

Geof. Int. Vol. 19-2, 1980, pp. 95-108

**MODELO DE FRICCIÓN INTERNA DE LAS ONDAS
DE CIZALLA PARA LAS PLACAS NAZCA-COCOS**

J. A. CANAS*, ***

A. M. CORREIG**

(Recibido 21 ago., 1980)

RESUMEN

Métodos modernos de inversión en su forma estocástica se han aplicado a un conjunto de coeficientes de atenuación de las ondas de Rayleigh correspondientes a las placas Nazca-Cocos, para obtener modelos de fricción interna de las ondas de cizalla, Q_{β}^{-1} , para dicha zona.

Los resultados obtenidos sugieren que en el manto superior bajo dichas placas existe una zona en la que los valores de Q_{β}^{-1} son extremadamente altos ($\sim 19 \times 10^{-3}$). Los límites inferiores de la Litosfera y Astenosfera bajo dicha zona se hallan situados aproximadamente a los 40 km y 200 km respectivamente.

La comparación de los resultados de este estudio con los resultados correspondientes a una región (0-50 m. a.) de la placa oceánica del Pacífico indica que cuanto más moderna es la región bajo estudio más altos son los valores de la fricción interna y viceversa. Asimismo los datos disponibles nos sugieren que aparentemente el espesor de dicha zona (Astenosfera) es menor cuanto más antigua es la Litosfera. Estos resultados apoyan un estudio previo de fricción interna de las ondas de cizalla de la placa del Pacífico.

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

** *Departamento de Física de la Tierra y del Cosmos,
Facultad de Físicas. Universidad de Barcelona.*

*** *Cátedra de Geofísica. Universidad Complutense de
Madrid (España).*

ABSTRACT

Inversion methods in the stochastic form were applied to attenuation coefficients of Rayleigh waves from the Nazca-Cocos plate in order to model internal friction of shear waves Q_{β}^{-1} for that region.

The results suggest the possibility that in the upper mantle underneath the area there exists a zone of extremely high Q_{β}^{-1} values ($\sim 19 \times 10^{-3}$). The lower limits of the Lithosphere and the Asthenosphere for the region arc found between 40 km and 200 km respectively.

Comparison of the results of this work and those corresponding to an oceanic plate in the Pacific (0-50 m. a.) show that the younger the area the higher the internal friction. Moreover, the data available suggest that the thickness of such a zone decreases with the age of the Lithosphere. Results of this work agree with a previous study on internal friction for shear waves in plate of the Pacific Ocean.

INTRODUCCION

Durante la última década ha aumentado considerablemente el conocimiento de la estructura del Océano Pacífico gracias a la precisión con que han podido determinarse las curvas de dispersión de las velocidades de fase y de grupo de las ondas superficiales, así como por los avances en las técnicas de inversión de datos. Kausel *et al.* (1974), Forsyth (1975), Yoshii (1975), Schule y Knopoff (1977) y Yu y Mitchell (1979), han obtenido modelos de velocidades de las ondas de cizalla que en general aumentan al aumentar la edad de la Litosfera oceánica del Pacífico. Canas y Udías (1980) muestran que cuando las velocidades regionalizadas de las ondas superficiales son corregidas usando valores regionalizados de anelasticidad (Canas y Mitchell, 1978) mediante las expresiones obtenidas por Liu *et al.* (1976) y Kanamori y Anderson (1977), las diferencias entre las velocidades de cizalla correspondientes a los modelos regionalizados tienden a ser menores que las que corresponderían, si dicha corrección no se tuviese en cuenta.

A pesar de que la obtención de modelos de anelasticidad es sumamente importante para una mejor determinación de las zonas de baja velocidad y zonas en las que los valores de la fricción interna de las ondas de cizalla, Q_{β}^{-1} , son extremadamente altos, pocos estudios se han efectuado al respecto. Esto es debido principalmente a que la determinación de amplitudes es mucho más difícil que la determinación de velocidades. Existen diversos factores que pueden enmascarar las amplitudes observadas, tales como: refracciones laterales, multiplicidad de los caminos de propagación, multireflexiones e intercambio de energía entre diferentes modos. Estudios de atenuación en el Océano Pacífico han sido llevados a cabo por Tsai y Aki (1969) utilizando un camino único de propagación; por Mitchell *et al.*, (1976) quienes obtuvieron la atenuación general promedio para la mayor parte de

dicha corteza oceánica; por Canas y Mitchell (1978), quienes obtuvieron valores de atenuación para las regiones 0-50 M.a., 50-100 M.a. y > 100 M.A., indicando que los coeficientes de atenuación son una función dependiente de la edad, siendo éstos mayores, cuanto más joven es la edad litosférica; y por Correig y Mitchell (1980), quienes obtuvieron valores de atenuación para diversas regiones del este del Océano Pacífico. Canas y Mitchell (1978) efectuaron la inversión de los coeficientes de atenuación regionalizados para obtener modelos de $Q_{\beta}^{-1} (1^{-1})$ mostrando que los valores de $(Q_{\beta}^{-1}) 1_{\beta}^{-1}$ y el espesor de las zonas en que dichos valores son extremadamente bajos disminuyen al aumentar la edad litosférica.

El objeto de este estudio es obtener un modelo de fricción interna, Q_{β}^{-1} , para la zona Nazca-Cocos. El modelo obtenido será comparado con un modelo correspondiente a la región 0-50 M.a. de la placa del Pacífico (Canas y Mitchell, 1978) para establecer semejanzas y diferencias entre ambos modelos. Los valores de los coeficientes de atenuación a utilizar para efectuar la inversión son los obtenidos por Correig y Mitchell (1980) utilizando las trayectorias seguidas por las ondas de Rayleigh en una zona menor de 50 M.a. en las placas Nazca-Cocos.

METODO DE INVERSION

El método de inversión de Backus y Gilbert (1967, 1968, 1970) en su forma esto-cástica (Der *et al.*, 1970; Franklin, 1970 y Jordan y Franklin, 1971) es el seguido en el presente estudio para obtener el modelo de fricción interna, Q_{β}^{-1} , para el conjunto: Nazca-Cocos. El método, en líneas generales, es expuesto a continuación:

Si tenemos un conjunto de r observaciones O_j , $j = 1, \dots, r$ y un conjunto de s parámetros P_i , $i = 1, \dots, s$ que definen un modelo, existe una función F_j , $j = 1, \dots, r$ tal que $C_j = F_j(P_i)$ $i = 1, \dots, s$, donde C_j representa los valores teóricos calculados a partir de los parámetros. El problema a resolver consiste en encontrar un conjunto de parámetros tales que la diferencia entre los valores observados y los calculados sea mínima. Si x' representa la variación de los parámetros iniciales e y' representa la diferencia entre los datos observados y calculados, la relación existente entre x' e y' en presencia de ruido (n) puede escribirse en forma matricial como:

$$A' x' + n = y' \quad (1)$$

donde A' es una matriz de derivadas parciales de las velocidades de fase de las ondas superficiales respecto a las velocidades compresionales y de cizalla respectivamente, en cada capa del modelo de Tierra utilizado. El modelo de Tierra a utilizar en este estudio es el obtenido por Correig (1977) para el este del Océano Pacífico (Tabla 1).

x' después de diversas transformaciones se escribe como:

$$x' = W A'^T (A' W A'^T + \sigma^{-2} S)^{-1} y' \quad , \quad (2)$$

donde W es una matriz de peso, siendo ésta inversamente proporcional a los espesores de las capas del modelo de Tierra utilizado, S es la matriz de autocorrelación de los datos observados y σ^2 es la llamada varianza-problema (Wiggins, 1972).

Utilizando transformaciones introducidas por Wiggins (1972), la expresión 2 transforma a:

$$x = A^T (A A^T + I)^{-1} y \quad (3)$$

donde

$$A = \sigma S^{\frac{1}{2}} A' W^{\frac{1}{2}} \quad (4)$$

$$x = W^{\frac{1}{2}} x'$$

$$y = \sigma S^{\frac{1}{2}} y' \quad ,$$

siendo I la matriz identidad.

Utilizando la notación de Lanczos (1961), la expresión 3 transforma a:

$$x = V \Lambda U^T (U \Lambda^2 U^T + I)^{-1} y \quad (5)$$

U y V son matrices que contienen los eigenvectores asociados con las columnas y con las filas de A respectivamente. Λ es una matriz diagonal de eigenvectores de A .

Wiggins (1972) define la matriz de resolución como:

$$R = \sum_j (\lambda_j^2 / (\lambda_j^2 + \sigma^2)) v_j v_j^T \quad (6)$$

donde v_j y λ_j son los eigenvectores y eigenvalores anteriormente citados en la capa j . Las filas de R son llamados kernels de resolución. Cuanto menor sea el área encerrada por los kernels y cuanto más coincidan los valores de los kernels con las profundidades a que son calculados, mejor será la resolución del modelo.

La varianza del modelo (Wiggins, 1972) se expresa como:

$$V \text{ ar}(x) = \sigma^2 W_{ii}^2 \sum_j (\lambda_i v_{ij}^2 / (\lambda_i^2 + \sigma^2)) \quad (7)$$

La varianza del problema σ^2 es un factor de prueba y error entre resolución y varianza del modelo. La resolución y varianza (o la desviación típica) del modelo

final aceptado serán determinadas por el ajuste óptimo entre los coeficientes de atenuación observados y los teóricos correspondientes al modelo final.

Según Anderson *et al.* (1965) la fricción interna Q_{β}^{-1} es independiente del periodo y tal que se puede expresar como:

$$Q_{\beta}^{-1} = (4/3) (\beta/\alpha)^2 Q_{\alpha}^{-1} \quad (8)$$

donde α y β son las velocidades compresionales y de cizalla respectivamente. La expresión 8 nos da la relación entre las fricciones internas de las velocidades compresionales (Q_{α}^{-1}) y de cizalla (Q_{β}^{-1}), lo que justifica que la inversión se efectúe tan sólo para Q_{β}^{-1} . Recientemente ha sido hallada una débil dependencia entre Q_{β}^{-1} y la frecuencia (Kanamori, 1977; Minster, 1978; Sipkin and Jordan, 1979), el efecto sólo parece ser importante para frecuencias mayores de 1 Hz. En el rango de periodos utilizados en este estudio (17 a 110 segundos) la elección de no dependencia de Q_{β}^{-1} con la frecuencia parece ser ciertamente la adecuada.

RESULTADOS OBTENIDOS

Aplicando el método expuesto en la sección anterior a los valores observados de los coeficientes de atenuación de las ondas de Rayleigh obtenidos por Correig y Mitchell (1980) (Figura 4) para la región Nazca-Cocos (Figura 1), el modelo de Q_{β}^{-1} obtenido para esta región se presenta en la Figura 2 conjuntamente con las desviaciones típicas (barras horizontales). En la Figura 3 son representados los kernels de resolución correspondientes a dicho modelo para distintas profundidades.

El análisis de la Figura 2 nos sugiere las siguientes conclusiones:

- (1) Bajo el manto superior de las placas Nazca-Cocos existe una zona muy bien desarrollada en la que los valores de Q_{β}^{-1} son altos (o Q_{β} bajos), siendo el máximo del orden de 19×10^{-3} a una profundidad de unos 100 km.
- (2) Los límites superior e inferior de la zona de bajos valores de Q_{β} se hallan situados alrededor de los 40 y 200 km, respectivamente.
- (3) Parece existir una zona de valores bajos de Q_{β} en la Litósfera alrededor de los 10 km de profundidad, aunque las resoluciones obtenidas (Figura 3) no permitan asegurar este hecho con certeza.

En la Figura 4 se muestran los coeficientes de atenuación teóricos correspondientes al modelo de la Figura 2, obtenidos por aplicación de la formulación de

Mitchell (1975), conjuntamente con los coeficientes obtenidos por Correig y Mitchell (1980). Puede observarse que la aproximación entre ambos conjuntos es ciertamente satisfactoria. Las desviaciones típicas en la Figura 2 y las resoluciones (Figura 3) corresponden a los coeficientes de atenuación teóricos (Figura 4) del modelo de Q_{β}^{-1} aceptado (Figura 2). Puede también observarse que las resoluciones disminuyen a medida que la profundidad aumenta. A los 100 km de profundidad la resolución es aceptable, estableciendo sin duda que en el manto superior de las placas Nazca-Cocos existe una zona en la que el efecto anelástico es muy pronunciado.

En la Figura 5 se comparan los modelos obtenidos para el conjunto Nazca-Cocos con el modelo obtenido por Canas y Mitchell (1978) para la región 0-50 m. a. de la placa del Pacífico (Figura 1). De la comparación entre las Figuras 4 y 5 se puede deducir lo siguiente:

- (1) Los dos modelos presentan una zona en la que los valores de Q_{β} son bajos, siendo éstos menores para el modelo correspondiente a las placas Nazca-Cocos que para la región 0-50 m. a. de la placa del Océano Pacífico.
- (2) A pesar de existir intersección entre las desviaciones típicas de los dos modelos, parece que el comienzo de la zona de valores bajos de Q_{β} se halla situado a menor profundidad para el conjunto Nazca-Cocos que para la región 0-50 m. a. de la placa del Pacífico.
- (3) El límite inferior de la zona de valores bajos de Q_{β} parece estar situado para ambos modelos alrededor de los 200 km de profundidad, aunque es difícil definir con certeza este límite, debido a las resoluciones obtenidas (Figura 3). No obstante el retorno de los valores de Q_{β}^{-1} a los valores que tenía cuando empezó a decrecer (~ 40 km) parece indicar que efectivamente el límite inferior puede situarse a dicha profundidad.

CONCLUSIONES

La inversión de los coeficientes de atenuación de las ondas de Rayleigh obtenidos por Correig y Mitchell (1980) para el conjunto Nazca-Cocos indica la existencia de una zona situada en el manto superior bajo dichas placas en la que los valores de la fricción interna de las ondas de cizalla (Q_{β}^{-1}) son extremadamente altos. El límite inferior de la Litósfera para dichas placas parece estar situado aproximadamente a unos 40 km de profundidad y el límite inferior de la Astenosfera a unos 200 km.

La comparación de los resultados obtenidos para el conjunto Nazca-Cocos con los resultados correspondientes a la región 0-50 M. a. (Canas y Mitchell, 1978) de

la placa del Pacífico indica en general que bajo zonas más jóvenes las zonas de valores bajos de Q_β se hallan mejor desarrolladas que en regiones más antiguas; asimismo el límite inferior de la Litosfera (o superior de la Astenosfera) parece estar situado a menor profundidad cuanto más moderna es la región bajo estudio. Estos resultados confirman los obtenidos por Canas y Mitchell (1978) para la placa del Pacífico.

TABLA I

MODELO DE TIERRA KS8C

Profundidad (km)	Espesor (km)	Velocidad-P (km/s)	Velocidad-S (km/s)	Densidad (gr/cm ³)
3	3	1.50	0.00	1.0300
4	1	2.50	1.15	2.1000
6	2	4.80	3.40	2.5200
9	3	6.60	4.00	2.8000
60	51	7.80	4.45	3.4400
125	65	8.10	4.20	3.4425
225	100	8.25	4.50	3.4800
300	75	8.49	4.60	3.5265
400	100	8.81	4.80	3.6040
		9.32	5.19	3.7650

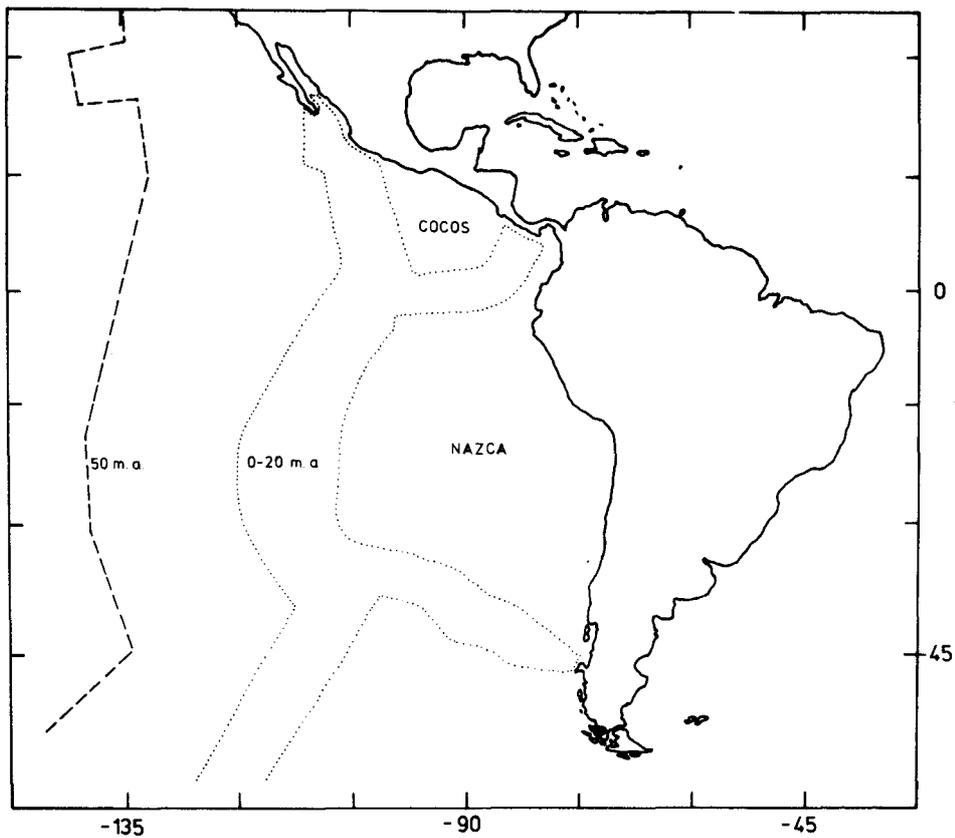


Fig. 1 Situación de las placas Nazca-Cocos y de la región 0-50 M. a. de la placa del Pacífico.

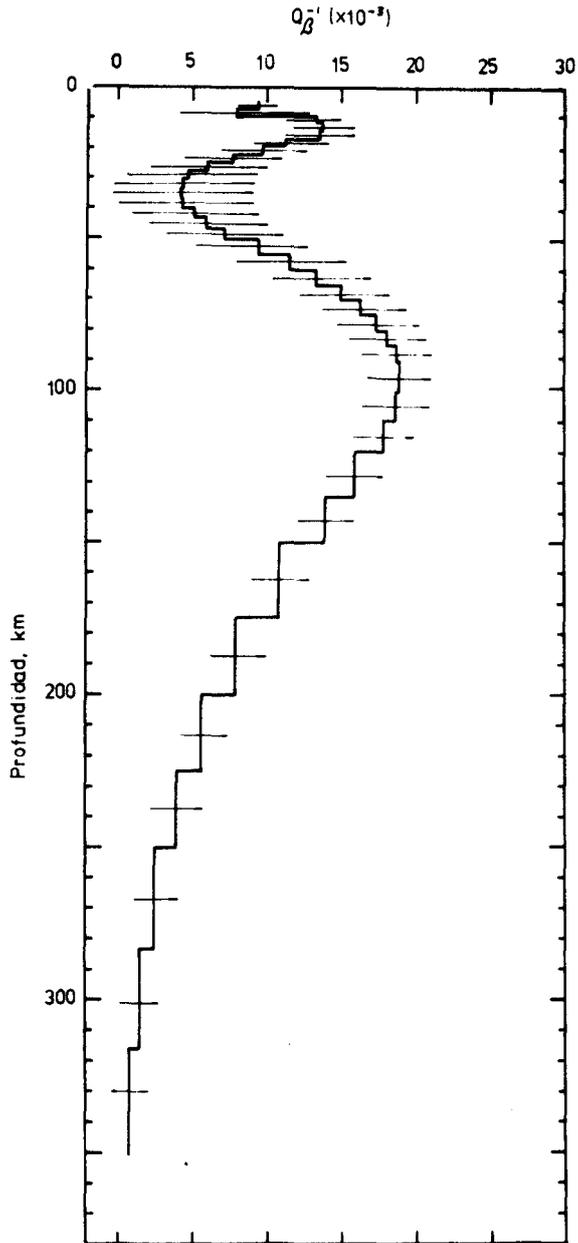


Fig. 2 Modelo de Q_{β}^{-1} para las placas Nazca-Cocos.

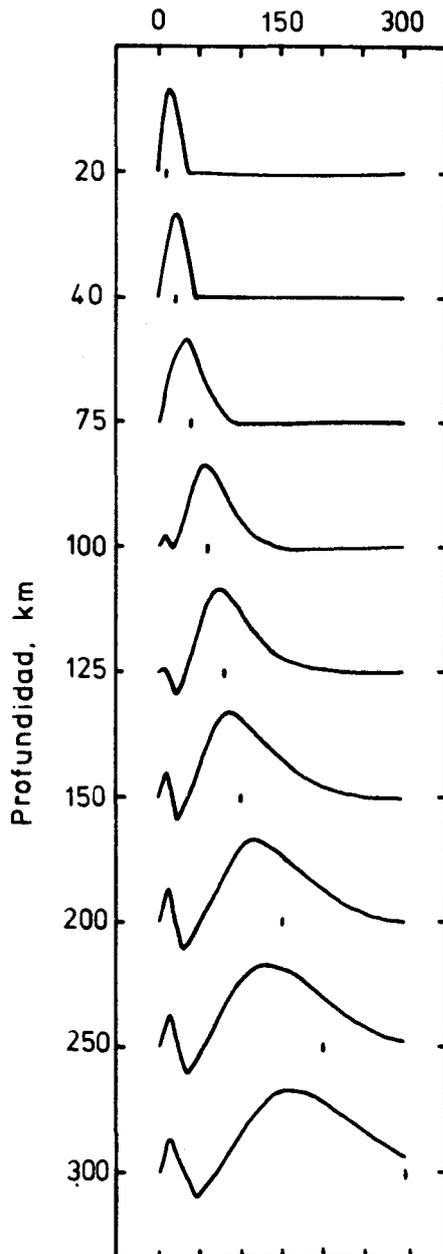


Fig. 3 Kernels de resolución correspondientes al modelo de la Figura 2. Los pequeños trazos verticales debajo de cada kernel indican la profundidad en km a la que son calculados.

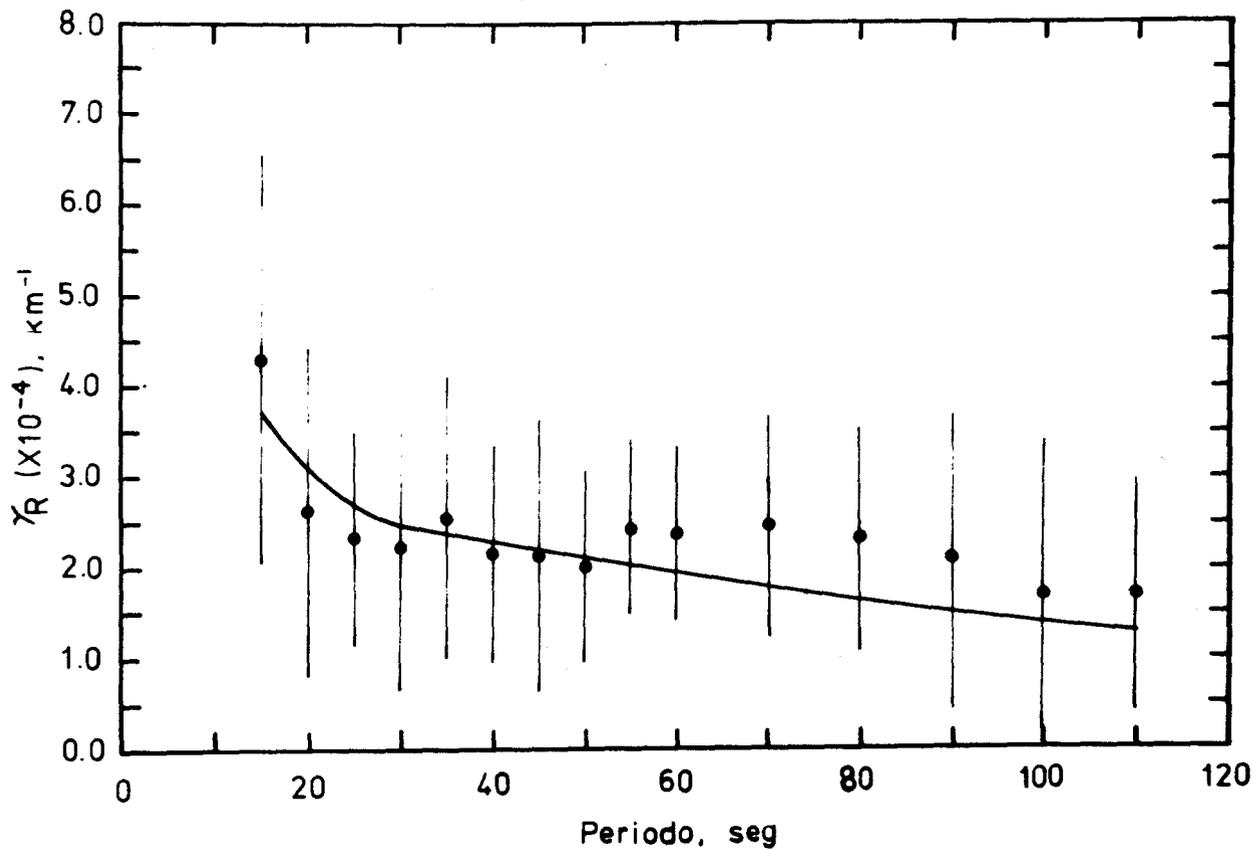


Fig. 4. Comparación entre los coeficientes de atenuación de las ondas de Rayleigh para las placas Nazca-Cocos (O) y los teóricos correspondientes al modelo de la Figura 2 (línea sólida).

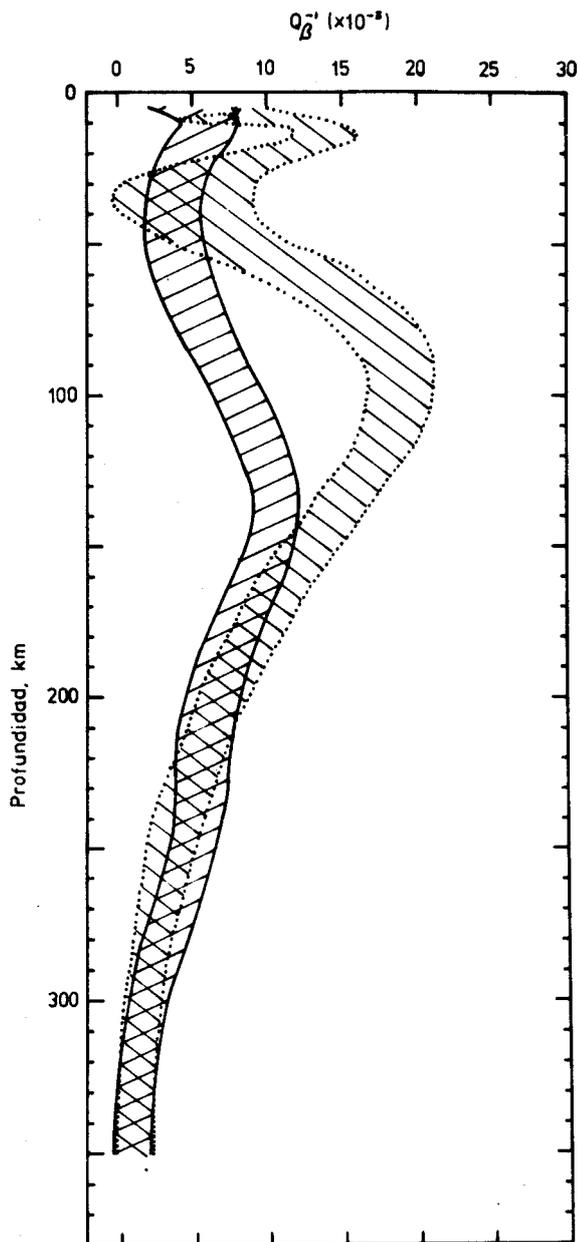


Fig. 5 Comparación entre los modelos de Q_{β}^{-1} correspondientes a las placas Nazca-Cocos (▨) y a la región 0-50 M. a. (⋯) de la placa del Pacífico.

AGRADECIMIENTOS

Uno de los autores (JAC) ha sido financiado por la Society of Exploration Geophysicists (SEG) y por el Ministerio Español de Educación y Ciencia durante la realización de este trabajo. Agradecemos asimismo las sugerencias de los árbitros anónimos.

BIBLIOGRAFIA

- ANDERSON, D. L., A. BEN-MENAHEN 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 problems. *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. y B. J. MITCHELL, 1978. Lateral variation of surface-wave anelastic attenuation across the Pacific. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 68, 1637-1650.
- CANAS, J. A. y A. UDIAS, 1980. Variación lateral de las velocidades de las ondas de cizalla en función de la edad del suelo oceánico del Pacífico. *Anales de Física de la Real Sociedad Española de Física y Química*. (En prensa).
- CORREIG, A. M., 1977. Estudi del mecanisme focal dels terratremols a partir d'ones sísmiques. Aplicació a terratremols de les dorsals de l'Atlàntic i oriental del Pacífic. Tesis Doctoral, Facultat de C. Físicas. Universitat de Barcelona.
- 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.
- DER, Z. A., R. MASSE y M. LANDISMAN, 1970. Effects of observational errors on the resolution of surface waves at intermediate distances. *J. Geophys. Res.*, 75, 3399-3409.
- FORSYTH, D. W., 1975. A new method for the analysis of multi-mode surface wave dispersion. Application to Love wave propagation in the East Pacific. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 323-342.
- FRANKLIN, J. N., 1970. Well-posed stochastic extension of ill-posed linear problems. *J. Mat. Analysis Applic.*, 31, 682-716.
- 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.
- KANAMORI, H. y D. L. ANDERSON, 1977. Importance of physical dispersion in surface wave and free oscillation problems: Review. *Rev. Geophys. and Space Phys.*, 15, 105-112.

- KAUSEL, E. G., A. R. LEEDS y L. KNOPOFF, 1974. Variations of Rayleigh wave phase velocities across the Pacific Ocean. *Science*, 186, 139-141.
- LANCZOS, C., 1961. *Linear Differential Operators*. Van Nostrand, Co., London.
- LIU, H., D. L. ANDERSON y H. KANAMORI, 1976. Velocity dispersion due to anelasticity; implications for Seismology and mantle composition. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 47, 41-58.
- MINSTER, J., 1978. Transient and impulse responses of a one-dimensional linearly attenuating medium-II. A parametric study. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 52, 503-524.
- MITCHELL, B. J., 1975. Regional Rayleigh wave attenuation in North America. *J. Geophys. Res.*, 80, 4904-4916.
- MITCHELL, B. J., L. W. LEITE, Y. K. YU y R. B. HERMANN, 1976. Attenuation of Love and Rayleigh waves across the Pacific at periods between 15 and 110 seconds. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 1189-1202.
- SCHLUE, J. W. y L. KNOPOFF, 1977. Shear wave polarization anisotropy in the Pacific basin. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 49, 145-165.
- SIPKIN, S. y T. JORDAN, 1979. Frequency dependence of Q_{sCS} . *Bull. Seism. Soc. Am.*, 69, 1055-1079.
- TSAI, Y. B. y K. AKI, 1969. Simultaneous determination of the seismic moment and attenuation of seismic surface waves. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 275-287.
- 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.
- YOSHII, T., 1975. Regionality of group velocities of Rayleigh waves in the Pacific and thickening of the plate. *Earth and Plan. Sci. Letters*, 25, 305-312.
- YU, G.-K. y B. J. MITCHELL, 1979. Regionalized shear velocity models of the Pacific upper mantle from observed Love and Rayleigh wave dispersion. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 57, 311-341.