

**GRADIENTES DE VELOCIDAD EN LA CORTEZA Y MANTO SUPERIOR DE LAS ISLAS BALEARES (MAR MEDITERRANEO)<sup>1</sup>**

D. CORDOBA\* \*\*

E. BANDA\*\*\* \*

(Recibido: 4 de jun., 1981)

RESUMEN

En este trabajo se presenta un estudio de amplitudes para las ondas refractadas en el basamento y manto superior a partir de datos de perfiles sísmicos realizados en las islas Baleares durante el año 1976. Se consigue una acotación de los gradientes de velocidad en la corteza y manto superior, entre 0.0 y  $10^{-2} \text{ s}^{-1}$  en el basamento cortical y entre 0.0 y  $50 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  en el manto superior. El gradiente encontrado en el manto es un orden de magnitud inferior al existente en la Cuenca Provenzal al Norte de las islas Baleares. Se sugiere que estas diferencias se deben al carácter continental del promontorio Balear.

ABSTRACT

Amplitude data obtained from seismic refraction profiles in the Balearic Islands (Spain) have been analyzed. A description of the technique used is given. The velocity gradient in the crystalline basement has been determined between 0.0 and  $10^{-2} \text{ s}^{-1}$ . In the upper mantle, the gradient is between 0.0 and  $50 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  which is one order of magnitude lower than the gradient in the Western Mediterranean basin. This is explained in terms of the continental character of the Balearic Islands.

\* Cátedra de Geofísica. Universidad Complutense de Madrid, Madrid 3 (España).

\*\* IIMAS. Universidad Nacional Autónoma de México, México 20, D.F.

\*\*\* Institute of Geophysics. ETH-Hönggerberg, CH-8093 Zürich (Suiza).

<sup>1</sup> Contribución No. 179 de la Cátedra de Geofísica. Universidad Complutense de Madrid, Madrid 3 (España).

Contribución No. 346, Institute of Geophysics, ETH, Zürich (Suiza).

## INTRODUCCION

En el año 1972 se inició en España un proyecto para el estudio de la corteza y manto superior mediante perfiles sísmicos de refracción. Los primeros perfiles sísmicos profundos se iniciaron en 1974 en la región Bética y Mar de Alborán en el Sur de España. Desde entonces hasta el presente se ha llevado a cabo un amplio programa que cubre tanto la Península como las regiones insulares de Baleares y Canarias y partes marinas adyacentes. La posición de los perfiles realizados hasta 1980 está representada en la fig. 1 y su descripción detallada puede leerse en otras publicaciones (Working Group for D.S.S. in Spain 1974-1975, 1977; Udías, 1977; Banda y Udías, 1979).

Una interpretación de cada uno de los perfiles utilizando técnicas de tiempos de recorrido ha dado lugar a la obtención de modelos a partir del cálculo de velocidades aparentes y tiempos interceptados. Estos métodos que permiten encontrar modelos teóricos con capas de velocidad constante, no son adecuados para determinar gradientes de velocidad, caso muy frecuente en la Tierra.

Recientemente, con el desarrollo de programas para calcular sismogramas sintéticos, se han empezado a utilizar las amplitudes de las ondas, lo que ha permitido un mejor afinamiento de los métodos obtenidos ya que las amplitudes son especialmente sensibles a los gradientes de velocidad. Ligeras variaciones en la distribución de la velocidad con la profundidad llevan consigo considerables alteraciones en la distribución de amplitudes para una misma fase reflejada/refractada. Esta nueva técnica se ha utilizado en la inversión de datos de los perfiles realizados en la región Bética Oriental y en las islas Baleares y consiste en representar las amplitudes  $A_i$  ( $\mu/S$ ) de una fase reflejada/refractada, frente a la distancia epicentral  $\Delta_i$  (km), fig. 2a y compararlas con las curvas de amplitudes obtenidas a partir de modelos teóricos. Otra aproximación consiste en representar los cocientes de amplitudes  $A_i/A_p$  frente a la distancia  $\Delta$ (km), siendo  $A_p$  la amplitud de la onda reflejada/refractada correspondiente a la distancia  $\Delta_p$  elegida adecuadamente, fig. 2b.

En este trabajo se hace una discusión del método de amplitudes normalizadas aplicándolo a los datos obtenidos en los perfiles realizados en las islas Baleares. Se presenta un estudio de las principales fases observadas en los registros correspondientes a la isla de Mallorca, señalada con una flecha en fig. 1, prestando mayor atención a las ondas refractadas en el manto superior.

## SEISMIC PROFILES 1970 - 1979

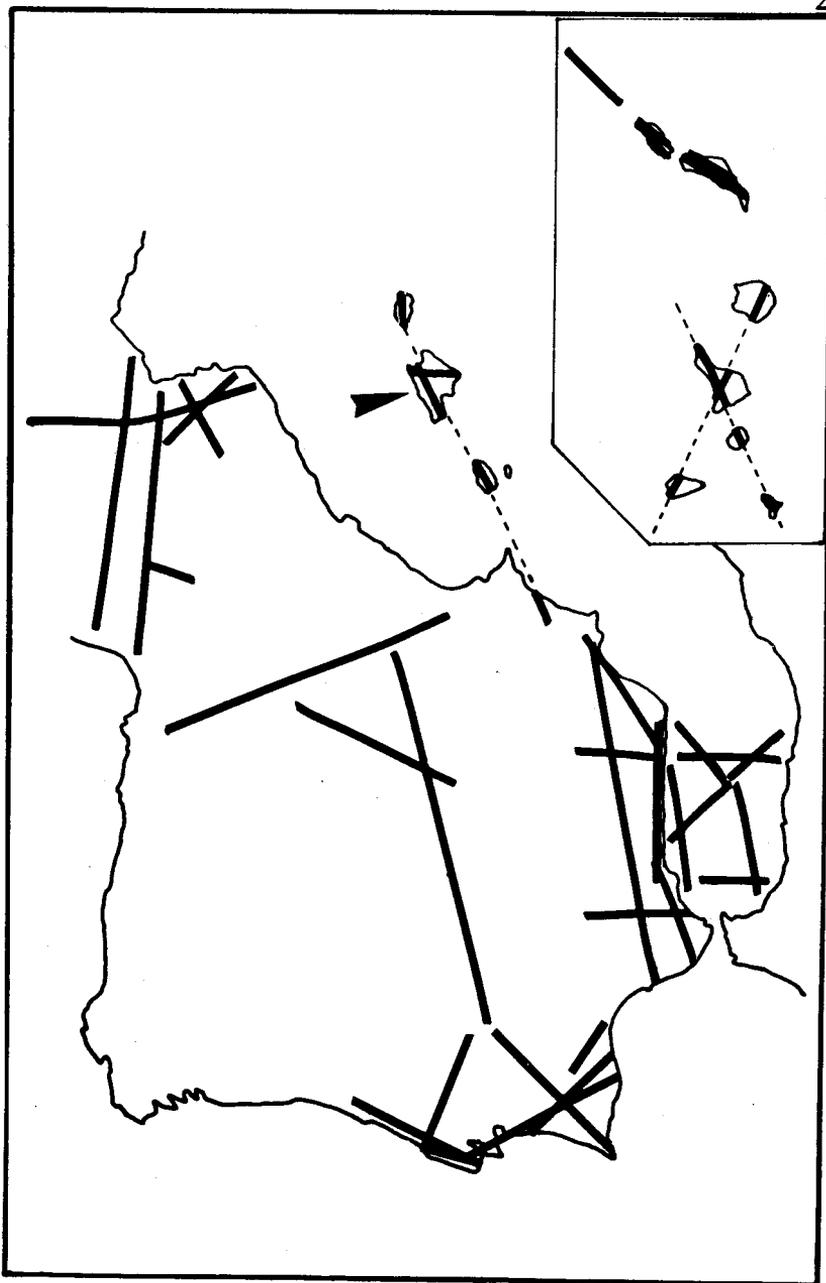


Fig. 1. Perfiles sísmicos realizados en España desde 1974 hasta 1979 (referencias en texto). Se indican también los realizados en Portugal (ver Mueller *et al.* 1973, Mendes Victor *et al.* 1980). La flecha indica la isla de Mallorca la cual se estudia en detalle en este trabajo.

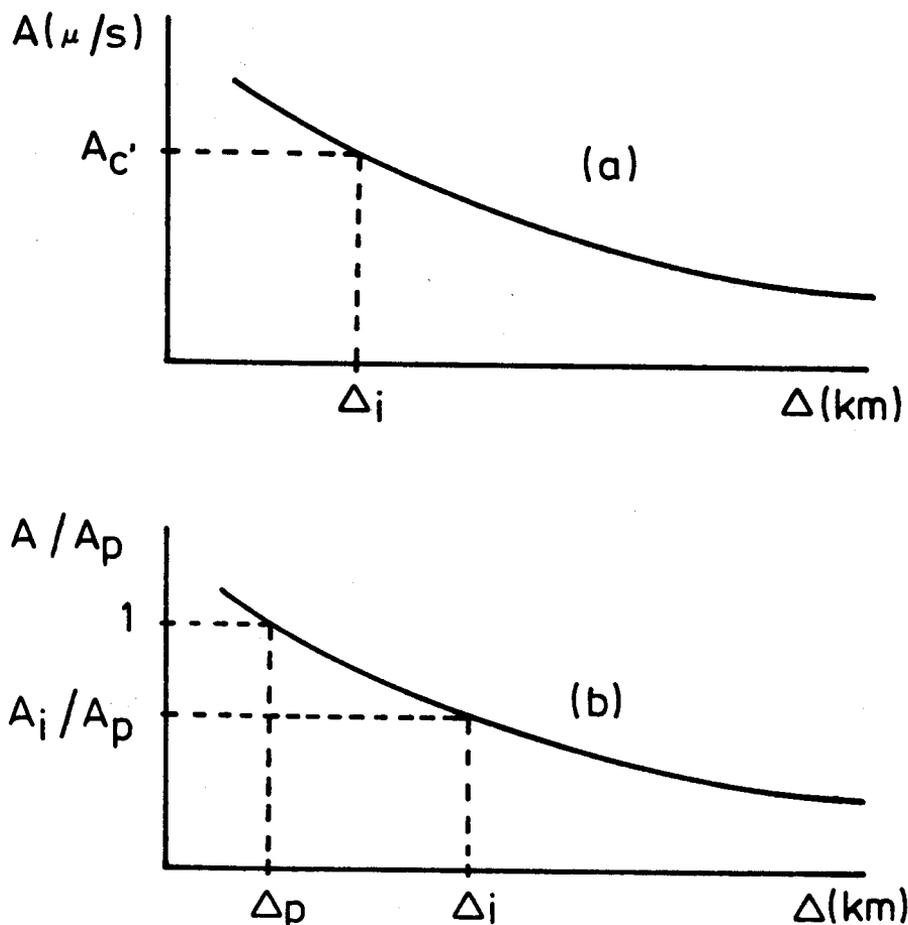


Fig. 2. Curvas amplitud-distancia, a) amplitudes absolutas, b) amplitudes normalizadas.

### LAS AMPLITUDES DE LAS ONDAS COMO PARAMETRO RESTRICTIVO DE LOS MODELOS OBTENIDOS CON TECNICAS DE TIEMPOS DE RECORRIDO

Como ya hemos indicado en la sección anterior, las técnicas de tiempos de recorrido utilizadas en la interpretación de perfiles sísmicos no son sensibles a los gradientes de velocidad, los cuales se definen como la variación de la velocidad con la profundidad y se expresan en unidades  $\text{km/s/km}$  o bien en  $\text{s}^{-1}$ . La detección de tales gradientes es posible si la dromocrónica de una fase refractada tiene curvatura apre-

ciable. Sin embargo, los tiempos de llegada de las ondas en perfiles sísmicos tienen una incertidumbre que en muchos casos supera  $5 \times 10^{-2}$  s. Ello junto con imprecisiones experimentales produce una dispersión en los tiempos de llegada de las ondas que dificulta la definición precisa de la dromocrónica, la detección de una posible curvatura de la misma y, por tanto, del gradiente de velocidad.

Para comparar las técnicas de tiempos de recorrido y amplitudes, hemos calculado tiempos de llegada de las ondas y sismogramas teóricos en dos modelos T1 y T2 ligeramente diferentes (fig. 3), que se diferencian tan sólo en el gradiente en el manto superior y profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić.

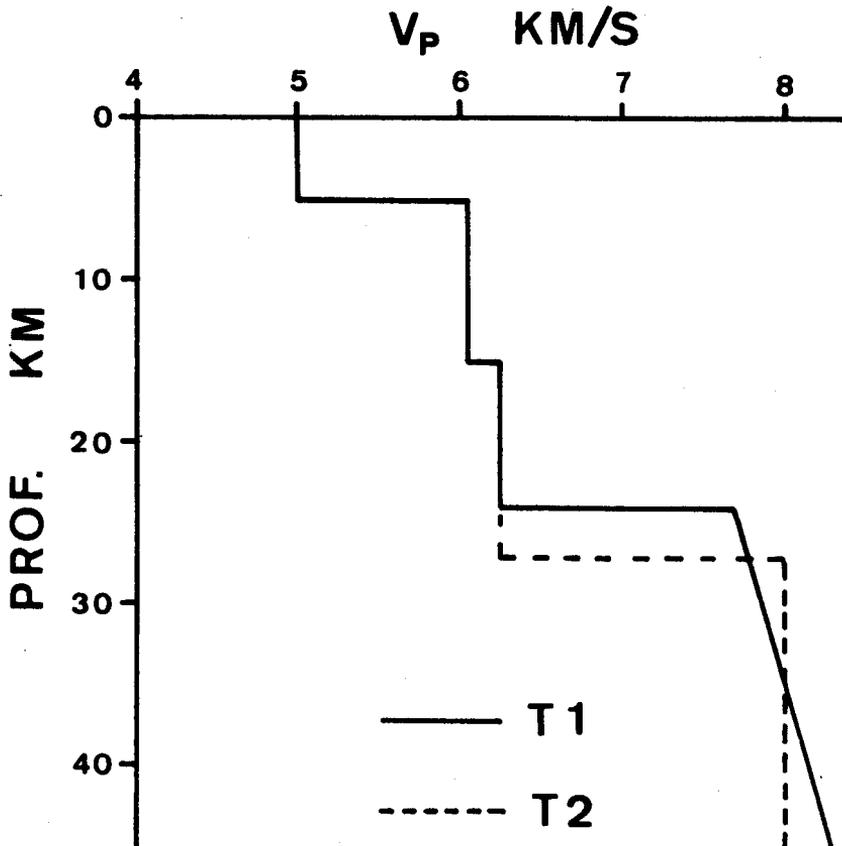


Fig. 3. Funciones velocidad-profundidad para los modelos T1 y T2. El gradiente en el manto superior del modelo es  $6 \times 10^{-2} \text{ s}^{-1}$  para T1 y nulo para T2.

Para ambos modelos hemos obtenido las correlaciones de la fase  $P_n$  (ondas refractadas en el manto superior) para el rango de distancias de 150 a 300 km, que es el rango de distancias en que se suele registrar la fase  $P_n$  en estudios de corteza continental. Por tratarse de modelos teóricos, la detección de tiempos de llegada de las ondas es exacta y la curvatura de la dromocrónica es visible en T1, fig. 4. Podemos observar que la diferencia máxima en tiempos de llegada entre las dos correlaciones es  $10^{-1}$  s, cantidad que en numerosas correlaciones experimentales es inapreciable.

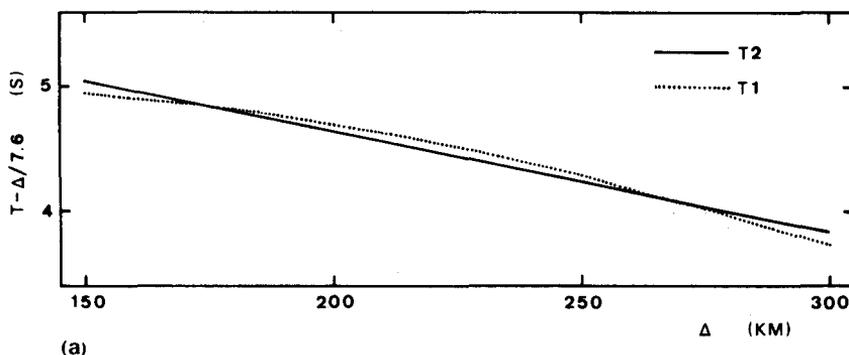


Fig. 4b Curvas amplitud-distancia correspondientes a los modelos T1 y T2.

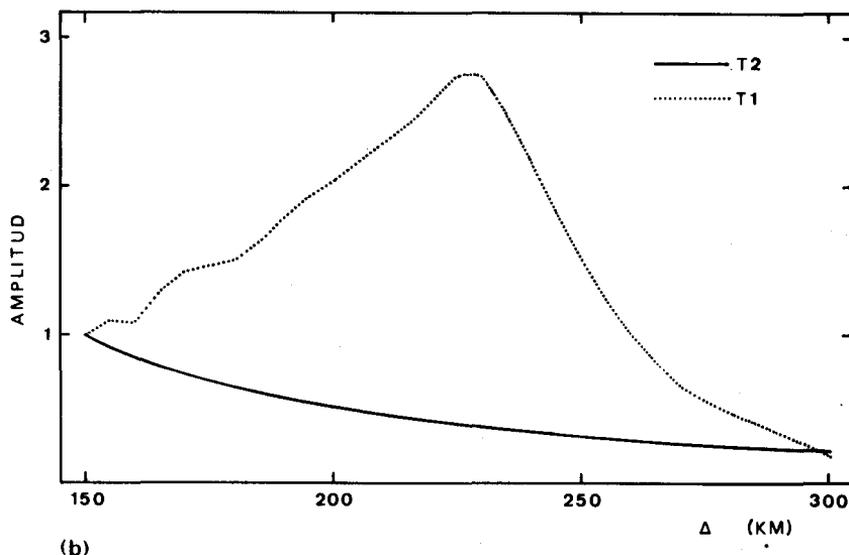


Fig. 4a. Curvas tiempo reducido-distancia correspondientes a los modelos T1 y T2.

De esta manera la técnica de tiempos de recorrido sólo nos permite aproximar las correlaciones de las fases refractadas mediante modelos con capas de velocidad constante, pues como hemos podido observar, basta introducir una ligera variación en la estructura cortical de un modelo con gradiente para encontrar otro, con capas de velocidad constante, que desde el punto de vista de tiempos de recorrido es prácticamente indistinguible del primero. Por tanto, haciendo uso de esta técnica no podremos determinar gradientes de velocidad.

La técnica de amplitudes permite distinguir claramente tales gradientes, aunque su poder de resolución disminuye a medida que decrece el rango de distancia en que se observa la fase refractada. En efecto, en la fig. 4b se han dibujado las curvas amplitud-distancia para los modelos T1 y T2, obtenidas mediante el cálculo de sismogramas sintéticos, pudiendo observarse claras diferencias entre ellas. Para T1 la curva amplitud-distancia tiene un carácter decreciente, mientras que para T2 esta curva es creciente en los primeros 75 km, con un máximo de amplitud alrededor de 225 km, decreciendo a partir de este punto.

Las curvas amplitud-distancia son por consiguiente una herramienta básica para el conocimiento de la estructura fina del manto superior, pudiéndose distinguir modelos que desde el punto de vista de tiempos de recorrido serían indistinguibles. Sin embargo, esta técnica tiene dos restricciones importantes (Banda, 1979):

- i) Perfiles proyectados con fines de exploración de la corteza, no suelen sobrepasar 200-300 km de longitud, con lo que las curvas amplitud-distancia están todavía poco diferenciadas, para gradientes de magnitudes parecidas.
- ii) Para el rango de distancias de la fase  $P_n$ , una discontinuidad en el manto superior 10 km más profunda que el Moho, da un tiempo de recorrido que difiere en menos de 0.2 s, por lo que es difícil precisar si las amplitudes son debidas a la interferencia de dos fases o a la existencia de gradientes.

Por consiguiente, dado que ni el método de tiempos de recorrido ni el de amplitudes son totalmente autosuficientes, creemos que una combinación de ambas técnicas es necesaria para la interpretación de los datos proporcionados por perfiles sísmicos.

#### EL PERFIL DE LAS BALEARES, INTERPRETACION PREVIA

En este perfil se detonaron 10 cargas, B1 a B10 de 143 a 1010 km en el mar, siguiendo una línea SW-NE, las cuales fueron registradas por 24 estaciones separadas 4-5 km a lo largo de las islas (tabla 1, fig. 1).

Tabla I  
 Datos técnicos para las explosiones

tiro	fecha (1976)	tiempo de tiro (UT)	latitud N o ' "	longitud o ' "	profundidad (m)	carga (kg)
A1	2 Oct.	10:22:00.40	41 37 58.9	02 49 27 E	102	480
A2	2 Oct.	16:07:05.59	41 38 00	02 49 30 E	102	480
B1	5 Oct.	09:24:59.80	39 50 15	04 21 21 E	65	145
B2	5 Oct.	12:23:00.13	39 48 26	04 08 55 E	120	1000
B3	5 Oct.	16:00:00.48	39 53 46	03 22 05 E	98	430
B4	6 Oct.	12:22:00.91	39 29 11	02 22 46 E	90	143
B5	6 Oct.	15:52:02.18	39 08 43	01 41 06 E	131	430
B6	8 Oct.	10:22:03.63	38 52 25	01 07 23 E	122	1010
B7	8 Oct.	13:22:04.36	38 42 00	00 42 42 E	100*	287
B8	8 Oct.	16:07:03.85	38 34 45	00 25 36 E	126	1010
B9	9 Oct.	10:22:01.80	38 19 36	00 10 48 W	122	1010
B10	9 Oct.	15:07:02.96	38 08 13	00 22 18 W	71	286

\* Carga suspendida.

Los registros obtenidos fueron interpretados por Banda *et al.* (1980) utilizando la técnica de tiempos de recorrido, determinando las velocidades y espesores mediante el trazado de correlaciones sobre los ensamblajes y calculando posteriormente sus pendientes y tiempos interceptados; finalmente el modelo fue refinado utilizando la técnica de seguimiento de rayos (ray tracing). En este trabajo fueron incluidos algunos de los resultados preliminares obtenidos al aplicar el método de amplitudes a las fases refractadas, las cuales han sido mejoradas posteriormente.

Los resultados más importantes obtenidos en la interpretación mediante la técnica de tiempos de recorrido en el perfil SW-NE se muestran en la fig. 5 y son los siguientes:

- Una capa de sedimentos de 4 km de espesor bajo Ibiza y 7 bajo Mallorca y velocidades variando lateralmente 4.8, 5.0 y 5.2 km/s.
- No se encontraron discontinuidades intermedias en la corteza y para el basamento cristalino se obtuvo una velocidad de 6.0 km/s y un espesor de 8.0 km.
- Para que la velocidad media de la corteza obtenida al aplicar el método  $T^2 - \Delta^2$  a la fase PMP (reflexión en la discontinuidad de Mohorovičić) fuese compatible con los resultados anteriores, se estimó que debía existir un aumento de velocidad desde 6.1 hasta 6.6 km/s a unos 15 km, en la corteza profunda.
- La profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić varía entre 20 km bajo Ibiza y 24 km bajo Mallorca, quedando sin localizar en una zona bien definida entre ambas islas, debido a la presencia de materiales anómalos que dan velocidades más altas en la corteza, 6.7 km/s a 10 km de profundidad.
- Se encontró una velocidad de 7.7 km/s en el contacto entre la corteza y el manto superior. Los ensamblajes de sismogramas y otros detalles pueden verse en Banda *et al.* (1980).

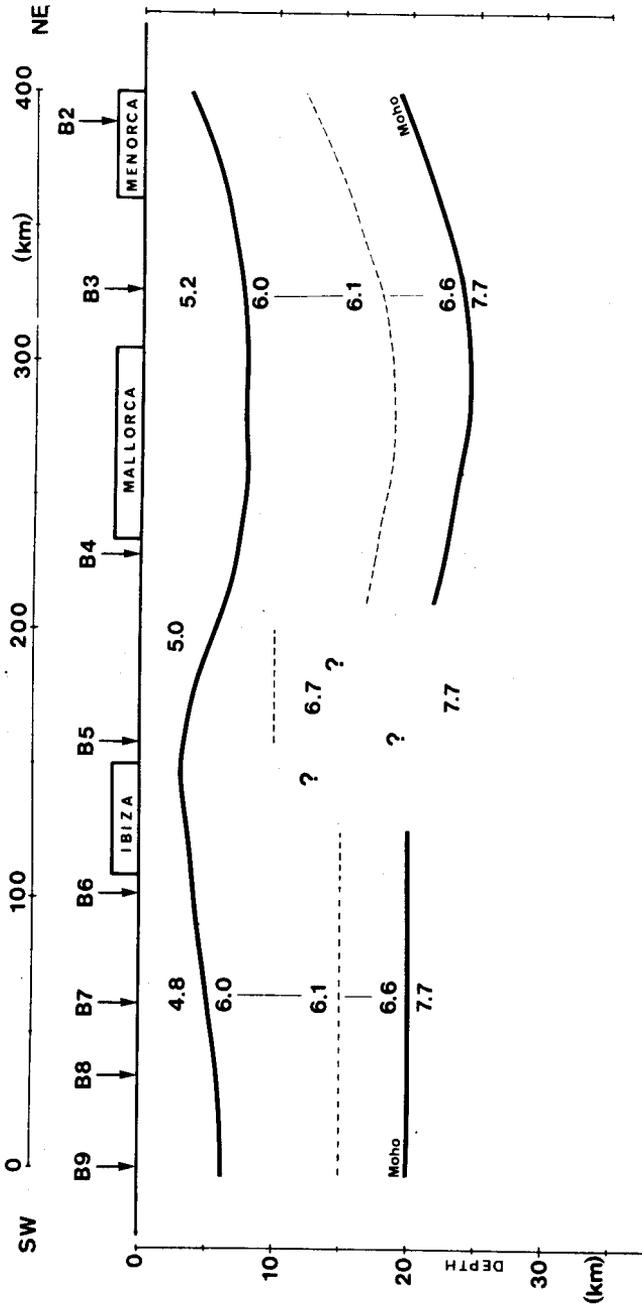


Fig. 5. Resultados de la interpretación del perfil de las Baleares usando la técnica de tiempos de recorrido (Banda *et al.*, 1980).

## DATOS UTILIZADOS EN EL ESTUDIO DE AMPLITUDES

De los tiros B1 a B10 que componían el perfil SW-NE, en nuestro estudio de amplitudes hemos considerado sólo los tiros B3 y B4 para el estudio de la corteza y B6 y B9 para el estudio del manto y se han elegido los registros correspondientes a la isla de Mallorca, ya que éstos son los que presentan con más claridad tanto las primeras llegadas como las reflexiones en la discontinuidad de Mohorovičić.

Se han calculado las curvas amplitud-distancia normalizadas midiendo amplitudes pico a pico para las ondas  $P_n$ , fig. 6, y  $P_g$ , fig. 7, entendiendo por  $P_g$  las ondas refractadas en el basamento. En la fig. 6 se muestra la curva suavizada para la  $P_n$  en B6 y B9 corregida por la carga de la explosión (Wielandt, 1975).

## MODELOS TEORICOS

El problema que presenta la obtención de modelos teóricos es la carencia de programas que permitan el cálculo de sismogramas sintéticos en medios anelásticos, lateralmente inhomogéneos y con discontinuidades curvas.

Desafortunadamente la estructura obtenida mediante la técnica de tiempos de recorrido bajo las Baleares no cumple las condiciones de aplicabilidad del programa SEIS4 (Červený *et al.*, 1979), ya que existen variaciones laterales de velocidad y las discontinuidades sedimentos-basamento y corteza-manto no son horizontales. Por esta razón hemos optado por calcular dos clases de modelos, unos para aproximar la curva amplitud-distancia de la fase  $P_g$  en B3 y otros para obtener un modelo medio de corteza, válido para calcular curvas de amplitudes de la fase  $P_n$  que se aproximen a las amplitudes experimentales.

Dado que las amplitudes han mostrado ser primordialmente dependientes de los contrastes de velocidad, en nuestros modelos hemos procurado mantener estos contrastes en las discontinuidades más importantes obtenidas mediante la técnica de tiempos de recorrido.

Los gradientes de velocidad han sido aproximados por una sucesión de capas delgadas horizontales plano-paralelas de velocidad constante. No se han considerado conversiones de ondas ni reflexiones múltiples y sólo hemos calculado la componente vertical del vector desplazamiento para ondas P.

### *Modelos de corteza a partir del tiro B3*

Se ha ensayado una serie de ocho modelos C1-C8, fig. 8, basados en la estructura

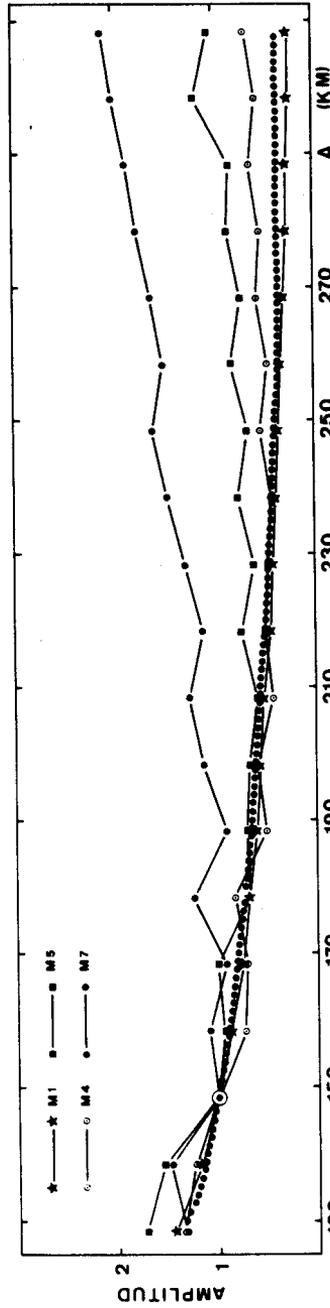


Fig. 6. Curvas amplitud-distancia suavizadas para los tiros B6 y B9 (línea de puntos gruesos) y curvas correspondientes a los modelos M1, M4, M5 y M7 (líneas de trazo grueso).

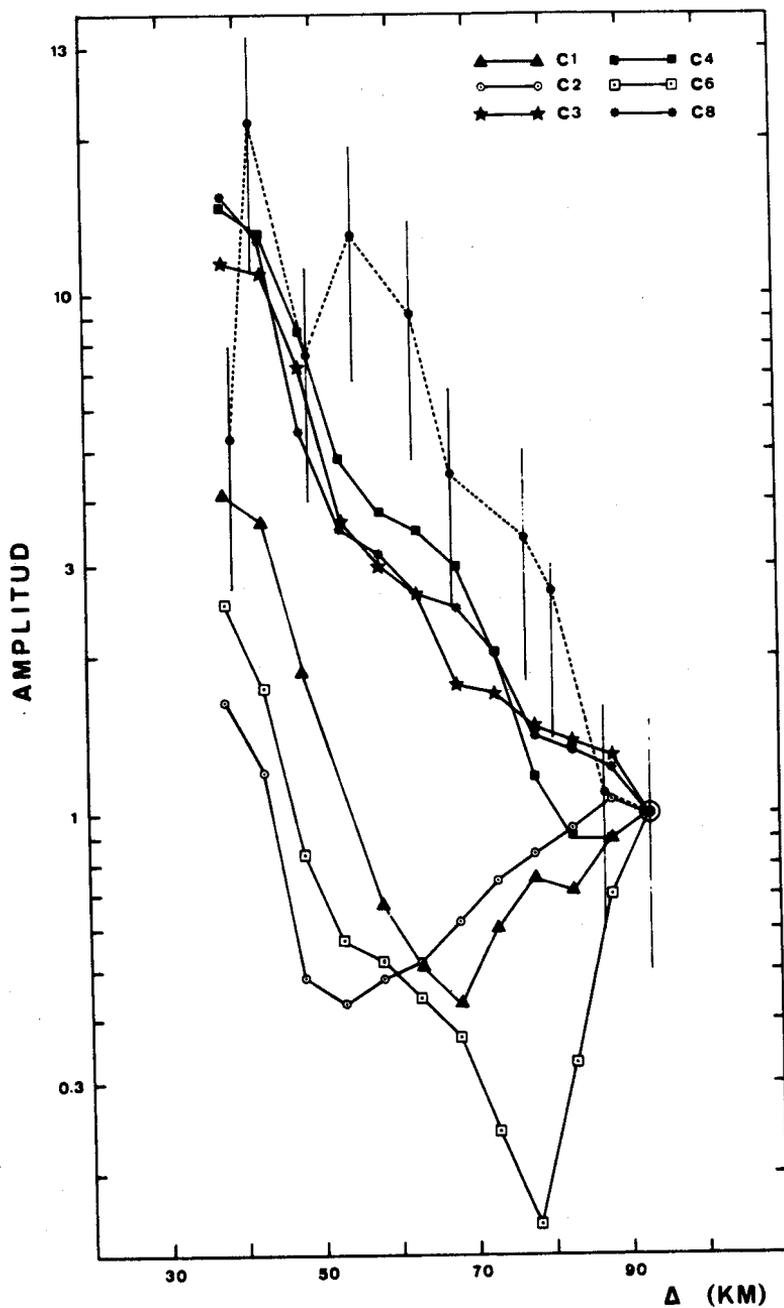


Fig. 7. Curvas amplitud-distancia para la fase P<sub>g</sub> correspondientes a las amplitudes experimentales (línea de puntos) y a los modelos C1-C4 y C8 (líneas de trazo grueso). Los segmentos verticales representan los intervalos de error instrumental.

obtenida mediante la técnica de tiempos de recorrido para la isla de Mallorca. Esta estructura puede ser aproximada fácilmente por capas horizontales plano-paralelas.

Los gradientes de velocidad se han variado de unos modelos a otros desde  $10^{-2}$  hasta  $35.3 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ , en el basamento, y desde 0.0 hasta  $83 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$  en la corteza profunda.

Se han calculado las curvas amplitud-distancia en cada modelo y se han comparado con la curva de amplitudes experimentales de la fase  $P_g$ , fig. 7, pudiéndose comprobar que, desde el punto de vista de las amplitudes C1, C2 y C6 difieren bastante del modelo real, mientras que C3, C4 y C8 muestran un aumento de las amplitudes al disminuir la distancia, similar al de la curva experimental. La curva de

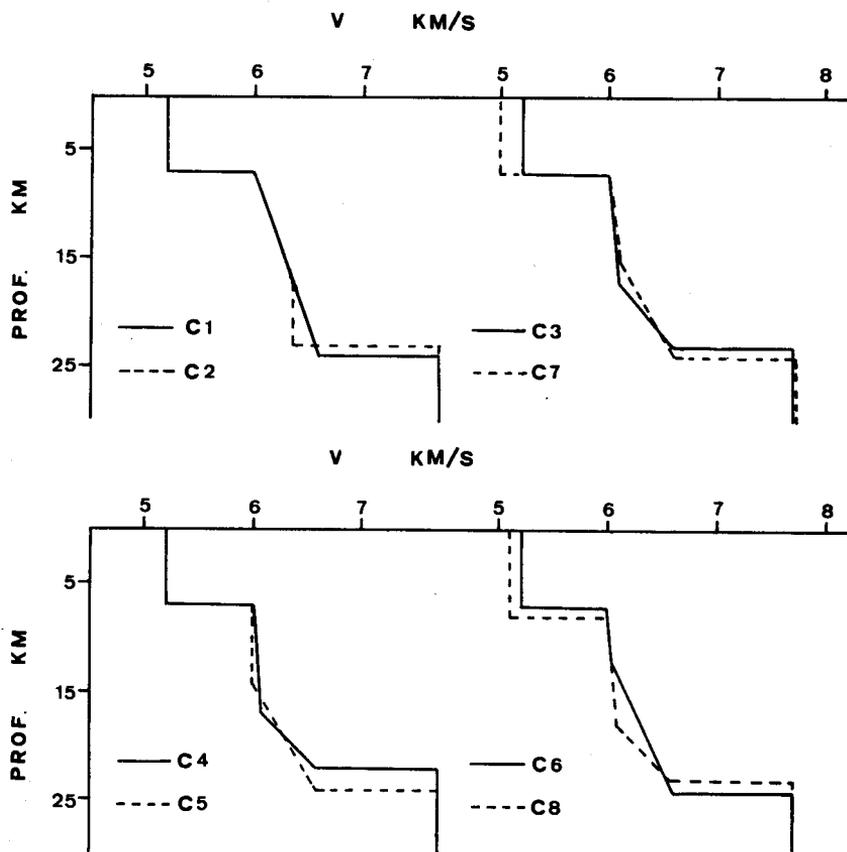


Fig. 8. Funciones velocidad-profundidad para los modelos C1-C8.

amplitudes de C5, aunque no se ha dibujado ha resultado estar comprendida entre las de C3 y C4, por lo que este modelo también es válido para justificar nuestros datos. Sin embargo, la curva de amplitudes de C7 difiere apreciablemente de la experimental.

La forma de la curva de amplitudes de la  $P_g$  depende en parte de la estructura de toda la corteza y de las capas más superficiales del manto ya que una variación del gradiente de velocidad en la corteza profunda, o de la velocidad del manto en el contacto con la discontinuidad de Mohorovičić, da lugar a una variación de la distancia donde interfieren las fases  $P_g$  y  $P_n$ , lo que puede ocasionar cambios sensibles en la forma de la curva de amplitudes de la fase  $P_g$ . Por esta razón, los modelos calculados demuestran que un gradiente de  $0.1 \text{ s}^{-1}$  en la corteza profunda y una velocidad de  $7.7 \text{ km/s}$  en los primeros kilómetros del manto son aceptables desde el punto de vista de amplitudes.

Para comprobar la validez de los modelos seleccionados con la técnica de amplitudes, hemos calculado las correlaciones de la fase  $P_g$  en C4, C5 y C8, obteniendo un retraso respecto a los tiempos observados de  $0.3 \text{ s}$  en C8, mientras que en C4 y C5 esta correlación es la que mejor aproxima a la experimental.

Por lo tanto, la combinación de los dos métodos, amplitudes y tiempos de recorrido, nos permite deducir que los modelos C4 y C5 justifican por igual los datos y podemos concluir que el gradiente en el basamento está comprendido entre  $0.0$  y  $10^{-2} \text{ s}^{-1}$ .

### *Modelo promedio para la corteza*

La obtención de un modelo promedio para la corteza, cuya curva amplitud-distancia sea próxima a la experimental, se ha efectuado teniendo en cuenta el hecho de que las amplitudes dependen, primordialmente, de los contrastes de velocidad en las discontinuidades de los modelos. Por esta razón hemos preferido buscar un modelo promedio modificando C3 ó C5, de manera que los contrastes de velocidad en las discontinuidades sean, prácticamente, los mismos que los obtenidos al aplicar la técnica de tiempos de recorrido. El modelo seleccionado se muestra en la fig. 9 (parte superior).

### *Modelos de manto*

Hemos ensayado siete modelos M1-M7, modificando el gradiente de velocidad del manto entre  $0.0$  y  $10^{-2} \text{ s}^{-1}$  en el modelo medio de corteza, fig. 9 (inferior).

Para cada uno de estos modelos se han calculado las curvas amplitud-distancia y

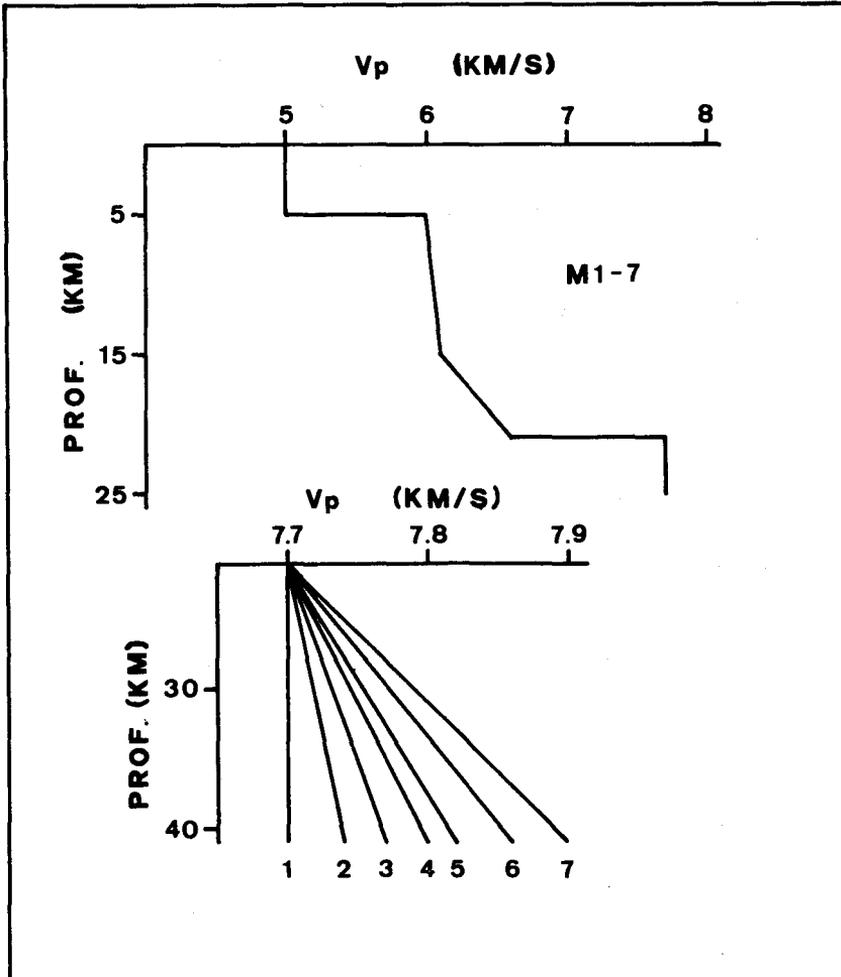


Fig. 9. Funciones velocidad-profundidad para el modelo medio de corteza (figura superior) y para los modelos de manto (figura inferior).

se han comparado con la curva de amplitudes experimentales, fig. 6. En esta figura podemos observar que los modelos M1 y M4 son válidos para justificar la curva suavizada de amplitudes experimentales, por lo que estimamos que el gradiente de velocidad en el manto está comprendido entre  $0.0$  y  $5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ .

El cálculo de trayectorias de rayos para la fase  $P_n$  en el modelo M3, nos muestra que la profundidad máxima alcanzada por los rayos que emergen a 300 km de distancia epicentral es de 25 km; esto nos permite afirmar que nuestro estudio de am-

plitudes da a conocer la estructura de los primeros 4-5 km del manto. Para los siguientes 10 km deducimos que no se producirán grandes cambios en el gradiente de velocidad, pues éstos darían lugar a alteraciones considerables en la forma de la curva de amplitudes originadas al interferir las ondas refractadas dentro de ese intervalo, con las refractadas en los primeros 4-5 km de manto. Un gradiente de velocidad comprendido entre 0.0 y  $5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$  para ese intervalo es aceptable desde el punto de vista de amplitudes.

### COMPARACION CON AREAS ADYACENTES

Una vez obtenidos los resultados de la interpretación de los datos en las islas Baleares, parece lógico intentar una comparación entre éstos y los obtenidos en otras zonas del Mediterráneo Occidental.

El estudio de tiempos de recorrido y amplitudes sólo nos ha permitido conocer la estructura de los primeros 4 ó 5 km del manto, por lo que nada podemos afirmar acerca de la posible existencia de una pronunciada capa de baja velocidad a los 60 km de profundidad propuesta por Knopoff (1967) y Payo (1967, 1969) e interpretada como el límite litosfera-astenosfera. Sólo perfiles de refracción más largos nos permitirán alcanzar esas profundidades.

Los resultados obtenidos por Hirn *et al.* (1976) en la cuenca Provenzal, entre las Baleares y Córcega, indican la presencia de un gradiente en el manto superior de  $35 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ , es decir, un orden de magnitud mayor que el determinado en el promontorio Balear. La explicación de esta diferencia debe buscarse en la historia geológica del Mediterráneo Occidental. Efectivamente, las cuencas del Mediterráneo Occidental, sin tener un carácter puramente oceánico, tienen una corteza delgada producto de los procesos de extensión. Sin embargo, en el promontorio Balear es claramente continental y más gruesa que la de las cuencas. Esta diferencia puede ser una explicación para la distinta naturaleza de los primeros kilómetros del manto superior. Por otra parte, resultados geofísicos tales como medidas del flujo de calor (Čermák, 1978) y un reconocimiento aeromagnético (Galdeano y Rossignol, 1977) confirman esas diferencias. El flujo de calor en el promontorio Balear es menor que en las cuencas mientras que el mapa aeromagnético indica la distinta naturaleza del promontorio Balear con respecto a las cuencas adyacentes (Galdeano y Rossignol, 1977). Todo ello parece justificar que si bien la velocidad del manto es común para el área del Mediterráneo Occidental (7.6-7.8 km/s) las diferencias en el gradiente son atribuibles a la evolución local de las cuencas y fragmentos continentales tales como el promontorio Balear.

## CONCLUSIONES

La técnica de amplitudes es especialmente útil para determinar gradientes de velocidad, pudiendo distinguir modelos que, desde el punto de vista de tiempos de recorrido serían indistinguibles.

El método de amplitudes normalizadas ha hecho posible la acotación de gradientes de velocidad, en el basamento y en el manto superior. En el basamento se ha encontrado un gradiente de velocidad entre 0.0 y  $10^{-2} \text{ s}^{-1}$  en los primeros 3 km. En el manto este gradiente está comprendido entre 0.0 y  $50 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  en los primeros 5 km.

El fuerte aumento de velocidad desde 6.1 hasta 6.6 km/s en la corteza profunda que justifica los valores para la velocidad media de la corteza, obtenida a partir del método  $T^2 - \Delta^2$ , está de acuerdo con los resultados obtenidos con la técnica de amplitudes.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al doctor Udías, coordinador del grupo de perfiles sísmicos en España, las facilidades para el desarrollo de este trabajo y al doctor Canas, por la lectura y discusión del texto.

Este trabajo fue completado durante la estancia de uno de los autores (D.C.) en la UNAM gracias a una beca de intercambio cultural CONACYT-CSIC.

## BIBLIOGRAFIA

- BANDA, E. y A. UDIAS, 1979. Sondeos sísmicos profundos en España. Estructura de la región Bética Oriental. *Tecniterrae S-185*.
- BANDA, E., 1979. Perfiles sísmicos de refracción en corteza continental. Estructura de la corteza y manto superior en las cordilleras Béticas. Tesis doctoral, pp. 235 Univ. de Barcelona.
- BANDA, E., J. ANSORGE, M. BOLOIX, and D. CORDOBA, 1980. Structure of the crust and upper mantle beneath the Balearic islands (Western Mediterranean). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 49, 219-230.
- BERRY, M. J. and L. KNOPOFF, 1967. Structure of the upper mantle under the Western Mediterranean Basin. *J. Geophys. Res.* 72, 3615-3627.

- CERMÁK, V., 1978. Heat flow map of Europe, in: *Terrestrial heat flow in Europe*, V. Čermák and L. Rybach, eds. (Springer-Verlag, Berlin) 3.
- ČERVENÝ, V., I. A. MOLOTKOV and I. PŠENČÍK, 1978. Ray method in seismology. Charles Univ. Press. Prague, pp. 214.
- GALDEANO, A. y J. C. ROSSIGNOL, 1977. Assemblage à altitude constante des cartes d'anomalies magnétiques couvrant l'ensemble du bassin occidental de la Méditerranée. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, 461-468.
- HIRN, A. and M. SAPIN, 1976. La croûte terrestre sous la Corse: données sismiques. *Bull. Soc. Géol. Fr. XVIII*, 1159-1199.
- MENDES VICTOR, L. A., A. HIRN and J. L. VEINANTE, 1981. A seismic cross section across the Tajos Valley, Portugal: possible evolution of the crust. *Ann. Geophys. (en prensa)*.
- MUELLER, St., C. PRODEHL, A. S. MENDES and V. SOUSA MOREIRA, 1973. Crustal structure in the Southern part of the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 20, 307-318.
- PAYO, G., 1967. Crustal structure of the Western of the Mediterranean Sea by surface waves. Part I. group velocity, *Bull. Seism. Soc. Amer.* 57, 151-172.
- PAYO, G., 1969. Crustal structure of the Mediterranean Sea. Part II, phase velocity and travel times. *Bull. Seism. Soc. Amer.* 59, 23-42.
- UDIAS, A., 1977. Perfiles sísmicos profundos en España (1974-1975). Instituto Geográfico y Catastral. Madrid, 1977; pp. 160.
- WIELANDT, E., 1975. Generation of seismic waves by underwater explosion, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 40, 421-439.
- WORKING GROUP FOR D.S.S. in Spain 1974-1975; 1977. Deep Seismic Soundings in Southern Spain. *Pure and App. Geophys.*, 115, 721-735.