

GEOFISICA

INTERNACIONAL

REVISTA DE LA UNION GEOFISICA MEXICANA, AUSPICIADA POR EL INSTITUTO DE
GEOFISICA DE LA UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

Vol. 20

México, D. F., 1o. de abril de 1981

Núm. 2

ATENUACION ANELASTICA EN LA CORDILLERA CENTRAL DEL OCEANO ATLANTICO

J. A. CANAS*

(Recibido: 27 ene., 1981)

ABSTRACT

The attenuation of the Rayleigh wave fundamental mode along a stripe of 220 km from the sides of the Mid-Atlantic Ridge (0-11 m.y.) and adjacent regions (>11 m.y.) were obtained using a two-station method.

From the estimated attenuation coefficients and group velocities of both regions it was possible to obtain the regionalized quality factors for Rayleigh waves.

Applying modern inversion methods to phase and group velocities a velocity model for the shear wave was obtained for the > 11 m.y. old region of the Atlantic Ocean. Similarly, from the attenuation coefficients anelastic models for 0-11 m.y. and >11 m.y. regions were developed.

In general, the results indicate that the internal friction beneath the Mid-Atlantic Ridge is larger than beneath the adjacent regions and that the variations of anelasticity between isochrons 11 and 23 m.y. of the Mid-Atlantic Ridge are practically negligible. These results are consistent with previous studies carried out at the Atlantic and Pacific Oceans which support the fact that anelastic attenuation is a function of the lithospheric age.

* *Cátedra de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas.
Universidad Complutense de Madrid. Madrid, España.*

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

RESUMEN

Por aplicación del método de las dos estaciones se ha obtenido la atenuación del modo fundamental de las ondas de Rayleigh (componente vertical) a lo largo de la Cordillera Central del Océano Atlántico, con una extensión de unos 220 km hacia el este y el oeste de la cresta oceánica (0-11 M.a.); asimismo se ha obtenido la atenuación correspondiente a las regiones adyacentes (> 11 M.a.).

La determinación de los coeficientes de atenuación así como las velocidades de grupo correspondientes a ambas regiones, ha permitido obtener los factores de calidad específica y regionalizados de las ondas de Rayleigh.

La aplicación de modernos métodos de inversión a las velocidades de fase y de grupo de las ondas de Rayleigh correspondientes a la región >11 M.a. del Océano Atlántico, ha dado como resultado la obtención de un modelo de velocidades de ondas de cizalla para dicha región. La aplicación de dichos métodos a los coeficientes de atenuación ha permitido obtener también modelos anelásticos de atenuación para las regiones 0-11 M.a. y >11 M.a.

En general, los resultados obtenidos indican que la atenuación y fricción interna son mayores bajo la Cordillera Central del Atlántico que en las regiones adyacentes. La comparación de los resultados de este estudio con los resultados obtenidos por Canas y Mitchell (1981), en una zona de la Cordillera Central Atlántica con una extensión hacia ambos lados desde la cresta oceánica de unos 460 km, indica que las variaciones de anelasticidad entre las isocronas 11 y 23 M.a. del Océano Atlántico son prácticamente despreciables.

Los resultados obtenidos concuerdan con los correspondientes a estudios previos realizados en el Atlántico y en el Pacífico, en los cuales se establece que la atenuación anelástica es una función de la edad litosférica, siendo aquélla mayor cuanto más moderna es la Litosfera. Este estudio soporta a su vez la reciente idea de que la fricción interna y el grado de dislocación lenta en el manto superior se hallan íntimamente relacionadas.

INTRODUCCION

La determinación de la estructura elástica y anelástica de la Litosfera y Manto Superior bajo el Océano Pacífico, ha quedado prácticamente resuelta durante la pasada década. Los métodos de inversión aplicados a las velocidades regionalizadas de las ondas superficiales (p. e. Leeds *et al.*, 1974; Mitchell y Yu, 1980; Canas y Udías, 1981) ha permitido la obtención de modelos de Tierra regionalizados en función de la edad litosférica. De la aplicación de métodos de inversión, similares a los anteriores, a los coeficientes de atenuación de las ondas de Rayleigh se han obtenido modelos regionalizados de fricción interna en dicho océano (p. e. Canas y Mitchell, 1978; Canas *et al.*, 1980; Canas y Correig, 1981), la cual es también una función de la edad litosférica. Generalizando, los estudios citados indican que las velocidades de las ondas superficiales son mayores y la atenuación y fricción interna menores a medida que la Litosfera envejece.

Pocos estudios de velocidades y atenuación de las ondas superficiales se han llevado a cabo en el Océano Atlántico. Entre los concernientes a velocidades cabe citar los de Ossing (1964), Bravo y Udías (1974) y Canas y Mitchell (1981); estos autores no encontraron variación sistemática de las velocidades en dicho océano. Weidner (1974) y Girardin y Jacoby (1979) encontraron que la Cordillera Central del Océano Atlántico tiende a disminuir los valores de las velocidades observadas. Muy pocos estudios de atenuación y fricción interna han sido realizados en este océano. Entre éstos cabe destacar el de Solomon (1973), el cual halló que bajo la Cordillera Central Atlántica debía existir una zona en la cual los valores de los factores específicos de calidad de las ondas de cizalla debían ser pequeños; Canas y Mitchell (1981) determinaron la variación regionalizada de la atenuación de las ondas de Rayleigh y de la fricción interna de las ondas de cizalla en función de la edad litosférica, siguiendo en general un comportamiento parecido al establecido para el Océano Pacífico. Recientemente Canas (1981b), utilizando ondas de Love, ha hallado que en zonas bajo las cuales pueda existir un "manto caliente", tales como el *Bermuda Rise* y el Arco Volcánico del Caribe, pueden existir distribuciones de fricción interna parecidas a las establecidas para zonas de extensión.

En el presente estudio, utilizando el método de regionalización se obtiene la atenuación anelástica y fricción interna, deducida de la componente vertical de las ondas de Rayleigh, a lo largo de una gran parte de la Cordillera Central del Océano Atlántico, situada entre las edades litosféricas de 11 M.a. a ambos lados de la cresta oceánica. Asimismo se obtiene un modelo de atenuación y fricción interna para la región > 11 M.a. de dicho océano.

DATOS Y SU ANALISIS

Se han utilizado 12 estaciones sismográficas, 10 de las cuales pertenecen a la World Wide Standardized Seismograph Network y las 2 restantes a la Canadian Seismograph Network. Todas ellas se hallan situadas en los márgenes continentales y en islas del Océano Atlántico. Esta selección se realizó para atenuar los efectos debidos a la conversión de energía entre distintos modos y minimizar la longitud de los caminos en porciones continentales.

Los terremotos estudiados, así como las estaciones sismográficas utilizadas se listan en la Tabla 1 y se representan en la Figura 1.

La aplicación de una interpolación lineal a la señal digitalizada a intervalos irregulares, proporcionó un intervalo constante de 1 segundo. Este intervalo elimina cualquier problema debido a "aliasing" en el rango de períodos utilizado en este

Tabla 1

Situación de los terremotos y pares de estaciones sismográficas utilizadas para cada uno de ellos.

| | Situación | | Tiempo or. | Pares de estaciones |
|------------|-----------|--------|------------|---------------------------|
| 2 Nov. 64 | 4.1S, | 76.9W | 6:50:28.2 | PTO-TRN |
| 28 Nov. 66 | 6.7N, | 82.6W | 7:32:53.6 | PDA-SJG |
| 26 Ene. 67 | 14.9N, | 93.0W | 16:10:33.7 | BEC-PTO |
| 19 Abr. 68 | 42.6S, | 16.0W | 9:04:27.3 | HAL-NAT |
| 15 Jun. 68 | 5.6N, | 82.6W | 7:08:48.1 | PTO-SJG, PDA-SJG |
| 7 Jul. 68 | 5.8S, | 77.1W | 23:48:08.2 | PDA-TRN |
| 4 Feb. 69 | 8.2S, | 80.2W | 4:10:13.3 | PDA-TRN |
| 4 Abr. 69 | 24.4N, | 109.8W | 16:16:17.2 | OGD-PTO |
| 5 May. 69 | 36.0N, | 10.4W | 5:34:23.5 | BEC-PDA |
| 24 Jul. 69 | 11.9S, | 75.1W | 2:59:21.0 | AKU-SJG, AKU-CAR, TRN-VAL |
| 20 Oct. 69 | 10.8N, | 72.5W | 13:11:37.0 | SJG-VAL |
| 14 Feb. 70 | 9.9S, | 75.6W | 11:17:16.1 | TRN-VAL, AKU-CAR |
| 1 Jun. 70 | 5.9N, | 82.5W | 17:44:15.0 | PDA-SJG, PTO-SJG |
| 16 Jun. 70 | 5.4N, | 82.5W | 5:10:33.0 | PDA-SJG, PTO-SJG |
| 17 Jun. 70 | 15.8S, | 71.8W | 4:44:20.9 | AKU-TRN |
| 30 Jun. 70 | 9.2S, | 79.0W | 6:21:03.9 | PTO-TRN |
| 27 Ago. 70 | 15.4N, | 95.6W | 19:44:42.0 | BEC-PTO |
| 26 Oct. 70 | 79.8N, | 2.7W | 20:53:32.4 | AKU-NAT |
| 3 Dic. 70 | 7.4N, | 76.1W | 4:59:53.4 | SJG-VAL |
| 14 Dic. 70 | 1.3S, | 80.9W | 7:32:52.5 | SJG-VAL |
| 19 Sep. 72 | 19.5N, | 70.1W | 1:36:52.4 | STJ-AKU |
| 19 Sep. 73 | 5.2N, | 78.0W | 4:52:50.9 | SJG-VAL |
| 3 Oct. 73 | 27.6N, | 112.4W | 4:27:40.5 | STJ-PTO |
| 27 Abr. 74 | 15.0S, | 72.2W | 6:01:47.3 | AKU-TRN |
| 9 Jun. 74 | 5.8S, | 81.0W | 14:16:03.7 | PTO-TRN |
| 18 Mar. 75 | 10.1S, | 75.3W | 1:10:53.6 | TRN-VAL |
| 5 Abr. 75 | 10.0N, | 69.8W | 9:34:36.6 | AKU-SJG |
| 21 Nov. 75 | 7.5N, | 77.6W | 1:15:00.8 | PTO-SJG |

estudio (≥ 15 segundos). La posterior aplicación de métodos de filtraje y análisis de Fourier basados en Dziewonski *et al.* (1969) y Herrman (1973) proporcionó las amplitudes y velocidades del modo fundamental de las ondas de Rayleigh (componente vertical) en función del período y para cada una de las estaciones sismográficas utilizadas. La elección de la línea base para la digitalización fue efectuada de acuerdo con el estudio de Mitchell y Landisman (1969), el cual minimiza los errores en la determinación de las amplitudes.

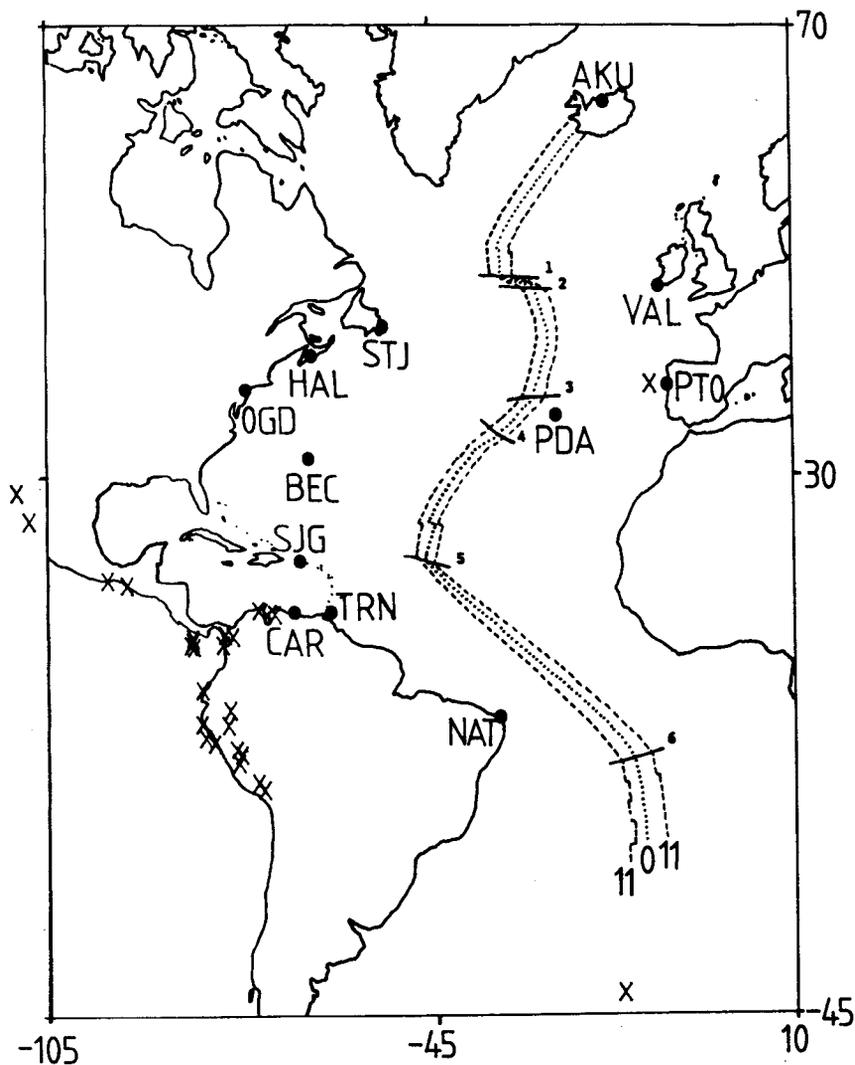


Fig. 1. Situación de los epicentros (x), estaciones sismográficas (●) e isocronas correspondientes a las edades 0 y 11 M.a. en el Océano Atlántico. La lineación 11 M.a. se obtiene a partir de las isocronas 0 y 23 M.a. (Pitman *et al.*, 1974), considerando una velocidad media de separación de las placas de 2 cm/año. La edad de las regiones comprendidas entre 1-2, 3-4 y 5-6 ha sido obtenida mediante interpolación.

VELOCIDADES DE LAS ONDAS DE RAYLEIGH

El método utilizado en la determinación de las velocidades de las ondas de Rayleigh en el Océano Atlántico es el llamado método de las dos estaciones. Mediante la aplicación de éste, las velocidades de grupo, U , vienen dadas por:

$$U(T) = (r_2 - r_1)/(t_2 - t_1) \quad (1)$$

donde T es el período, r_2 y r_1 son las distancias epicentrales a las estaciones sismográficas situadas a mayor y a menor distancias, respectivamente y t_2 y t_1 indican los tiempos de recorrido de las ondas a dichas estaciones.

Las velocidades de fase, C , vienen dadas por:

$$C(\omega) = \frac{(r_2 - r_1)}{\phi_2(\omega) - \phi_1(\omega) - \phi_{i2}(\omega) - \phi_{i1}(\omega) + 2N\pi} \quad (2)$$

(Dziewonski y Hales, 1972)

donde ω es la frecuencia angular, $\phi_2(\omega)$ y $\phi_1(\omega)$ son las fases observadas en ambas estaciones, $\phi_{i2}(\omega)$ y $\phi_{i1}(\omega)$ son los retardos de fase debidos a los sismógrafos utilizados y N es un entero que se determina a partir de la comparación de los valores observados de las velocidades de fase con curvas teóricas obtenidas de modelos teóricos de Tierra (Saito y Takeuchi, 1966) para períodos del orden de 100 segundos.

La regionalización de las velocidades obtenidas, se efectúa utilizando el llamado "pure-path method" (Knopoff, 1969). En general este método reduce a la resolución de un problema de mínimos cuadrados después de verificar algunas simplificaciones (p.e. Canas, 1981a).

Los valores de las velocidades regionalizadas obtenidos presentan gran dispersión en la zona 0-11 M.a., debido principalmente a la estrechez de dicha zona (440 km, considerando una velocidad promedio de separación de placas de 2 cm/año) y a las complicadas estructuras que las ondas cruzan en esta región. Los valores de las velocidades para la zona > 11 M.a. presentan mucha menor dispersión al no conjugarse los dos efectos citados anteriormente. Debido a la gran dispersión de los valores en la zona 0-11 M.a. y a la imposibilidad de utilizar, especialmente, las velocidades de fase, el modelo de Tierra necesario para la obtención del modelo de fricción interna, será el obtenido por Canas y Mitchell (1981) para una región que cubre una zona de 0-23 M.a. en edad del Océano Atlántico. El modelo de Tierra correspondiente a la región > 11 M.a. se obtendrá de los valores regionalizados de las velocidades de fase y de grupo para esta zona.

Las velocidades de grupo en las regiones 0-11 M.a. y > 11 M.a., conjuntamente con sus desviaciones típicas y errores cuadráticos medios, se listan en la Tabla 2. En esta misma tabla se listan las velocidades de fase correspondientes a la región > 11 M.a., conjuntamente con sus desviaciones típicas.

Tabla 2

Velocidades de las ondas de Rayleigh correspondientes a las regiones estudiadas del Océano Atlántico

| T(s) | 0-11 M.a. | | 11 M.a. | | E.C.M. (s) | 11 M.a. | |
|------|-----------|-------|---------|-------|---------------|-------------------|-------|
| | U(km/s) | | U(km/s) | | | C(km/s) | |
| 15 | 2.856 | 0.827 | 3.200 | 0.152 | 137 | | |
| 16 | 2.642 | 0.519 | 3.278 | 0.117 | 100 | | |
| 17 | 3.176 | 0.572 | 3.248 | 0.090 | 85 | | |
| 18 | 3.370 | 0.519 | 3.426 | 0.087 | 82 | 3.940 \pm 0.032 | |
| 19 | 3.783 | 0.729 | 3.493 | 0.104 | 97 | | |
| 20 | 3.479 | 0.395 | 3.603 | 0.073 | 65 | 3.943 | 0.036 |
| 22 | 3.535 | 0.321 | 3.685 | 0.062 | 55 | 3.954 | 0.030 |
| 24 | 3.893 | 0.319 | 3.679 | 0.051 | 45 | 3.976 | 0.031 |
| 26 | 3.543 | 0.238 | 3.746 | 0.047 | 40 | 3.947 | 0.029 |
| 28 | 3.733 | 0.236 | 3.766 | 0.043 | 35 | 3.988 | 0.031 |
| 30 | 3.945 | 0.271 | 3.827 | 0.046 | 36 | 4.010 | 0.032 |
| 35 | 4.208 | 0.319 | 3.872 | 0.047 | 37 | 4.019 | 0.029 |
| 40 | 3.993 | 0.208 | 3.909 | 0.035 | 27 | 4.054 | 0.036 |
| 45 | 3.875 | 0.154 | 3.897 | 0.027 | 21 | | |
| 50 | 3.837 | 0.230 | 3.912 | 0.041 | 31 | 4.018 | 0.037 |
| 60 | 3.648 | 0.192 | 3.851 | 0.033 | 22 | 4.071 | 0.044 |
| 70 | 3.917 | 0.218 | 3.786 | 0.024 | 13 | 4.155 | 0.074 |
| 80 | 3.983 | 0.231 | 3.736 | 0.047 | 24 | 4.134 | 0.070 |
| 90 | — | — | 3.638 | 0.076 | — | | |
| 100 | 3.885 | 0.463 | 3.769 | 0.139 | 25 | | |

MODELO DE VELOCIDADES DE ONDAS DE CIZALLA PARA LA REGION > 11 M.a.

La aplicación del método de inversión desarrollado por Backus y Gilbert (1970) en su forma estocástica (Franklin, 1970) a las velocidades de fase y de grupo obtenidas para esta zona, es el utilizado para obtener el modelo de velocidades de cizalla. Una breve exposición del método puede ser encontrada en Yu y Mitchell (1980) o Canas y Udfás (1981).

El modelo de Tierra inicial utilizado para el proceso de inversión es esencialmente el 8-1-2 de Saito y Takeuchi (1966), modificado ligeramente en sus capas supe-

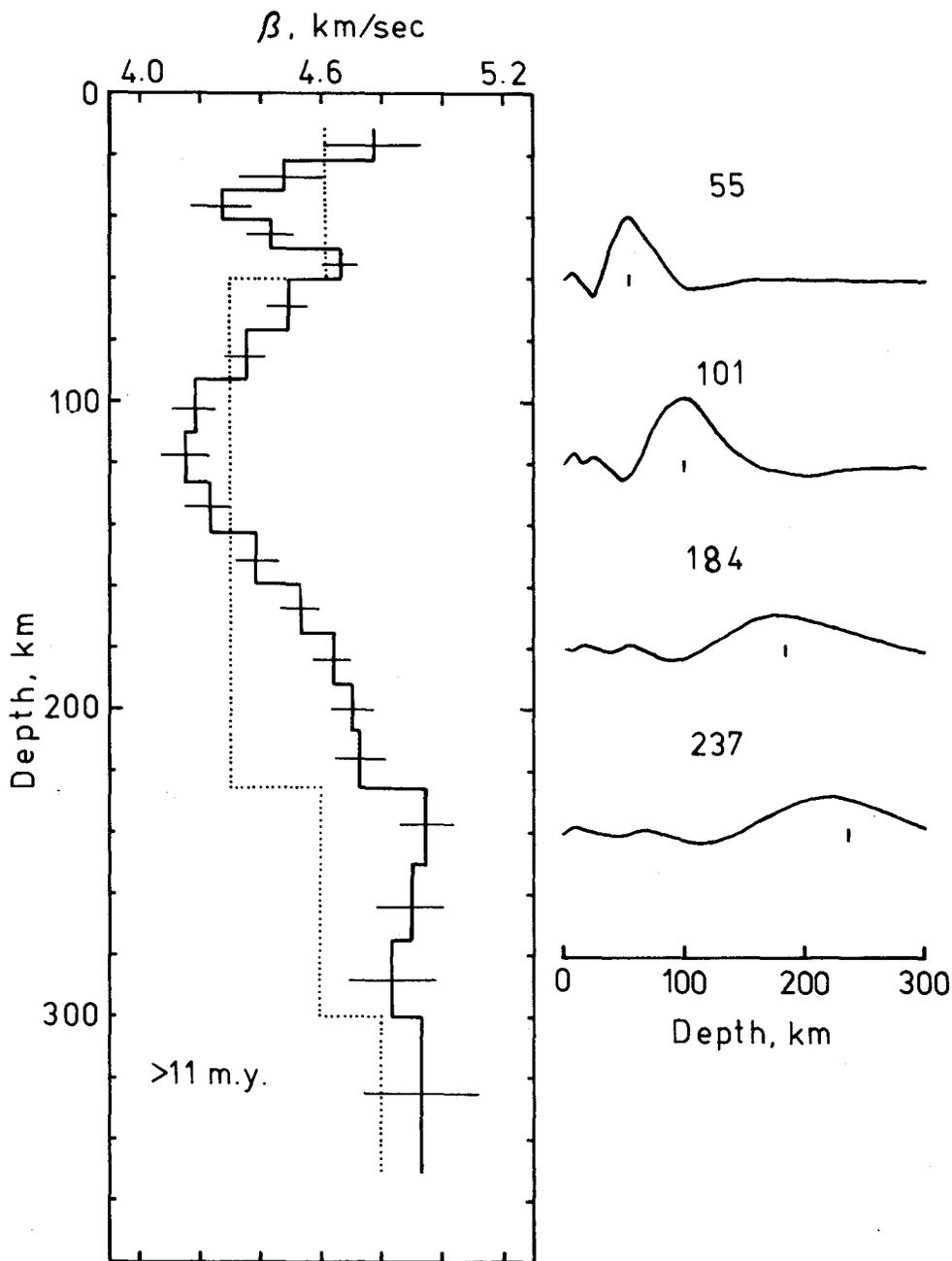


Fig. 2. Modelo de velocidades de las ondas de cizalla para la región >11 M.a. del Océano Atlántico. Las líneas punteadas indican el modelo inicial de partida. Las barras horizontales indican desviaciones típicas. Las curvas situadas a la derecha del modelo representan los kernels o funciones de resolución calculadas a distintas profundidades indicadas por el guarismo y la pequeña barra vertical en cada una de ellas.

riores hasta que una adecuada similitud entre las velocidades regionalizadas y las deducidas teóricamente fue obtenida. El espesor de la capa sedimentaria se obtuvo de Ewing *et al.* (1973).

El modelo de cizalla obtenido para la región > 11 M.a. se presenta en la Figura 2. En él se representan también el modelo inicial de partida, las desviaciones típicas y los kernels de resolución calculados a distintas profundidades. El modelo presenta un canal de baja velocidad situado aproximadamente entre los 60 y los 220 km; el mínimo de velocidad (~ 4.15 Km/s) ocurriendo a una profundidad de unos 120 km. El modelo parece presentar asimismo un canal de baja velocidad en la Litosfera situado a una profundidad de unos 40 km, en el que la velocidad mínima es del orden de 4.25 Km/s. Las funciones de resolución o kernels obtenidos, sólo permiten evidentemente extraer información general del modelo, pero no entrar en los pequeños detalles de él.

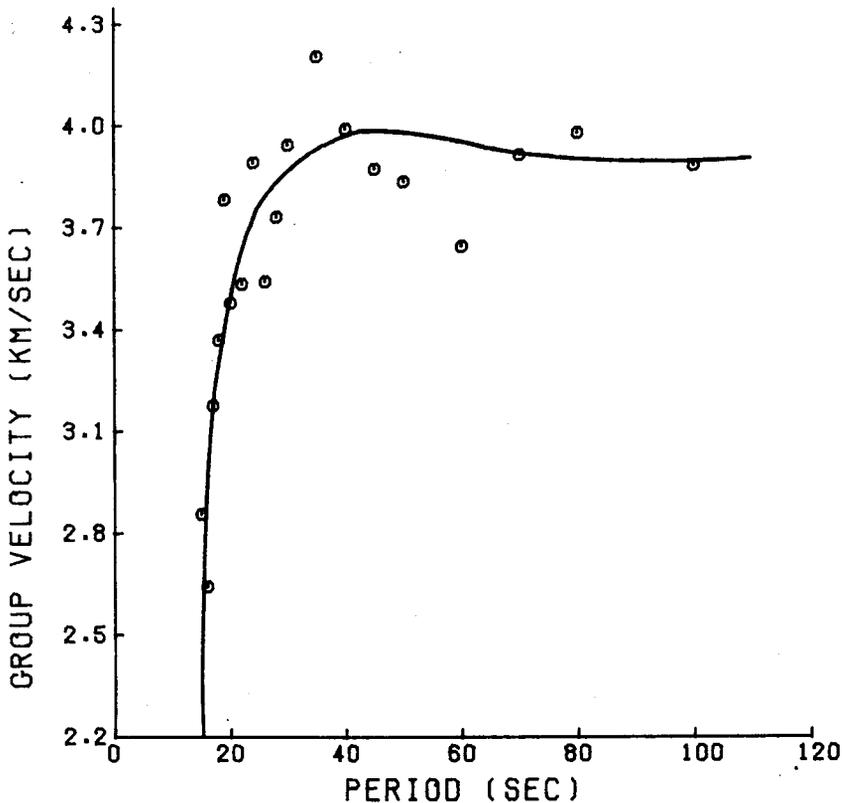


Fig. 3. Comparación entre las velocidades de grupo correspondientes a la región 0-11 M.a. (○) y las teóricas (línea continua) correspondientes al modelo 0-23 M.a. de Canas y Mitchell (1981).

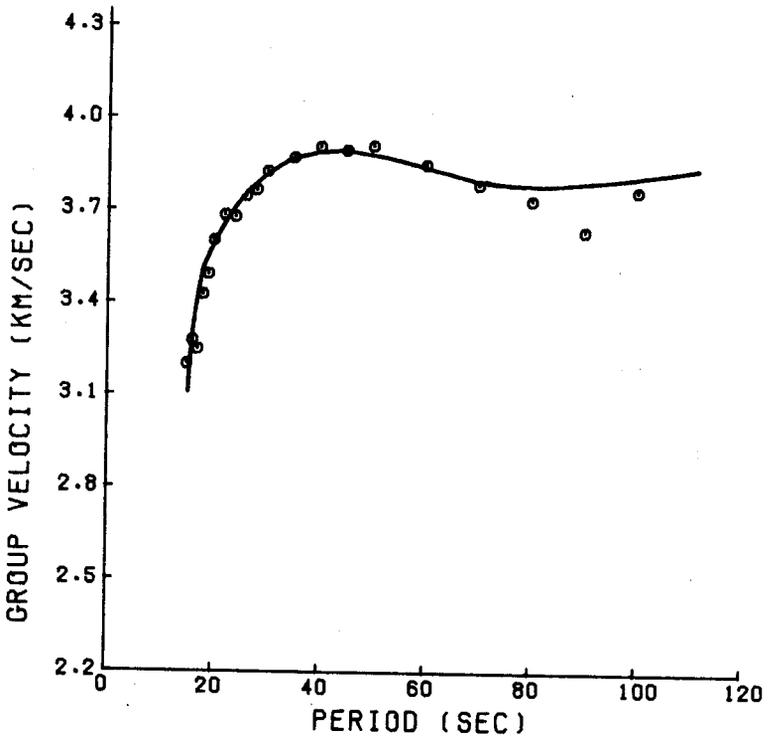
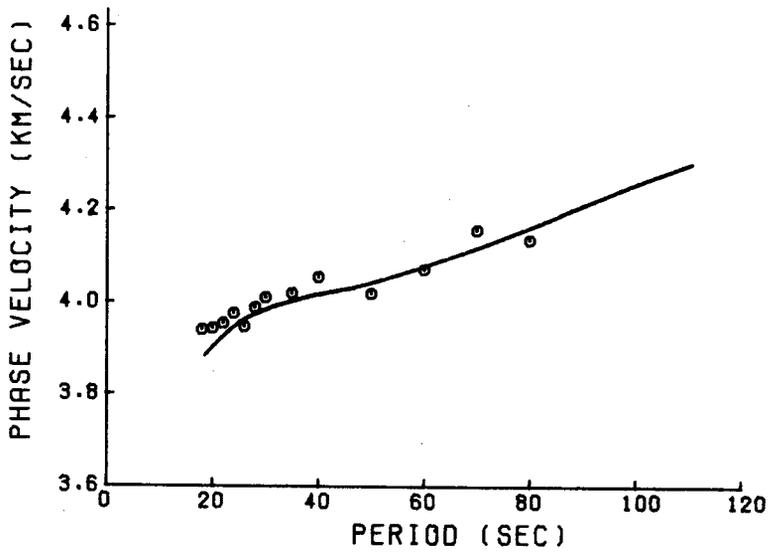


Fig. 4. Comparación entre las velocidades de fase y de grupo regionalizadas (o) y las correspondientes teóricas (líneas continuas) pertenecientes al modelo de la Figura 2.

En la Figura 3 se representan los valores regionalizados de las velocidades de grupo correspondientes a la región 0-11 M.a., conjuntamente con los valores teóricos correspondientes al modelo 0-23 M.a. de Canas y Mitchell (1981). Dentro de la dispersión de los valores regionalizados, antes discutida, puede observarse que la aproximación entre ambos conjuntos es aceptable. En la Figura 4 se representan los valores regionalizados de las velocidades de grupo y de fase para la región > 11 M.a., conjuntamente con los valores teóricos correspondientes al modelo de cizalla obtenido para dicha zona. Como puede observarse, el ajuste, en este caso, es realmente satisfactorio y la dispersión de los datos regionalizados muchísimo menor. En general, tanto el modelo de cizalla 0-23 M.a. de Canas y Mitchell (1981) como el modelo de cizalla obtenido en este estudio representan adecuadamente las velocidades de las ondas de Rayleigh obtenidas en las regiones 0-11 M.a. y > 11 M.a. respectivamente.

ATENUACION DE LAS ONDAS DE RAYLEIGH

Los coeficientes de atenuación, γ , por utilización del método de las dos estaciones vienen dados por:

$$\gamma(\omega) = \frac{\ln \frac{A_1(\omega, r_1) I_2(\omega) (\sin \Delta_2)^{1/2}}{A_2(\omega, r_2) I_1(\omega) (\sin \Delta_1)^{1/2}}}{r_2 - r_1} \quad (3)$$

donde A_2 y A_1 son las amplitudes registradas en las estaciones sismográficas situadas a distancias r_2 y r_1 , I_2 e I_1 son las amplificaciones de los sismógrafos y los factores $(\sin \Delta_2)^{1/2}$ y $(\sin \Delta_1)^{1/2}$ corrigen por el efecto de distribución geométrica de la energía.

La máxima separación del círculo máximo común formado por los epicentros y pares de estaciones sismográficas correspondiente a cada epicentro es menor de 4 grados, con lo cual los errores debidos a la dependencia azimutal de la radiación son prácticamente despreciables.

Una de las mayores ventajas que presenta el método de las dos estaciones, es que permite obtener la atenuación de las ondas en el camino de propagación entre ambas estaciones. Si la zona a estudiar se halla suficientemente cubierta por diversos caminos, los valores de los coeficientes de atenuación que se obtengan representarán adecuadamente la zona en estudio. En este trabajo, el número de caminos entre pares de estaciones sismográficas es de 34, por lo tanto, la representatividad de los

coeficientes de atenuación obtenidos en las zonas 0-11 M.a. y > 11 M.a. es ciertamente adecuada.

La regionalización de los coeficientes de atenuación se ha efectuado siguiendo el método aplicado por Canas y Mitchell (1978) y Canas y Mitchell (1981). Dicho método consiste en la aplicación de mínimos cuadrados a la expresión:

$$\gamma(\omega) = \sum_{i=1}^n \alpha_i \gamma_i(\omega) \quad (4)$$

donde n es el número de distintas regiones consideradas, α_i son los pesos que las cantidades $\gamma_i(\omega)$ tienen en $\gamma(\omega)$. La aplicación de este método proporciona además las desviaciones típicas y los errores cuadráticos medios correspondientes.

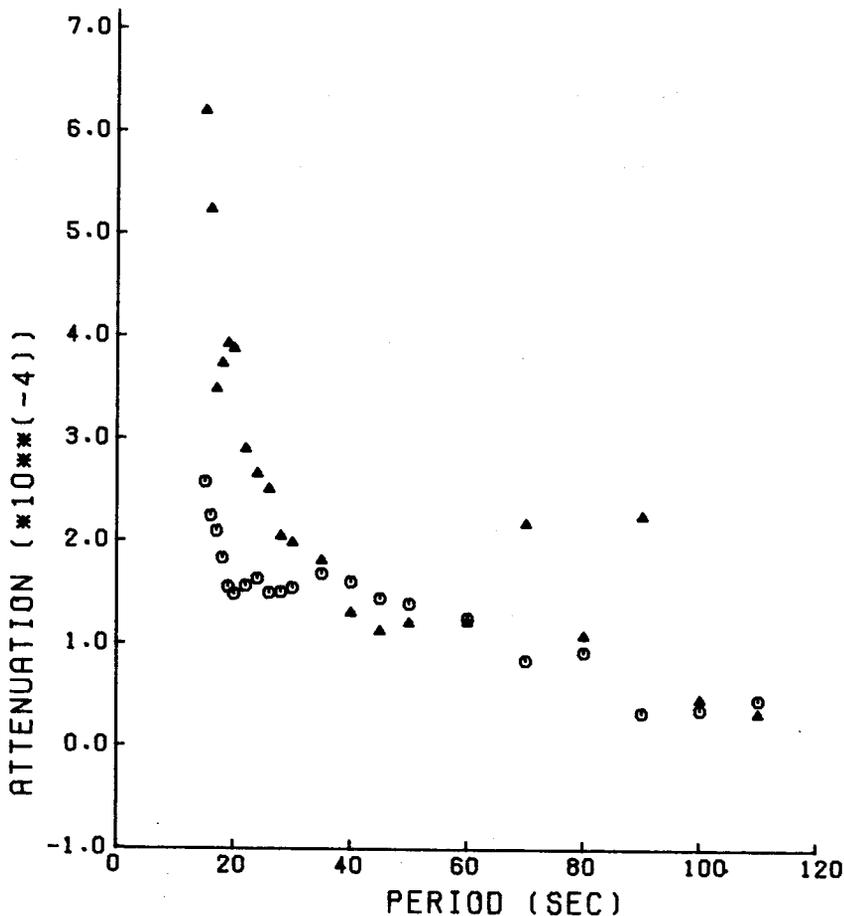


Fig. 5. Coeficientes de atenuación de las ondas de Rayleigh para las regiones 0-11 M.a. (△) y >11 M.a. (○) del Océano Atlántico.

En la Figura 5 se representan los coeficientes de atenuación de las ondas de Rayleigh correspondientes a las regiones 0-11 M.a. y > 11 M.a. En la Tabla 3 se listan dichos valores. Puede observarse que los valores correspondientes a la región 0-11 M.a. son, en general, mayores que los correspondientes a la región > 11 M.a., especialmente para períodos menores de 35 segundos, indicando que la atenuación de las ondas de Rayleigh es mayor cuanto más joven es la edad litosférica. Asimismo, los valores obtenidos en la región 0-11 M.a. son parecidos a los obtenidos por Canas y Mitchell (1981) en la región 0-23 M.a., lo que indica que parece que no existen variaciones apreciables en anelasticidad bajo la región comprendida por las isocronas 11 y 23 M.a., respectivamente.

Los resultados obtenidos muestran que, en general, los coeficientes de atenuación de las ondas de Rayleigh son una función de la edad de la Litosfera oceánica, siendo normalmente más elevados cuanto más moderna es la edad litosférica. Pue-

Tabla 3

Coefficientes de atenuación de las ondas de Rayleigh correspondientes a las regiones estudiadas del Océano Atlántico.

| T(s) | 0-11 M.a. | | 11.M.a | | E.C.M. |
|------|---|------------|---|------------|-----------------------------|
| | $\gamma \times (10^{-4}\text{km}^{-1})$ | | $\gamma \times (10^{-4}\text{km}^{-1})$ | | $x (10^{-4}\text{km}^{-1})$ |
| 15 | 6.18 | ± 3.82 | 2.57 | ± 0.66 | 1.22 |
| 16 | 5.23 | 3.05 | 2.24 | 0.53 | 0.98 |
| 17 | 3.48 | 2.61 | 2.09 | 0.45 | 0.92 |
| 18 | 3.73 | 0.96 | 1.83 | 0.28 | 1.00 |
| 19 | 3.92 | 0.97 | 1.55 | 0.26 | 1.02 |
| 20 | 3.87 | 0.99 | 1.48 | 0.26 | 1.05 |
| 22 | 2.89 | 0.92 | 1.56 | 0.23 | 0.98 |
| 24 | 2.65 | 0.90 | 1.63 | 0.23 | 0.96 |
| 26 | 2.50 | 0.93 | 1.49 | 0.23 | 0.99 |
| 28 | 2.04 | 0.85 | 1.50 | 0.22 | 0.90 |
| 30 | 1.98 | 0.74 | 1.54 | 0.19 | 0.79 |
| 35 | 1.81 | 0.76 | 1.68 | 0.20 | 0.81 |
| 40 | 1.30 | 0.77 | 1.60 | 0.20 | 0.82 |
| 45 | 1.12 | 0.76 | 1.44 | 0.20 | 0.81 |
| 50 | 1.20 | 0.78 | 1.39 | 0.21 | 0.83 |
| 60 | 1.21 | 0.52 | 1.25 | 0.17 | 0.54 |
| 70 | 2.17 | 1.03 | 0.84 | 0.17 | 0.28 |
| 80 | 1.08 | 1.07 | 0.92 | 0.19 | 0.27 |
| 90 | 2.25 | 1.89 | 0.33 | 0.30 | 0.28 |
| 100 | 0.46 | 3.31 | 0.36 | 0.52 | 0.48 |
| 110 | 0.32 | 2.07 | 0.46 | 0.46 | 0.11 |

de observarse también que dichos coeficientes son una función del período, siendo por lo general, mayores cuanto menor es el período. Ambos resultados se muestran consistentes con diversos estudios de atenuación efectuados en el Pacífico y en el Atlántico (Canas y Mitchell, 1978; Correig y Mitchell, 1980; Canas y Mitchell, 1981).

FACTORES ESPECIFICOS DE CALIDAD DE LAS ONDAS DE RAYLEIGH

Los factores específicos de calidad, $Q(\omega)$, pueden calcularse a partir de la expresión:

$$Q(\omega) = \pi / (UT\gamma(\omega)) \quad (5)$$

La sustitución de los valores regionalizados de las velocidades de grupo y de los coeficientes de atenuación regionalizados correspondientes a las regiones 0-11 M.a. y > 11 M.a. proporcionan los factores específicos regionalizados para dichas zonas.

Estos factores son normalmente utilizados para corregir las velocidades observadas de las ondas de Rayleigh (o de Love, si correspondiese) previamente a su inversión. En el presente caso esta corrección no se ha efectuado debido a las elevadas desviaciones típicas obtenidas, tales que resultaría incongruente la aplicación de tal corrección.

En la Figura 6 se representan los factores de calidad obtenidos correspondientes a las zonas citadas. En la Tabla 4 se listan dichos factores conjuntamente con las desviaciones típicas correspondientes. Puede observarse que, en general, los valores correspondientes a la región > 11 M.a. son del orden de 200-300 para períodos < 30 segundos, siendo aproximadamente iguales a los correspondientes a la región 0-11 M.a. para períodos comprendidos entre 35 y 80 segundos; los valores para períodos > 80 segundos son del mismo orden que los correspondientes a períodos < 30 segundos. En general, puede establecerse que a zonas más modernas les corresponden factores de calidad menores. Este resultado es consistente también con relaciones establecidas entre estos factores y la edad de la Litosfera oceánica (Canas y Mitchell, 1978; Canas y Mitchell, 1981).

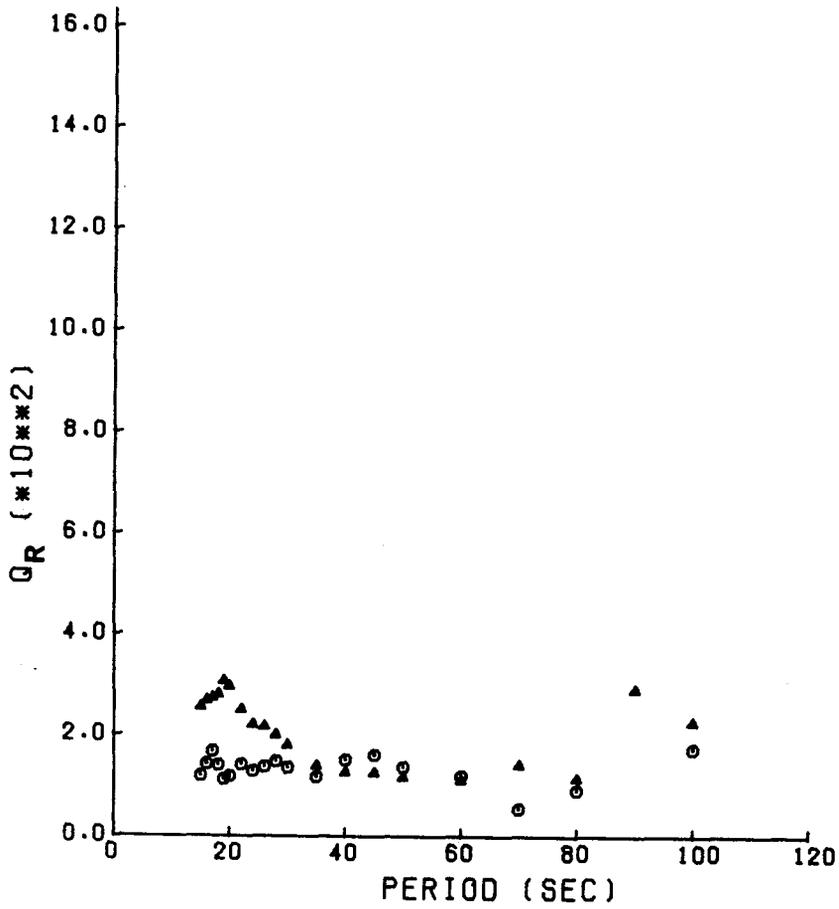


Fig. 6. Factores específicos de calidad de las ondas de Rayleigh para las regiones 0-11 M.a. (○) y >11 M.a. (△) del Océano Atlántico.

Tabla 4

Factores de calidad específicos de las ondas de Rayleigh correspondientes a las regiones estudiadas del Océano Atlántico.

| T(s) | Q _R , 0-11 M.a. | | Q _R , 11 M.a. | |
|------|----------------------------|------|--------------------------|-----|
| 15 | 118 ± | 80 | 254 ± | 66 |
| 16 | 141 | 87 | 267 | 63 |
| 17 | 167 | 128 | 272 | 60 |
| 18 | 138 | 41 | 278 | 43 |
| 19 | 111 | 34 | 305 | 53 |
| 20 | 116 | 32 | 294 | 51 |
| 22 | 139 | 46 | 248 | 37 |
| 24 | 126 | 44 | 218 | 31 |
| 26 | 136 | 51 | 215 | 34 |
| 28 | 147 | 62 | 197 | 29 |
| 30 | 133 | 50 | 177 | 22 |
| 35 | 117 | 50 | 137 | 16 |
| 40 | 150 | 89 | 125 | 15 |
| 45 | 160 | 108 | 124 | 17 |
| 50 | 136 | 89 | 114 | 18 |
| 60 | 117 | 51 | 108 | 15 |
| 70 | 52 | 25 | 140 | 28 |
| 80 | 90 | 90 | 113 | 24 |
| 90 | ----- | | 289 | 270 |
| 100 | 172 | 1224 | 226 | 325 |

MODELOS DE FRICCIÓN INTERNA DE LAS ONDAS DE CIZALLA

La teoría de inversión de Backus y Gilbert (1967, 1968, 1970) en su forma esto-cástica (Der *et al.*, 1970; Franklin, 1970; Jordan y Franklin, 1971; Wiggins, 1972) es la seguida para la obtención de los modelos regionalizados de fricción interna de las ondas de cizalla (Q_{β}^{-1}). Una breve exposición del método puede encontrarse en Canas y Correig (1981).

En la Figura 7 se representan los modelos de fricción interna obtenidos para las regiones 0-11 M.a. y > 11 M.a. Los kernels de resolución se representan en la Figura 8. Las características generales de los modelos son las siguientes:

La región 0-11 M.a. presenta una zona de valores bajos de Q_{β} (o altos de Q_{β}^{-1}) situada aproximadamente entre los 80 y los 300 km; el máximo valor de Q_{β}^{-1} ($\sim 18 \times 10^{-3}$) centrado alrededor de los 160 km. La región > 11 M.a. presenta asimis-

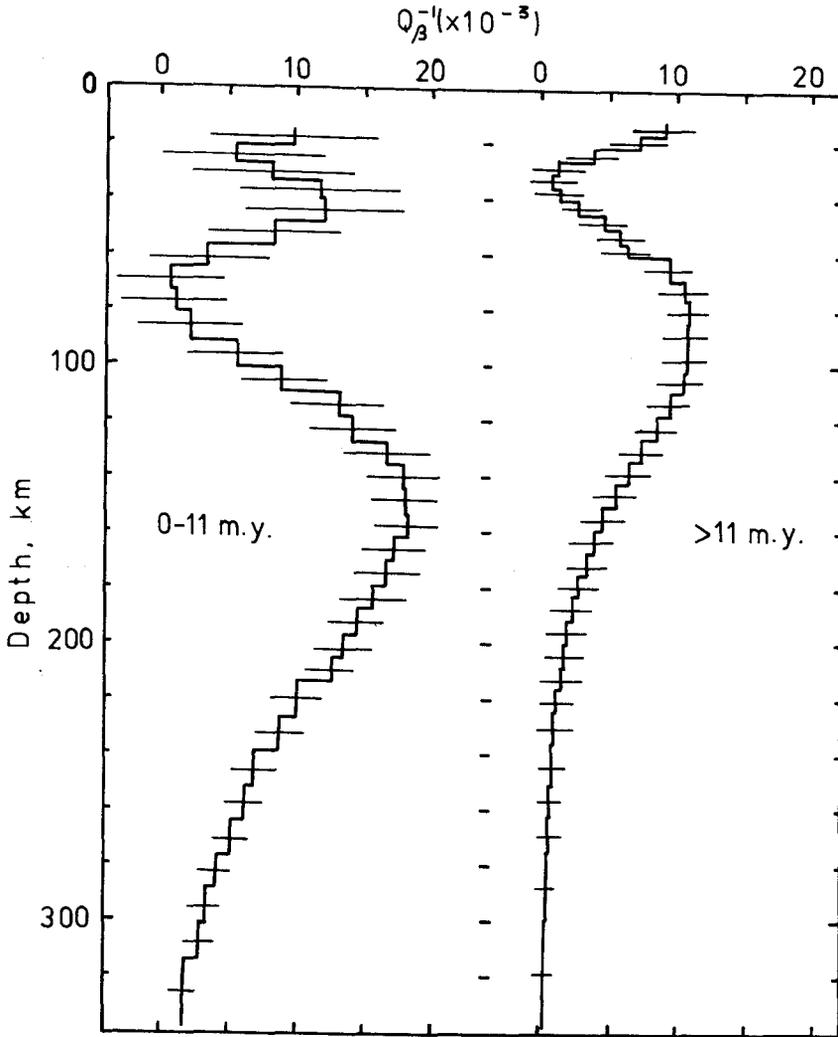


Fig. 7. Modelos de fricción interna de las ondas de cizalla para las regiones 0-11 M.a. y >11 M.a. del Océano Atlántico. Las barras horizontales indican desviaciones típicas.

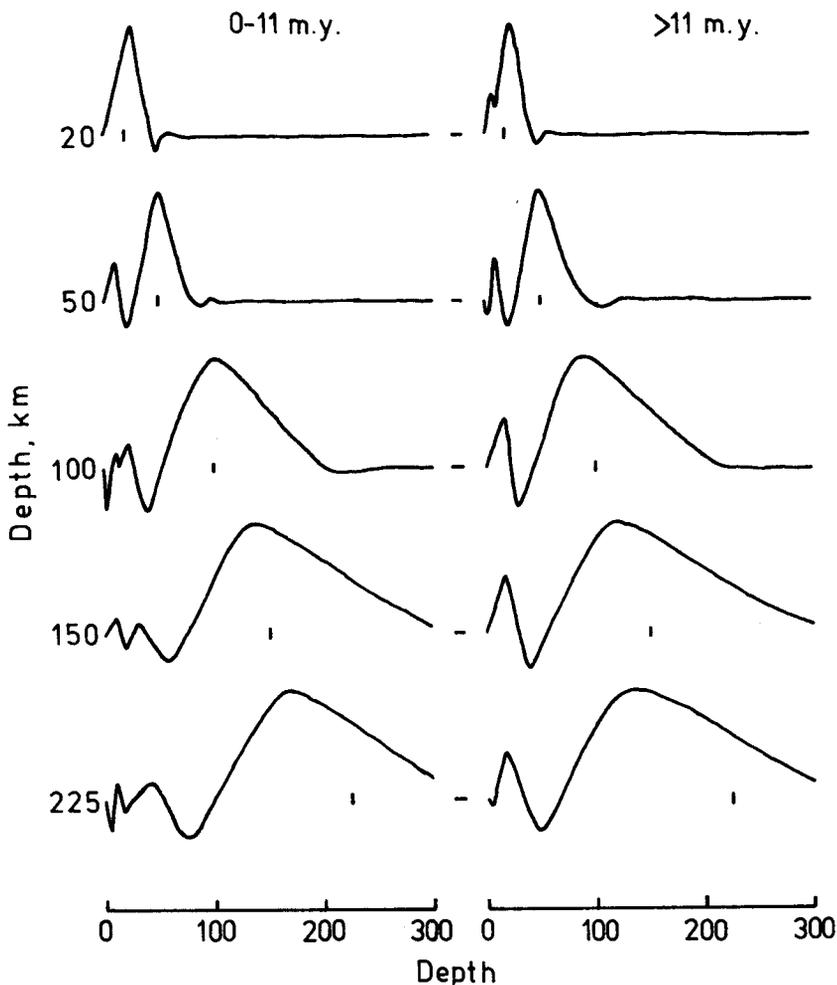


Fig. 8. Funciones de resolución de los modelos representados en la Figura 7.

mo una zona de valores bajos de Q_β situada entre los 35 y los 200 km., con un valor máximo de Q_β^{-1} ($\sim 11 \times 10^{-3}$) a los 80 km. La anchura de los kernels obtenidos (Figura 8) no permite discutir detalles en los modelos, aunque sí entresacar sus más prominentes generalidades. De la comparación de ambos modelos puede observarse que bajo la región 0-11 M.a. se halla situada una zona más extensa y profunda con valores más altos de Q_β^{-1} que los correspondientes a la región > 11 M.a. Este hecho indica que bajo la Cordillera Central del Océano Atlántico existe una zona en la que los valores de Q_β son extremadamente bajos, tal y como fue predicha por Solomon

(1973). Los resultados obtenidos son similares a los obtenidos por Canas y Mitchell (1981) para la región 0-23 M.a., lo que parece indicar que la variación anelástica en la región 11-23 M.a. es realmente pequeña. Este resultado confirma el obtenido en el apartado dedicado a la atenuación de las ondas de Rayleigh. Los resultados anteriormente citados concuerdan, además, con los obtenidos por Canas y Correig (1978), Canas *et al.* (1980), Canas (1981c), Canas y Correig (1981) y Canas y Mitchell (1981) para regiones del Pacífico y del Atlántico.

En las Figuras 9 y 10 se muestran los coeficientes de atenuación regionalizados y los obtenidos a partir de los modelos teóricos de fricción interna (Figura 7). La congruencia entre los valores observados y los teóricos, como puede observarse, es ciertamente magnífica.

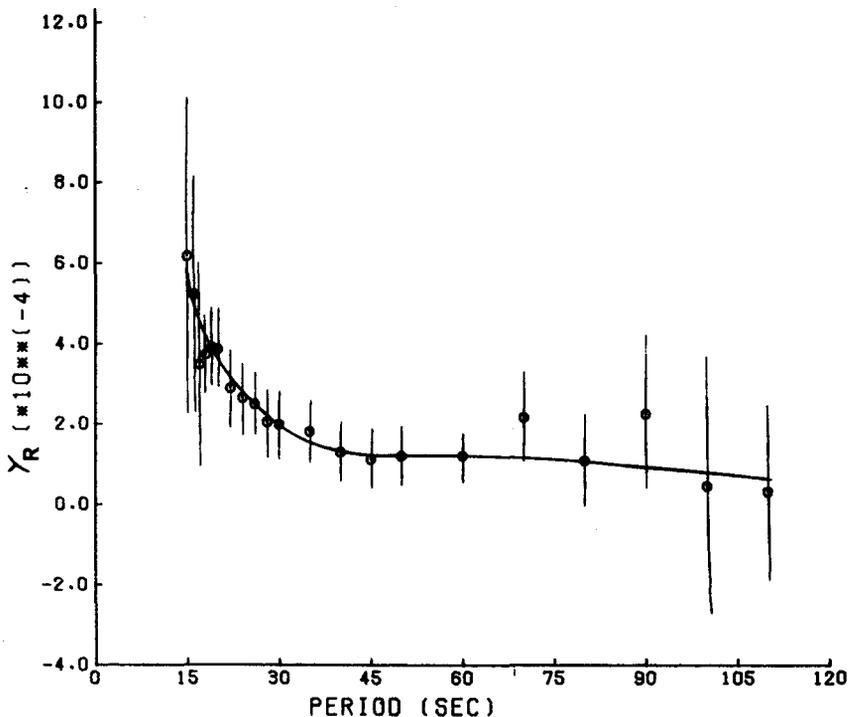


Fig. 9. Comparación entre los coeficientes de atenuación regionalizados (o) y los teóricos (línea continua) correspondientes al modelo 0-11 M.a. de la Figura 7. Las barras verticales indican desviaciones típicas de los coeficientes regionalizados.

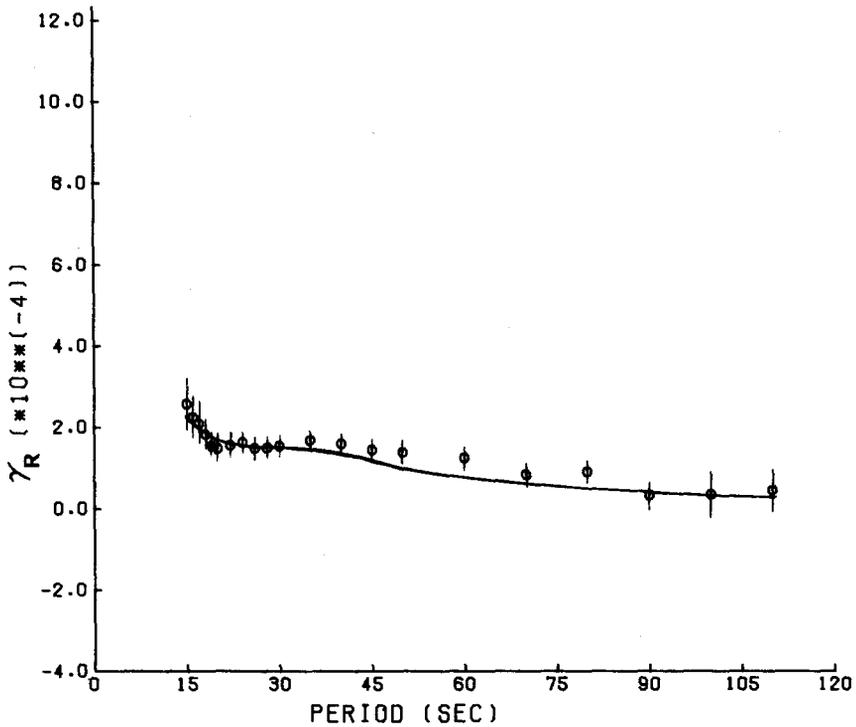


Fig. 10. Comparación entre los coeficientes de atenuación regionalizados (\circ) y los teóricos (línea continua) correspondientes al modelo >11 M.a. de la Figura 7. Las barras verticales indican desviaciones típicas de los coeficientes regionalizados.

De la comparación de los modelos de fricción interna correspondientes a la Cordillera Central Atlántica y a la Cordillera Este del Océano Pacífico (Canas *et al.*, 1980) parece deducirse que los valores de la fricción interna son más elevados cuanto mayor es la velocidad de separación de las placas (resultado ya notado por Canas y Mitchell (1981) al utilizar la región 0-23 M.a. del Océano Atlántico). En el Océano Pacífico la velocidad de separación de las placas es del orden de 10 cm/año y el valor de Q_{β}^{-1} obtenido por Canas *et al.* (1980) del orden de los 35×10^{-3} para la Cordillera Este del Pacífico; en el Atlántico la velocidad media de separación de las placas es del orden de los 2 cm/año y el valor de Q_{β}^{-1} para la Cordillera Central Atlántica es del orden de 18×10^{-3} . Estos resultados soportan los establecidos por Canas y Mitchell (1981) que indicaron, al comparar los modelos anelásticos correspondientes a los modelos 0-23 M.a. del Océano Atlántico con el modelo obtenido

por Canas *et al.* (1980) para la Cordillera Este del Pacífico, que menores valores de Q y mayores valores de dislocación infinitesimal podrían ocurrir en regiones del manto superior donde la fusión parcial sea elevada.

CONCLUSIONES

Mediante la aplicación del método de regionalización se han obtenido valores regionalizados de las velocidades, coeficientes de atenuación y factores específicos de calidad de las ondas de Rayleigh para la Cordillera Central del Océano Atlántico (0-11 M.a.) y para las zonas adyacentes a ella (> 11 M.a.).

La teoría de inversión aplicada a las velocidades de grupo y de fase para la región > 11 M.a. ha permitido obtener un modelo de velocidades de las ondas de cizalla en esta zona, el cual presenta un canal de baja velocidad en el manto superior. La teoría de inversión aplicada a los coeficientes de atenuación obtenidos proporciona sendos modelos de fricción interna de las ondas de cizalla, siendo más amplio y más potente el correspondiente a la región comprendida bajo la Cordillera Central del Océano Atlántico.

De la comparación de los resultados obtenidos en este trabajo con los resultados correspondientes a la región 0-23 M.a. (Canas y Mitchell, 1981) del Océano Atlántico parece deducirse que la variación anelástica correspondiente a la región comprendida entre las isocronas 11 y 23 M.a. es prácticamente inexistente.

Los resultados obtenidos en este estudio soportan las ideas establecidas por Canas y Mitchell (1981), que indican que los valores más elevados de Q y la menor separación de las placas en el Atlántico, comparado con las correspondientes al Pacífico, puedan ser producidos por menores temperaturas, menor contenido de agua y menores tensiones aplicadas o cualquier combinación de los factores citados anteriormente.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco las valiosas discusiones mantenidas con Brian Mitchell sobre este tema. Robert Herrman me permitió el uso de sus programas de cálculo numérico. William Rodi escribió el programa de inversión de ondas superficiales.

Este trabajo ha sido financiado en parte por el Comité Conjunto Hispanoamericano, administrado por la Comisión Fulbright; The Society of Exploration Geophysicists; el Ministerio Español de Universidades e Investigación y la National Science Foundation under grant EAR 77-14482.

BIBLIOGRAFIA

- 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.
- BRAVO, C. y A. UDIAS, 1974. Rayleigh wave group velocity dispersion in North Atlantic region. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 37, 297-304.
- CANAS, J. A., 1981a. Polarización azimutal anisotrópica en el Océano Atlántico. *Tecniterrae*. 39, 50-55.
- CANAS, J. A., 1981b. Atenuación de las ondas de Love en una zona del Atlántico que comprende el Bermuda Rise y el Arco Volcánico del Caribe. *Geof. Intern.* Aceptado para publicación.
- CANAS, J. A., 1981c. Modelo de Q_{β}^{-1} para el Este del Océano Pacífico. *Anales de Física de la R. S. E. de Física y Química*. Aceptado para publicación.
- 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., B. J. MITCHELL y A. M. CORREIG, 1980. Q_{β}^{-1} models for the East Pacific Rise and the Nazca plate, *Mechanisms of Plate Tectonics and Continental Drift*, 123-133, eds. P. A. Davies and S. K. Runcorn, Academic Press, London.
- CANAS, J. A. y A. M. CORREIG, 1981. Modelo de fricción interna de las ondas de cizalla para las placas Nazca-Cocos. *Geof. Intern.* 19:2, 95-108.
- CANAS, J. A. y B. J. MITCHELL, 1981. Rayleigh wave attenuation and its variation across the Atlantic Ocean. *Geophys. J. R. astr. Soc.* (Aceptado para publicación).
- CANAS, J. A. y A. UDIAS, 1981. 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 R. S. E. de Física y Química*. (Imprimiéndose).
- 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.
- DZIEWONSKI, A., S. BLOCH y M. LANDISMAN, 1969. A technique for the analysis of transient seismic signals. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 427-444.
- DZIEWONSKI, A. y A. L. HALES, 1972. Numerical analysis of dispersed seismic waves. *Methods in Computational Physics*, 11, 39-85, ed. B. A. Bolt. Academic Press, New York.
- EWING, M., G. CARPENTER, C. WINDISCH y J. EWING, 1973. Sediment distrib-

- ution in the ocean: the Atlantic, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 84, 71-88.
- FRANKLIN, J. N., 1970. Well-posed stochastic extension of ill-posed linear problems. *J. Math. Analysis Applic.*, 31, 682-716.
- GIRARDIN, N. y W. R. JACOBY, 1979. Rayleigh wave dispersion along Reykjanes Ridge. *Tectonophysics*, 55, 155-171.
- HERRMAN, R. B., 1973. Some aspects of band-pass filtering of surface waves. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63, 663-671.
- 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.
- KNOPOFF, L., 1969. Phase and group slowness in inhomogeneous media. *J. Geophys. Res.*, 74, 1701.
- LEEDS, A. R., L. KNOPOFF y E. G. KAUSEL, 1974. Variations of upper mantle structure under the Pacific Ocean. *Science*, 186, 141-143.
- MITCHELL, B. J. y M. LANDISMAN, 1969. Electromagnetic seismograph constants by least-squares inversion. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 1335-1348.
- MITCHELL, B. J. y G. K. YU, 1980. Surface wave dispersion, regionalized velocity models, and anisotropy of the Pacific crust and upper mantle. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 63, 497-514.
- OSSING, H. A., 1964. Dispersion of Rayleigh waves originating in the Mid-Atlantic ridge. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 54, 1137-1196.
- PITMAN III, W. C., R. L. LARSON y E. M. HERRON, 1974. The age of the ocean basin. *The New View of the Earth*, page 89. W. H. Freeman and Co., San Francisco.
- SAITO, M. y H. TAKEUCHI, 1966. Surface waves across the Pacific. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 56, 1067-1091.
- SOLOMON, S. C., 1973. Shear wave attenuation and partial melting beneath the Mid-Atlantic ridge. *J. Geophys. Res.*, 78, 6044-6059.
- WEIDNER, D. J., 1974. Rayleigh wave phase velocities in the Atlantic Ocean. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 36, 105-139.
- 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.
- 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.