

Variación regional del coeficiente de atenuación de las ondas Rayleigh en el escudo europeo

por Antoni M. CORREIG (1) y José A. CANAS (1), (2)

(1) Departamento de Física de la Tierra y del Cosmos. Universidad de Barcelona. Diagonal, 645. Barcelona-28

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

RESUMEN

A partir del análisis del modo fundamental de las ondas Rayleigh generadas por tres terremotos situados en las Azores, Sicilia y el Mar Negro se obtiene la variación regional del coeficiente de atenuación en el escudo europeo para un intervalo de periodos de 15-80 s. El método de análisis ha consistido en comparar los espectros de amplitudes observados con los calculados teóricamente. Para el cálculo de estos últimos se ha utilizado un nuevo método consistente en calcular la función global de la fuente a partir de un proceso de mínimos cuadrados. Los resultados son los siguientes. Para el terremoto de las Azores los valores del coeficiente de atenuación decrecen desde 0.00053 para el periodo de 15 s a un mínimo de 0.00027 a 35 s, aumentando ligeramente para periodos superiores. Para el terremoto del Mar Negro los valores del coeficiente de atenuación son aproximadamente los mismos hasta unos 40 s, decreciendo para periodos superiores hasta aproximadamente 0.00006. Para el terremoto de Sicilia los valores del coeficiente de atenuación incrementan desde 0.00013 a 15 s hasta 0.00052 a unos 40 s (valores anormalmente altos que pueden explicarse en parte como debido a que estas trayectorias atraviesan una región de flujo térmico muy elevado). Estos resultados, superiores a los obtenidos para la zona estable de Eurasia, muestran que pueden existir variaciones laterales importantes de Q entre la zona oriental y occidental del escudo europeo así como una zona de Q anormalmente baja en el Mar Mediterráneo al Norte de Sicilia.

SUMMARY

Rayleigh waves generated by three earthquakes located in the Azores, Sicily and Black Sea have been analysed to obtain the anelastic attenuation coefficients of the fundamental mode for the european shield in the 15-80 second period range. Attenuation coefficients have been obtained by comparing theoretical with observed spectra, by using a new method in the computation of theoretical spectra. This method consists in computing the global source function from a least-squares process. Results are as follows. For the earthquake in the Azores, values decrease from 0.00053 at a period of 15 s to a minimum of 0.00027 at 35 s with a slight increase at higher periods. Values from the earthquake in the Black Sea are approximately the same up to 40 s, decreasing at higher periods to about 0.00006. Values from the earthquake near Sicily increase from 0.00013 at 15 s up to 0.00052 at a

period of 40 s (values that can in part be explained because paths cross a region of very high heat flow). Those results, higher than values obtained for the eurasian shield, show that some differences may exist in the upper mantle Q structure between western and eastern european shield as well as a zone of low Q may exist under Northern Mediterranean Sea.

INTRODUCCIÓN

En un trabajo anterior (Correig, et al., 1980) iniciamos un estudio del coeficiente de atenuación de las ondas Rayleigh de la zona europea a partir de las ondas Rayleigh generadas por tres terremotos, situados en las Azores, Sicilia y el Mar Negro, y registrados por estaciones europeas. Con ello se intentaba hallar el valor medio del coeficiente de atenuación desde tres puntos de vista distintos (los tres terremotos) y empezar a tener una idea de su posible variación regional. Solamente para uno de los terremotos estudiados, el situado en las Azores, obtuvimos unos valores consistentes del coeficiente de atenuación (siendo estos comparables, aunque superiores para los periodos cortos, con los valores obtenidos por Yacoub y Mitchell (1977) para la zona estable de la placa Euroasiática), los cuales representan unos valores medios de tres zonas distintas, que a grandes rasgos podemos definir como la oceánica del Atlántico, la estable europea y la activa del Mediterráneo y sur de Europa. Dado que la mayor parte de las estaciones sísmicas están situadas en la zona estable, ésta presenta la contribución de mayor peso. Para los otros dos terremotos, los resultados no superaron un coeficiente crítico y tuvieron que ser desechados. Estos últimos resultados se interpretaron como un reflejo de la gran inhomogeneidad de la región atravesada por las ondas sísmicas, siendo en este caso la zona estable la de menor peso. La conclusión final fue la de

regionalizar, dentro de lo posible, los valores del coeficiente de atenuación según las distintas zonas.

En el presente trabajo abordamos el problema de la regionalización del coeficiente de atenuación centrándonos en la región estable definida, a grandes rasgos, por el escudo europeo. Dada la singular distribución de epicentros y estaciones, carecemos de observaciones suficientes para poder obtener conclusiones respecto a otras zonas.

MÉTODO DE ANÁLISIS

El método de análisis ha consistido en la comparación del espectro observado del modo fundamental de las ondas Rayleigh con el calculado teóricamente para cada trayectoria.

Para la aplicación de este método la dificultad principal estriba en el conocimiento de las funciones temporal y espacial de la fuente y del momento sísmico. En un estudio de la variación regional del coeficiente de atenuación en el Pacífico, Correig y Mitchell (1980) pudieron solucionar este problema mediante el cálculo directo de dichas funciones. En el presente caso, la distribución azimutal de las estaciones sísmicas respecto al epicentro no es lo suficientemente buena como para permitir dicho enfoque, por lo que optamos por el cálculo de la función global de la fuente. El modelo utilizado es el siguiente. Las amplitudes teóricas A_T pueden escribirse (Correig y Canas, 1980):

$$A_T(\omega) = G(\omega) A \omega \exp\{-\gamma(\omega) r\}$$

donde $G(\omega)$ es la función global de la fuente, a determinar, $A(\omega)$ la distribución teórica de radiación, el coeficiente de atenuación y r la distancia epicentro-estación. La distribución teórica de radiación se ha calculado como en Correig et al. (1980).

La función global de la fuente $G(\omega)$ fue definida por Correig y Canas (1980) como el producto

$$G(\omega) = S(\omega) (\sin X/X) M_0$$

en donde $S(\omega)$ es la transformada de Fourier de la función temporal de la dislocación, X el término finitud de la falla y M_0 el momento sísmico. (Estos son los parámetros que Correig y Mitchell (1979) pudieron calcular directamente). En este producto, M_0 es una constante, S depende de la frecuencia y X es función de la frecuencia y del azimut, siendo por lo tanto este último término el que nos puede afectar seriamente el cálculo de las variaciones laterales del coeficiente de atenuación, dado que M_0 y S son independientes del azimut. Correig (1977) hizo un estudio del factor finitud X para terremotos de magnitud comprendida entre 5 y 6 y encontró que dicha función presenta unos mínimos azimutales muy acusados para periodos cortos y que van disminuyendo al aumentar el período hasta llegar a ser despreciables a partir de unos 50 segundos.

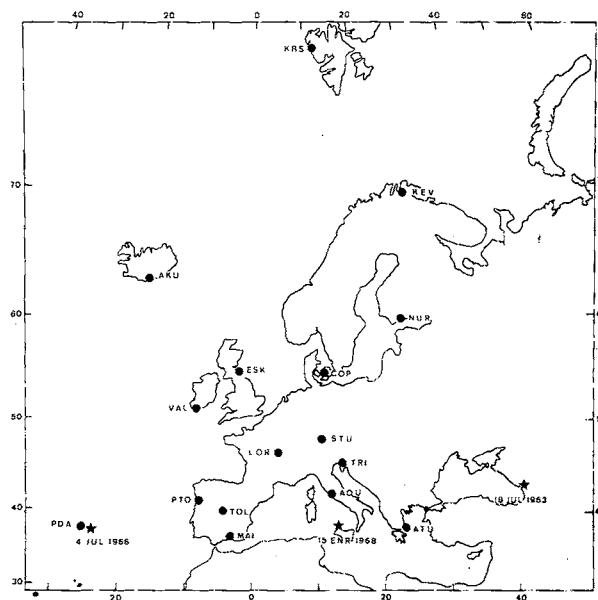


Figura 1. Localización de los epicentros de los terremotos y de las estaciones sísmicas utilizadas.

Estos mínimos se producen en un intervalo de azimuts muy estrecho, de unos 10 grados. El método empleado para evitar estos mínimos (dada la imposibilidad de calcularlos en el presente caso) ha consistido en, primeramente, identificar los mínimos de la distribución de radiación y no tener en cuenta las observaciones próximas a los planos nodales, y en segundo lugar rechazar, de las observaciones restantes, aquellas cuyas amplitudes sean inferiores a 1/5 de la amplitud máxima observada (para un período determinado), considerando que pueden estar situadas cerca de un mínimo de la función finitud. Con esto aseguramos que la variación azimutal de la función global de la fuente $G(\omega)$ será despreciable. La función $G(\omega)$ fue calculada, para estos terremotos, por Correig y Canas (1980).

Para calcular el coeficiente de atenuación, las amplitudes observadas A_0 pueden expresarse:

$$A_0 = A_t \exp(-\gamma r) \quad (1)$$

donde $A_t(\omega) = G(\omega) A(\omega)$ y los valores γ del coeficiente de atenuación pueden obtenerse, para cada frecuencia, a partir de (1):

$$\gamma = \ln(A_t/A_0)/r \quad (2)$$

ANÁLISIS DE LOS DATOS E INTERPRETACIÓN

Se ha partido de los tres terremotos estudiados previamente por Correig et al. (1980), cuya localización, así como la de las estaciones sísmicas utilizadas, se encuentra en la figura 1. Todas las

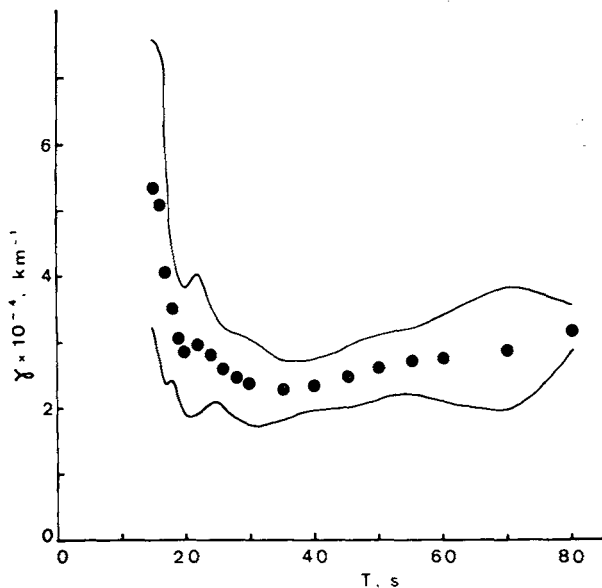


Figura 2. Coeficientes de atenuación de las ondas Rayleigh (círculos) para el escudo europeo (occidental) deducidos a partir del terremoto del 4 Jul 1966. En líneas continuas representamos las desviaciones típicas.

estaciones sísmicas pertenecen a la World Wide Standard Seismograph Network (WWSSN).

Las amplitudes espectrales del modo fundamental de las ondas Rayleigh se han determinado como función del periodo y la velocidad de grupo a partir de la componente vertical de los sismogramas. Los datos se digitalizaron a intervalos irregulares, obteniendo posteriormente un intervalo de digitalización constante de 0.5 s por interpolación lineal. La serie temporal resultante se analizó mediante un filtraje múltiple (Dziewonski et al., 1969). El espectro se obtuvo en el intervalo 15-80 segundos.

Los coeficientes de atenuación se han obtenido, para cada trayectoria, a partir de la expresión (2). La distribución teórica de radiación $A(\omega)$ que aparece en (1) se calculó, para el intervalo 15-80 s, de la forma descrita por Correig (1977).

La primera característica observada fue la similitud de los valores obtenidos para el coeficiente de atenuación γ para las estaciones situadas sobre el escudo europeo, concretamente para las estaciones VAL, ESK, LOR, STU, COP, KBS, KEV y NUR. Este valor, sin embargo difiere según los terremotos. Respecto a los valores para las estaciones restantes, situadas en regiones tectónicas muy distintas, los resultados presentaban mucha dispersión y no disponíamos de datos suficientes para intentar su análisis. En consecuencia optamos por realizar el análisis del coeficiente de atenuación para el escudo europeo, dejando de lado los datos proporcionados por las estaciones restantes. En algunos casos, sin embargo, hemos incluido datos de estas estaciones

cuando los valores de γ que nos proporcionaron eran semejantes a la media de los valores correspondientes a las estaciones sobre la zona estable.

En las Figuras 2, 3 y 4 se presentan los valores medios del coeficiente de atenuación para los tres terremotos, calculados para las estaciones situadas sobre el escudo europeo, juntamente con su desviación típica. Para poder distinguir los datos procedentes de los tres terremotos, así como las distintas regiones que nos definen, hemos adoptado la siguiente convención: los datos obtenidos a partir del terremoto de las Azores los consideramos representativos de la parte occidental del escudo europeo (Fig. 2), los datos obtenidos a partir del terremoto de Sicilia los consideramos representativos de la parte central del escudo (Fig. 3), y finalmente los datos procedentes del terremoto del Mar Negro los consideramos representativos de la parte oriental del escudo (Fig. 4). Obviamente esta diferenciación no es rigurosa ya que estas zonas se solapan en algunos puntos, y además las trayectorias no son puras, pero es suficientemente válida en primera aproximación y a efectos descriptivos. Una de las características que presentan estas figuras es que las desviaciones típicas son muy pequeñas, especialmente para el terremoto de las Azores (Fig. 2), lo cual puede interpretarse como un índice de la homogeneidad de los datos, y por lo tanto de las zonas que nos definen.

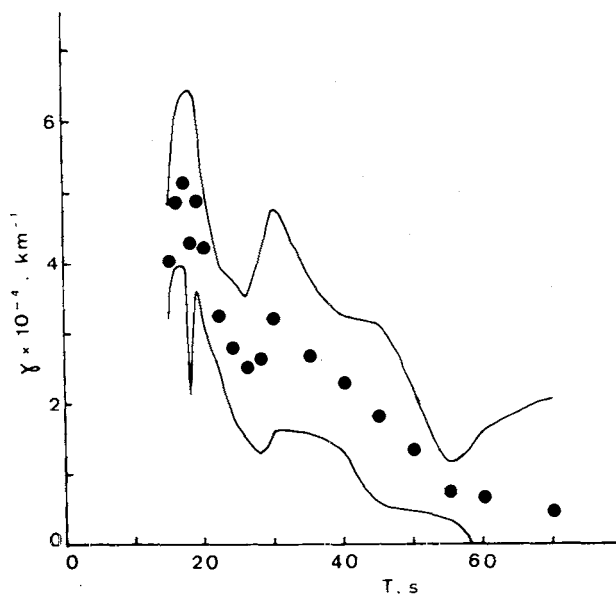


Figura 3. Coeficientes de atenuación de las ondas Rayleigh (círculos) para el escudo europeo (oriental) deducidos a partir del terremoto del 16 Jul 1963. En líneas continuas representamos las desviaciones típicas.

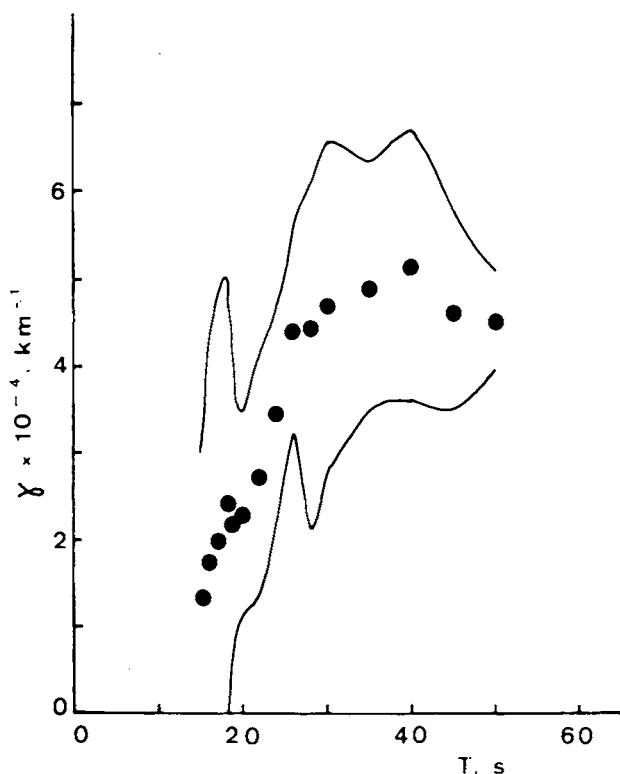


Figura 4. Coeficientes de atenuación de las ondas Rayleigh (círculos) para el escudo europeo (central) deducidos a partir del terremoto del 15 Enr 1968. En líneas continuas representamos las desviaciones típicas.

Los resultados obtenidos a partir de los tres terremotos los hemos presentado conjuntamente en la figura 5 en la que hemos representado también, a efectos de comparación, los valores obtenidos por Yacoub y Mitchell (1977) para la zona estable de Eurasia. Un estudio de esta figura nos permite extraer las conclusiones siguientes:

- 1) Los coeficientes de atenuación de las ondas Rayleigh para el escudo europeo son superiores, en los periodos bajos, hasta unos 30 s, a los obtenidos por Yacoub y Mitchell (1977) para la zona estable de Eurasia. Una posible explicación de este resultado estriba en que el flujo térmico medio en Europa es superior al flujo térmico medio para Eurasia.
- 2) Para periodos superiores a los 40 s, los coeficientes de atenuación son más altos en el escudo occidental que en el oriental. Este resultado podría implicar variaciones laterales de la estructura del coeficiente específico de anelasticidad Q en el manto superior, aunque solamente una inversión formal de los datos podría corroborarnos esta hipótesis.
- 3) Los coeficientes de atenuación obtenidos para las trayectorias desde Sicilia al escudo central son anormalmente altas desde un periodo de aproximadamente 25 s. Si bien estas trayectorias cruzan un área de flujo térmico muy elevado (el Mediterráneo

norte), los valores del coeficiente de atenuación parecen ser demasiado altos para ser explicados solamente por este hecho. El estudio de esta anomalía merece una posterior investigación, y de momento consideramos estos resultados como cuestionables.

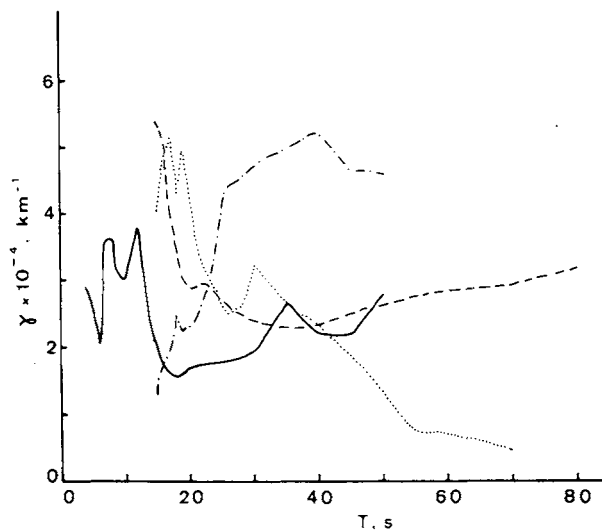


Figura 5. Valores del coeficiente de atenuación de las ondas Rayleigh para las zonas occidental (línea a trazos), oriental (línea a puntos) y central (línea a trazos y puntos) del escudo europeo. A efectos de comparación se han añadido los valores del coeficiente de atenuación de las ondas Rayleigh obtenidos por Yacoub y Mitchell (1977) para la zona estable de Eurasia (línea continua).

CONCLUSIONES

Utilizando un nuevo método para la obtención de la función global de la fuente, hemos calculado los coeficientes de atenuación de las ondas Rayleigh en el escudo europeo a partir del estudio de tres terremotos, situados en las Azores, Sicilia y Mar Negro, en el intervalo de periodos de 15 - 80 s. Este método ha resultado ser extraordinariamente útil en este estudio pues nos ha permitido abordar el cálculo del espectro teórico a pesar del desconocimiento del factor de finitud, que puede introducir fuertes variaciones azimutales en sus mínimos, y de la función temporal de la fuente. Los coeficientes de atenuación se han obtenido por comparación de los espectros teóricos con los observados, habiéndose obtenido los resultados siguientes: para periodos cortos, hasta unos 30 s, los valores del coeficiente de atenuación son superiores en el escudo europeo a los obtenidos para la zona estable de Eurasia. Dentro del escudo europeo, los valores del coeficiente de atenuación son muy semejantes para periodos cortos, hasta unos 40 s, siendo a partir de este punto más altos en el escudo occidental que en el oriental.

Para el Mediterráneo Norte y escudo central se han hallado unos valores del coeficiente de atenuación anormalmente altos a partir de unos 25 s, anomalía que requiere un estudio posterior.

BIBLIOGRAFIA

CORREIG, A. M. 1977: Estudi del mecanisme focal dels terratrèmols a partir d'ones sísmiques. Aplicació a terratrèmols de les dorsals de l'Atlàntic i oriental del Pacífic. Tesi Doctoral. Universitat de Barcelona.

CORREIG, A. M. y J. A. CANAS 1979: A note on seismic moment determination. *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc.*

CORREIG, A. M., E. BANDA y J. A. CANAS 1980: Valores medios del coeficiente de atenuación de las ondas Rayleigh para Europa Occidental. *Acta Geol. Hispánica*, 13 (5): 159-162.

CORREIG, A. M. y B. J. MITCHELL 1980: Regional variations of Rayleigh wave attenuation coefficients in the eastern Pacific. *PAGEOPH*, 118: 831-845.

DZIEWONSKI, A. M., S. BLOCH y M. LANDISMAN 1969: A technique for the analysis of transient seismic signals. *Bull. Seism. Soc. Am.* 59: 427-444.

YACOUB, N. K. y B. J. MITCHELL 1977: Attenuation of Rayleigh wave amplitudes across Eurasia. *Bull. Seism. Soc. Am.* 67: 751-769.

Recibido para publicación, 31 enero, 1980