grindlay *et al.*, 1991, 1992). La aparición de nuevas zonas de fractura podría ser explicada, por tanto, como un fenómeno que integra la reorganización del eje de la dorsal en respuesta al cambio de la dirección de expansión y a la disminución coetánea de la velocidad de expansión. La continua reorganización de las nuevas células según la nueva dirección de expansión, determinó el aumento del salto de dirección en las zonas de fractura, mostrando algunas de ellas desplazamientos notables de la anomalía M16. Además, una expansión simétrica diferencial entre células vecinas pudo también contribuir al aumento de los saltos de dirección a lo largo del tiempo (Cande *et al.*, 1988; Sundvik y Larson, 1988; Fox *et al.*, 1991; Carbotte *et al.*, 1992; Grindlay *et al.*, 1991, 1992).

La reorganización del límite de placas fue probablemente un proceso continuo, durante el cual las zonas de fractura que existían antes del cambio en la dirección de

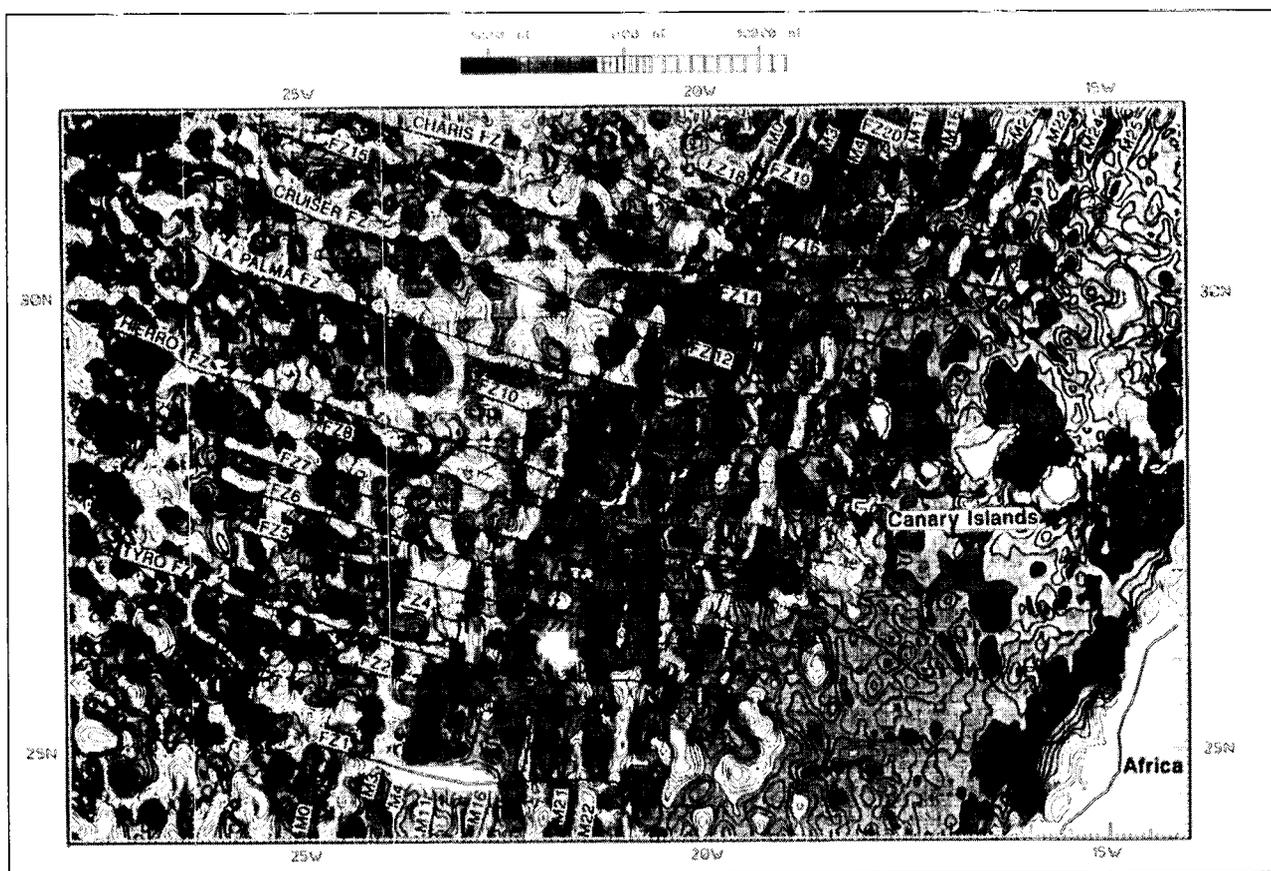


Figura 10.- Recopilación de las zonas de fractura sobre el mapa de anomalías magnéticas del Atlántico centro-oriental (Verhoef *et al.*, 1991). Los trazos gruesos corresponden a las zonas de fractura. Los trazos delgados corresponden a las líneas de navegación empleadas en la recopilación (Figura 9). Las anomalías magnéticas (M0, M3, M4, ...) están tomadas de Roest *et al.* (1992).

Figure 10.- Fracture zones identified by means of seismic and magnetic data from Canary Basin. Heavy dashed lines are fracture zones identified only with magnetic data from Verhoef *et al.*, (1991). Thin lines are tracklines with along track depth-to-basement data (Figure 9). Seafloor spreading magnetic anomalies (M0, M3, M4,...) are taken from Roest *et al.* (1992) with slight modifications, mainly to relocate them over reduced to the pole anomalies.

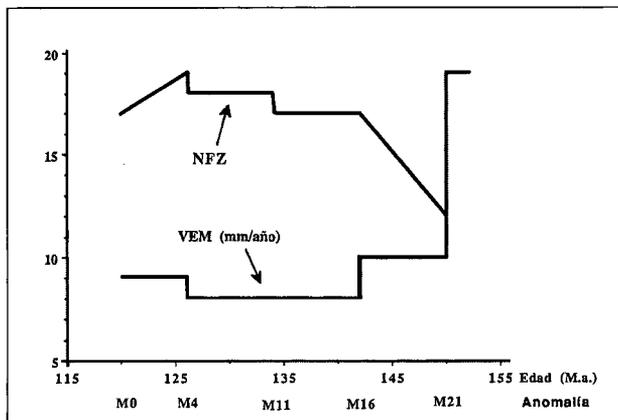


Figura 11.- Velocidad de expansión oceánica media (VEM) (Klitgord y Schouten, 1986) comparada con el número de zonas de fractura (NZF) en la secuencia M de la Cuenca Canaria. El descenso notable de la velocidad de expansión y el cambio en la dirección de expansión en la anomalía M21 están asociados con la aparición de nuevas zonas de fractura entre M21 y M16. Cambios posteriores, relativamente menores, de la velocidad de expansión no están significativamente asociados con la aparición de nuevas zonas de fractura.

Figure 11.- Half-spreading rate (solid line) (after Roest *et al.*, 1992) compared to number of fracture zones (dashed line) in the M sequence of the Canary Basin. An apparent decrease of spreading rate at M21, and a pole rotation change, is associated to the spawning of fracture zones between M21 and M16. Subsequent, relatively minor changes of spreading rate are not associated to formation of new ridge-axis discontinuities.

expansión tuvieron una evolución variable desde la anomalía M21 a la M16. Algunos saltos de dirección sufrieron un acortamiento, mientras que otros aumentaron de magnitud (Fig. 10).

Entre las anomalías magnéticas M16 y M11 (142 a 134 Ma), la velocidad media de expansión decreció levemente hasta 8 mm/año. Coincidiendo con la anomalía M11 tuvo lugar un importante cambio en la dirección de expansión (Sundvik y Larson, 1988; Roest *et al.*, 1992), aunque según Klitgord y Schouten (1986) el mismo coincidiría con la anomalía M10. Si bien sólo se ha detectado una nueva zona de fractura de esa edad, los saltos de dirección experimentaron variaciones súbitas y el eje de la dorsal perdió la geometría escalonada para adquirir una forma bastante lineal. En la anomalía M11, la longitud media de los segmentos era de unos 55 km con un rango de variación de 25 a 100 km. Siguió un período de reorganización entre las anomalías magnéticas M11 y M4 (134 a 126 Ma), en que la dorsal adquirió una geometría casi rectilínea (Roest *et al.*, 1992). A la edad de las anomalías magnéticas M4 a M0 (126 a 120 Ma) se formó la anomalía J, que aparece truncada en su límite más meridional por la zona de fractura 14 (Fig. 10). Esta anomalía está asociada con la corteza oceánica formada por un aporte de magma anómalamente alto en la dorsal, relacionado con el comienzo de la expansión oceánica en

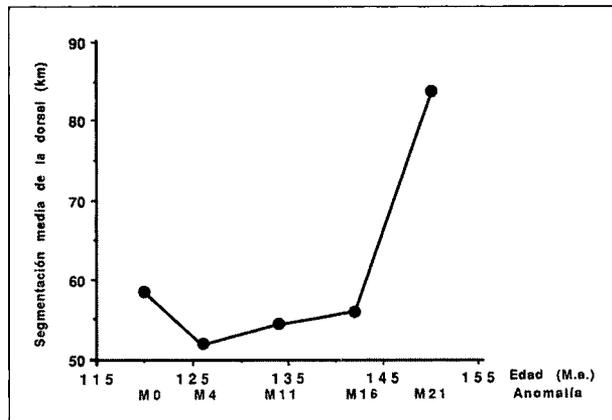


Figura 12.- Longitud media de los segmentos de la DOMA mesozoica durante la secuencia M en la Cuenca Canaria.

Figure 12.- Average segment length at the Mesozoic MAR during the M sequence in the Canary Basin..

el Atlántico Norte, al norte del límite de placas de Terra-nova-Azores-Gibraltar (Tucholke y Ludwig, 1982).

Muchas zonas de fractura de la Cuenca Canaria han sido cartografiadas en la ZCMC al oeste de la anomalía magnética M0 (Slootweg y Collette, 1985; Roest *et al.*, 1992) donde, en ausencia de anomalías magnéticas ligadas a la expansión oceánica, las mismas están asociadas con anomalías magnéticas de zonas de fractura (Slootweg y Collette, 1985; Verhoef y Duin, 1986; Verhoef *et al.*, 1991).

La historia de la expansión oceánica mesozoica en la Cuenca Canaria puede, por lo tanto, explicarse mediante una disminución progresiva de la velocidad de expansión y una serie de cambios en la dirección de expansión (Slootweg y Collette, 1985; Klitgord y Schouten, 1986; Roest *et al.*, 1992). Éstos determinaron la aparición de nuevas zonas de fractura y de variaciones en la magnitud de los saltos de dirección de otras como consecuencia de la reorientación del eje de la dorsal (Slootweg y Collette, 1985; Roest *et al.*, 1992; Ranero, 1993). La disminución de la velocidad de expansión queda también expresada en la topografía del techo del basamento ígneo, la cual es relativamente suave en la región oriental del área estudiada y bastante más irregular en la región occidental (Fig. 9).

Estas variaciones areales en las características de la corteza oceánica quedan claramente reflejadas en los perfiles de sísmica de reflexión de multicanal. Estos perfiles cruzan diez de las zonas de fractura descritas en este apartado, cuyas imágenes sísmicas muestran una notable variedad de estructuras corticales. Las características de la estructura de la corteza oceánica,

extraídas de los datos de sísmica de reflexión de multicanal, y las implicaciones de esta estructura cortical sobre la interpretación de los procesos de formación de corteza oceánica a baja velocidad de expansión serán tratadas en los dos apartados siguientes.

ESTRUCTURA INTERNA DE LA CORTEZA OCEANICA

Los datos de sísmica de reflexión de multicanal que se describen en este y en el próximo apartado están distribuidos en tres perfiles regionales sobre una corteza formada entre las anomalías magnéticas M24 (≈ 155 Ma) y M0 (≈ 120 Ma) y más joven dentro de la ZCMC (Fig. 13).

El perfil sísmico A, orientado en dirección NE-SW, es netamente oblicuo respecto a las direcciones de las zonas de fractura. El perfil A cruza varias células de expansión segmentadas por zonas de fractura con saltos de dirección de magnitudes diversas. El perfil sísmico B, orientado de E a W, cruza la serie de anomalías magnéticas M con una

dirección entre paralela (desde las islas Canarias hasta la anomalía M11) y levemente oblicua en relación con la dirección de las zonas de fractura. El perfil sísmico C, por último, cruza la serie de anomalías M desde el talud noroccidental de las islas y se adentra varios cientos de kilómetros en la ZCMC, atravesando varias zonas de fractura.

La Figura 14 muestra los *line drawings* de los perfiles de sísmica profunda, obtenidos de la interpretación de secciones migradas y sin migrar, con los límites sísmicos más importantes de la corteza oceánica proyectados a lo largo de las líneas de navegación. En general puede observarse que cuanto más antigua es la corteza mayor es su reflectividad y más suave es la topografía del basamento. Estas características generales podrían estar relacionadas con la disminución progresiva de la velocidad de expansión durante el Jurásico superior y el Cretácico inferior, y con el desarrollo de nuevas zonas de fractura durante el período comprendido entre las anomalías magnéticas M21 a M16.

Sin embargo, la característica más significativa de la corteza oceánica, puesta de relieve por los *line dra-*

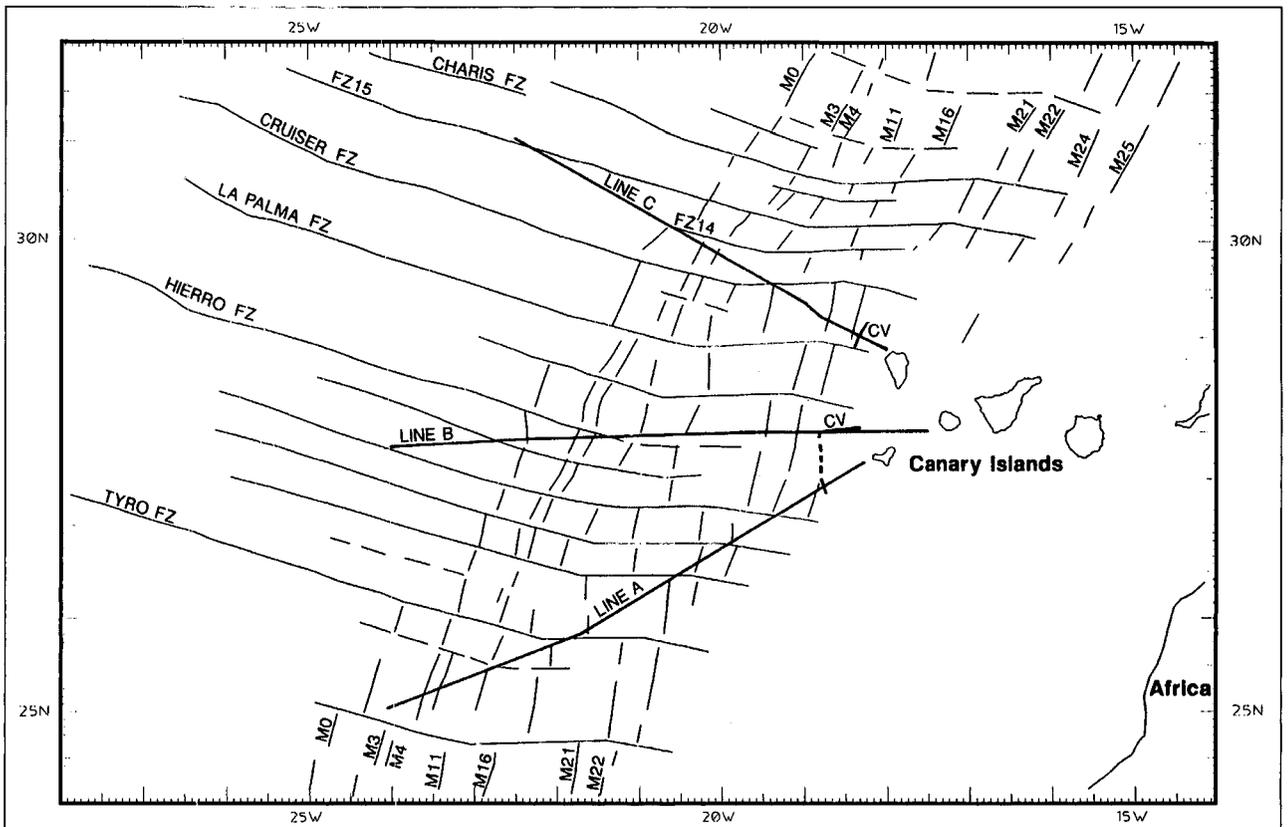


Figura 13.- Mapa tectónico simplificado de la Cuenca Canaria con los perfiles sísmicos de reflexión de multicanal tratados en este estudio. CV delimita el área de influencia del volcanismo canario donde la corteza oceánica ha sido fuertemente modificada.

Figure 13.- Tectonic sketch of the Canary Basin with MCS tracks. CV limits the westward extension of the Canary volcanism.

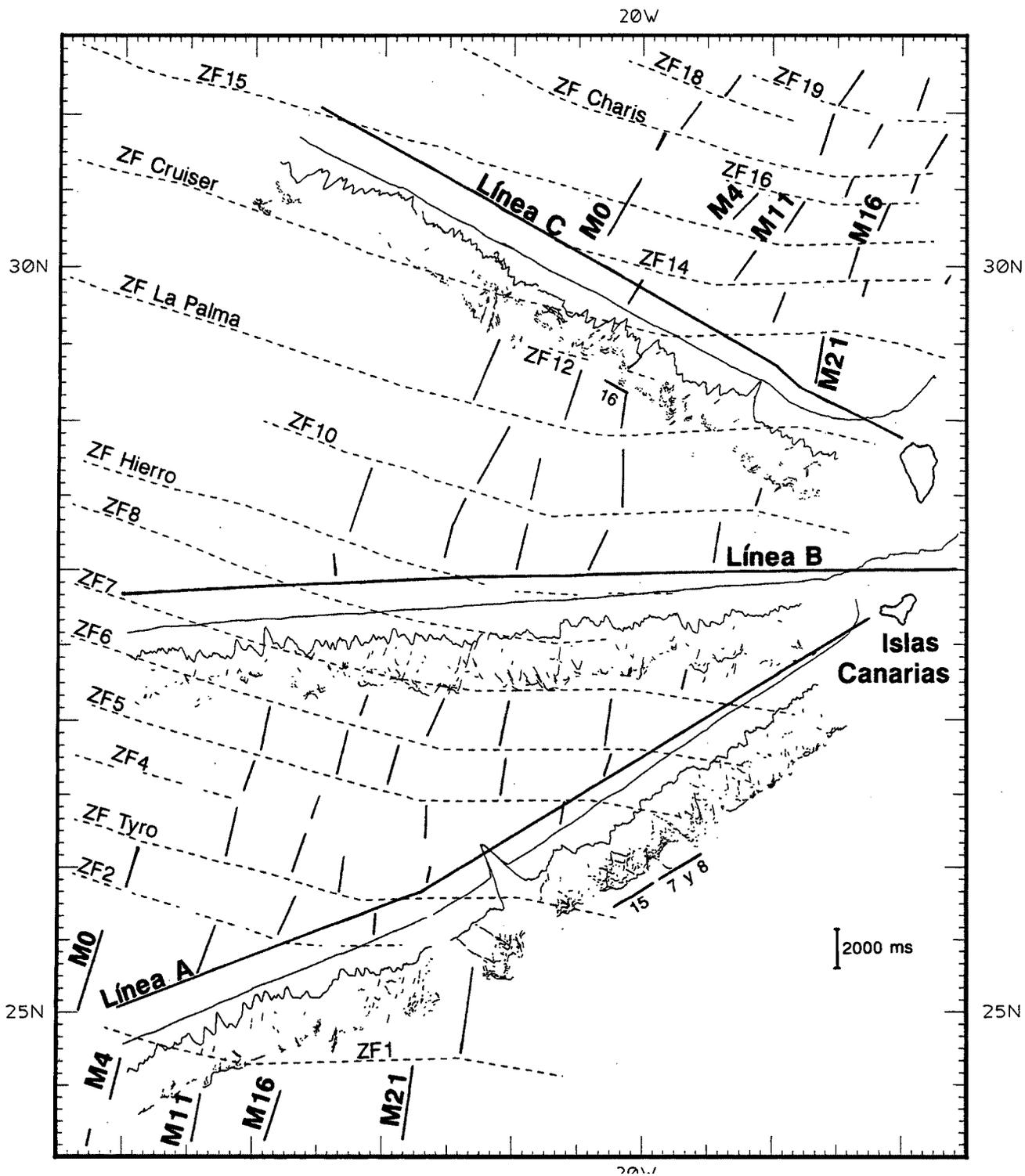


Figura 14.- Line drawings de la imagen sísmica del basamento oceánico obtenida en los perfiles de sísmica de reflexión de multicanal A, B y C. Los perfiles están proyectados a partir de los 5 s (tiempos dobles) perpendicularmente a las líneas de navegación. Las anomalías magnéticas de la expansión oceánica están tomadas de Roest *et al.* (1992). Los segmentos marcados con los números 7 y 8, 15 y 16 muestran la situación de los tramos reproducidos en las figuras con idéntica numeración.

Figure 14.- Line drawings plotted along track with an offset of 5 s (TWT). Main seafloor spreading anomalies in the area are delineated. Numbered short segments indicate location along the seismic lines of figures referred in the text.

wings, es la fuerte variación de la reflectividad cortical entre los diferentes perfiles. El perfil A es el que muestra una reflectividad más extendida, con una gran variedad de reflexiones en el basamento. La corteza inferior es altamente reflectiva y en buena parte del perfil el límite corteza-manto presenta reflexiones claras y continuas. El perfil B muestra reflexiones procedentes del Moho a lo largo de más del 50% de su longitud, aunque la reflectividad dentro del basamento está restringida a unos pocos segmentos. El perfil C es el de más baja reflectividad y en él, el límite corteza-manto sólo ha sido observado localmente. Los tres perfiles sísmicos se localizan sobre corteza de edad similar, formada a una velocidad de expansión parecida, en células de expansión relativamente cercanas. Por tanto, debe averiguarse si las diferencias observadas en la reflectividad y en la estructura corticales constituyen una respuesta normal ante los procesos de formación de corteza oceánica en dorsales lentas, o si, por el contrario, están controladas por procesos de ámbito local o regional.

La reflectividad del basamento puede subdividirse en un conjunto de eventos sísmicos con características diferenciadas y, probablemente, con orígenes distintos:

- 1) Reflexiones procedentes de la base de la corteza, que permiten estimar el espesor cortical.
- 2) Reflectividad en la corteza superior.
- 3) Reflexiones buzantes que atraviesan la corteza superior-media y, en algunos casos, toda la corteza.
- 4) Reflexiones buzantes restringidas a la corteza inferior.

Reflexiones en el límite corteza-manto y espesores corticales

En registros de sísmica de reflexión de corteza oceánica, la base de la corteza se sitúa normalmente en la posición de una reflexión subhorizontal que aparece unos 2-2,5 s por debajo del techo del basamento ígneo (NAT, 1985; Detrick *et al.*, 1987; White *et al.*, 1990). Experimentos de refracción-reflexión combinados han mostrado que la Moho de los perfiles de sísmica de reflexión coincide con un aumento de las velocidades V_p , desde velocidades propias de corteza inferior (6,5-7,5 km/s) hasta velocidades propias de material mantélico (Vera *et al.*, 1990; Minshull *et al.*, 1991). Además, la modelización por sismogramas sintéticos del bandeado litológico de la base de la corteza en varias secciones corticales reconstruidas a partir de estructuras geológicas cartografiadas en el complejo ofiolítico de Bay of Islands, ha mostrado una buena correlación con la respuesta sísmica de corteza oceánica actual (Brocher *et al.*, 1985; Collins *et al.*, 1986).

En las secciones sísmicas de la Cuenca Canaria, la Moho ha sido identificada como una reflexión única, o

como la base de una corteza inferior reflectiva (Figs. 8 y 15). En general, aparecen reflexiones claras y continuas (hasta 10-15 km) donde el basamento tiene una topografía suave y el espesor cortical es relativamente uniforme (Figs. 14 y 15). Por el contrario, en áreas con un topografía más irregular, la Moho aparece en forma de reflexiones cortas y discontinuas (3-5 km), o como la base de una corteza inferior ligeramente reflectiva situada sobre un manto superior transparente y sin un límite sísmico claramente identificable. Esto ocurre en muchas porciones del perfil B, donde las reflexiones de la Moho están constituidas por eventos sísmicos con una continuidad lateral limitada, y también a lo largo de la mayor parte del perfil C, donde las reflexiones de la Moho sólo han sido observadas localmente (Figs. 14 y 16).

La presencia de reflexiones procedentes del límite corteza-manto permite estimar el espesor cortical, que es uno de los parámetros esenciales en la obtención de información acerca de los procesos que operan en las dorsales durante la formación de corteza oceánica. En este estudio, no se han podido obtener espesores corticales absolutos porque la sísmica de reflexión de multicanal constriñe poco los perfiles de velocidad-profundidad. Sin embargo, diversas recopilaciones de experimentos de sísmica de refracción sobre corteza oceánica muestran que los perfiles de velocidad-profundidad están constreñidos dentro de unos límites relativamente estrechos (White, 1984; White *et al.*, 1992) y que una velocidad de unos 6.5 km/s constituye una buena aproximación para el basamento oceánico. Por tanto, se pueden obtener valores de profundidad razonables por conversión de los datos de sísmica, lo cual proporciona información válida sobre los cambios absolutos del espesor cortical a lo largo de los perfiles.

Reflectividad en la corteza superior

Los primeros 200-300 ms del techo de la corteza ígnea oceánica están caracterizados por reflexiones subhorizontales normalmente muy cortas (de 100 m a 1 km) (Figs. 8, 15 y 16). Este modelo de reflectividad sigue aproximadamente la morfología del basamento y representa probablemente, el bandeado litológico y textural de la parte superior de la capa sísmica 2 (flujos de lavas almohadilladas y brechas de almohadillas). Por debajo, dentro del primer segundo de corteza ígnea, se observan reflexiones cortas y aisladas (1-3 km), subhorizontales o suavemente buzantes con una distribución aleatoria. Los eventos sísmicos observados para tiempos de recorrido similares en el basamento, en corteza antigua (Musgrove y Austin, 1983; McCarthy *et al.*, 1988; Ten Brink y Brocher, 1988; White *et al.*, 1990), o cerca de dorsales expansivas actuales (Detrick *et al.*, 1987; Rohr *et al.*, 1988; Vera *et al.*, 1990) han sido generalmente interpretados como producidos por límites sísmicos de un origen magmático o hidrotermal formados en la dorsal medio-oceánica.

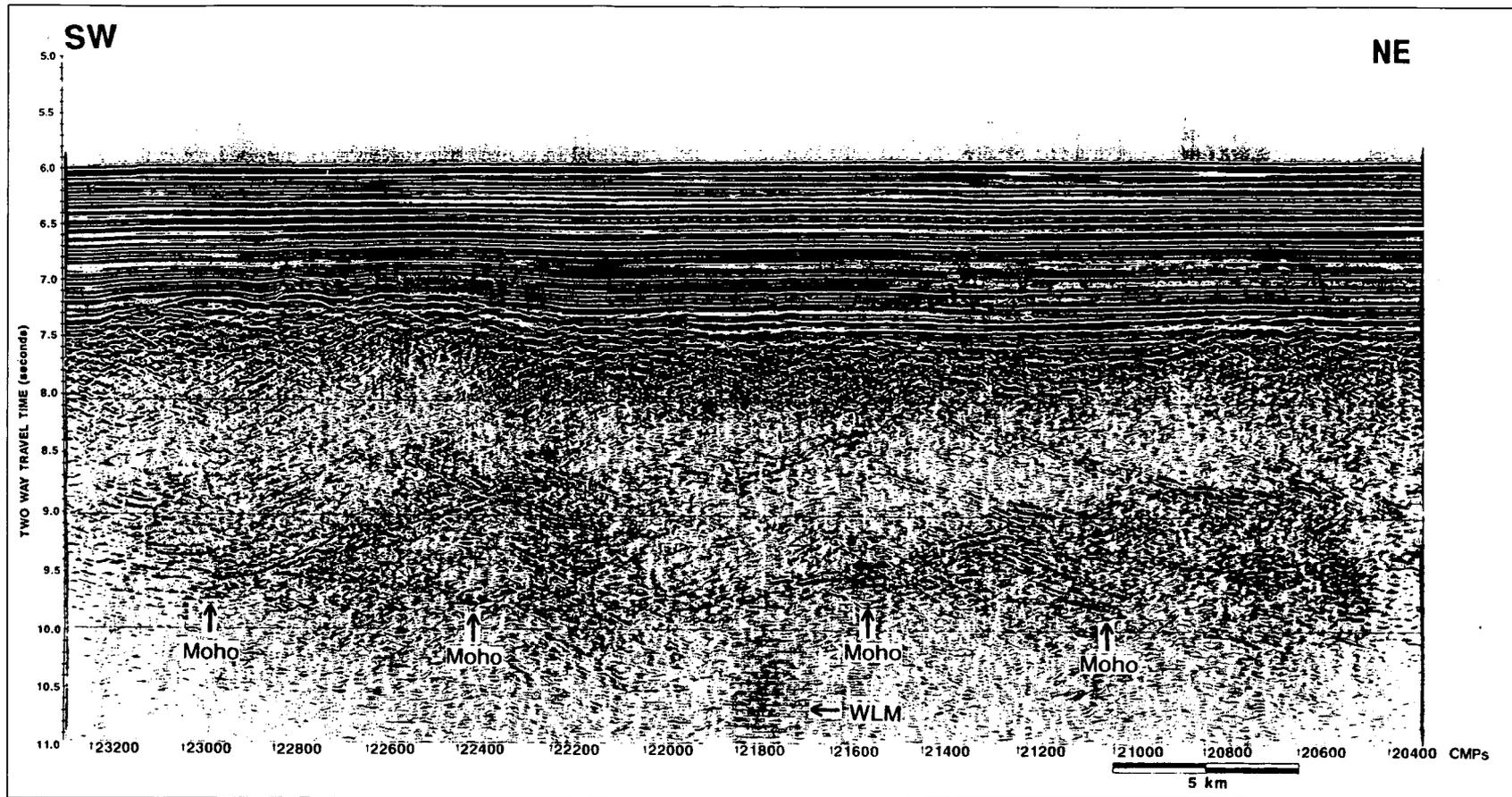


Figura 15.- *Stack* migrado de un segmento del perfil A en la región de alta reflectividad de la corteza inferior. La corteza inferior esta compuesta por reflexiones con buzamientos opuestos agrupadas en paquetes de hasta 1 s (tiempos dobles) en un basamento que tiene unos 2.5 s de espesor (≈ 8 km). Las reverberaciones marcadas WLM son ruidos procedentes de los múltiples consecutivos del lecho marino. Localización en Figura 14.

Figure 15.- Migrated stack of a segment of line A showing a highly reflective layered lower crust with reflections dipping opposite each other in a 7-8 km thick crust (always more than 2 s TWT). Some upper-middle crustal events dipping NE and SW enter into the reflective lower crustal layering. Ringing noise labeled WLM are water layer multiple from the fourth multiple of consecutive shots. For location, see Figure 14.

Para explicar las reflexiones en la corteza superior, se han propuesto 5 límites sísmicos diferentes, algunos de los cuales podrían, no obstante, coincidir:

- 1) Transición de lavas almohadilladas a diques verticales (transición intrusivos-extrusivos) (Musgrove y Austin, 1983; Rohr *et al.*, 1988; Ten Brink y Brocher, 1988).
- 2) Frentes metamórficos dentro de los basaltos almohadillados (Rohr *et al.*, 1988).
- 3) Frentes de alteración hidrotermal en la dorsal en expansión (White *et al.*, 1990).
- 4) Contactos entre diques brechados y no brechados (Vera *et al.*, 1990).
- 5) Límites entre diques y gabros (Clowes y Knize, 1979; Detrick *et al.*, 1987; McCarthy *et al.*, 1988).

Si bien las profundidades, la continuidad lateral y la reflectividad de estos límites sísmicos pueden ser muy variables dependiendo de los procesos que llevaron a su desarrollo, los mismos pueden darse en distintas situaciones. Por tanto, es difícil asignar un origen único a las reflexiones de la corteza superior observadas en los datos de sísmica de reflexión. De hecho, es probable que todos, o que la mayoría de límites sísmicos antes enumerados contribuyan a la reflectividad de la corteza superior.

Eventos sísmicos buzantes en la corteza superior-media y en toda la corteza

Este tipo de reflexiones normalmente aparecen en los registros sísmicos con formas planares o suavemente curvadas que atraviesan la corteza y que, en algunos casos incluso acaban en la corteza inferior o en la Moho. En los perfiles B y C, la mayoría de estos eventos buzantes hacia el oeste y cuando se proyectan hasta el techo del basamento coinciden con las bases de altos topográficos del mismo (Figs. 14 y 16). En el perfil A también se observan reflexiones a través de la corteza buzantes hacia el NE o el SW (Figs. 14 y 15). Sin embargo, a diferencia de los perfiles B y C, las reflexiones en el perfil A no están asociadas con relieves significativos en la topografía del basamento.

La interpretación de los eventos buzantes en la corteza, o en su parte superior-media, se basa en las observaciones publicadas sobre dorsales lentas actuales. Estas dorsales están caracterizadas por una profunda depresión central (Macdonald, 1982, 1986; Chen y Morgan, 1990) denominada "valle de rift". Dicha depresión tiene la topografía propia de un graben o semi-graben, con una profundidad entre 1 y 3 km, y una anchura entre unos pocos y 40 km (Macdonald, 1986; Kong *et al.*, 1988; Sempéré *et al.*, 1990). Numerosos estudios en diferentes segmentos de la dorsal lenta del Atlántico Central han mostrado que la morfología del fondo y de las paredes del valle de rift está controlada por la interacción entre procesos magmáticos y tectónicos extensionales (Karson

et al., 1987; Brown y Karson, 1988; Kong *et al.*, 1988; Sempéré *et al.*, 1990). La actividad tectónica extensiva está, por otra parte, focalizada en el valle de rift, tendiendo a cesar a medida que la nueva corteza se aleja del eje del valle. Estudios de micro y telesísmica confirman que las fallas normales activas están concentradas en el valle, y que la fracturación frágil ocurre hasta profundidades de 7 a 9 km (Solomon *et al.*, 1988; Toomey *et al.*, 1988; Bergman y Solomon 1990; Kong *et al.*, 1992).

Todos estos estudios documentan la existencia de una gran actividad tectónica asociada con topografías del basamento irregulares en dorsales lentas. Puede sugerirse, por tanto, que los altos del basamento observados en las líneas sísmicas de la Cuenca Canaria corresponderían a bloques basculados que fueron aislados por fallamiento y transportados lejos del eje de la dorsal sin desmembramiento tectónico significativo. En particular, muchos eventos buzantes hacia el oeste en los perfiles B y C son seguíbles desde la parte más profunda del basamento hasta la base de bloques basculados. Tales eventos pueden ser interpretados como imágenes sísmicas de fallas normales que buzantes hacia la dorsal. En estas fallas se pueden inferir, por otra parte, diferentes grados de extensión (Banda *et al.*, 1992; Mutter y Karson, 1992).

El perfil A, fuertemente oblicuo a la dirección de expansión oceánica ($\approx 45^\circ$) (Fig. 13) también muestra reflexiones buzantes hacia el SW y el NE que atraviesan la corteza. Las primeras pueden ser interpretadas como imágenes sísmicas de fallas buzantes hacia la dorsal. En cambio, las reflexiones buzantes hacia el NE no pueden explicarse de la misma manera (Figs. 14 y 15). Estas segundas reflexiones podrían representar estructuras aproximadamente perpendiculares a la dorsal, o paralelas a la misma y con buzamiento hacia el continente. Lo último es improbable porque este tipo de eventos son poco comunes en los perfiles B y C, ligeramente oblicuos a la dirección de expansión. Además, estudios estadísticos acerca de la dirección de buzamiento de las fallas en dorsales actuales, documentan que en dorsales lentas las fallas que buzantes hacia la dorsal son dominantes (> 80%) (Carbotte y Macdonald, 1990). Por tanto, parece razonable interpretar los eventos buzantes hacia el NE en el perfil A como estructuras, posiblemente extensionales, de dirección aproximadamente perpendicular al eje del valle de rift de la dorsal mesozoica del Atlántico Central. Esta interpretación implica la existencia de esfuerzos extensionales paralelos al eje de la dorsal. Es bien conocido, sin embargo, que los esfuerzos extensionales son fundamentalmente perpendiculares a la dorsal, según se infiere del modelo de fallamiento normal paralelo a los centros de expansión. Sólo en la cercanía de las zonas de fractura se han identificado fallas normales activas con direcciones oblicuas y perpendiculares a la dorsal en expansión (Sempéré *et al.*, 1990, 1991; Grindlay *et al.*, 1991, 1992). Cabe postular, en consecuencia, que

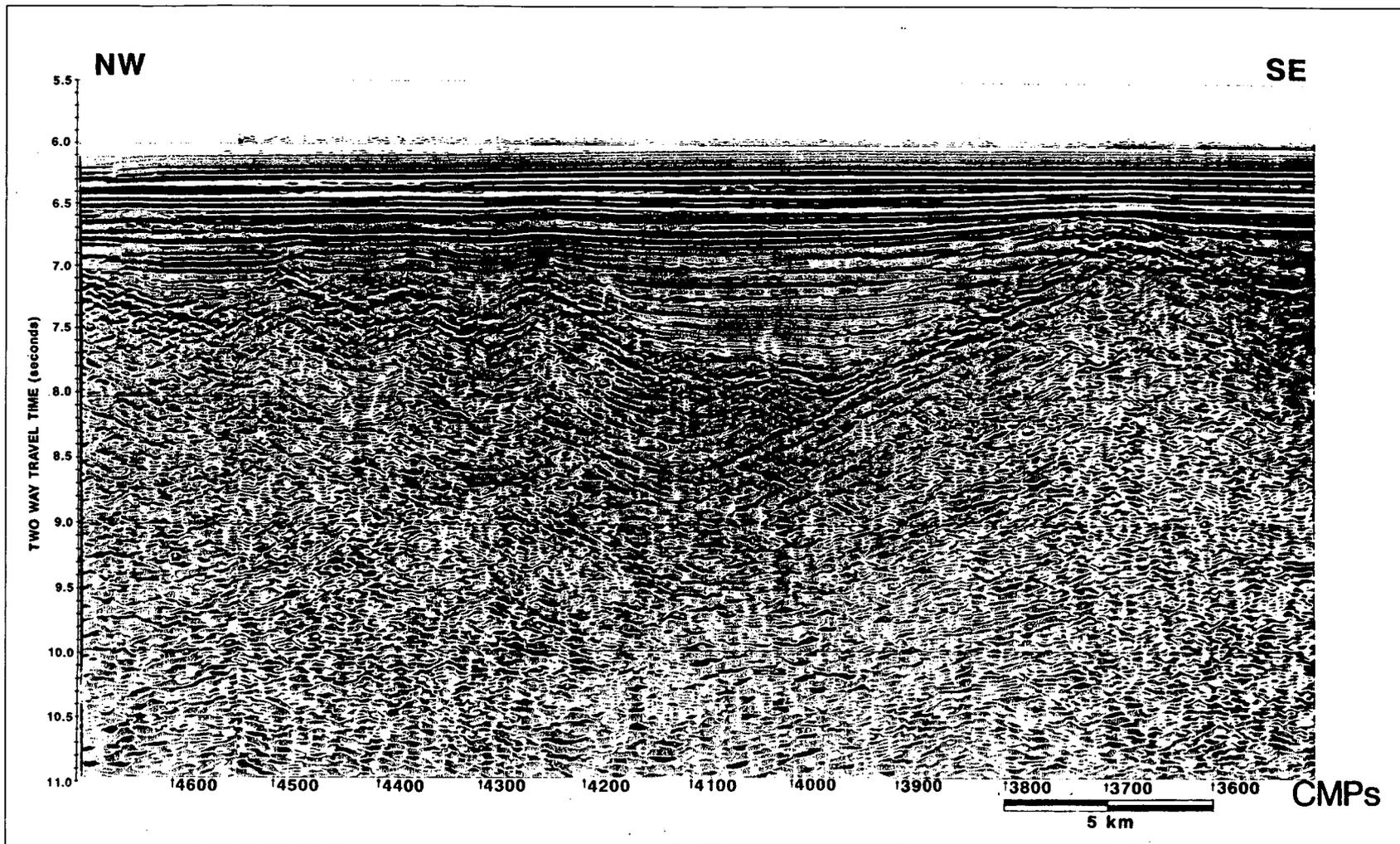


Figura 16.- *Stack* migrado de un segmento del perfil C. El registro sísmico muestra una cuenca estrecha y profunda limitada por una falla normal. No aparecen reflexiones claras ni en la corteza inferior ni en el límite corteza-manto. Compárese con la Figura 15. Localización en Figura 14.

Figure 16.- Migrated stack of a segment of line C. The seismic data show a narrow and deep fault bounded basin. No lower crustal or Moho reflections are observed. For location, see Figure 14.

los eventos sísmicos del perfil A buzantes hacia el NE (y puede que algunos buzantes hacia el SW) están relacionados con el modelo de segmentación del eje de la dorsal mesozoica en el área de estudio.

La reflectividad en la corteza inferior

La alta variabilidad de su reflectividad, constituye la característica fundamental de la corteza inferior en los tres perfiles sísmicos de multicanal de la Cuenca Canaria estudiados. En algunas áreas, la corteza inferior es transparente (Figs. 14 y 16), mientras que en otras es altamente reflectiva (Figs. 14 y 15). La reflectividad más alta se concentra en un tramo del perfil A, cerca de un monte submarino perteneciente al grupo de los montes submarinos del Sáhara (Fig. 14). En dicho tramo del perfil A, la corteza inferior está caracterizada por eventos multicíclicos subhorizontales, o buzantes hacia el NE o el SW, agrupados en paquetes de hasta 1 s (Fig. 15).

La presencia de estructuras reflectivas en la corteza inferior mesozoica del Océano Atlántico ha sido documentada por varios experimentos de sísmica de reflexión de multicanal (NAT, 1985; McCarthy *et al.*, 1988; White *et al.*, 1990). Sin embargo, la naturaleza y el origen de las estructuras geológicas que generan tales eventos sísmicos han sido objeto de un fuerte debate. Algunos autores consideran que estos eventos están generados por un bandeo litológico en la corteza inferior oceánica, formado en la base de una cámara magmática (NAT, 1985; McCarthy *et al.*, 1988; Collins *et al.*, 1986; Reid y Keen, 1990). Por el contrario, otros autores postulan un origen tectónico para las reflexiones confinadas en la corteza inferior (White *et al.*, 1990; Mutter y Karson, 1992).

Las reflexiones observadas en la corteza inferior de la Cuenca Canaria presentan algunas diferencias básicas respecto a las registradas en otras áreas del Atlántico, hasta el punto que podrían ser consideradas anómalas. Las imágenes sísmicas de otras áreas del Atlántico muestran reflexiones aisladas, parecidas a las que, en la Cuenca Canaria, atraviesan la corteza superior-media o el conjunto de la corteza. En cambio, a lo largo del perfil A, en las proximidades del monte submarino antecitado, la reflectividad de la corteza superior no está caracterizada por eventos aislados sino por agrupaciones de reflexiones conspicuas de hasta 1 s de espesor, con diversos buzamientos y una reflectividad más difusa (Fig. 15).

Otra evidencia del carácter anómalo de esta corteza es el espesor cortical (medido en tiempos dobles). En la Cuenca Canaria, el espesor de la corteza oceánica es de unos 2 s, aunque localmente llega hasta 2,5 s. Sin embargo, en el área anómala la corteza es más gruesa (2,5 s de espesor medio), alcanzando incluso 3 s en sectores concretos. La conversión de tiempos en profundidades, tomando una velocidad de 6,5 km/s, proporciona un es-

pesor de corteza de 8 -10 km en el área anómala. La corteza oceánica "normal" tiene entre 6,5 y 7 km de espesor (White *et al.*, 1992).

En el área anómala destacan, además, la ausencia de adelgazamiento cortical y la ausencia de expresión topográfica clara de las zonas de fractura en el techo del basamento. Esta cuestión se trata más detalladamente en el siguiente apartado.

La suma de todas estas peculiaridades, que incluyen el modelo de reflectividad de la corteza inferior, el espesor anómalamente grueso de la corteza y la ausencia de expresión cortical de las zonas de fractura, sugiere una actividad magmática anómalamente alta para una dorsal lenta durante la formación de la corteza de este sector de la Cuenca Canaria.

Los trabajos de Morgan (1983) y Duncan (1984), quienes postulan que el área anómala estuvo bajo la influencia del punto caliente de Cabo Verde (Fig. 1) entre el Jurásico superior y el Cretácico basal, apoyan esta hipótesis. La alineación de los montes submarinos del Sáhara coincide prácticamente con la trayectoria marcada por el movimiento relativo de la placa Africana sobre el punto caliente de Cabo Verde. Las imágenes sísmicas del perfil A sugieren al respecto que, dichos montes o edificios volcánicos se formaron en la propia dorsal oceánica o cerca de la misma, sin que posteriormente hubiese más actividad magmática capaz de modificar significativamente la estructura de la corteza (Ranero, 1993). Por tanto, se puede proponer que la estructura cortical observada en el área anómala es representativa de las condiciones imperantes en la dorsal medio-oceánica mesozoica bajo la influencia del punto caliente de Cabo Verde. El estado anómalo de la litosfera en las cercanías del punto caliente de Cabo Verde produjo un exceso de fusión durante la descompresión de la litosfera debajo de la dorsal, dando lugar a una corteza un poco más gruesa de lo normal. Además, el exceso de magmatismo pudo permitir la presencia temporal de una cámara magmática debajo de la dorsal en el área cercana a la trayectoria seguida por el punto caliente. Ahí se pudo formar un bandeo litológico de origen magmático que explicaría la alta reflectividad observada en la corteza inferior en las proximidades del monte submarino del perfil A (Figs. 14 y 15)

SEGMENTACION CORTICAL DE LA DORSAL

La dorsal mesozoica de la Cuenca Canaria estaba segmentada por numerosas discontinuidades (zonas de fractura) con saltos de dirección que variaban entre unos pocos y varias decenas de kilómetros (Figs. 9 y 10). Los datos de sísmica de reflexión de multicanal cruzan 10 de estas discontinuidades mesozoicas, mostrando diversas estructuras corticales en la proximidad de las mismas.

En el área de estudio, se han hallado diferencias claras entre la estructura cortical de las zonas de fractura en la región que estuvo bajo la influencia del punto caliente de Cabo Verde, y estructura cortical la de las zonas de fractura de la región con corteza formada bajo condiciones típicas de una dorsal lenta.

Los experimentos de sísmica de refracción y de reflexión de gran ángulo llevados a cabo en el Atlántico durante las últimas décadas han permitido conocer bastante bien la estructura sísmica de la corteza en zonas de fractura con saltos en dirección de medios a grandes (desde 30 a cientos de km). Sin embargo, la estructura sísmica de zonas de fractura con saltos de dirección pequeños no es conocida con el mismo detalle. Estos experimentos han mostrado que las grandes zonas de fractura están caracterizadas por corteza delgada y por velocidades compresionales anómalamente bajas (White *et al.*, 1984; Minshull *et al.*, 1991). La corteza es, en concreto, extremadamente delgada (2-5 km de espesor) debajo del valle de las zonas de fractura. Este adelgazamiento puede extenderse lateralmente 20 km o más, desapareciendo de manera gradual. Los pocos experimentos de sísmica en zonas de fractura pequeñas revelan asimismo una estructura sísmica anómala con una extensión comparable a la encontrada en zonas de fractura grandes. Estos resultados son consistentes con los de otras investigaciones llevadas a cabo en la dorsal del Atlántico. Los estudios con submarinos han puesto de manifiesto el afloramiento de gabros y peridotitas en la base de secciones corticales delgadas en los muros de los valles de zonas de fractura (Auzende *et al.*, 1989). Además, algunas modelizaciones gravimétricas han mostrado la presencia de anomalías residuales centradas en los puntos medios de los segmentos de expansión, indicativas de adelgazamiento cortical hacia los bordes de los segmentos (Prince y Forsyth, 1988; Lin *et al.*, 1990; Morris y Detrick, 1991; Lin y Phipps Morgan, 1992; Escartín y Lin, este volumen). Este conjunto de observaciones indica que la corteza oceánica creada en dorsales lentas estaría formada por una serie de bloques o células de expansión separadas por zonas de fractura y caracterizadas por un adelgazamiento de la corteza desde el centro de los segmentos hacia los extremos (White, 1984; Lin *et al.*, 1990).

En la Cuenca Canaria, nuestros datos indican que la estructura cortical no siempre sigue este modelo. En algunas áreas, las zonas de fractura parecen estar asociadas a adelgazamientos corticales, mientras que en la región que estuvo bajo la influencia del punto caliente de Cabo Verde la corteza no sólo no es delgada sino que en algunos casos es más gruesa de lo normal.

No obstante, los datos sísmicos sí que indican adelgazamiento cortical en las zonas de fractura de la Cuenca Canaria que no estuvieron influenciadas por el punto

caliente de Cabo Verde. En las zonas de fractura 2, 8, de Hierro y de Cruiser, esta situación queda expresada tanto en la topografía como en la base de la corteza. Aparecen así en dichas zonas de fractura depresiones morfológicas de diferentes magnitudes y adelgazamientos más o menos bruscos expresados por la somerización de las reflexiones del límite corteza-manto (Fig. 14). Estas observaciones apoyan, en general, el modelo de estructura cortical en células de expansión limitadas por zonas de fractura relativamente estables con adelgazamiento desde el centro hacia los bordes de los segmentos.

En el área en que la corteza se formó bajo la influencia del punto caliente de Cabo Verde la expresión de las zonas de fractura en la estructura cortical es completamente diferente del resto de la Cuenca Canaria, al igual que ocurría con la reflectividad interna. En esta región, las zonas de fractura cartografiadas (de Tyro, 5, 6 y 7) no quedan claramente expresadas a pesar de tener, en general, saltos de dirección importante, ni en la morfología del basamento, ni en la topografía de la base de la corteza. La suave topografía del basamento y la ausencia de adelgazamientos corticales sugieren que los mecanismos que controlaron el estilo de segmentación de la dorsal influenciada por el punto caliente de Cabo Verde fueron diferentes de los que habitualmente operan en dorsales lentas. Estas diferencias, que llevaron a la formación de una corteza gruesa y altamente reflectiva, podrían estar relacionadas con modificaciones en los modelos de distribución del magma en la corteza y también podrían representar modificaciones del modelo de flujo en el manto.

CONCLUSIONES

El análisis de los datos de sísmica de reflexión de multicanal indica que la mayoría de reflexiones que aparecen en las secciones sísmicas a profundidades correspondientes a la corteza inferior y al límite corteza-manto son reflexiones primarias originadas por estructuras geológicas del basamento ígneo oceánico.

La geodinámica mesozoica de la Cuenca Canaria estuvo caracterizada por la adaptación del eje de la dorsal a varios cambios en la dirección de expansión y a una disminución general de la velocidad de expansión durante el Jurásico superior y el Cretácico inferior, la cual dio lugar a la aparición de nuevas zonas de fractura y a importantes cambios en la magnitud de los saltos de dirección de las zonas de fractura preexistentes.

Los datos de sísmica de reflexión de multicanal muestran una gran variabilidad en la reflectividad de la corteza ígnea en el área de estudio, donde se han observado reflexiones procedentes de la corteza superior, de la corteza inferior, del límite corteza-manto y a través del basamento.

Las reflexiones de la corteza superior podrían representar límites sísmicos de origen magmático, hidrotermal o metamórfico. Las reflexiones que atraviesan la corteza superior-media o toda la corteza son interpretadas como estructuras tectónicas extensivas.

La reflectividad de la corteza inferior en el área de los montes submarinos del Sáhara estaría originada por un bandeado litológico formado en una cámara magmática situada bajo la dorsal medio-oceánica e influenciada por la cercanía del punto caliente de Cabo Verde.

Las zonas de fractura de la región que estuvo bajo la influencia del punto caliente de Cabo Verde no tienen expresiones claras ni en la topografía del basamento ni en el límite corteza-manto. Por el contrario, en la región cuya corteza no sufrió la influencia de la anomalía térmica, las zonas de fractura están normalmente asociadas con relieves topográficos y adelgazamientos corticales.

El conjunto de estas observaciones indica que el estilo de formación de corteza oceánica en dorsales de baja velocidad de expansión puede variar drásticamente debido a cambios en el estado térmico de la litosfera. Los procesos tectónicos extensionales son muy importantes durante la formación de corteza oceánica en dorsales lentas "normales". En este tipo de dorsales, los procesos de formación de corteza son una combinación de pulsos magmáticos, distantes en el tiempo, y de actividad tectónica extensiva. La corteza está caracterizada por una estructura en células de expansión, con adelgazamiento cortical del centro hacia los bordes. Por el contrario, los procesos de formación de corteza en dorsales lentas con un aporte magmático anómalo son esencialmente diferentes. La actividad tectónica extensional es menos importante y los pulsos magmáticos son más cercanos en el tiempo, favoreciendo así la formación de una corteza más gruesa, y el desarrollo de bandeados litológicos y de topografías del basamento suaves. Además, las zonas de fractura parecen ser inestables, lo que permite la propagación de los procesos magmáticos entre células de expansión.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es parte del estudio llevado a cabo por C.R. Ranero, bajo la dirección de E. Banda, en el Instituto de Ciencias de la Tierra "Jaume Almera" del CSIC para la obtención del grado de Doctor. C.R. Ranero recibió financiación durante su estancia en el Instituto de Ciencias de la Tierra mediante una beca de "Formació d'Investigadors" del "Departament d'Ensenyament de la Generalitat de Catalunya". Parte del procesado de los datos de sísmica de reflexión de multicanal se llevó a cabo en el Earth Observatory Lamont Doherty de la Universidad de Columbia (Nueva York), bajo la supervisión de P. Buhl. La estancia de C.R. Ranero en el Earth Ob-

servatory Lamont Doherty fue financiada por el "Departament d'Ensenyament de la Generalitat de Catalunya" y la "National Science Foundation" a través de J.C. Mutter. La campaña geofísica en la Cuenca Canaria fue financiada por el Instituto Geográfico Nacional (IGN) de España. El mapa de anomalías magnéticas de la Cuenca Canaria fue facilitado por J.J. Dañobeitia. P. Slootweg, M. Torné y E. Vera han contribuido a una sustancial mejora de algunas de las ideas expuestas en este trabajo.

BIBLIOGRAFIA

- AUZENDE, J.M., BIDEAU, D., BONNATI, E., CANNAT, M., HONNOREZ, J., LAGABRIELLE, Y., MAI AVIEILLE, J., MALALOUKAS-FRANGOULIS, V. y MÉVEL, C., 1989: Direct observation of a section through slow-spreading oceanic crust. *Nature*, 337: 726-729.
- BANDA, E., RANERO, C.R., DAÑOBEITIA, J.J., y RIVERO, A., 1992: Seismic boundaries of the eastern Central Atlantic Mesozoic crust from multichannel seismic data. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 104: 1340-1349.
- BERGMAN, E.A. y SOLOMON, S.C., 1990: Earthquake swarms on the Mid-Atlantic Ridge: Products of magmatism or extensional tectonics? *J. Geophys. Res.*, 95: 4943-4965.
- BROCHER, T.M., KARSON, J.A. y COLLINS, J.A., 1985: Seismic stratigraphy of the oceanic Moho based on ophiolite models. *Geology*, 13: 62-65.
- BROWN, J.R. y KARSON, J.A., 1988: Variations in axial processes on the Mid-Atlantic Ridge: The median valley of the MARK area. *Mar. Geophys. Res.*, 10: 109-138.
- CANNAT, M., BIDEAU, D. y BOUGAULT, H., 1992: Serpentinized peridotites and gabbros in the Mid-Atlantic Ridge axial valley at 15°37N and 16°52N. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 109: 87-106.
- CANDE, S.C., LABREQUE, J.L. y HAXBY W. F., 1988: Plate kinematics of the South Atlantic: Chron C34 to present. *J. Geophys. Res.*, 93: 13479-13492.
- CARBOTTE, S.M. y MACDONALD, K.C., 1990: Causes of variations in fault-facing direction on the ocean floor. *Geology*, 18: 749-752.
- CARBOTTE, S., WELCH, S.M. y MACDONALD, K.C., 1992: Spreading rates, rift propagation, and fracture zone offset histories during the past 5 my on the Mid-Atlantic Ridge, 25°S-27°30S and 31°S-34°30S. *Mar. Geophys. Res.*, 13: 51-80.
- CASEY, J.F. y KARSON, J.A., 1981: Magma chamber profiles from the Bay of Islands ophiolite complex. *Nature*, 292: 295-301.
- CHRISTENSEN, N.I. y SMEWING, J.D., 1981: Geology and seismic structure of the Oman ophiolite complex. *J. Geophys. Res.*, 86: 2245-2555.
- CHEN, Y. y MORGAN, W.J., 1990: Rift valley/no rift valley transition at mid-ocean ridges. *J. Geophys. Res.*, 95: 17571-17581.
- CHUN, J.H., y JACEWITZ, C.A., 1981: Fundamentals of frequency domain migration. *Geophysics*, 46: 717-733.

- CLOWES, R.M. y KNIZE, S., 1979: Crustal structure from a marine seismic survey off the west coast of Canada. *Can. J. Earth Sci.*, 16 (1): 265-280.
- COLLETTE, B.J., SLOOTWEG, A.P., VERHOEF, J. y ROEST, W.R., 1984: Geophysical investigations of the floor of the Atlantic Ocean between 10°N and 38°N (Kroonvlag-project). *Proc. Kon. Ned. Ak. Wet.*, series B, vol. 87, 76 p.
- COLLINS, J.A., BROCHER, T.M. y KARSON, J.A., 1986: Two-dimensional seismic reflection modeling of the inferred fossil oceanic crust/mantle transition in the Bay of Islands ophiolite. *J. Geophys. Res.*, 91: 12520-12538.
- DEMETS, C., GORDON, R.G., ARGUS, D.F. y STEIN, S., 1990: Current plate motions. *Geophys. J. Int.*, 101: 425-478.
- DETRICK, R.S., BUHL, P., VERA, E., MUTTER, J., ORCUTT, J., MADSEN, J. y BROCHER, T. M., 1987: Multichannel seismic imaging of a crustal magma chamber along the East Pacific Rise. *Nature*, 326: 35-41.
- DUNCAN, R.A., 1984: Age progressive volcanism in the New England seamounts and the opening of the Central Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 89: 9980-9990.
- ELTHON, D., 1991: Geochemical evidence for formation of the Bay of Islands ophiolite above a subduction zone. *Nature*, 354: 140.
- ESCARTIN, J. y LIN, J., 1994: La Dorsal Medio-Atlántica entre 24°N y 30°N. *Acta Geol. Hisp.*, este volumen.
- FOX, P.J. y GRINDLAY, N.R., 1991: The Mid-Atlantic Ridge (31°S-34°30S): Temporal and spatial variations of accretionary processes. *Mar. Geophys. Res.*, 13: 1-20.
- GAHAGAN, L.M., y 11 others. 1988: Tectonic fabric map of the oceanic basins from satellite altimetry data. *Tectonophysics*. 155: 1-26.
- GRINDLAY, N.R., FOX, P.J. y VOGT, P.R., 1992: Morphology and tectonics of the Atlantic-Ridge (25°S-27°30S) from SeaBeam and Magnetic Data. *J. Geophys. Res.*, 97: 6983-7010.
- GRINDLAY, N.R., FOX, P.J. y MACDONALD, K.C., 1991: Second-order ridge axis discontinuities in the South Atlantic: Morphology, structure and evolution. *Mar. Geophys. Res.*, 13: 21-49.
- HAYES, D.E. y RABINOWITZ, P.D., 1975: Mesozoic magnetic lineations and the magnetic quiet zone off Northwest Africa. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 28: 105-115.
- JENNER, G.A., DUNNING, G.R., MALPAS, J., BROWN, M. y BRACE, T., 1991: Bay of Islands and Little Port complexes, revisited: Age, geochemical and isotopic evidence confirm suprasubduction-zone origin. *Can. J. Earth Sci.*, 28: 1635-1652.
- JUTEAU, T., CANNAT, M. y LAGABRIELLE, Y., 1989: Peridotites in the upper oceanic crust away from transform zones: A comparison of the results of previous DSDP and ODP legs. In: *Proceedings, Ocean Drilling Program Leg 109*, Part B: College Station, Texas, Ocean Drilling Program.
- KARSON, J.A., COLLINS, J.A. y CASEY, J.F., 1984: Geologic and seismic velocity structure of the crust/mantle transition in the Bay of Islands ophiolite complex. *J. Geophys. Res.*, 89: 6127-6138.
- KARSON, J.A., THOMPSON, G., HUMPHRIS, S.E., EDMOND, J.M., BRYAN, W.B., BROWN, J.R., WINTERS, A.T., POKALNY, R.A., CASEY, J.R., CAMPBELL, A.C., KLINKHAMMER, G., PALMER, M.R., KINZLER, R.J. y SULANOWSKA, M.M., 1987: Along axis variations in seafloor spreading in the MARK area. *Nature*, 328: 681-685.
- KLITGORD, K. D. y SCHOUTEN, H., 1986: Plate Kinematics of the Central Atlantic. In: P.R. Vogt y B.E. Tucholke eds. *The Western North Atlantic Region. The Geology of North America*. Vol M, pp. 351-377. Boulder, Colorado. Geol. Soc. Am.
- KONG, L.S.L., DETRICK, R.S., FOX, P.J., MAYER, L.A. y RYAN, W.B.F., 1988: The morphology and tectonics of the Mark area from SeaBeam and SeaMARC I observations (Mid-Atlantic Ridge 23° N). *Mar. Geophys. Res.*, 10: 59-90.
- KONG, L.S.L., SOLOMON, S.C. y PURDY, G.M., 1992: Microearthquake characteristics of a mid-ocean ridge along-axis high. *J. Geophys. Res.*, 97: 1659-1685.
- LAGABRIELLE, Y. y CANNAT, M., 1990: Alpine Jurassic ophiolites resemble the modern central Atlantic basement. *Geology*, 18: 319-322.
- LARNER, K.L., CHAMBERS, R., YANG, M., LYNN, W. y WAI, W., 1983: Coherent noise in marine seismic data. *Geophysics*, 48: 854-886.
- LYNN, W. y LARNER, K., 1989: Effectiveness of wide marine seismic source arrays. *Geophys. Prosp.*, 37: 181-207.
- LIN, J. y PHIPPS MORGAN, J., 1992: The spreading rate dependence of three-dimensional mid-ocean ridge gravity structure. *Geophys. Res. Lett.*, 19: 13-16.
- LIN, J., PURDY, G.M., SCHOUTEN, H., SEMPERE, J.C. y ZERVAS, C., 1990: Evidence from gravity data for focused magmatic accretion along the Mid-Atlantic Ridge. *Nature*, 344: 627-632.
- MACDONALD, K.C., 1982: Mid-ocean ridges: Fine scale tectonic, volcanic and hydrothermal processes within the plate boundary zone. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 10: 155-190.
- MACDONALD, K.C., 1986: The crest of the Mid-Atlantic Ridge: Models for crustal generation processes and tectonics. In: P.R. Vogt y B.E. Tucholke eds. *The Western North Atlantic Region. The Geology of North America*. Vol M, pp. 51-68. Boulder, Colorado. Geol. Soc. Am.
- MACDONALD, K.C., FOX, P.J., PERRAM, L.J., EISEN, M.F., HAYMON, R.M., MILLER, S.P., CARBOTTE, S.M., COMMIER, M.H. y SHOR, A.N., 1988: A new view of the mid-ocean ridge from the behaviour of ridge-axis discontinuities. *Nature*, 335: 217-225.
- MACDONALD, K.C., SCHEIRER, D.S. y CARBOTTE, S.M., 1991: Mid-ocean ridges: Discontinuities, segments and giant cracks. *Science*, 253: 986-994.
- MCCARTHY, J., MUTTER, J.C., MORTON, J.L., SLEEP, N.H. y THOMPSON, G.A., 1988: Relict magma chamber structures preserved within the Mesozoic North Atlantic crust? *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100: 1423-1436.
- MEVEL, C., CANNAT, M., GENTE, P., MARION, E., AUZENDE, J.M. y KARSON, J.A., 1991: Emplacement of deep crustal and mantle rocks on the west median valley wall of the MARK area (MAR, 23°N). *Tectonophysics*, 190: 31-53.
- MINSHULL, T.A., WHITE, R.S., MUTTER, J.C., BUHL, P., DETRICK, R.S., WILLIAMS, C. A. y MORRIS, E., 1991: Crustal structure at the Blake Spur fracture zone from expanding spread profiles. *J. Geophys. Res.*, 96: 9955-9984.

- MORGAN, W.J., 1983: Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic. *Tectonophysics*, 94: 123-139.
- MORRIS, E. y DETRICK, R.S., 1991: Three-dimensional analysis of gravity anomalies in the MARK Area, Mid-Atlantic Ridge 23°N. *J. Geophys. Res.*, 96: 4355-4366.
- MUSGROVE, L.A. y AUSTIN J.A., 1983: Intrabasement structure in the southern Angola Basin. *Geology*, 11: 169-173.
- MULLER, R.D. y ROEST, W.R., 1992: Fracture zones in the North Atlantic from combined Seasat and Geosat Data. *J. Geophys. Res.*, 97: 3337-3350.
- MUTTER, J.C. y KARSON, J.A., 1992: Structural processes at slow spreading ridges. *Science*, 257: 627-634.
- NAT STUDY GROUP, 1985: North Atlantic transect: A wide-aperture, two-ship multichannel seismic investigation of the oceanic crust. *J. Geophys. Res.*, 90: 10321-10341.
- NICOLAS, A., BOUDIER, F. y CEULENEER, G., 1988a: Mantle flow patterns and magma chambers at ocean ridges: Evidence from the Oman Ophiolite. *Mar. Geophys. Res.*, 9: 293-310.
- NICOLAS, A., REUBER, I. y BENN, K., 1988b: A new magma chamber model based on structural studies in the Oman ophiolite. *Tectonophysics*, 151: 87-105.
- PALLISTER, J.S. y HOPSON, C.A., 1981: Samail ophiolite plutonic suite: Field relations, phase variations, cryptic variation in layering, and a model of a spreading ridge magma chamber. *J. Geophys. Res.*, 86: 2593-2644.
- PEARCE, J., 1991: Ocean floor comes ashore. *Nature*, 354: 110-111.
- PENROSE CONFERENCE FIELD PARTICIPANTS, 1972: Ophiolites. *Geotimes*, 17: 24-25.
- PRINCE, R.A. y FORSYTH, D.W., 1988: Horizontal extent of anomalously thin crust near the Vema fracture zone from the three-dimensional analysis of gravity anomalies. *J. Geophys. Res.*, 93: 8051-8063.
- RANERO, C.R., 1993: *Multichannel seismic reflection study of the ocean crust in the eastern Central Atlantic*. Tesis doctoral. Universitat de Barcelona. 256 p.
- REID, I.D. y KEEN, C.E., 1990: High seismic velocities associated with reflections from within the lower oceanic crust near the continental margin of eastern Canada. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 99: 118-126.
- ROEST, W.R., DAÑOBEITIA, J.J., VERHOEF, J. y COLLETTE, B.J., 1992: Magnetic anomalies in the Canary Basin and the Mesozoic evolution of the Central North Atlantic. *Mar. Geophys. Res.*, 14: 1-24.
- ROHR, K.M.M., MILKEREIT, B. y YORATH, C. J., 1988: Asymmetric deep crustal structure across the Juan de Fuca Ridge. *Geology*, 16: 533-537.
- RONA, P.A., WIDENFALK, L. y BOSTROM, K., 1987: Serpentinized ultramafics and hydrothermal activity at the Mid-Atlantic Ridge crest near 15°N. *J. Geophys. Res.*, 92: 1417-1427.
- RYU, J., 1982: Decomposition (DECOM) approach applied to wave field analysis with seismic reflection records. *Geophysics*, 47: 869-883.
- SALISBURY, M.H. y CHRISTENSEN, N. I., 1978: The seismic velocity structure of a traverse through the Bay of Islands ophiolite complex, Newfoundland: An exposure of ancient oceanic crust and upper mantle. *J. Geophys. Res.*, 83: 805-817.
- SEMPERE, J.C., PURDY, G.M. y SCHOUTEN, H., 1990: Segmentation of the Mid-Atlantic Ridge between 24°N and 30°40'N. *Nature*, 334: 427-431.
- SEMPERE, J. C., PALMER, J., CHRISTIE, D.M., PHIPPS MORGAN, J. y SHOR, A.N., 1991: Australian-Antarctic discordance. *Geology*, 19: 429-432.
- SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY, LEG 82, 1985: Site reports. In: Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. 82, p. 61-244. Washington D.C., Government Printing Office.
- SLOOTWEG, A.P. y COLLETTE, B.J., 1985: Crustal structure and spreading history of the central North-Atlantic in the cretaceous magnetic quiet zone (African Plate). *Proc. Kon. Ned. Akad. Wet.*, series B, 88: 251-302.
- SOLOMON, S.C., HUANG, P.Y. y MEINKE, L., 1988: The seismic moment budget of slowly spreading ridges. *Nature*, 334: 58-60.
- SPUDICH, P. y ORCUTT, J., 1980: A new look at the seismic velocity structure of the oceanic crust. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 18: 627-645.
- STOLT, R.H., 1978: Migration by Fourier transform. *Geophysics*, 43: 23-48.
- SUNDEVIK, M. y LARSON, R.L., 1988: Seafloor spreading history of the western North Atlantic basin derived from the Keathley sequence and computer graphics. *Tectonophysics*, 15: 49-71.
- TEN BRINK, U.S. y BROCHER, T.M., 1988: Multichannel seismic evidence for variations in the crustal thickness across the Molokai fracture zone in the Mid-Pacific. *J. Geophys. Res.*, 93: 1119-1130.
- TOOMEY, D.R., SOLOMON, S.C. y PURDY, G.M., 1988: Microearthquakes beneath the median valley of the Mid-Atlantic Ridge near 23° N: Tomography and tectonics. *J. Geophys. Res.*, 93: 9093-9112.
- TSAI, C.J., 1984: An analysis leading to the reduction of scattered noise on deep marine records. *Geophysics*, 49: 17-26.
- TSAI, C.J., 1985: A method to analyze and verify deep crustal reflections offshore Costa Rica. *Geophysics*, 50: 196-206.
- TUCHOLKE, B.E. y LUDWIG, J.L., 1982: Structure and origin of the J anomaly ridge, Western North Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 87: 9389-9407.
- TUCHOLKE, B.E. y SCHOUTEN, H., 1988: Kane fracture zone. *Mar. Geophys. Res.*, 10: 1-39.
- TWIGT, W., VERHOEF, J., ROHR, K., MULDER, TH.F.A. y COLLETTE, B.J., 1983: Topography, magnetic and gravity over the Kane fracture zone in the cretaceous magnetic quiet zone (African Plate). *Proc. Kon. Ned. Akad. Wet.*, series B, 86: 181-210.
- VERA, E.E., MUTTER, J.C., BUHL, P., ORCUTT, J.A., HARDING, A.J., KAPPUS, M.E., DETRICK, R.S. y BROCHER, T.M., 1990: The structure of 0 to 0.2 my old oceanic crust at 9°N on the East Pacific Rise from expanded spread profiles. *J. Geophys. Res.*, 95: 15529-15556.
- VERHOEF, J. H. y DUIN, E.J.T.H., 1986: A 3-dimensional analysis of magnetic anomalies over fracture zones in the cretaceous magnetic quiet zone (Madeira Abyssal Plain). *Jour. Geol. Soc. London*, 143: 823-832.

- VERHOEF, J.H., COLLETTE, B.J., DAÑOBEITIA, J.J., ROESER, H.A. y ROEST, W.R., 1991: Magnetic anomalies off west-Africa (20-38° N). *Mar. Geophys. Res.*, 13: 81-103.
- WARNER, M., 1987: Migration - Why doesn't it work for deep continental data? *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 89: 21-26.
- WHITE, R.S., 1984: Atlantic oceanic crust: Seismic structure of a slow-spreading ridge. In: I.G. Gass, S.J. Lippard y A.W. Shelton eds. *Ophiolites and oceanic lithosphere*. pp. 101-111. Geol. Soc. London Sp. Publ. No 13.
- WHITE, R.S., DETRICK, R.S., MUTTER, J.C., BUHL, P., MINSHULL, T.A. y MORRIS E., 1990: New seismic images of the oceanic crustal structure. *Geology*, 18: 462-465.
- WHITE, R.S., DETRICK, R.S., SINHA, M.C. y CORMIER, M.H., 1984: Anomalous seismic crustal structure of oceanic fracture zones. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 79: 779-798.
- WHITE, R.S., MCKENZIE, D. y O'NIONS, R.K., 1992: Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions. *J. Geophys. Res.*, 97: 19683-19715.
- ZONENSHAIN, L.P., KUZMIN, M.I., LISITSIN, A.P., BOGDANOV, YU., A. y BARANOV, B.V., 1989: Tectonic of the Mid-Atlantic Rift valley between the TAG and the MARK areas (26°N-24°N): Evidence for vertical tectonism. *Tectonophysics*, 159: 1-23.