

Estudio de atenuación sísmica en la costa este de la Península Ibérica

Arantxa Ugalde

Observatori de l'Ebre

Horta Alta 38, 43520 Roquetes, Tarragona, España

Tel.: 34-977-50 05 11, Fax: 34-977-50 46 60

e-mail: ebre.augalde@readysoft.es

Luis G. Pujades

Universidad Politécnica de Cataluña, ETC

Jordi Girona Salgado s/n, Edificio D-2, 08034 Barcelona, España

Tel.: 34-93-401 72 58, Fax: 34-93-401 65 04

e-mail: pujades@etseccpb.upc.es

José A. Canas

Instituto Geográfico Nacional

General Ibáñez de Ibero 3, 28003 Madrid, España

Tel.: 34-91-597 94 10, Fax: 34-91-597 97 53

e-mail: jacanas@mfom.es

Resumen

El gradiente de decaimiento de la amplitud a lo largo de la coda se caracteriza por el parámetro coda- Q^{-1} (Q_c^{-1}), que es constante independientemente de la localización de la fuente sísmica y de la estación de registro en una región determinada, y que representa una estimación de la atenuación sísmica introducida por el medio. Otros parámetros que caracterizan la atenuación sísmica son: la absorción intrínseca (Q_i^{-1}), la atenuación por dispersión (Q_s^{-1}) y la atenuación total $Q_t^{-1} = Q_i^{-1} + Q_s^{-1}$. En el presente estudio se han analizado 64 terremotos registrados por 11 estaciones de período corto distribuidas a lo largo de la costa este de la Península Ibérica, de cara a la estimación de la atenuación sísmica y su dependencia frecuencial. En este trabajo se describe el método numérico utilizado y se presentan los parámetros de atenuación estimados para la costa mediterránea española.

STUDIES OF SEISMIC ATTENUATION IN THE EASTERN COAST OF THE IBERIAN PENINSULA

Summary

The amplitude decay gradient along the coda is characterized by the parameter coda- Q^{-1} (Q_c^{-1}), which is constant regardless of where the seismic source and recording station are located and that represents an estimation of the seismic attenuation caused by the medium. Other parameters that characterise seismic attenuation are: the intrinsic absorption (Q_i^{-1}), scattering attenuation (Q_s^{-1}) and total attenuation $Q_t^{-1} = Q_i^{-1} + Q_s^{-1}$. In the present study 64 earthquakes recorded by 11 short period seismic stations distributed along the eastern coast of the Iberian peninsula have been analyzed, in order to estimate the seismic attenuation and its frequency dependence. In this work the numerical method used is described and the attenuation parameters estimated for the spanish mediterranean coast are shown.

INTRODUCCIÓN

Las ondas sísmicas se atenúan en su propagación a través del interior terrestre debido a la anelasticidad intrínseca de las rocas o a la existencia de inhomogeneidades que refractan, reflejan o difractan la energía sísmica.

Las ondas de coda han sido extensamente utilizadas para estimar la atenuación sísmica en la litosfera terrestre. La atenuación anelástica total de las ondas sísmicas se puede caracterizar por el factor de calidad inverso Q_i^{-1} , que se define como la fracción de energía sísmica perdida por ciclo de onda durante su propagación. La atenuación total observada consta de dos efectos principales, como muestra la ecuación¹ $Q_t^{-1} = Q_i^{-1} + Q_s^{-1}$, donde Q_t^{-1} representa la absorción intrínseca, causada por la conversión de la energía sísmica en calor, mientras que Q_s^{-1} es la atenuación por dispersión o esparcimiento, debida a la redistribución de energía que ocurre cuando las ondas sísmicas interactúan con las heterogeneidades del medio.

Las medidas de Q son importantes debido a que actúan como indicadores indirectos de la heterogeneidad de la litosfera, en macroescala, y de los procesos físicos de las rocas y presencia de fluidos en microescala. Es bien conocida la relación entre la atenuación de la energía sísmica y las condiciones tectónicas y superficiales del suelo y de los sedimentos. El conocimiento de la contribución de la absorción intrínseca y la dispersión para una Q aparente observada es fundamental para una interpretación tectónica y geológica correcta.

Se han llevado a cabo muchos estudios teóricos para modelar la forma de la coda. Aki y Chouet² propusieron el modelo de retrodispersión simple (la onda sólo sufre una interacción con las heterogeneidades del medio en su trayectoria hipocentro-estación) bajo la hipótesis de dispersión débil. Los factores de calidad inversos obtenidos a partir de esta formulación se han denominado tradicionalmente Q_c^{-1} o coda- Q^{-1} . Dentro del contexto de la teoría de dispersión simple Q_c^{-1} representa la atenuación efectiva, incluyendo las contribuciones de la absorción intrínseca y de la dispersión. Sin embargo los modelados numéricos³, experimentos de laboratorio⁴ y estudios teóricos^{5,6} han concluido que la coda- Q^{-1} medida a partir de una ventana de tiempo posterior al tiempo libre medio (recorrido libre medio dividido por la velocidad de la onda, siendo el recorrido libre medio un parámetro que controla la energía de las ondas primarias transferida a las secundarias a lo largo del camino de propagación⁷) debería corresponder únicamente a la absorción intrínseca, sin incluir el efecto del esparcimiento. Por otra parte, los resultados frutos de la observación no siempre corroboran esta conclusión: empíricamente Q_c^{-1} está confinada entre Q_i^{-1} y Q_t^{-1} .

A efectos de estimar separadamente la contribución de la absorción intrínseca y la dispersión sobre la atenuación total, son necesarios modelos de dispersión múltiple. Wu⁸ consideró un modelo de dispersión múltiple bajo las hipótesis de esparcimiento isótropo y distribución uniforme de dispersores en un medio elástico y uniforme. Wu⁸ modeló la distribución espacial de la energía sísmica integrada sobre un tiempo infinito usando la teoría de transferencia radiativa. Bajo estas mismas hipótesis, Hoshiba⁶ modeló la distribución espacio-temporal de la energía sísmica multidispersada mediante una simulación por el método de Montecarlo⁹. Zeng *et al.*¹⁰ encontraron la solución analítica del mismo problema a partir de una ecuación integral.

En el presente estudio utilizaremos un método denominado Análisis por Ventanas Múltiples de Intervalos de Tiempo (AVMIT)¹¹ y lo aplicaremos a sismogramas registrados por algunas estaciones de período corto situadas en la costa este peninsular española, de cara a la estimación de la atenuación anelástica. Se supondrán válidas las siguientes hipótesis: la dispersión es un proceso múltiple e isótropo, los dispersores están uniformemente distribuidos y la coda está compuesta únicamente por ondas esparcidas de S a S . Se calcularán dos parámetros de atenuación⁸: el albedo sísmico (B_0), que se define como el cociente adimensional de la atenuación por dispersión sobre la atenuación total, y la inversa de la longitud de extinción (L_t^1), que es la inversa de la distancia (en km) sobre la cual

la energía de la onda primaria S se reduce en e^{-1} . El método de las ventanas múltiples permite separadamente estimar B_0 y L_e^{-1} a partir de la comparación, en el espacio y en el tiempo, entre la densidad de energía predicha por la teoría de la dispersión múltiple y las observaciones.

Basándonos en la extensa y exitosa experiencia de la aplicación del AVMIT en diferentes regiones del globo¹²⁻¹⁹, pensamos que esta metodología es la apropiada para alcanzar los objetivos del presente trabajo.

METODOLOGÍA

En primer lugar se ha estimado el factor Q_c^{-1} mediante la aplicación de la siguiente ecuación basada en la aproximación de dispersión simple²

$$\ln[t^2 A_{obs}(f|r, t)] = c - Q_c^{-1} 2\pi f t \quad (1)$$

donde c es una constante, f la frecuencia y $A_{obs}(f|r, t)$ representa las amplitudes cuadráticas medias de los sismogramas filtrados paso-banda como función de la distancia hipocentral r y tiempo t medido a partir del origen del terremoto. Q_c^{-1} se obtiene entonces fácilmente como la pendiente de la línea recta que ajusta los valores medidos de $\ln[t^2 A_{obs}(f|r, t)]$ versus ft . El factor que da cuenta de la expansión geométrica se considera proporcional a r^{-1} , lo que solamente es válido para ondas internas en un medio uniforme.

La ecuación (1) ha sido validada por muchos estudios⁷. Empíricamente se cumple para $t \geq 2t_s$, siendo t_s el tiempo de propagación de la onda S ²⁰. Algunas veces²¹ existe una dependencia del valor de la pendiente Q_c^{-1} con la ventana de tiempo para la cual se ha efectuado el ajuste de la ecuación (1). Así, es necesario especificar la ventana temporal utilizada en cada estudio.

En segundo lugar, y para determinar la contribución de la absorción intrínseca y la atenuación por dispersión sobre la atenuación total, se ha utilizado AVMIT¹¹. El método consiste en comparar la energía sísmica predicha con las observaciones, como función de la distancia hipocentral para varias ventanas de tiempo a partir de la llegada de la onda S . La comparación permite obtener los valores del albedo sísmico (B_0) y la inversa de la longitud de extinción (L_e^{-1}) en una banda frecuencial dada. La energía observada se calcula de la manera que seguidamente se expone: a partir del sismograma original, se calcula la función $A_{obs}(r, t)$ y, sobre ella, se sitúa el tiempo de llegada de la onda S . A partir de este punto, se consideran tres ventanas de tiempo¹⁴, que corresponderán a la coda próxima (que incluye la onda directa más las primeras ondas dispersadas), la coda media y la coda tardía (estas dos últimas compuestas únicamente de ondas dispersadas), respectivamente. Integrando la función $A_{obs}(r, t)$ sobre estas ventanas temporales se obtienen las funciones densidad de energía en función de la distancia hipocentral: $e_{1\ obs}(r)$ para la primera ventana, $e_{2\ obs}(r)$ para la segunda y $e_{3\ obs}(r)$ para la tercera. Cabe comentar que para efectuar el proceso de integración anterior se ha de tener en cuenta que la integral de la primera ventana ha de comenzar en -1 y no en 0 , para así reducir el efecto introducido por los procesos no causales seguidos al filtrar y calcular la media de las amplitudes. Para aislar el efecto del camino, se utiliza el método de normalización de la coda^{22,23}. La corrección se lleva a cabo mediante la expresión

$$E_{n\ obs}(r) = \frac{e_{n\ obs}(r)}{A_{obs}(r, t_{ref})} \quad n = 1, 2, 3 \quad (2)$$

donde t_{ref} es un intervalo de tiempo fijo de referencia que ha de cumplir que $t_{ref} \geq \frac{2r}{\beta} \forall r$, siendo β la velocidad de las ondas S .

Las curvas sintéticas de la densidad de energía se calculan para unos ciertos tiempos de propagación y distancias hipocentrales, bajo las hipótesis de dispersión isótropa múltiple con una distribución uniforme de dispersores, a partir de la siguiente ecuación integral¹⁰

$$E(\vec{r}, t) = E_0 \left(t - \frac{|\vec{r} - \vec{r}_0|}{\beta} \right) \frac{e^{-L_e^{-1}|\vec{r} - \vec{r}_0|}}{4\pi|\vec{r} - \vec{r}_0|^2} + \int_V g E \left(\vec{r}, t - \frac{|\vec{r}_1 - \vec{r}|}{\beta} \right) \frac{e^{-L_e^{-1}|\vec{r}_1 - \vec{r}|}}{4\pi|\vec{r}_1 - \vec{r}|^2} dV_1 \quad (3)$$

siendo $E(\vec{r}, t)$ la densidad de energía por unidad de volumen en la posición (3D) \vec{r} y tiempo t para una fuente puntual situada en \vec{r}_0 . El primer término de la parte derecha de la ecuación (3) representa la energía de la onda directa que se propaga desde \vec{r}_0 hasta el receptor localizado en \vec{r} y el segundo término es la contribución de todos los órdenes de energía dispersada. β es la velocidad de la onda S y $g = B_0 L_e^{-1}$ representa el coeficiente de dispersión.

Zeng *et al.*¹⁰ resolvieron la ecuación (3) en el dominio de las transformadas integrales y encontraron la siguiente solución integral compacta

$$E(r, t) = \delta \left(t - \frac{r}{\beta} \right) \frac{e^{-L_e^{-1}\beta t}}{4\pi\beta r^2} + \sum_{n=1}^2 E_n(r, t) + \int_{-\infty}^{\infty} \frac{e^{i\Omega t}}{2\pi} d\Omega \cdot \int_0^{\infty} \frac{g^3}{2\pi^2\beta r} \frac{\left[\tan^{-1} \left(\frac{k}{L_e^{-1} + i\Omega/\beta} \right) \right]^4}{\left[1 - \frac{g}{k} \tan^{-1} \left(\frac{k}{L_e^{-1} + i\Omega/\beta} \right) \right]} \frac{\sin(kr)}{k^3} dk \quad (4)$$

y

$$E(r, t) = \frac{g}{4\pi r \beta t} H \left(t - \frac{r}{\beta} \right) e^{-L_e^{-1}\beta t} \ln \frac{1 + r/\beta t}{1 - r/\beta t} \quad (5)$$

$$E_2(r, t) = \frac{g^2}{16\pi} H \left(t - \frac{r}{\beta} \right) e^{-L_e^{-1}\beta t} \left[\frac{\pi^2}{\beta t} - \frac{3}{r} \int_0^{r/\beta t} \left(\ln \frac{1 + \alpha}{1 - \alpha} \right)^2 d\alpha \right] \quad (6)$$

donde la integral con respecto al número de onda k en (4) puede calcularse mediante el método de la suma discreta de números de onda²⁴. Su convergencia está garantizada por la presencia de $\sin(kr)/k^3$ en el integrando¹⁰.

A partir de los parámetros L_e^{-1} y B_0 estimados mediante una regresión no lineal múltiple de las energías observadas para cada ventana temporal y las correspondientes curvas sintéticas, los factores de calidad inversos Q_t^{-1} , Q_s^{-1} y Q_i^{-1} pueden calcularse aplicando las expresiones¹¹ $Q_t^{-1} = L_e^{-1}(\beta/\omega)$; $Q_s^{-1} = B_0 Q_t^{-1}$ y $Q_i^{-1} = (1 - B_0)Q_t^{-1}$, donde ω representa la frecuencia angular.

DATOS

Los sismogramas utilizados en el presente estudio provienen de una selección sobre catálogo de 64 terremotos ocurridos frente a las costas mediterráneas españolas durante los años 1992 y 1993. La magnitud de los mismos es menor que 4, y se encuentran distribuidos en un rango de profundidades inferior a 60 km (Figura 1). Estos eventos fueron registrados por 11 estaciones sísmicas de período corto pertenecientes a la Red Sísmica Nacional (Tabla I).

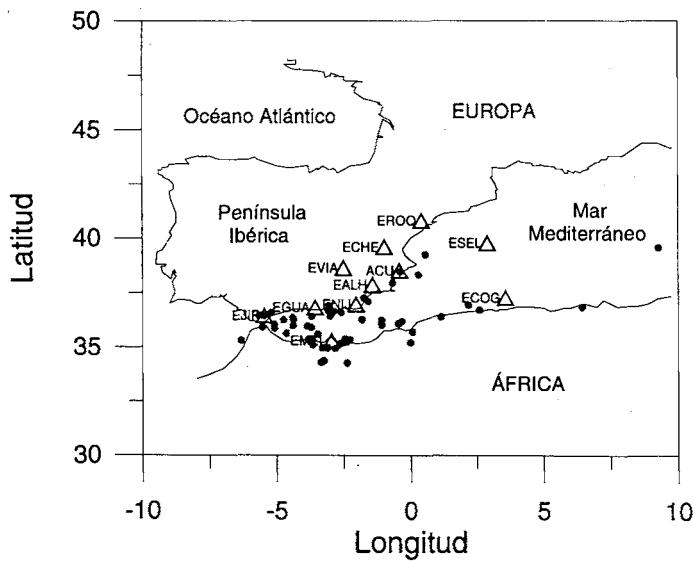


Figura 1. Situación del área de estudio. Se muestran los 64 terremotos analizados y la localización de las 11 estaciones sísmicas de período corto utilizadas

Estación	Latitud (°N)	Longitud (°E)	Filtros (Hz)
EJIF	36,451	-5,469	0,30-12,5
EGUA	36,834	-3,565	0,30-12,5
ENIJ	36,972	-2,040	0,30-10,0
EALH	37,858	-1,420	0,30-10,0
EMEL	35,300	-2,957	0,30-05,0
ACU	38,511	-0,411	0,30-10,0
ECHE	39,591	-0,968	0,30-10,0
EROQ	40,823	0,409	0,30-10,0
ESEL	39,768	2,894	0,30-12,5
ECOG	37,277	3,566	0,03-12,5
EVIA	38,638	-2,502	0,03-10,0

Tabla I. Estaciones sísmicas de período corto utilizadas en este estudio. Se muestra su localización geográfica y las bandas frecuenciales que registran

Cada una de las estaciones envía los datos sismológicos a un Centro de Recepción de Datos situado en las dependencias del Instituto Geográfico Nacional en Madrid, bien vía transmisión analógica (modulación en frecuencia) a través de líneas telefónicas dedicadas, o bien por medio de enlaces de radio (VHF). Allí, los datos recibidos de cada estación son procesados y enviados a unos registradores gráficos sobre papel termosensible y a la vez a un sistema de adquisición de datos donde las señales son digitalizadas a 100 muestras por segundo. Previamente al análisis de datos ha sido necesario corregirlos por la respuesta instrumental calculada a partir de las funciones de transferencia de todos los sistemas electrónicos que conectados en cascada intervienen en el sistema de adquisición y procesamiento de los datos (sensores, amplificadores, filtros, etc.)²⁵. La Figura 2 muestra un ejemplo de curva de respuesta de una de las estaciones utilizadas.

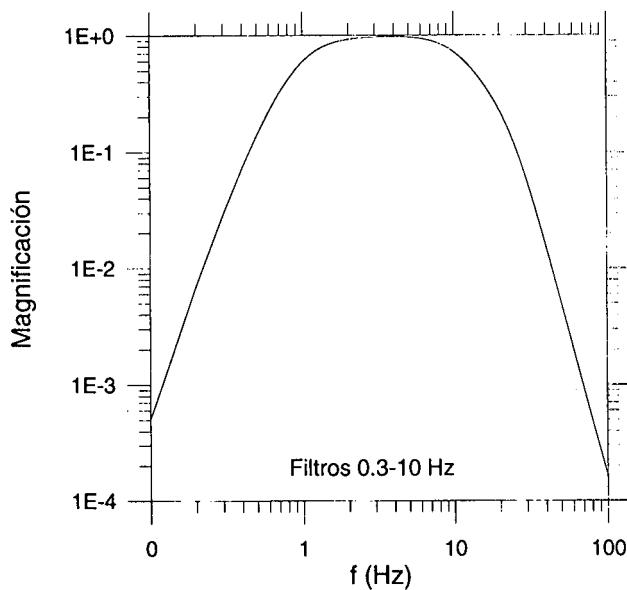


Figura 2. Curva de respuesta normalizada de una de las estaciones sísmicas utilizadas

RESULTADOS

La coda- Q^{-1}

Cada sismograma corregido por la respuesta instrumental fue en primer lugar filtrado paso-banda sobre las siguientes bandas frecuenciales: 1-2 Hz, 2-4 Hz, 4-6 Hz, 6-8 Hz y 8-10 Hz. Las bandas frecuenciales a estudiar están directamente relacionadas con la respuesta de cada estación. A partir de los datos filtrados, se calculó la función de $A_{obs}(r, t)$ efectuando la media de las amplitudes cuadráticas sobre una ventana de $t \pm 1$ s para cada banda frecuencial. La Figura 3 muestra un ejemplo de un sismograma utilizado en el estudio.

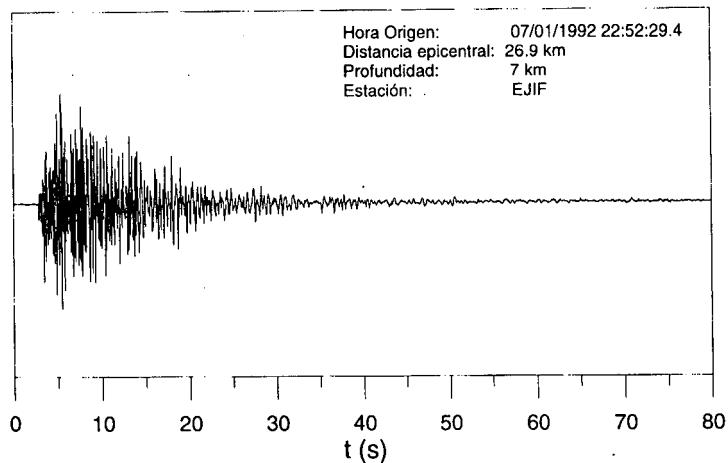


Figura 3. Ejemplo de un sismograma analizado

Para determinar Q_c^{-1} , se efectuó una regresión lineal de la ecuación (1) para cada banda frecuencial, sobre la ventana de tiempo $2r/\beta$ a $2r/\beta + 15$ s a partir del origen del terremoto. Para la velocidad de la onda S se consideró una media de $\beta = 3,7 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ en esta región²⁷. Los valores de Q_c^{-1} obtenidos se han dibujado en la Figura 4, donde cada punto representa una estimación a partir de un único sismograma. Solamente los valores obtenidos a partir de ajustes con coeficientes de correlación $corr \geq 0,9$ fueron considerados. Los valores numéricos medios para cada banda frecuencial dentro de la región estudiada se muestran en la Tabla II.

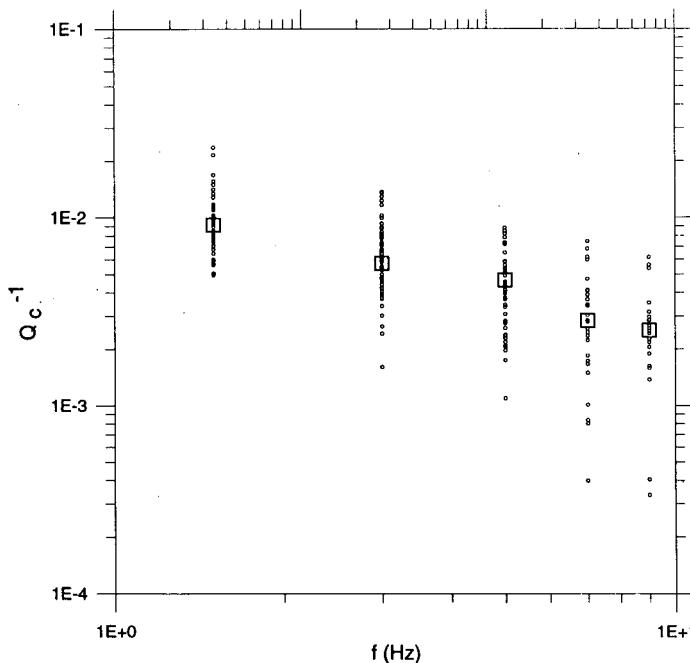


Figura 4. Valores estimados de Q_c^{-1} . Cada punto representa una estimación de Q_c^{-1} a partir de un sismograma. Se muestra asimismo el valor ponderado para cada frecuencia

f (Hz)	L_e^{-1}	B_0	$Q_t^{-1} \cdot 10^{-3}$	$Q_s^{-1} \cdot 10^{-3}$	$Q_i^{-1} \cdot 10^{-3}$	$Q_c^{-1} \cdot 10^{-3}$
1-2	$0,034+0,014$ $-0,006$	$0,77+0,13$ $-0,20$	13,35	10,28	3,07	9,13
2-4	$0,036+0,012$ $-0,010$	$0,52+0,22$ $-0,12$	7,07	3,68	3,39	5,73
4-6	$0,044+0,011$ $-0,022$	$0,45+0,10$ $-0,15$	5,18	2,33	2,85	4,66
6-8	$0,030+0,012$ $-0,014$	$0,22+0,05$ $-0,08$	2,52	0,55	1,97	2,84
8-10	$0,030+0,007$ $-0,015$	$0,28+0,10$ $-0,08$	1,96	0,54	1,41	2,52

Tabla II. Parámetros de atenuación estimados: inversa de la longitud de extinción, albedo sísmico, atenuación por dispersión, absorción intrínseca y atenuación de coda

Q_i^{-1} , Q_s^{-1} y Q_t^{-1}

La estimación de L_e^{-1} y B_0 se efectuó mediante el AVMIT, que compara la energía predicha con la observada. La densidad de energía observada se calculó integrando la función $A_{obs}(r, t)$ sobre tres ventanas de tiempo consecutivas: 0-15 s, 15-30 s y 30-45 s a partir de la llegada de la onda S . Se efectuó entonces la normalización a una fuente común (2) para la cual se utilizó una ventana de tiempo de referencia a 5 s centrada a los 50 s después de la hora origen del terremoto.

Los parámetros L_e^{-1} y B_0 que mejor ajustan el modelo se calcularon mediante una regresión múltiple entre los datos observados y las curvas teóricas, donde los sintéticos fueron obtenidos resolviendo la ecuación (4) numéricamente. La solución por mínimos cuadrados del problema será aquella que proporcione residuos mínimos entre las tres curvas teóricas E^{teo} y las n observaciones E^{obs}

$$\text{Res}(B_0, L_e^{-1}) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^3 \sum_n [\log_{10}(e_{in}^{obs}) - \log_{10}(E_{in}^{teo})]^2 \quad (7)$$

La Figura 5 muestra las curvas teóricas que mejor ajustan las observaciones para las bandas frecuenciales estudiadas. La Tabla II contiene los parámetros de atenuación estimados con sus respectivos errores asociados. Los errores no son simétricos debido a la asimetría de las áreas de confianza, que se han calculado mediante la expresión

$$S(B_0, L_e^{-1}) = \hat{S}(B_0, L_e^{-1}) \left[1 + \frac{p}{n-p} F[p, n-p, 1-\alpha] \right] \quad (8)$$

siendo en este caso $p = 2$ (número de parámetros del modelo) y $\alpha = 0,05 \cdot \hat{S}(B_0, L_e^{-1})$ es el valor mínimo de los residuos en (7) y $S(B_0, L_e^{-1})$ definirá el contorno de confianza del 95 % de la distribución F , cuyos valores están tabulados²⁶.

Dependencia frecuencial

Ajustando los valores Q_c^{-1} contenidos en la Tabla II por medio de la ley frecuencial $Q^{-1}(f) = Q_0^{-1} f^v$ hemos encontrado los valores de $Q_0 = 14,2 \cdot 10^{-3}$ y $v = 0,84$. En el caso de Q_i^{-1} , Q_s^{-1} y Q_t^{-1} las dependencias frecuenciales son $Q_{0i} = 13,6 \cdot 10^{-3}$, $v = 1,90$ para la absorción intrínseca; $Q_{0s} = 7,9 \cdot 10^{-3}$, $v = 2,48$ para la atenuación por esparcimiento y $Q_{0t} = 5,8 \cdot 10^{-3}$, $v = 1,57$ para la atenuación total. Se observa un decrecimiento de Q_s^{-1} con la frecuencia muy fuerte, más rápido que f^{-1} , lo que indica que el medio podría estar caracterizado por una función de autocorrelación gaussiana en vez de exponencial⁸.

Comparación entre Q_i^{-1} , Q_s^{-1} , Q_t^{-1} y Q_c^{-1}

La Figura 6 muestra un gráfico comparativo entre los valores de Q_i^{-1} , Q_s^{-1} , Q_t^{-1} y Q_c^{-1} para todas las bandas frecuenciales estudiadas comprendidas entre 1 y 8 Hz. Se observa en línea punteada el valor de Q_c^{-1} , que se aproxima a la atenuación total Q_t^{-1} para todas las frecuencias. Asimismo se observa que la atenuación total está dominada por la dispersión para la banda frecuencial comprendida entre 1 y 4 Hz, mientras que para frecuencias superiores la absorción intrínseca es el efecto dominante en el fenómeno de atenuación.

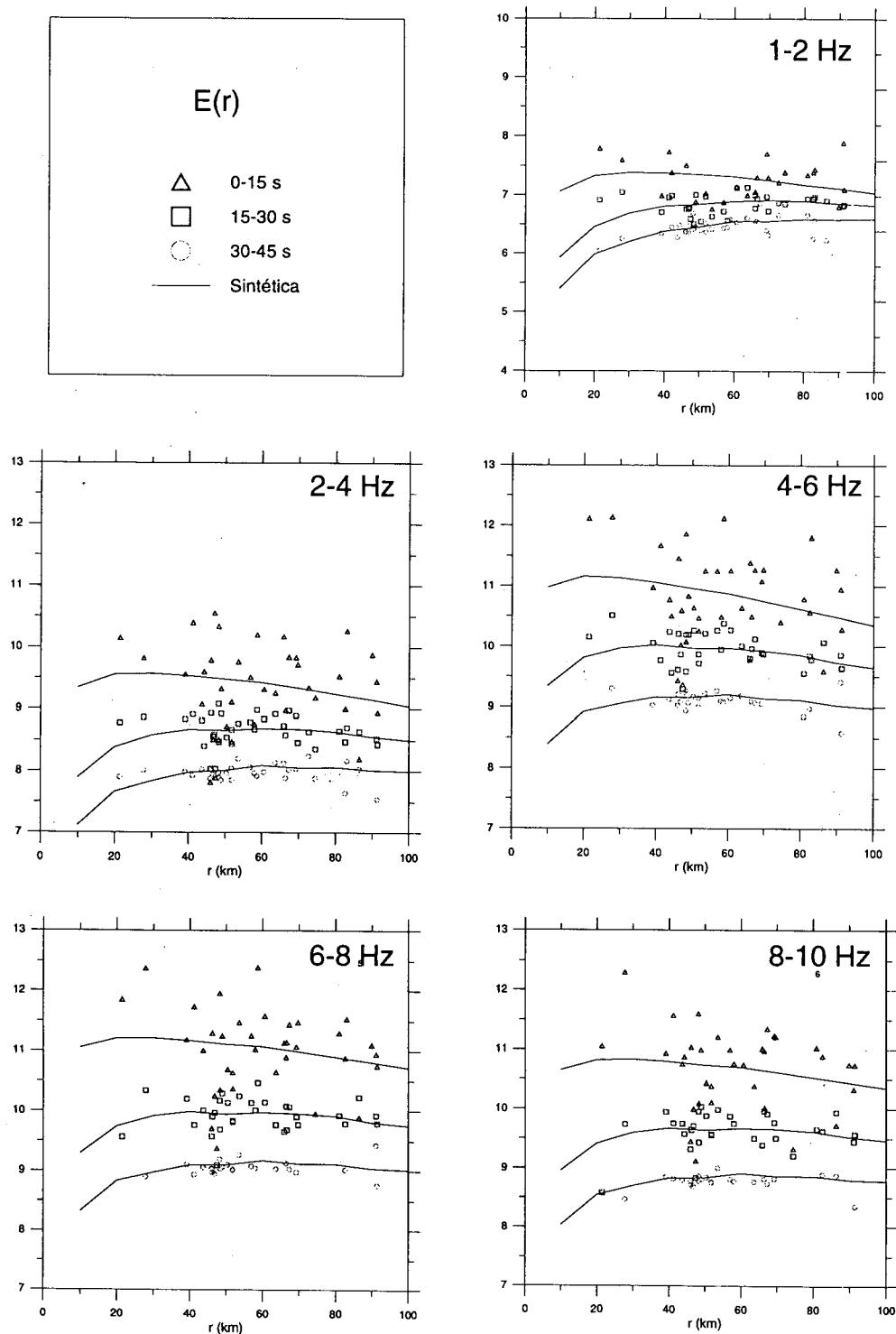


Figura 5. Energía observada en la región para las tres ventanas temporales consideradas en la coda. Se muestran las curvas teóricas que mejor ajustan las observaciones para cada banda frecuencial

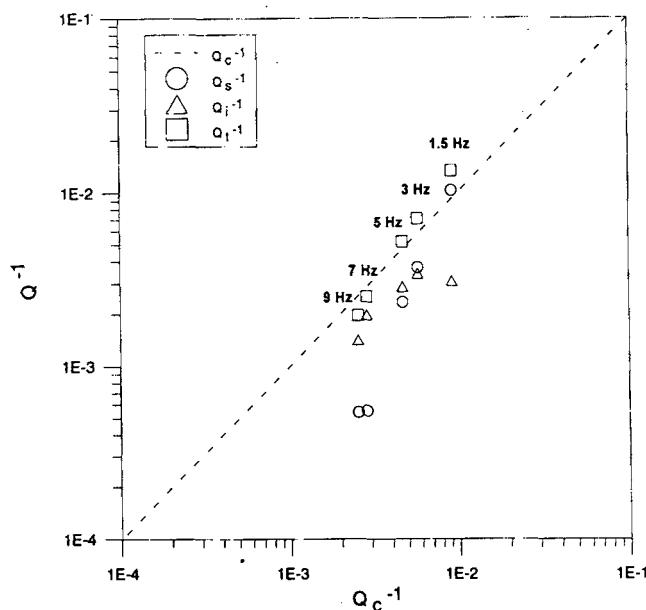


Figura 6. Gráfico comparativo de las estimaciones Q_c^{-1} , $Q_i^{-1}Q_s^{-1}$ y Q_t^{-1} para todas las bandas frecuenciales estudiadas

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En este trabajo se ha estudiado la región costera mediterránea española desde el punto de vista de la atenuación sísmica a partir de las ondas de coda. Se ha aplicado el modelo de retrodispersión simple de Aki y Chouet² para estimar Q_c^{-1} y el Análisis por Ventanas Múltiples de Intervalos de Tiempo¹¹ bajo la hipótesis de dispersión múltiple isótropa y distribución uniforme de dispersores para separar la contribución de la absorción intrínseca (Q_i^{-1}) y el esparcimiento (Q_s^{-1}) sobre la atenuación total (Q_t^{-1}).

Se ha observado que para esta región los valores de Q_c^{-1} se aproximan a Q_t^{-1} para todas las bandas frecuenciales estudiadas. Asimismo se ha obtenido que el fenómeno dominante en el proceso de atenuación para las bandas frecuenciales inferiores a 4 Hz es el esparcimiento, mientras que la absorción intrínseca prevalece sobre la dispersión para las bandas frecuenciales comprendidas entre 4 y 10 Hz.

Las dependencias frecuenciales estimadas para los diferentes parámetros de atenuación están comprendidas entre 0,8 y 2,5. En concreto, la atenuación por esparcimiento presenta la dependencia con la frecuencia más fuerte, lo cual podría indicar que el medio está caracterizado por una función de autocorrelación gaussiana en vez de exponencial en esta región.

Por otra parte, la atenuación estimada es fuerte, hecho que se correlaciona con el patrón de sismicidad de la región. Las áreas sismicamente activas, o bien áreas con intensidades altas o presencia de actividad tectónica, parecen estar asociadas con valores altos de Q^{-1} . Si efectuamos una comparación entre valores de Q obtenidos en este trabajo con otros resultados estimados en áreas vecinas¹⁷, se observa que los resultados son muy similares: la región sur de la Península Ibérica presenta en general valores de Q_0 (o altos de Q_0^{-1}) para la frecuencia de referencia de 1 Hz.

A pesar de la gran cantidad de estudios que a lo largo de los últimos años se han llevado a cabo en este campo, aún existen algunas cuestiones sin resolver. Una de ellas es por qué la coda- Q^{-1} algunas veces refleja la absorción intrínseca y otras la atenuación

total. La respuesta parece venir de la simplicidad de los modelos matemáticos usados para su estimación. Estudios posteriores deberán considerar modificaciones sustanciales en las hipótesis del modelo, como son las estructuras dependientes de la profundidad, dispersión anisótropa, presencia de ondas superficiales en la coda, etc.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado parcialmente por el proyecto CICYT número MAR95-1916.

REFERENCIAS

- 1 A.M. Dainty, "A scattering model to explain seismic Q observations in the lithosphere between 1 and 30 Hz", *J. Geophys. Res. Lett.*, Vol. **8**, pp. 1126-1128, (1981).
- 2 K. Aki y B. Chouet, "Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effects", *J. Geophys. Res. Lett.*, Vol. **80**, pp. 3322-3342, (1975).
- 3 A. Frankel y R.W. Clayton, "Finite differences simulation of seismic scattering: implications for the propagation of short period seismic waves in the crust and models of crustal heterogeneity", *J. Geophys. Res. Lett.*, Vol. **91**, pp. 6465-6489, (1986).
- 4 K. Matsunami, "Laboratory tests of excitation and attenuation of coda waves using 2-D models of scattering media", *Phys. Earth Planet. Int.*, Vol. **67**, pp. 104-114, (1991).
- 5 A. Frankel y L. Wennerberg, "Energy flux model of the seismic coda: separation of scattering and intrinsic attenuation", *Bull Seism. Soc. Am.*, Vol. **77**, pp. 1223-1251, (1987).
- 6 M. Hoshiba, "Simulation of multiple scattered coda wave excitation based on the energy conservation law", *Phys. Earth Planet. Int.*, Vol. **67**, pp. 123-136, (1991).
- 7 M. Herráiz y A.F. Espinosa, "Coda waves: a review", *Pure Appl. Geophys.*, Vol. **125**, pp. 499-577, (1987).
- 8 R.S. Wu, "Multiple scattering and energy transfer of seismic waves: Separation of scattering effect from intrinsic attenuation, I, Theoretical modelling", *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, Vol. **82**, pp. 57-80, (1985).
- 9 A. Ugalde, L.G. Pujades y J.A. Canas, "Aplicación del cálculo paralelo al análisis de energía sísmica en la coda de terremotos regionales", *Revista Internacional de Métodos Numéricos para Cálculo y Diseño en Ingeniería*, Vol. **14**, N°4, pp. 539-555, (1998).
- 10 Y. Zeng, F. Su y K. Aki, "Scattered wave energy propagation in a random isotropic scattering medium, I, Theory", *J. Geophys. Res.*, Vol. **96**, pp. 607-619, (1991).
- 11 M. Hoshiba, H. Sato y M. Fehler, "Numerical basis of the separation of scattering and intrinsic absorption from full seismogram envelope - A Monte Carlo simulation of multiple isotropic scattering", *Pap. Geophys. Meteorol.*, Vol. **42**, pp. 65-91, Meteorol. Res. Inst. of Japan, (1991).
- 12 M. Fehler, M. Hoshiba, H. Sato y K. Obara, "Separation of scattering and intrinsic attenuation for the Kanto-Tokai region, Japan, using measurements of s-wave energy vs. hypocentral distance", *Geophys. J. Int.*, Vol. **108**, pp. 787-800, (1992).
- 13 K. Mayeda, S. Koyanagi, M. Hoshiba, K. Aki y Y. Zeng, "A comparative study of scattering, intrinsic and coda Q^{-1} for Hawaii, Long Valley and Central California between 1,5 and 15,0 Hz", *J. Geophys. Res.*, Vol. **97**, pp. 6643-6659, (1992).

- 14 M. Hoshiba, "Separation of scattering attenuation and intrinsic absorption in Japan using the multiple-lapse time window analysis of full seismogram envelope", *J. Geophys. Res.*, Vol. **98**, pp. 15809-15824, (1993).
- 15 A. Jin, K. Mayeda, D. Adams y K. Aki, "Separation of intrinsic and scattering attenuation in southern California using Terrascope data", *J. Geophys. Res.*, Vol. **99**, pp. 17835-17848, (1994).
- 16 A. Akinci, E. del Pezzo y J.M. Ibáñez, "Separation of scattering and intrinsic attenuation in southern Spain and western Anatolia (Turkey)", *Geophys. J. Int.*, Vol. **121**, pp. 337-353, (1995).
- 17 L.G. Pujades, A. Ugalde, J.A. Canas, M. Navarro, F. Badal y V. Corchete, "Intrinsic and scattering attenuation from observed seismic coda in the Almeria Basin (southeastern Iberian peninsula)", *Geophys. J. Int.*, Vol. **129**, pp. 281-291, (1997).
- 18 J.A. Canas, A. Ugalde, L.G. Pujades, J.C. Carracedo, V. Soler y M.J. Blanco, "Intrinsic and scattering seismic wave attenuation in the Canary Islands", *J. Geophys. Res.*, Vol. **103**, pp. 15037-15049, (1998).
- 19 A. Ugalde, L.G. Pujades, J.A. Canas y A. Villaseñor, "Estimation of the intrinsic absorption and scattering attenuation in northeastern Venezuela (southeastern Caribbean) using coda waves", *Pure Appl. Geophys.*, Vol. **152**, pp. 1588-1605, (1998).
- 20 T.J. Rautian y V.I. Khalturin, "The use of the coda for the determination of the earthquake source spectrum", *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. **68**, pp. 923-948, (1978).
- 21 J. Gagnepain-Beyneix, "Evidence of spatial variations of attenuation in the western Pyrenean range", *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, Vol. **89**, pp. 681-704, (1987).
- 22 K. Aki, "Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 HZ", *J. Geophys. Es.*, Vol. **85**, pp. 6496-6504, (1981).
- 23 W. Phillips y K. Aki, "Site amplification of coda waves from local earthquakes in central California", *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. **76**, pp. 627-648, (1986).
- 24 M. Bouchon, "Discrete wave number representation of elastic wave fields in three-space dimensions", *J. Geophys. Res.*, Vol. **84**, pp. 3609-3614, (1979).
- 25 M. Tejedor y O. García, "Funciones de transferencia de las estaciones de la Red Sísmica Nacional", Ed. Instituto Geográfico Nacional, Madrid, (1993).
- 26 R. Draper y H. Smith, "Applied regression analysis", Ed. John Wiley and Sons, (1981).
- 27 "Boletín de sismos próximos", Ed. Instituto Geográfico Nacional, Madrid, (1981).