

Anelasticidad de la zona estable euroasiática y de la zona europea occidental

José A. CANAS

Department of Earth and Atmospheric Sciences, Saint Louis University, Saint Louis, Mo 63156 (USA)

Antoni M. CORREIG

Departamento de Física de la Tierra y del Cosmos, Facultad de Física, Universidad de Barcelona. Barcelona-28 (Spain)

RESUMEN

La teoría de inversión en su forma estocástica ha sido aplicada a dos conjuntos de coeficientes de atenuación de las ondas de Rayleigh correspondientes a la zona estable Euroasiática y a la zona Europea Occidental.

Los resultados obtenidos muestran que las propiedades anelásticas bajo dichas zonas son distintas. Europa Occidental se halla caracterizada por valores más bajos de los factores específicos de calidad de las ondas de cizalla (Q_β) que los correspondientes a la zona Estable Euroasiática. Las profundidades a las que los valores de Q_β decrecen más rápidamente son alrededor de 60 km para Europa Occidental y de 40 km para la zona Estable Euroasiática.

La comparación con un estudio de atenuación en el Océano Atlántico muestra que los coeficientes de atenuación correspondientes a la zona Europea Occidental pueden ser considerados representativos para dicha zona.

SUMMARY

Modern inversion theory in its stochastic approach has been applied to two sets of attenuation coefficients of Rayleigh waves corresponding to the stable part of the Eurasian plate and to the Western Europe.

The results show that the anelastic properties under the regions under consideration are different. Western Europe being characterized by lower Q_β values than the stable part of the Eurasian plate. The depths at which the Q_β values decrease at a higher rate are about 60 km for Western Europe and 40 km for the stable part of the Eurasian plate.

By comparison with a previous study in the Atlantic Ocean it can be inferred that the attenuation coefficients obtained for Western Europe can be considered as representative for this region.

INTRODUCCIÓN

El estudio de la variación de los coeficientes de atenuación de las ondas superficiales ha provisto recientemente una fuente de datos para el estudio de las propiedades anelásticas de la corteza y del manto superior de continentes y océanos.

Modelos de los factores específicos de calidad, Q_β , para regiones continentales han sido obtenidos por Mitchell (1973), Lee y Solomon (1975) y Herrmann y Mitchell (1975). Mitchell (1976) obtuvo un modelo general de los factores Q_β para el Océano Pacífico. Últimamente han conseguido detectarse variaciones laterales de los coeficientes de atenuación y de los factores específicos de calidad Q_β (o de su inverso Q_β^{-1} , llamado fricción interna) como una función de la edad de la Litosfera oceánica (Canas y Mitchell, 1978; Canas, 1979; Correig y Mitchell, 1980; Canas et al., 1980 y Canas, 1980).

Este trabajo de inversión es el primero de una serie de ellos encaminados a determinar las variaciones laterales de la fricción interna de las ondas de cizalla (Q_β^{-1}) en Europa y en el mar Mediterráneo. Recientemente Correig et al. (1979) han obtenido valores medios del coeficiente de atenuación de las ondas de Rayleigh para Europa Occidental, estos valores serán los utilizados para obtener el modelo de Q_β^{-1} para dicha zona. El modelo de fricción interna obtenido para Europa Occidental será comparado con un modelo de fricción interna que se obtendrá de los coeficientes de atenuación determinados por Yacoub y Mitchell (1977) para las ondas de Rayleigh correspondientes a la zona estable euroasiática. El modelo de Tierra necesario para efectuar la inversión será el determinado por McEvelly (1964) para la zona central de los Estados Unidos, ya que a nuestro entender no existen modelos de Tierra representativos de las zonas bajo estudio.

La utilización del mismo modelo de Tierra para ambas regiones bajo estudio nos proporcionará modelos relativos de la fricción interna a partir de los cuales se obtendrán las diferencias anelásticas para ambas regiones. Los modelos absolutos serán determinados en un futuro próximo cuando se tenga conocimiento de los modelos de Tierra para dichas regiones.

MÉTODO DE INVERSIÓN

La teoría de inversión desarrollada por Backus y Gilbert (1967, 1968, 1970) en presencia de ruido (Der et al., 1970; Franklin, 1970 y Jordan y Franklin, 1971) es el método utilizado para la obtención de los modelos de fricción interna de las ondas de cizalla, Q_β^{-1} . Una breve descripción del método sigue a continuación.

Los datos observados, y, pueden escribirse en forma matricial respecto a los parámetros del modelo, x, en presencia de ruido, n, de la forma siguiente:

$$Ax + n = y \quad (1)$$

donde A es la matriz de derivadas parciales $\delta Q_R^{-1}/\delta Q_\alpha^{-1}$ y $\delta Q_\beta^{-1}/\delta Q_\beta^{-1}$ donde Q_R^{-1} indica la fricción interna de las ondas de Rayleigh correspondiente al modelo de Tierra utilizado.

$Q_{\alpha i}^{-1}$ y $Q_{\beta i}^{-1}$ son las fricciones internas de las ondas compresionales de cizalla en la capa i del modelo de Tierra considerado. Las derivadas parciales pueden expresarse (Anderson et al., 1965) como:

$$\begin{aligned} \delta Q_R^{-1} / \delta Q_{\alpha i}^{-1} &= (\alpha_i / C_R) (\delta C_R / \delta \alpha_i); \delta Q_R^{-1} / \delta Q_{\beta i}^{-1} = \\ &= (B_i / C_R) (\delta C_R / \delta \beta_i) \end{aligned} \quad (2)$$

donde α_i y β_i son las velocidades compresionales y de cizalla en la capa i , siendo C_R la velocidad de fase de las ondas de Rayleigh.

Los parámetros del modelo, x , llegan a expresarse como:

$$x = W A^T (A W A^T + \tau^{-2} S)^{-1} y \quad (3)$$

donde W es una matriz inversamente proporcional a los espesores de las capas del modelo de Tierra utilizado, S es la matriz covarianza de los datos observados y τ^2 es la llamada varianza-problema (Jordan y Anderson, 1974).

Wiggins (1972) definió una transformación que permite resolver la ecuación 3 en forma más sencilla. En esencia su transformación consiste en eliminar las matrices W y S , obteniéndose:

$$x' = A'^T (A' A'^T + I)^{-1} y' \quad (4)$$

donde

$$\begin{aligned} A' &= \tau S^{-1/2} A W^{-1/2} \\ x' &= W^{-1/2} x \\ y' &= \tau S^{-1/2} y \end{aligned} \quad (5)$$

siendo I la matriz unidad.

Si la notación de Lanczos (1961) es utilizada, en la cual $A' = U \Lambda V^T$, la ecuación 4 se expresa como:

$$x' = V \Lambda U^T (U \Lambda^2 U^T + I)^{-1} y' \quad (6)$$

donde U y V contienen los autovectores asociados con las columnas y con las filas de A' respectivamente. Λ es una matriz diagonal de autovalores de A' .

La matriz de resolución (Wiggins, 1972) puede ser escrita como:

$$R = \sum (\lambda_j^2 / (\lambda_j^2 + \tau^2)) v_j v_j^T \quad (7)$$

donde v_j y λ_j son los autovectores y autovalores respectivamente en la capa j . Cuanto más se aproxima la matriz R a la matriz identidad mejor es la resolución obtenida.

Las desviaciones típicas para la capa j del modelo (Wiggins, 1972) se expresan de la siguiente forma:

$$J'_{x_j} = (\tau^2 W_{ii}^2 \sum (\lambda_i v_{ij}^2 / (\lambda_i^2 + \tau^2)))^{1/2} \quad (8)$$

La varianza del problema, τ^2 , puede ser utilizada como un factor de prueba y error para la determinación de los factores Q_{β}^{-1} (ecuaciones 3, 4 o 6) y de las correspondientes resoluciones (ecuación 7) y desviaciones típicas (ecuación 8).

El mejor modelo de Q_{β}^{-1} vendrá dado cuando la aproximación entre los coeficientes de atenuación teóricos, correspondientes al modelo final de Q_{β}^{-1} aceptado, y los coeficientes de atenuación observados sea la mejor posible.

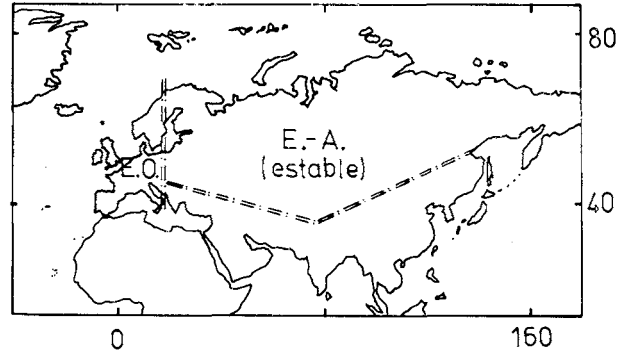


Fig. 1. Situación de la zona Estable Euroasiática y de la zona Europea Occidental.

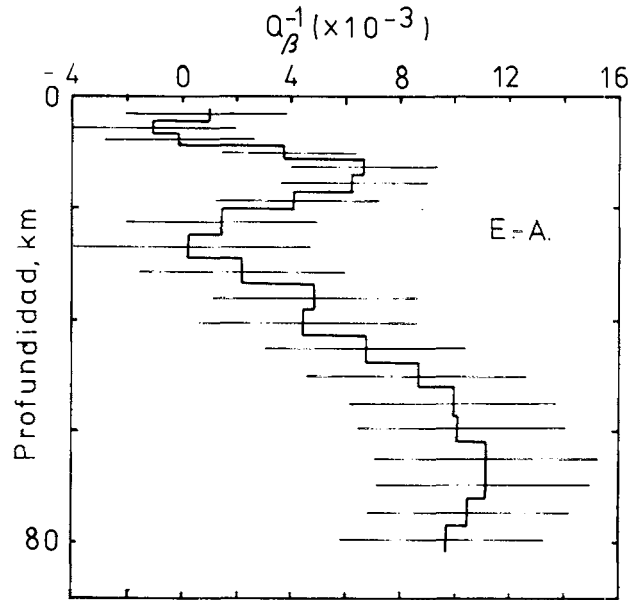


Fig. 2. Modelo de Q_{β}^{-1} para la zona Estable Euroasiática. Barras horizontales indican desviaciones típicas.

RESULTADOS

Los resultados obtenidos por aplicación del método de inversión expuesto en el apartado anterior para la zona estable euroasiática (fig. 1) son presentados en la figura 2. Los siguientes hechos pueden observarse de la figura 2:

(1) Parece existir una zona de bajos valores de Q_{β} situada aproximadamente a una profundidad de unos 6 km.

(2) A partir aproximadamente de los 40 km aparece una zona bien desarrollada en la que los valores de Q_{β} decrecen suavemente hasta una profundidad de unos 65 km, a partir de la cual existe indicación de que los valores de Q_{β} vuelven a aumentar.

(3) La incertidumbre en el modelo obtenido viene determinada por las desviaciones típicas (barras horizontales) y las funciones de resolución R (fig. 4). Puede observarse (fig. 4) que la resolución es menor al aumentar la profundidad, indicando que la incertidumbre en el modelo obtenido aumenta con el aumento de la profundidad.

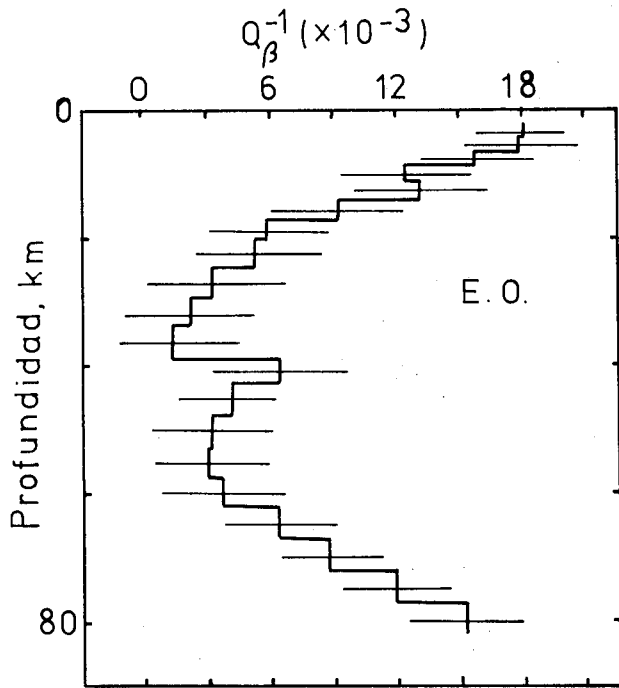


Fig. 3. Modelo de Q_{β}^{-1} para la zona Europea Occidental. Barras horizontales indican desviaciones típicas.

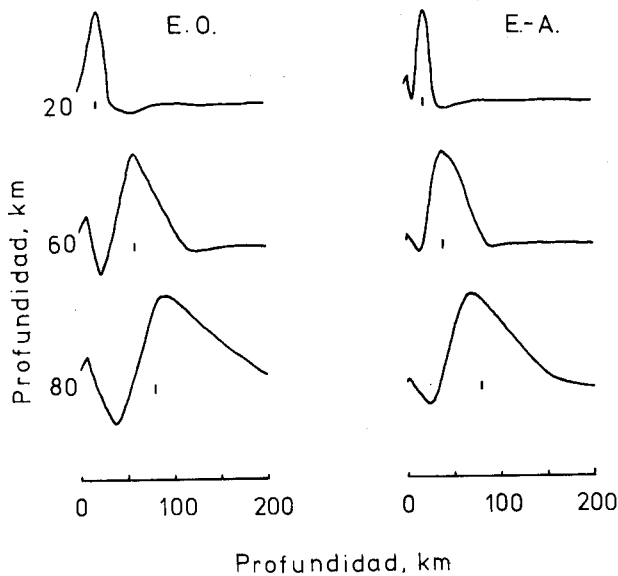


Fig. 4. Resoluciones correspondientes a las figuras 2 y 3.

Los resultados para la zona europea occidental (fig. 1) son presentados en la fig. 3. Se puede deducir de ella que:

(1) Parece no existir una zona de bajos valores en la parte superior de la corteza de dicha zona.

(2) A partir de aproximadamente los 60 km aparece una zona en la que los valores de Q_{β} decrecen con mayor rapidez que la correspondiente a la zona euroasiática.

(3) Como en el caso de la zona euroasiática, las desviaciones típicas y las resoluciones (fig. 4) indican la incertidumbre en el modelo obtenido.

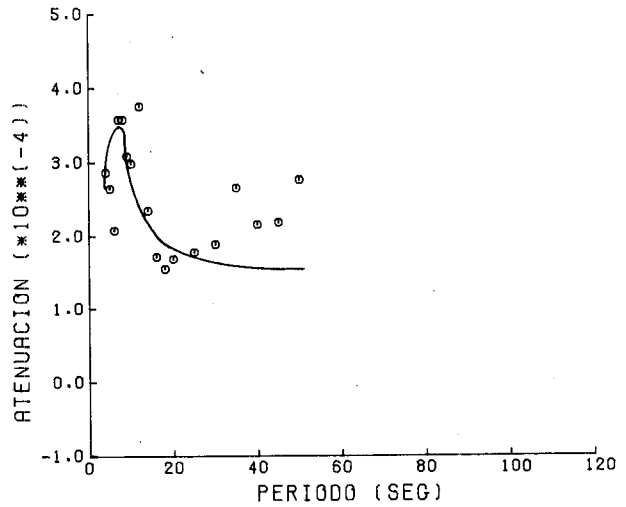


Fig. 5. Comparación entre los coeficientes de atenuación de las ondas de Rayleigh observados () y teóricos (línea sólida) correspondientes al modelo de la figura 2.

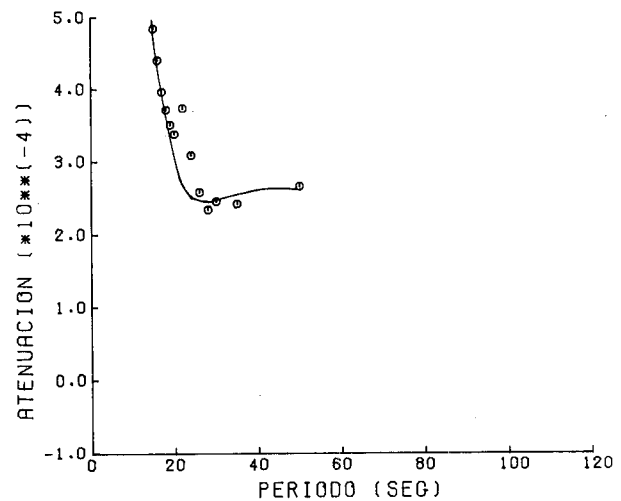


Fig. 6. Comparación entre los coeficientes de atenuación de las ondas de Rayleigh observados () y teóricos (línea sólida) correspondientes al modelo de la figura 3.

Al haber utilizado el mismo modelo de Tierra (Tabla 1) para efectuar la inversión podemos efectuar la comparación relativa de los modelos obtenidos. Los hechos principales son los siguientes:

(1) Los valores de Q_{β} son menores en general para la zona europea occidental que para la zona estable euroasiática.

(2) La zona europea occidental posee un canal (> 60 km) en el cual los valores de Q_{β} son menores que para la zona euroasiática, situándose el comienzo de este canal para esta zona alrededor de los 40 km.

De la comparación efectuada se puede deducir que la atenuación de la energía transportada por las ondas sísmicas es mayor en la zona europea occidental que en la zona estable euroasiática.

La figura 5 muestra los coeficientes de atenuación obtenidos por Yacoub y Mitchell (1977) para la zona estable euroasiática conjuntamente con los teóricos correspondientes al modelo de Q_{β}^{-1} correspondiente a dicha región. En la figura 6 se muestran los coeficientes de atenuación obtenidos por Correig et al. (1979) para la zona europea occidental y los teóricos correspondientes al modelo de Q_{β}^{-1} en dicha zona. Se puede apreciar que las aproximaciones entre ambos conjuntos de datos son ciertamente satisfactorias, especialmente para la zona europea occidental.

En la figura 7 se muestran los coeficientes de atenuación obtenidos por Canas (1980) para la región >65 M a. del Océano Atlántico. Los coeficientes de atenuación obtenidos por Correig et al. (1979) corresponden en parte a una región del Océano Atlántico aproximadamente mayor de 60 M a. Se puede observar que los coeficientes de atenuación en la figura 7 son del orden de $1 \times 10^{-4} \text{ km}^{-1}$. Este valor permite suponer que los valores obtenidos por Correig et al. (1980) corresponden aproximadamente a la Zona Europea Occidental.

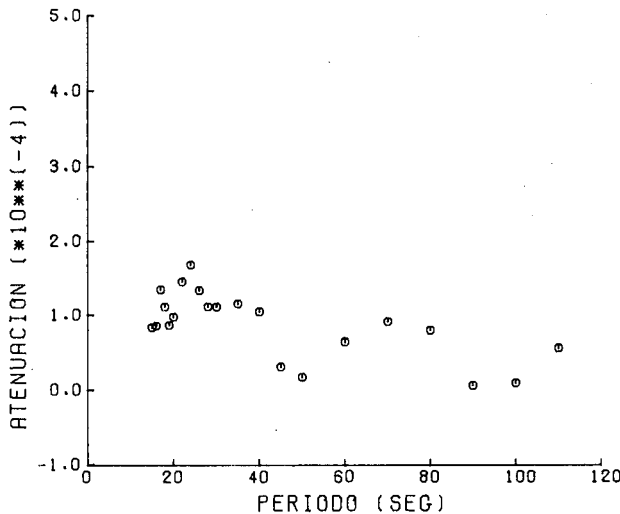


Fig. 7. Valores de los coeficientes de atenuación para la región >65 M. a. del Océano Atlántico (Canas, 1980).

CONCLUSIONES

La inversión de los coeficientes de atenuación correspondientes a la zona estable euroasiática (Yacoub y Mitchell, 1977) y a la zona europea occidental (Correig et al., 1979) muestra que en la zona europea la anelasticidad es considerablemente más elevada que en la zona euroasiática. El límite superior del canal en que los valores de Q_{β} empiezan a ser paulatinamente menores se halla situado alrededor de los 60 km para la zona europea y alrededor de los 40 km para la zona euroasiática. Cuando estudios futuros de atenuación provean ésta para periodos mayores que los obtenidos por los autores citados, que son como máximo del orden de los 50 segundos, podrá entonces obtenerse información para profundidades mayores de los 80 km.

Del estudio de Correig et al. (1979) y del de Canas (1980) puede establecerse que los coeficientes de atenuación obtenidos para la zona europea occidental pueden ser considerados representativos de dicha zona.

Los resultados obtenidos para la zona europea occidental deben considerarse como un promedio relativo correspondiente a diversas estructuras geológicas (Khain, 1977). Regionalizaciones más finas en función de las estructuras geológicas serán intentadas en el futuro para observar las variaciones laterales de los factores específicos de calidad, Q_{β} , en Europa.

TABLA I
MODELO DE TIERRA (*)

Capa	Espesor (km)	Velocidad-P (km/s)	Velocidad-S (km/s)	Densidad (gr/cm ³)
1	11	6.10	3.50	2.70
2	9	6.40	3.68	2.90
3	18	6.70	3.94	2.90
4	24	8.15	4.75	3.30
5	40	8.20	4.61	3.30
6	180	8.20	4.45	3.30
7		8.70	4.80	3.60

(*) Modelo de Tierra para la zona Central de los Estados Unidos (McEvilly, 1964).

AGRADECIMIENTOS

Uno de los autores (JAC) ha sido financiado económicamente por el Ministerio de Educación y Ciencia durante la realización de este trabajo.

BIBLIOGRAFÍA

- ANDERSON, D. L., A. BENN-MENHAEM y C. B. ARCHAMBEAU (1965): «Attenuation of seismic energy in the upper mantle». *J. Geophys. Res.*, 70: 1441-1448.
- BACKUS, G. E. y F. GILBERT (1967): «Numerical application of a formalism for geophysical inverse problem». *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 13: 247-276.
- BACKUS, G. E. y F. GILBERT (1968): «The resolving power of gross Earth data». *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 16: 169-205.
- BACKUS, G. E. y F. GILBERT (1970): «Uniqueness in the inversion of inaccurate gross Earth data». *Phil. Trans. R. Soc.*, A266: 123-192.
- CANAS, J. A. (1979): «Modelos regionalizados de la Litosfera y Astenosfera del Océano Pacífico». *Acta Geol. Hispanica*, 13: 93-107.
- CANAS, J. A. (1980): «Rayleigh wave propagation and attenuation across the Atlantic Ocean». Ph. D. Dissertation, Saint Louis University, Saint Louis, Mo.
- CANAS, J. A. y B. J. MITCHELL (1978): «Lateral variation of surface wave anelastic attenuation across the Pacific Ocean». *Bull. Seism. Soc. Am.*, 68: 1637-1650.
- CANAS, J. A., B. J. MITCHELL y A. M. CORREIG (1980): « Q_{β}^{-1} models for the East Pacific Rise and the Nazca plate». *Proceedings of the advanced seminar in Geophysics*. University of Newcastle Upon Tyne.
- CORREIG, A. M. y B. J. MITCHELL (1980): «Regional variation of Rayleigh wave attenuation coefficients in the eastern Pacific». *Pure and Applied Geophysics*, 118, 831-845.
- CORREIG, A. M., E. BANDA y J. A. CANAS (1980): Valores medios del coeficiente de atenuación de las ondas de Rayleigh para Europa Occidental. *Acta Geol. Hispanica*, XIII, 159-162.
- DER, Z. A., MASSE y M. LANDISMAN (1970): Effects of observational errors on the resolution of surface waves at intermediate distances. *J. Geophys. Res.*, 75: 3399-3409.
- FRANKLIN, J. N. (1970): «Well-posed stochastic extension of ill-posed linear problems». *J. Math. Analysis Applic.*, 31: 682-716.
- HERRMANN, R. B. y B. J. MITCHELL (1975): «Statistical analysis and interpretation of surface wave anelastic attenuation data for the stable interior of North-America». *Bull. Seism. Soc. Am.*, 61: 723-728.
- JORDAN, T. H. y J. N. FRANKLIN (1971): «Optimal solutions to a linear inverse problem in Geophysics». *Proc. Nat. Ac. Sci. Am.*, 68: 291-293.
- JORDAN, T. H. y D. L. ANDERSON (1974): «Earth structure from free oscillations and travel times». *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 36: 411-459.

- KHAIN, V. E. (1977): «The new international map of Europe and some problems of structure and tectonic history of the continent. In *Europe from crust to core*. D. V. Ager and M. Brooks (Eds). John Willey and Sons.
- LANCZOS, C. (1961): *Linear Differential Operators*. Van Nostrand. Co., London.
- LEE, W. B. y S. C. SOLOMON (1975): «Inversion schemes for surface wave attenuation and Q in the crust and mantle». *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 43: 47-71.
- McEVILLY, T. V. (1964): «Central. U. S. crust-mantle structure from Love and Rayleigh wave phase velocity inversion». *Bull. Seism. Soc. Am.*, 54: 1997-2016.
- MITCHELL, B. J. (1973): «Surface wave attenuation and crustal anelasticity in Central North-America». *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63: 1057-1071.
- MITCHELL, B. J. (1976): «Anelasticity of the crust and upper mantle beneath the Pacific Ocean from the inversion of observed surface wave attenuation». *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 46: 521-534.
- WIGGINS, R. A. (1972): «The general linear inverse problem: Implication of surface waves and free oscillation for Earth structure». *Rev. Geophys. and Space Phys.*, 10: 251-285.
- YACOUB, N. K. y B. J. MITCHELL (1977): «Attenuation of Rayleigh wave amplitudes across Eurasia». *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67: 751-769.

Recibido, 10 abril 1980.