

**METODO PARA HALLAR LA ANELASTICIDAD EN ZONAS CON  
POCO RECUBRIMIENTO SISMOGRAFICO. APLICACION A LA  
ZONA DEL ATLANTICO NORTE QUE COMPRENDE LA  
CORDILLERA DE KNIPOVITCH**

J. A. CANAS\*

*(Recibido: 11 de marzo, 1982)*

*(Aceptado: 14 de mayo, 1982)*

**RESUMEN**

Del estudio de las características de diversos sismogramas sintéticos se obtiene la atenuación anelástica en una región situada en el norte del océano Atlántico.

Los resultados obtenidos indican que a la región situada entre Spitsbergen y la estación sismográfica KTG, en Groenlandia, le corresponden modelos similares de velocidades de ondas de cizalla y atenuación anelástica que los correspondientes a la región >23 m.a. del océano Atlántico.

Suponiendo que la atenuación debajo de la Cordillera de Knipovitch es la misma que la correspondiente a la Cordillera Central del océano Atlántico, se obtiene que la anchura de la zona de bajos valores de Q es del orden de  $174 \pm 37$  km.

\* *Instituto de Geofísica, UNAM, 04510, México, D. F.*

## ABSTRACT

Synthetic seismograms are used to investigate the nature of anelastic attenuation in the northern part of the Atlantic ocean.

The results obtained seem to indicate that the region situated between Spitsbergen and the station KTG in Greenland presents similar shear-velocity and anelastic attenuation models to those corresponding to a region  $> 23$  m.y. of the Atlantic ocean.

Assuming that the attenuation under the Knipovitch ridge is the same than that under most of the Mid-Atlantic ridge, it is found that a narrow zone of low-Q's can be no wider than  $174 \pm 37$  km.

## INTRODUCCION

El estudio de los coeficientes de atenuación y factores de calidad específica  $Q$  (o su inverso la fricción interna,  $Q^{-1}$ ) ha proporcionado información muy importante relativa a la variación de la anelasticidad bajo los océanos Atlántico y Pacífico. Por ejemplo Canas y Mitchell (1978), obtuvieron coeficientes de atenuación y fricción interna a partir de observaciones de ondas de Rayleigh para tres regiones de la placa del Pacífico (0–50 m.a., 50–100 m.a. y  $>100$  m.a.), demostrando que los valores de los coeficientes de atenuación disminuyen a medida que aumenta la edad del suelo oceánico; los modelos de fricción interna indican que las zonas de bajos valores de  $Q_{\beta}$  son también una función de la edad oceánica, siendo los valores de  $Q_{\beta}^{-1}$  menores cuanto más vieja es la litosfera oceánica. Canas *et al.* (1980), al utilizar los coeficientes de atenuación correspondientes a la Cordillera Este del océano Pacífico (Mitchell *et al.*, 1977), encontraron que bajo esta región existe una clara y bien desarrollada zona en la que los valores de  $Q_{\beta}$  son bajos, siendo la fricción interna mucho más elevada que para la región 0–50 m.a. del océano Pacífico y que para la correspondiente a la placa de Nazca. Cara (1981) realizó un estudio con modos superiores de las ondas de Rayleigh obteniendo una distribución de  $Q_{\beta}$  en función de la profundidad que es consistente con los modelos antes citados. Canas y Mitchell (1981) han hallado que la variación de anelasticidad bajo el océano Atlántico es similar a la hallada para el océano Pacífico. De la comparación de los resultados obtenidos para el Pacífico con los correspondientes al Atlántico, encontraron también que las diferencias entre los valores de  $Q_{\beta}$  obtenidos se hallan probablemente relacionados con las diferencias de velocidades de separación de placas y dislocación lenta en ambos océanos.

En este estudio se obtiene la atenuación anelástica en una región del norte del océano Atlántico, situada entre Spitsbergen y la estación KTG en Groenlandia. El método utilizado en este estudio es adecuado en regiones donde existen pocas estaciones sismográficas, como es este caso. Tan sólo se requiere un terremoto bien localizado, con mecanismo focal conocido y un sismograma de buena calidad registrado en una estación sismográfica. El método se ha aplicado a un evento en el archipiélago de Svalbard y un registro de la estación KTG perteneciente a la red WWSSN (Tabla 1; Figura 1).

Tabla 1

Estación sismográfica y terremoto utilizado en este estudio.

## a) Terremoto

Fecha	Localización	Tiempo or.	Prof. (km)	Magnitud
18-Ene-1976	77.8N, 18.6E	04:46:24.4	5	5.6

## b) Estación

Zona	Código	Localización
Kap Tobin, Groenlandia (WWSSN)	KTG	70 25 00.0N 21 59 00.0W

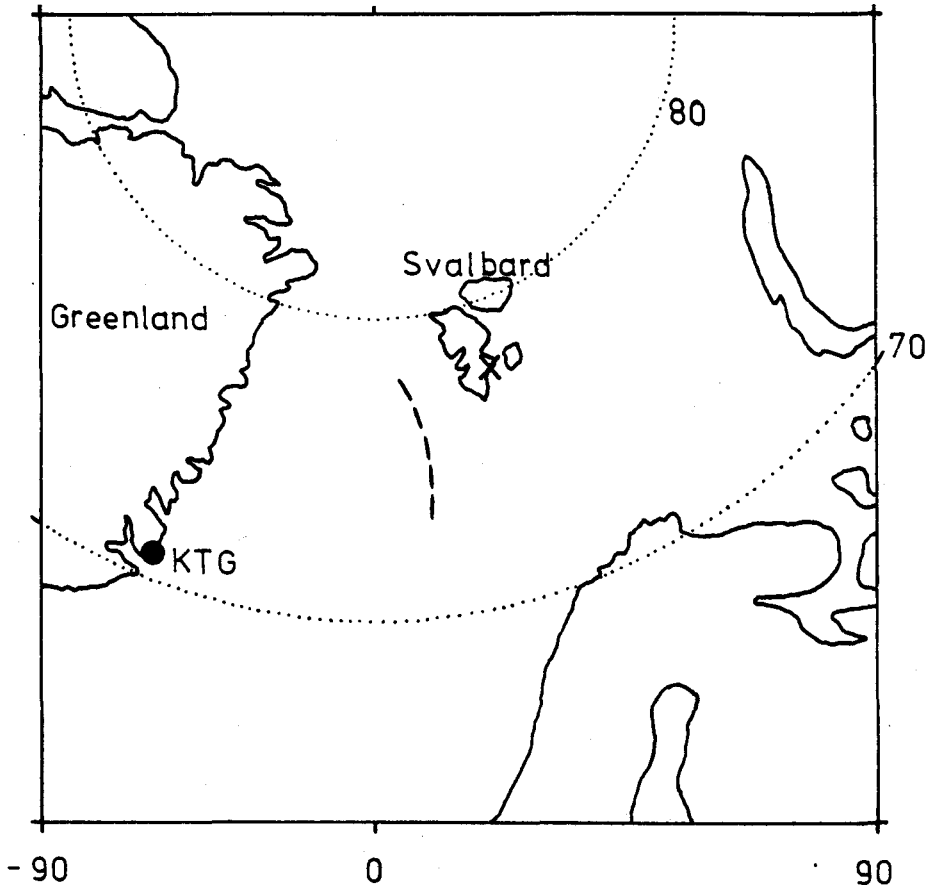


Fig. 1. Mapa mostrando las localizaciones de la estación (●) y del epicentro (X) utilizado en este estudio. La línea a trazos indica la situación del Knipovitch ridge.

## METODO

La forma de la señal sísmica registrada en una estación sismográfica puede proveer información elástica y anelástica acerca del medio situado entre la fuente del terremoto y el sismógrafo, a partir de una cierta señal de entrada.

Para obtener los sismogramas teóricos sigo a Levshin y Yanson (1971). La ecuación de movimiento de la componente vertical de las ondas de Rayleigh viene dada por:

$$\mu_{zR}(t, z, r) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \exp(i\omega t) \sum_{k=1}^{k_R(\omega)} \frac{D_{kR}(\omega, \phi) V_{kR}(\omega, z) (2\pi)^{1/2}}{2C_{kR} U_{kR} I_{OkR} (\xi_{kR} r)^{1/2}} \exp(-i\xi_{kR} r - i(\pi/4)) d\omega$$

donde:

t = tiempo

$\omega = 2\pi/T$ , T período

z, r,  $\phi$  = sistema de coordenadas cilíndricas

i = unidad imaginaria

$K_R$  = número de modos presentes para una frecuencia determinada

$C_{KR} U_{KR}$  = velocidades de fase y de grupo de las ondas de Rayleigh correspondientes al modo  $K_R$

$\xi_{KR}$  = número de onda de las ondas de Rayleigh

$D_{KR}$  = excitación de las diversas auto funciones como resultado del sistema de fuerzas actuando en la fuente

$V_{KR}$  = componente vertical de las ondas de Rayleigh

$I_{OkR}$  = integral energética.

Herrmann (1974) introdujo en la formulación citada anteriormente el efecto de atenuación anelástica, profundidad del foco, azimut del sismógrafo, modelo de

Tierra y modelo de espectro de la fuente  $S(W)$  ( $= M_0/iw$ ,  $M_0$  es el llamado momento sísmico). Al mismo autor se deben las técnicas numéricas para hallar  $D_{KR}$ ,  $V_{KR}$  y  $I_{OKR}$ . Para la obtención de las auto-funciones  $D_{KR}$  se utiliza un doble par sin momento resultante. El mecanismo focal del terremoto es el obtenido por Mitchell *et al.* (1978), y la profundidad del foco es de Mitchell y Chan (1978).

## RESULTADOS OBTENIDOS A PARTIR DE LOS SISMOGRAMAS SINTETICOS

Los sismogramas sintéticos de la componente vertical de las ondas de Rayleigh se calcularon considerando diferentes momentos sísmicos, modelos de Tierra (Canas y Mitchell, 1981; Saito y Takeuchi, 1966) y coeficientes de atenuación (Canas y Mitchell, 1981) (ver comentarios en Figuras 2b a la 2o). Puede notarse que en el sismograma observado (Fig. 2a) la onda de Rayleigh no presenta grandes alteraciones. La mejor similitud entre el sismograma observado (Fig. 2a) y los diversos sismogramas sintéticos calculados (Fig. 2b a la 2o) se tiene cuando se utiliza el modelo de Tierra y atenuación correspondientes a la zona  $>23$  m.a. del océano Atlántico (Canas y Mitchell, 1981). El modelo obtenido indica que la atenuación bajo la zona en estudio no es muy elevada debido a que debajo de ella existe probablemente una región muy estrecha de bajos valores de  $Q$ . El cálculo de una anchura aproximada para dicha zona es la finalidad de la siguiente parte del trabajo.

Nótese que tan solo han sido graficados tres minutos de sismogramas observados y teóricos. La razón es que para  $t > 3$  minutos la onda de Rayleigh con períodos mayores de 15 segundos desaparece. Canas y Mitchell (1981) obtuvieron modelos de Tierra para el rango de períodos de 15 a 110 segundos y 15 a 100 segundos respectivamente, por lo tanto, períodos menores de 15 segundos no deben utilizarse en el estudio. El rango de velocidades de estos períodos es aproximadamente de 3.2 km/s a 4.1 km/s, la distancia entre el foco y la estación KTG es de unos 1436 km. Este rango de velocidades para el rango de períodos citado queda perfectamente cubierto por aproximadamente 1.5 minutos de onda de Rayleigh y en los sismogramas los 2 últimos pertenecen a ella cubriendo además el rango de períodos necesarios.

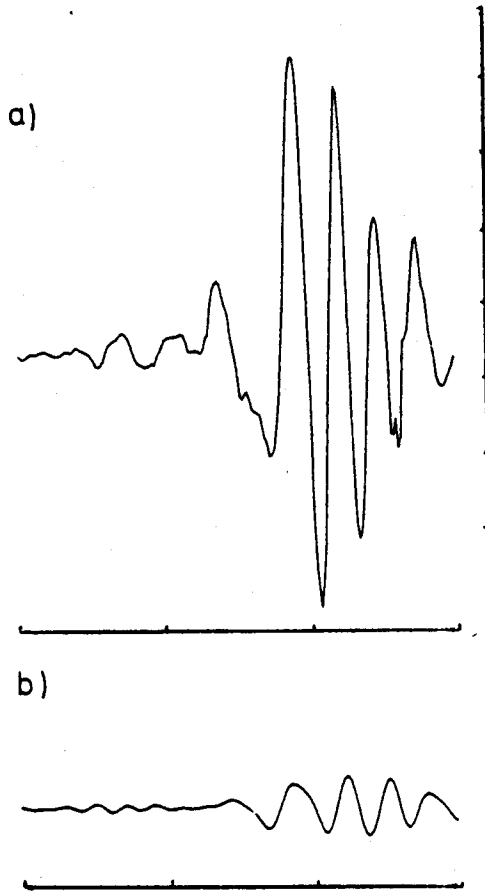


Fig. 2. a) Sismograma observado correspondiente al epicentro y estación en Figura 1.

b) Sismograma teórico calculado para  $M_0 = 1.5 \times 10^{24}$  dina-cm; modelo de velocidad 8-1-2 de Saito y Takeuchi (1966) y atenuación promedio para el océano Atlántico (Canas y Mitchell, 1981).

La distancia entre divisiones en el eje de tiempos (abscisas) es de 1 minuto.

La distancia entre divisiones en el eje de amplitudes (ordenadas) es de 1 cm.

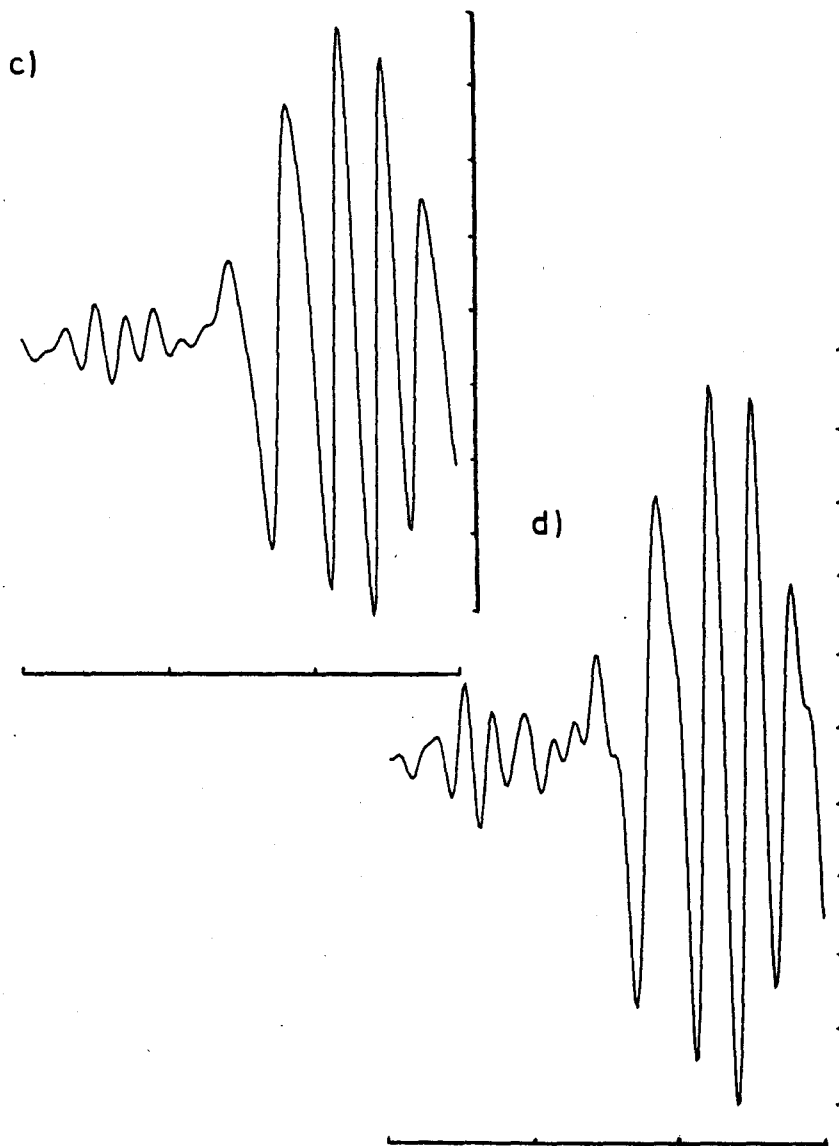


Fig. 2. Ver explicación en Figura 2b.

- c)  $M_0 = 1.5 \times 10^{25}$  dina-cm. 8-1-2 Saito y Takeuchi (1966). Atenuación promedio océano Atlántico (Canas y Mitchell, 1981).
- d)  $M_0 = 1.5 \times 10^{25}$  dina-cm. Velocidad modelo 8-1-2 Saito y Takeuchi (1966). Atenuación modelo  $>65$  m.a. (Canas y Mitchell, 1981).

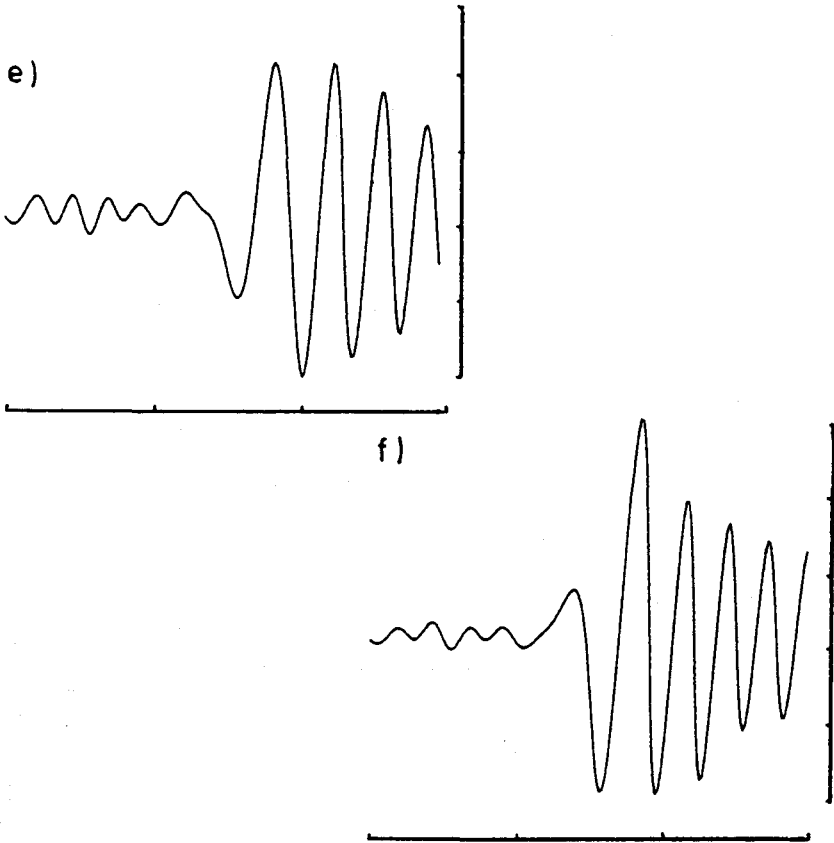


Fig. 2. e)  $M_0 = 1.5 \times 10^{25}$  dina-cm. Velocidad modelo 0-23 m.a. Atenuación modelo 0-23 m.a.  
f)  $M_0 = 1.5 \times 10^{25}$  dina-cm. Velocidad modelo 0-65 m.a. Atenuación modelo 0-23 m.a.



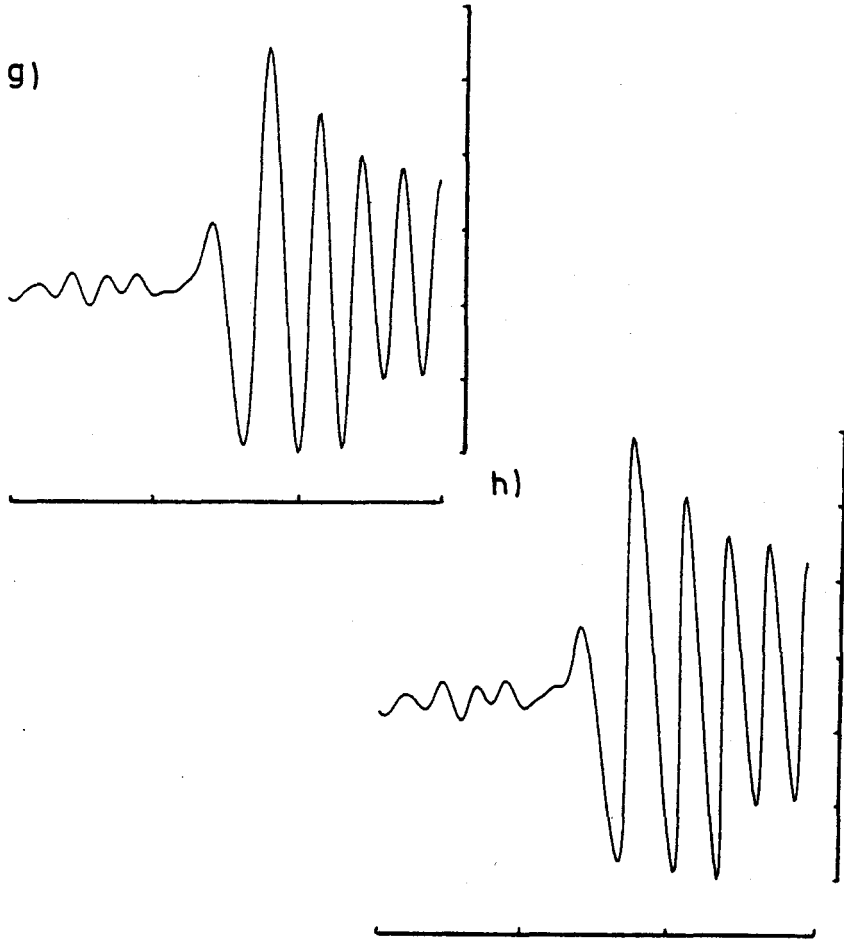


Fig. 2. g)  $M_0 = 1.5 \times 10^{25}$  dina-cm. Velocidad modelo 0-65 m.a. Atenuación modelo 0-65 m.a.  
h)  $M_0 = 1.5 \times 10^{25}$  dina-cm. Velocidad modelo 0-65 m.a. Atenuación promedio océano Atlántico.

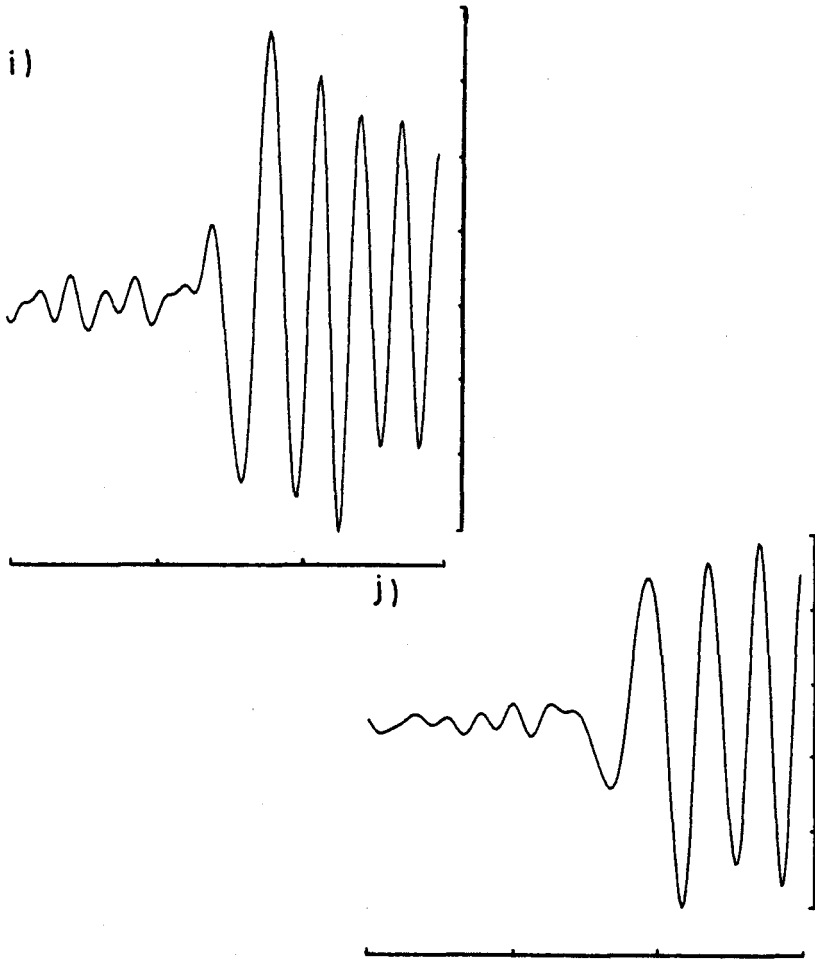


Fig. 2. i)  $M_0 = 1.5 \times 10^{25}$  dina-cm. Velocidad modelo 0-65 m.a. Atenuación modelo  $>65$  m.a.  
j)  $M_0 = 1.5 \times 10^{25}$  dina-cm. Velocidad modelo  $>65$  m.a. Atenuación modelo 0-23 m.a.

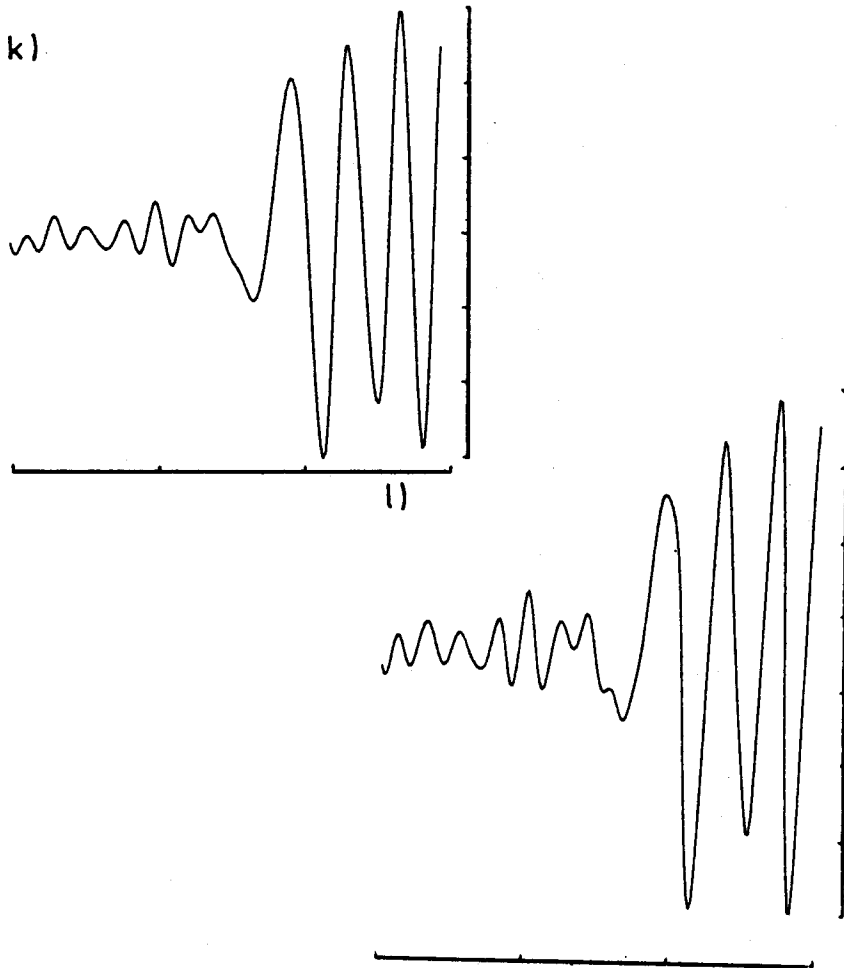


Fig. 2 k)  $M_0 = 1.5 \times 10^{25}$  dina-cm. Velocidad modelo  $> 65$  m.a. Atenuación promedio océano Atlántico.

l)  $M_0 = 1.5 \times 10^{25}$  dina-cm. Velocidad modelo  $> 65$  m.a. Atenuación modelo  $> 65$  m.a.

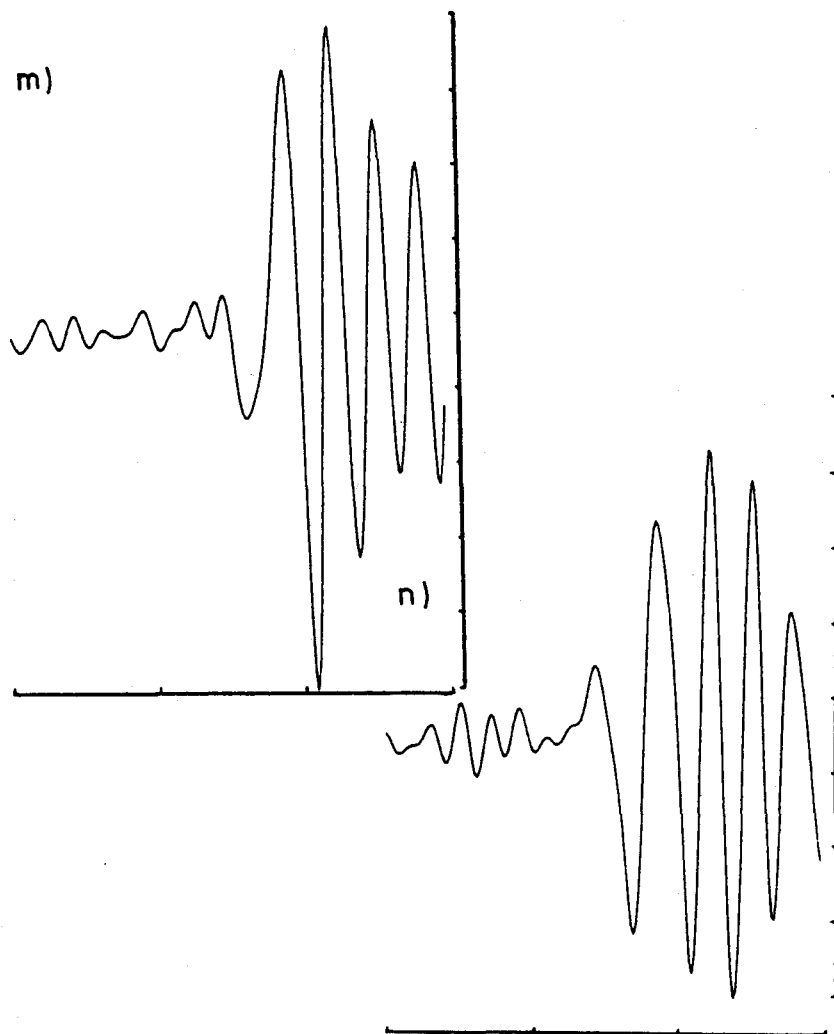


Fig. 2. m)  $M_0 = 1.5 \times 10^{25}$  dina-cm. Velocidad modelo > 23 m.a. Atenuación modelo > 23 m.a.  
n)  $M_0 = 1.4 \times 10^{25}$  dina-cm. Velocidad modelo 8-1-2. Atenuación promedio océano Atlántico.

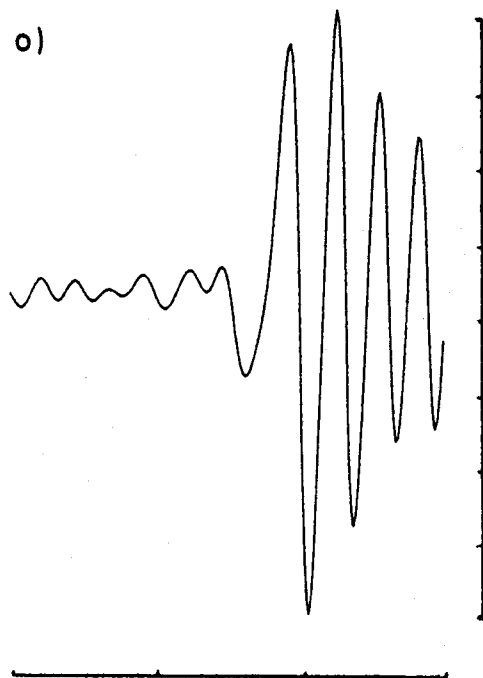


Fig. 2. o)  $M_0 = 1.4 \times 10^{25}$  dina-cm. Velocidad modelo >23 m.a. Atenuación modelo >23 m.a.

#### ANCHURA DE LA ZONA DE BAJOS VALORES DE Q BAJO LA CORDILLERA DE KNIPOVITCH

Para obtener una anchura indicativa de la región de bajos valores de Q bajo la zona estudiada, he considerado los valores de atenuación obtenidos por Canas y Mitchell (1981) para las regiones 0-23 m.a., >23 m.a. y >65 m.a. del océano Atlántico. Aplicando el método de mínimos cuadrados a la expresión:

$$X = \sum_{i=1}^n \alpha_i X_i$$

se obtiene la anchura de la zona de bajos valores de Q en esta región. Se han considerado dos regiones ( $n = 2$ ), la región de la Cordillera ( $X_1$ ), y el resto del recorrido entre Spitsbergen y la estación KTG ( $X_2$ ); X es la longitud total del camino entre el epicentro y la estación sismográfica y  $\alpha_i$  es la razón entre el valor del coeficiente de atenuación en la región i y el valor correspondiente a la distancia total entre

el epicentro y la estación sismográfica. El rango de períodos utilizado es de 15 a 110 segundos.

Se han considerado dos casos. En el primero de ellos se han tomado los mismos valores de los coeficientes de atenuación que los correspondientes a la región 0–23 m.a. del Atlántico (Canas y Mitchell, 1981) y se considera que el resto del recorrido tiene unos coeficientes de atenuación iguales al promedio entre los correspondientes a las regiones >23 m.a. y >65 m.a. del Atlántico. Para todo el recorrido se han considerado los determinados en este estudio (modelo >23 m.a. del Atlántico). En el segundo caso, la única diferencia respecto al primero es considerar los coeficientes de atenuación de la Cordillera de Knipovitch formados por la adición de los coeficientes de atenuación de la región 0–23 m.a., más sus desviaciones estándar.

La amplitud de la zona de bajos valores de  $Q$  para la Cordillera de Knipovitch es en el primer caso de  $174 \pm 37$  km y en el segundo de  $55 \pm 19$  km.

Comparando los valores obtenidos con el promedio de anchura para la zona de la Cordillera Central del océano Atlántico (0–23 m.a., Canas y Mitchell, 1981) que es de alrededor de 920 km (obtenida considerando una velocidad de separación de placas de alrededor de 2 cm/año) parece deducirse que bajo la zona estudiada existe una zona de bajos valores de  $Q$  mucho más estrecha que la correspondiente a la Cordillera Central del océano Atlántico.

La confirmación de los resultados citados podría refinarse si en el futuro fuese posible realizar un estudio de atenuación entre pares de estaciones sismográficas.

## DISCUSION Y CONCLUSIONES

Los modelos de velocidades y atenuación obtenidos para la zona situada entre Spitsbergen y la estación KTG en Groenlandia son similares a los modelos correspondientes a la región >23 m.a. del océano Atlántico de Canas y Mitchell (1981). Este modelo puede ser una indicación de que bajo la Cordillera de Knipovitch existe una zona estrecha de bajos valores de  $Q$  ( $\sim 174$  km). La amplitud de esta zona parece ser mucho menor que la correspondiente a la Cordillera Central del océano Atlántico. Este estudio concuerda con el estudio de sismicidad de Husebye *et al.* (1975), el cual establece que la Cordillera de Knipovitch genera actualmente nueva litosfera oceánica.

La onda de Rayleigh registrada en el sismograma (Fig. 2a) no presenta perturbaciones importantes, debido quizás, al hecho de que la anchura de la Cordillera de Knipovitch sea de alrededor de unos 174 km.

## AGRADECIMIENTOS

Diversos de los programas utilizados en este estudio fueron escritos por Robert Herrmann. Las sugerencias de Brian Mitchell fueron realmente valiosas.

Esta investigación ha sido financiada en parte por la Fundación Juan March y por la National Science Foundation, Division of Earth Science, grant EAR 77-14482.

## BIBLIOGRAFIA

- 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.  $Q_{\beta}^1$  models for the East Pacific Rise and the Nazca plate, *Mechanisms of Plate Tectonics and Continental Drift*, pp. 123-133, Eds. P. A. Davies, and S. K. Runcorn, Academic Press, London.
- CANAS, J. A. y B. J. MITCHELL, 1981. Rayleigh wave attenuation and its variation across the Atlantic ocean, *Geophys. J. R. Soc.*, 67, 159-176.
- CARA, M., 1981. Differential attenuation coefficients for Rayleigh waves: A new constrain on Q - models. (Preprint).
- HERRMANN, R. B., 1974. Surface wave generation by Central United States earthquakes. Ph. D. Dissertation, Saint Louis University.
- HUSEBYE, E. S., H. GJOYSDAL, H. BUNGUM y O. ELDHOLM, 1975. The seismicity of the Norwegian and Greenland seas and adjacent continental shelf areas, *Tectonophysics*, 26, 55-70.
- LEVSHIN, A. L. y Z. A. YANSON, 1971. Surface waves in vertically and radially inhomogeneous media, *Algorithms for the Interpretation of Seismic Data* (Vol. 5 of the series Computational Seismology, V. I. Keilis-Borok, Editor), Nanka Press, Moscow 147-177. (English translation by R. B. Herrmann, St. Louis University).
- MITCHELL, B. J., N. K. YACOUB y A. M. CORREIG, 1977. A summary of seismic surface wave attenuation and its regional variation across continents and oceans, J. G. Peacock, ed., *The Earth's crust*, Geophys. Mon. 20, 405-425.
- MITCHELL, B. J., J. E. ZOLLWEG, J. E. KOHSMANN, C. C. CHENG y E. J. HANG, 1978. Intraplate earthquakes in the Svalbard archipelago, *J. Geophys. Res.*, 84, 5620-5626.
- MITCHELL, B. J. y W. W. CHAN, 1978. Characteristics of earthquakes in the Heer-land seismic zone of Eastern Spitsbergen, *Polarforschung*, 48, 31-40.
- SAITO, M. y H. TAKEUCHI, 1966. Surface waves across the Pacific, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 56, 1067-1091.