

# Distribución de $Q$ de coda y análisis de la atenuación sísmica intrínseca y dispersiva en la Península Ibérica

Ramón González-Drigo y Vega Pérez-Gracia

Departamento de Resistencia de Materiales y Estructuras en la Ingeniería  
EUETIB, Universitat Politècnica de Catalunya  
Urgell 187, 08036 Barcelona, España  
Tel.: 34-93-413.74.08, Fax: 34-93-413.74.01  
e-mail: jose.ramon.gonzalez@upc.es, vega.perez@upc.es

Lluís Pujades, Oriol Caselles y José Antonio Canas

Departamento de Ingeniería del Terreno, Cartográfica y Geofísica  
ETSCCPB, Universitat Politècnica de Catalunya  
Edificio D-2, Gran Capitán s/n, 08034 Barcelona, España  
Tel.: 34-93-401.72.58, Fax: 34-93-401.72.51  
e-mail: lluis.pujades@upc.es, oriol.caselles@upc.es

## Resumen

Este estudio recoge los principales resultados del trabajo sobre modelización de la anelasticidad en la Península Ibérica a partir de ondas de Coda correspondientes a una selección de 935 registros sísmicos digitales registrados en 27 estaciones pertenecientes al Instituto Geográfico Nacional (IGN). Los sismos disponibles para este estudio ocurrieron en el intervalo 1997–1999 y se sitúan en las áreas en las que se concentra la sismicidad natural de la Península Ibérica: el Noroeste Peninsular, el Noreste Peninsular y el Sur Peninsular.

Mediante métodos basados en la dispersión simple se ha calculado el factor  $Q$  de coda y su dependencia frecuencial en el rango frecuencial comprendido entre 1 Hz y 10 Hz. Los mapas de iso- $Q$  para la frecuencia central 7 Hz han permitido detectar anomalías de  $Q_c$  relacionadas con características geotectónicas de cada región.

También se ha analizado la dependencia frecuencial de los factores de calidad. En general, los ajustes conducen a valores de  $Q_{c0}$  bajos y exponentes  $\nu$  altos.

Un segundo aspecto analizado en este trabajo es la variación temporal de los parámetros de atenuación. Como consecuencia de este análisis, los resultados apuntan variaciones significativas de  $Q_c$  antes y después del sismo principal correspondiente a las dos crisis sísmicas analizadas en este estudio.

La aplicación sistemática del método de ventanas temporales múltiples que tiene en cuenta la dispersión múltiple y permite separar la atenuación intrínseca y dispersiva ha permitido confirmar aspectos tradicionalmente aceptados y avanzar en otros en los que existe una controversia importante como son, la relación entre la  $Q$  de coda y la  $Q$  total, intrínseca y dispersiva y la dependencia frecuencial de todas ellas.

## CODA Q DISTRIBUTION AND ANALYSIS OF INTRINSIC AND SCATTERING SEISMIC ATTENUATION IN THE IBERIAN PENINSULA

## Summary

In the present study we analyze the anelastic structure in the Iberian Peninsula by using seismic coda waves of local and regional earthquakes. We use digital data collected at the seismic network of the Spanish Geographic Institute (*Instituto Geográfico Nacional*, IGN). Our data reflect the natural seismicity of the Iberian Peninsula and lead to consider and analyze three separated regions with different geotectonic features: The Northwestern (NO), the Northeastern (NE) and the Southern (S) Iberian Peninsula.

We have analyzed 935 high quality seismograms recorded at 27 IGN stations, in order to observe the  $Q_c$

quality factor and its frequency dependence in the frequency range between 1 and 10 Hz. The performed iso-Q maps at 7 Hz show a good agreement with the main geotectonic characteristics of the mapped areas. The frequency dependence of the quality factor has been also analyzed. Low values of  $Q_{c0}$  and high values of  $\nu$  has been obtained.

The analysis of two seismic crisis occurred in the NE region and in the S region has been performed in order to study the time dependence of the quality factor. The results seems indicate temporal differences before and after the main shocks in two seismic crisis analyzed in this study.

The application of the multiple lapse time window analysis (MLTWA), which takes into account the multiple scattering and leads to the separation of the intrinsic and scattering attenuation, confirms most of the results published but also gives some indications to go further in some subjects, as the relation between coda Q ( $Q_c$ ), intrinsic Q ( $Q_i$ ), scattering Q ( $Q_s$ ) and total Q ( $Q_t$ ) and their frequency dependence.

## INTRODUCCIÓN

Las heterogeneidades de la litosfera terrestre actúan como elementos dispersores de las ondas primarias para producir ondas secundarias y son las causantes de las anomalías de los parámetros geofísicos obtenidos experimentalmente, entre ellos la atenuación anelástica de las ondas sísmicas.

Aki<sup>1</sup>, a partir del análisis de las réplicas del terremoto de Parkfield (USA) de 1966, fue el primero en explicar la generación de las ondas coda correspondientes a sismos locales. Las ondas de coda son ondas dispersadas en las numerosas heterogeneidades existentes en la corteza y en el manto superior. Estas ondas forman la parte final de los sismogramas de terremotos locales que se registran en el rango de período corto. Situadas a continuación de las fases  $S_g/L_g$ , su amplitud decrece con el tiempo hasta confundirse con el ruido de fondo. Aki<sup>1</sup> observó que la coda parecía ser insensible a la naturaleza del camino y sugirió la posibilidad de un modelo en el que estuviese separado el efecto de la fuente sísmica y el camino sobre el espectro de potencia de las ondas coda. Su modelo se basaba en la suposición de que la coda estuviera formada por ondas superficiales que llegaban después de haber sufrido *scattering*, uno sólo, con heterogeneidades distribuidas aleatoria pero uniformemente en el medio. En Aki<sup>1</sup> y Herraiz<sup>29</sup> se describe con detalle el formalismo matemático de este primer modelo.

Las ondas coda son, en este aspecto, una importante parte del sismograma que contiene información de la fuente sísmica, del camino de propagación y de la respuesta local de la estructura geológica en la estación de registro. A partir de estas consideraciones, Aki y Chouet<sup>8</sup> derivaron el modelo de retrodispersión simple (*Single Back-Scattering. SBS model*) para explicar la generación de ondas de coda. Posteriormente este modelo fue modificado por Sato<sup>48,49</sup> introduciendo la dispersión isótropa simple (*Single Isotropic Scattering*). Finalmente algunas hipótesis de los modelos basados en la dispersión simple tuvieron que ser revisadas y ello dio lugar a que la teoría evolucionara hacia modelos de dispersión múltiple<sup>25,26,56,34,60</sup>.

Aki y Chouet<sup>8</sup> propusieron dos modelos extremos que pudiesen explicar el fenómeno de generación de ondas coda. El primer modelo, conocido como modelo de retrodispersión simple (*SBS*) incluye las siguientes hipótesis: 1) Se produce un único proceso de dispersión en heterogeneidades del medio de ondas internas a internas (S a S o bien P a P) o superficiales a superficiales. Este aspecto se encuentra confirmado por numerosos trabajos<sup>2,3,5</sup>; 2) La fuente y el receptor son coincidentes en el espacio.

Se considera un modelo de propagación de velocidad constante, con distribución homogénea pero aleatoria de heterogeneidades. Este primer modelo considera una dispersión débil, ya que la fluctuación de los parámetros perturbados es pequeña comparada con sus valores medios. El segundo modelo propuesto por Aki y Chouet se basa en una dispersión fuerte por lo que se asume la transferencia de energía sísmica como un proceso de difusión. Este modelo está basado en los estudios de Chernov<sup>16</sup> y Wesley<sup>55</sup> y respeta la conservación

de la energía, pero la interpretación del coeficiente de difusión para un medio heterogéneo no es sencilla. El modelo fue descartado para sismogramas terrestres tras los trabajos de Dainty y Toksöz<sup>19,20</sup> y Kopnichev<sup>40</sup>, aunque explica satisfactoriamente los sismos lunares.

El conjunto de peculiaridades de las ondas de coda permiten considerar su espectro de potencia en la forma

$$P(\omega, t) = S(\omega) C(\omega, t) \quad (1)$$

En  $S(\omega)$  se encuentra la información de los parámetros focales de la fuente sísmica, mientras que  $C(\omega, t)$  contiene información de las características locales o regionales del lugar. El término  $C(\omega, t)$  no depende del camino directo epicentro-estación recorrido por las ondas generadas en el foco o primarias. Las ondas primarias son las que se generan en el foco y las secundarias en la interacción de las primeras con las heterogeneidades distribuidas en una extensa área fuera del camino directo entre el epicentro y la estación<sup>1,8</sup>. Aki<sup>7</sup> demuestra que las conversiones S-P son un orden de magnitud inferiores a las conversiones P-S, esto implica que las ondas S son dominantes en la coda<sup>59</sup>.

En definitiva, un número importante de trabajos ha aportado evidencias que confirman la teoría de la retrodispersión (*backscattering*) y han establecido su validez como punto de partida de los diferentes modelos teóricos<sup>17,46,32,50,59</sup>.

En general los distintos métodos de coda modelan el espectro de potencia mediante la expresión

$$P(\omega, t) = S(\omega) t^{-m} e^{\left(\frac{-\omega t}{Q}\right)} \quad (2)$$

El exponente  $m$  depende de la expansión geométrica del frente de onda y vale 1 para ondas superficiales y 2 para ondas internas.

Aki y Chouet<sup>8</sup> propusieron la siguiente expresión para el espectro de potencia de las ondas de coda

$$P(\omega, t) = \frac{\beta}{2} g(\theta) |\Phi_0(\omega, r)|^2 \quad (3)$$

siendo  $\beta$  la velocidad de las ondas S,  $\Phi_0(\omega, r)$  la transformada de Fourier de las ondas primarias a una distancia  $r$  de la fuente y  $g(\theta)$  el coeficiente direccional de dispersión, definido como  $4\pi$  veces la pérdida fraccional de energía por dispersión por unidad de propagación de las ondas primarias y por unidad de ángulo sólido en la dirección  $\theta$  de radiación, medida sobre la dirección de propagación de la onda primaria<sup>4</sup>.

Para el término  $\Phi_0(\omega, r)$  Aki y Chouet propusieron la siguiente expresión

$$\Phi_0(\omega, r) = |S(\omega)| r^{-1} e^{\left(\frac{-\omega r}{2\beta Q}\right)} \quad (4)$$

donde  $S(\omega)$  es el espectro de la fuente,  $r^{-1}$  el coeficiente de expansión geométrica y  $Q$  el factor de calidad de la atenuación.

Sato<sup>49</sup> introduce el modelo de dispersión isótropa simple (*SIS*) como una extensión del modelo propuesto por Aki y Chouet<sup>8</sup>. Este método considera el caso de fuentes y receptores no coincidentes, radiación esférica, dispersión isótropa y distribución homogénea e isótropa de dispersores. Bajo estas hipótesis, Sato<sup>49</sup> propuso la siguiente expresión para la densidad de energía de la coda a una frecuencia dada  $f$

$$E_s(r, f|t) = \left[ \frac{W_0(f) g_0(f)}{4\pi r^2} \right] K(t/t_\beta) e^{\frac{-2\pi f t}{Q_c}} \quad (5)$$

donde  $r$  es la distancia hipocentral,  $t$  el tiempo de propagación medido a partir del origen del sismo,  $t_\beta$  es el tiempo de propagación de la onda S,  $g_0$  el coeficiente de dispersión y

$W_0$  la energía total radiada por la fuente. La función  $K(\alpha)$ , donde  $\alpha = t/t_s$  y donde  $t_s$  es el tiempo de llegada de la onda S, es de la forma  $K(\alpha) = \alpha^{-1} \ln(\alpha + 1/\alpha - 1)$ , que tiende asintóticamente a  $K(\alpha) \approx 2/\alpha^2$  para  $\alpha > 2$ . En este último caso, la ecuación (5) corresponde al modelo de retrodispersión simple de Aki y Chouet<sup>8</sup>. A partir de este modelo, la razón de decaimiento de las amplitudes a lo largo de la coda ( $Q_c^{-1}$ ) puede ser calculada mediante la expresión

$$\ln \left[ \frac{A_{obs}(f|r, t)}{k(r, \alpha)} \right] = \ln C(f) - \left( \frac{\pi f}{Q_c} \right) t \quad (6)$$

donde el término  $A_{obs}(f|r, t)$  representa las amplitudes cuadráticas medias (*rms*) de los sismogramas filtrados paso-banda con una frecuencia central  $f$ ,  $k(r, \alpha) = (1/r)K(\alpha)^{0.5}$  y  $C(f)$  es una constante. Para una cierta frecuencia central, el factor  $Q_c^{-1}$  se obtiene a partir de la regresión lineal que ajusta  $\ln[A_{obs}(f|r, t)/k(r, \alpha)]$  en función de  $t$  en la ecuación (6).

Rautian y Khalturin<sup>46</sup> establecieron que la solución propuesta por Aki y Chouet era válida para tiempos de propagación superiores a dos veces el tiempo de propagación de la onda S. En cambio, el modelo de Sato<sup>49</sup>, al considerar fuentes y receptores no coincidentes, permite realizar el análisis de la coda inmediatamente tras la llegada de la onda S.

La atenuación sísmica es causada por dos mecanismos principales, la dispersión en las heterogeneidades del medio y la absorción intrínseca en el medio anelástico. Los factores de calidad que gobiernan la atenuación son:  $Q_i$  factor de calidad debido a la absorción intrínseca y  $Q_s$  factor de calidad debido a la dispersión. Los modelos de dispersión múltiple permiten separar la absorción intrínseca del medio y la pérdida por dispersión en las heterogeneidades del medio de la energía sísmica. El inverso de los factores de calidad  $Q_t^{-1}$ ,  $Q_i^{-1}$  y  $Q_s^{-1}$  caracterizan la atenuación total, la absorción intrínseca y la pérdida por dispersión, respectivamente. Estos parámetros<sup>20</sup> se relacionan mediante la ecuación  $Q_t^{-1} = Q_i^{-1} + Q_s^{-1}$ . La absorción intrínseca convierte la energía sísmica en calor y deformaciones plásticas mientras que la pérdida por dispersión supone un cambio en la dirección de propagación de la onda sísmica. El objetivo es separar los factores de calidad intrínseco y dispersivo de la atenuación total. Para ello se observan las siguientes consideraciones: El factor  $Q_t$  se puede estimar a partir de la tasa de decaimiento de la amplitud de las ondas directas con la distancia; las ondas de coda se consideran compuestas exclusivamente de ondas dispersadas. Así pues, el análisis de ondas directas y de ondas de coda es una buena aproximación para separar los factores de atenuación. Comparando la energía sísmica teórica predicha por el modelo de multidispersión isótropa en varios intervalos de tiempo desde la llegada de las ondas S, con la energía observada, es posible obtener dos parámetros de atenuación<sup>56</sup>: El albedo sísmico ( $B_0$ ),  $B_0 = Q_s^{-1}/(Q_s^{-1} + Q_i^{-1})$ , definido como la razón adimensional de la pérdida por dispersión respecto a la atenuación total y el inverso de la longitud de extinción ( $L_e^{-1}$ ),  $L_e^{-1} = (Q_s^{-1} + Q_i^{-1})\omega/\nu$ , que es el inverso de la distancia (en km) sobre la cual la energía de la onda S decrece en una proporción de  $e^{-1}$ . Finalmente, a partir de estos parámetros es posible calcular la atenuación total, la pérdida por dispersión y la absorción intrínseca<sup>34</sup>.

Se han realizado numerosos intentos para separar estos dos factores  $Q_i$  y  $Q_s$  de la atenuación total  $Q_t$  y numerosos modelos de dispersión para la envolvente de coda han sido propuestos.

Los modelos basados en la dispersión simple consideran la hipótesis de que el medio entre la fuente y el receptor, así como su entorno, son homogéneos y que el camino libre medio de las ondas desplazándose entre dos dispersores es lo suficientemente grande como para que el tiempo medio invertido en el camino libre sea mayor que la duración de la coda. En el otro extremo tenemos los modelos basados en la difusión<sup>55,8</sup>. Estos modelos son válidos únicamente cuando la duración de la coda es considerablemente más grande que el tiempo medio invertido en el camino libre entre dispersores.

Pero la Tierra es fuertemente heterogénea y por tanto la suposición de un único dispersor entre estación y epicentro no puede ser aceptada de forma general. Por otro lado, los modelos basados en la difusión requieren de un medio muy heterogéneo. La realidad geofísica hace necesario un modelo intermedio que permita interpolar entre las dos modelos extremos descritos. Kopnichev<sup>40</sup> formuló un modelo de dispersión múltiple considerando dispersión isotrópica doble y triple. Suponiendo dispersión isotrópica sin conversión de ondas, y llegando hasta dispersión isotrópica de orden 7, Gao *et al.*<sup>25,26</sup> desarrollaron un modelo de generación de ondas coda. Gao *et al.*<sup>25</sup> lo hicieron para un modelo de Tierra bidimensional y Gao *et al.*<sup>26</sup> para un modelo de Tierra tridimensional. Frankel y Wennerberg<sup>24</sup> intentaron separar los factores de atenuación empleando su modelo de flujo de energía que presupone una distribución uniforme de la energía dispersada. Wu<sup>56</sup>, con el fin de separar el efecto de dispersión en heterogeneidades del efecto de la atenuación intrínseca, aplica la teoría de la transferencia radiativa<sup>15,36</sup> a la propagación de ondas sísmicas y formula la distribución de densidad de energía, en el espacio, en el dominio de la frecuencia para una fuente puntual. En el modelo se considera tanto el caso de dispersión isotrópica como el de una fuerte dispersión en la dirección de propagación, todo ello para una distribución uniforme de dispersores en un medio elástico, uniforme e infinito. El modelo obtiene la distribución espacial de la energía sísmica integrada en una ventana infinita de tiempo. Wu<sup>56</sup> para su desarrollo considera sólo ondas S y la coda para pequeños terremotos locales. Wu y Aki<sup>57</sup> utilizaron este método para calcular la atenuación en la región del Hindu Kush; Toksöz *et al.*<sup>52</sup> estudiaron el nordeste de Estados Unidos y Canadá; Mayeda *et al.*<sup>41</sup> y Jin *et al.*<sup>39</sup> calcularon la atenuación en California; McSweeney *et al.*<sup>42</sup> la atenuación en Alaska y Fernández y Herraiz<sup>22</sup> la correspondiente al sureste de la Península Ibérica. Finalmente, resaltar que la aproximación de Wu modela la distribución espacial de la energía, mientras que otros autores<sup>26,24</sup> obtienen la distribución temporal de la energía.

Hoshiba<sup>34</sup> realizó una simulación numérica, utilizando el método de Monte Carlo, con el fin de obtener la distribución espacial y temporal de la energía sísmica en un proceso de dispersión múltiple para el caso en que la fuente y el receptor no sean coincidentes. En este modelo se supone la distribución aleatoria y uniforme de dispersores isotrópicos puntuales, esto es, las mismas hipótesis realizadas por Wu<sup>56</sup>. La simulación proporciona un conjunto de curvas de energía para cada pareja de valores del albedo y del inverso de la longitud de extinción, parámetros  $B_0$  y  $L_e^{-1}$  respectivamente. Las curvas teóricas obtenidas de este modo se comparan con las observaciones experimentales y ello conduce a la determinación de la pareja de valores  $B_0$  y  $L_e^{-1}$  que mejor ajusta esta comparación.

Hoshiba *et al.*<sup>33</sup> observaron que el uso de una ventana temporal finita para integrar la energía en las observaciones y su comparación con la energía teórica, obtenida por simulación numérica e integrada sobre una ventana infinita de tiempo, conduce a valores sesgados del albedo y del inverso de la longitud de extinción y, en consecuencia, de los factores de calidad. Valores elevados del albedo indicados por varios autores en estudios anteriores<sup>41,42</sup> pueden ser debidos al pequeño tamaño de las ventanas temporales empleadas para integrar la energía en su análisis. Este problema conduce a una nueva metodología que evita valores sesgados de los parámetros de atenuación integrando la energía teórica sobre ventanas de tiempo finitas.<sup>32,21</sup>

Finalmente, Zeng *et al.*<sup>60</sup> encontraron que todas las formulaciones sobre dispersión simple y las de dispersión múltiple junto a las fórmulas sobre transporte de energía se pueden unificar en una única ecuación integral cuya solución<sup>58</sup> permite obtener la densidad de energía sísmica teórica  $E(\mathbf{r}, t)$  por unidad de volumen y para valores dados de tiempo de propagación  $t$  y distancia hipocentral  $\mathbf{r}$ .

$$E(\mathbf{r}, t) = E_0 \left( t - \frac{|\mathbf{r} - \mathbf{r}_0|}{\beta} \right) \frac{e^{-L_e^{-1}|r-r_0|}}{4\pi|\mathbf{r} - \mathbf{r}_0|^2} + \int_V gE \left( \mathbf{r}_1, t - \frac{|\mathbf{r}_1 - \mathbf{r}|}{\beta} \right) \frac{e^{-L_e^{-1}|r_1-r|}}{4\pi|\mathbf{r}_1 - \mathbf{r}|^2} dV_1 \quad (7)$$

En esta expresión  $E(\mathbf{r}, t)$  es la densidad de energía sísmica tridimensional por unidad de volumen para una fuente puntual situada en la posición  $\mathbf{r}_0$  en el instante  $t = 0$ . El primer término de la parte derecha de la expresión anterior representa la energía de la onda directa viajando desde  $\mathbf{r}_0$  hasta el receptor localizado en  $\mathbf{r}$  y el segundo es la contribución de todos los órdenes de energía dispersada por dispersores situados en posiciones  $\mathbf{r}_1$  cuando las ondas dispersadas viajan hacia el receptor situado en  $\mathbf{r}$ . El factor  $g = L_e^{-1}B_0$  es el coeficiente de dispersión. Esta ecuación<sup>45,14</sup> se puede resolver numéricamente para varias combinaciones de  $B_0$  y  $L_e^{-1}$ .

En este trabajo presentamos resultados sobre caracterización de la atenuación sísmica a partir de ondas de Coda en tres regiones de la Península Ibérica en las que se concentra la sismicidad natural de la Península Ibérica. Estas regiones son: el Noroeste Peninsular (Galicia); el Noreste Peninsular (Cataluña, Aragón, Navarra y, parcialmente, el sur de Francia); el sur Peninsular (sur de Valencia, Murcia, Andalucía y, parcialmente, el sureste de Portugal). Todas las regiones estudiadas se sitúan en el perímetro de la Meseta Ibérica y presentan características geológicas y tectónicas distintas.

A partir de una selección de 935 registros sísmicos digitales registrados en 27 estaciones del Instituto Geográfico Nacional (IGN) entre 1997 y 1999 se han tratado los siguientes aspectos: 1) aplicación de la metodología derivada del modelo de Aki y Chouet<sup>8</sup>, estudio del factor de calidad  $Q$  de coda: variación lateral, variación temporal y dependencia frecuencial; comparación de resultados entre regiones; comparación con estudios anteriores y 2) cálculo de los parámetros de atenuación intrínseco, dispersivo y total a partir del Análisis por Ventanas Múltiples de Intervalos de Tiempo (metodología *MLTWA* en adelante) con integración de energías teóricas a partir de las soluciones a la formulación de Zeng *et al.*<sup>60</sup>, estudio de la variación lateral y de la dependencia frecuencial, comparación de resultados entre regiones.

## METODOLOGÍA

En este trabajo se han aplicado dos metodologías que derivan de dos modelos que tratan de explicar la atenuación de las ondas sísmicas en la litosfera. El primer modelo es el modelo de retrodispersión simple de Aki y Chouet<sup>8</sup>. El segundo modelo es el modelo de dispersión múltiple isotrópica y la metodología aplicada está basada en los trabajos de Hoshiba *et al.*<sup>34</sup> y Zeng *et al.*<sup>50</sup>.

### Modelo de retrodispersión simple de Aki y Chouet

Linealizando la expresión (2) se obtiene la siguiente ecuación operativa<sup>8</sup>

$$\ln[t^2 P(\omega, t)] = b(\omega) - \frac{\omega t}{Q} \quad (8)$$

donde  $b(\omega)$  no depende del tiempo y  $P(\omega, t)$  se calcula mediante el cuadrado de la amplitud de registro filtrado mediante un filtro de banda estrecha centrado en  $(\omega)$ . Por tanto, la ecuación resultante es

$$\ln[t^2 A_{obs}(f|r, t)] = c - \frac{2\pi ft}{Q} \quad (9)$$

donde  $c$  es una constante,  $f$  es la frecuencia y  $A_{obs}(f|r, t)$  representa el cuadrado de la amplitud del registro filtrado como función de la distancia hipocentral  $r$  y del intervalo de tiempo  $t$  medido desde el inicio del seísmo (tiempo origen). A partir de esta ecuación el factor de calidad se estima mediante una regresión lineal de  $\ln[t^2 A_{obs}(f|r, t)]$  contra  $ft$ . El

modelo considera la expansión geométrica proporcional a  $r^{-1}$ , hipótesis válida para ondas internas en un medio uniforme. En Herraiz y Espinosa<sup>31</sup> se recoge una amplia revisión de los estudios de coda en la que aparecen numerosos estudios que validan la ecuación (9). Empíricamente, esta ecuación se cumple para  $t \geq 2t_s$ , siendo  $t_s$  el tiempo de propagación de las ondas S<sup>46</sup>.

Finalmente, cabe recordar que este modelo supone dispersión simple e isotrópica y sitúa estación y epicentro en un mismo punto.

### Modelo de dispersión múltiple e isotrópica y análisis por ventanas múltiples de intervalos de tiempo (*MLTWA*)

La metodología *MLTWA* consiste en comparar la energía predicha por el modelo de dispersión múltiple e isotrópica en varias ventanas temporales consideradas a partir de la llegada de la onda S, con la energía observada en función de la distancia hipocentral<sup>34</sup>.

Esta comparación<sup>56</sup> conduce al cálculo de los parámetros  $B_0$  y  $L_e^{-1}$ . A partir de estos parámetros, la atenuación total, la pérdida por dispersión y la absorción intrínseca se calculan mediante las expresiones:  $Q_t^{-1} = L_e^{-1}\beta/\omega$ ,  $Q_s^{-1} = B_0Q_t^{-1}$  y  $Q_i^{-1} = (1 - B_0)Q_t^{-1}$ , siendo  $\omega$  la frecuencia angular y  $\beta$  la velocidad de las ondas S<sup>34</sup>.

La metodología *MLTWA* utiliza tres ventanas temporales consecutivas e inmediatamente posteriores a la llegada de la onda S para calcular la energía a partir de las observaciones. Los intervalos utilizados son: 0–15 s, 15–30 s y 30–45 s. Integrando, sobre los sismogramas filtrados pasa-banda, la función  $A_{obs}^2(f|r, t)$  sobre estas tres ventanas temporales, se obtienen las funciones densidad de energía en función de la distancia hipocentral  $e_{i|obs}(f|r)$  (donde  $i$  es un índice que corresponde a las ventanas temporales;  $i \in \{1, 2, 3\}$ ). A continuación se ha aplicado la técnica de normalización a una fuente común, denominada normalización de coda<sup>2</sup>, para corregir los efectos de amplificación de sitio y los efectos de fuente. Con esta técnica las energías normalizadas  $E_{i|obs}(f|r)$  correspondientes a las observaciones, para una frecuencia central  $f$  y para la ventana temporal  $i$ , se calculan a partir del cociente

$$E_{i|obs}(f|r) = \frac{e_{i|obs}(f|r)}{A_{obs}^2(f|r, t_{ref})} \quad (10)$$

donde  $e_{i|obs}(f|r)$  es la función densidad de energía en función de la distancia hipocentral y  $A_{obs}(f|r, t_{ref})$  es la amplitud cuadrática media (RMS) observada sobre el sismograma filtrado pasa-banda sobre la frecuencia central  $f$  y sobre una ventana de tiempo de referencia de 5 s de longitud centrada en un tiempo de referencia  $t_{ref}$  posterior a la llegada de la onda S. El tiempo de referencia  $t_{ref}$  debe satisfacer, para todas las distancias hipocentrales, la condición  $t_{ref} \geq 2t_s$ , donde  $t_s$  es el tiempo de llegada de la onda S<sup>46</sup>. Finalmente, se ha multiplicado  $E_{i|obs}(f|r)$  por  $r^2$  para corregir las pérdidas por expansión geométrica.

Las curvas de distribución de energía sísmica teórica con la distancia  $E_{i|theo}(f|r)$  ( $i \in \{1, 2, 3\}$ ), para las ventanas temporales descritas, se han calculado<sup>60</sup> resolviendo numéricamente la ecuación (7) para varias combinaciones de parámetros  $B_0$  y  $L_e^{-1}$ . Las curvas teóricas obtenidas también fueron normalizadas a una fuente común, tal y como se ha descrito para las energías observadas, y también fueron corregidas por expansión geométrica.

Zeng *et al.*<sup>60</sup> resuelven la ecuación (7) en el dominio de las transformadas integrales para obtener la siguiente solución integral compacta

$$\begin{aligned}
E(r, t) = & \delta\left(t - \frac{r}{\beta}\right) \frac{e^{-L_e^{-1}\beta t}}{4\pi\beta r^2} + \sum_{n=1}^2 E_n(r, t) + \int_{-\infty}^{\infty} \frac{e^{i\Omega t}}{2\pi} d\Omega \times \\
& \times \int_0^{\infty} \frac{g^3}{2\pi^2\beta r} \frac{\left[\tan^{-1}\left(kl\left(L_e^{-1} + \frac{i\Omega}{\beta}\right)\right)\right]^4}{\left[1 - \frac{g}{k} \tan^{-1}\left(kl\left(L_e^{-1} + \frac{i\Omega}{\beta}\right)\right)\right]} \frac{\sin(kr)}{k^3} dk
\end{aligned} \tag{11}$$

La ecuación (11) describe la caída temporal de la energía de las ondas multidispersadas de forma isótropa en un medio uniforme en el que se distribuyen de modo aleatorio los dispersores, para una fuente sísmica impulsiva. Esta expresión se puede calcular numéricamente resolviendo la integral respecto  $k$  mediante el método de la suma de números de onda discretos<sup>10</sup>, donde la convergencia de la integral queda asegurada por la presencia en el integrando de la función  $\sin(kr)$  y  $k^{-3}$ .

Los parámetros de atenuación  $B_0$  y  $L_e^{-1}$  que mejor ajustan el modelo se estimaron mediante una regresión múltiple entre las energías asociadas a las observaciones y las curvas teóricas de distribución de la energía con la distancia. Los residuos entre observaciones y curvas teóricas vienen dados por la expresión siguiente

$$\text{Re } s(L_e^{-1}, B_0) = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^3 \sum_{k=1}^N [\log_{10}(4\pi r^2 E_{obs}^i(r_k)) - \log_{10}(4\pi r^2 E_{theo}^i(r_k))]^2 \tag{12}$$

donde  $N$  es el número total de sismogramas empleados. Para estimar los intervalos de confianza asociados a los resultados del ajuste se ha utilizado la distribución F de Fisher-Snedecor. En general, valores de  $B_0 > 0,5$  indican que la atenuación por dispersión es dominante y valores de  $B_0 < 0,5$  indican que la absorción intrínseca domina la atenuación.

A partir de estos parámetros, la atenuación total, la pérdida por dispersión y la absorción intrínseca se calculan mediante las expresiones

$$Q_t^{-1} = L_e^{-1} \frac{\beta}{\omega}; \quad Q_S^{-1} = B_0 Q_t^{-1}; \quad Q_i^{-1} = (1 - B_0) Q_t^{-1} \tag{13}$$

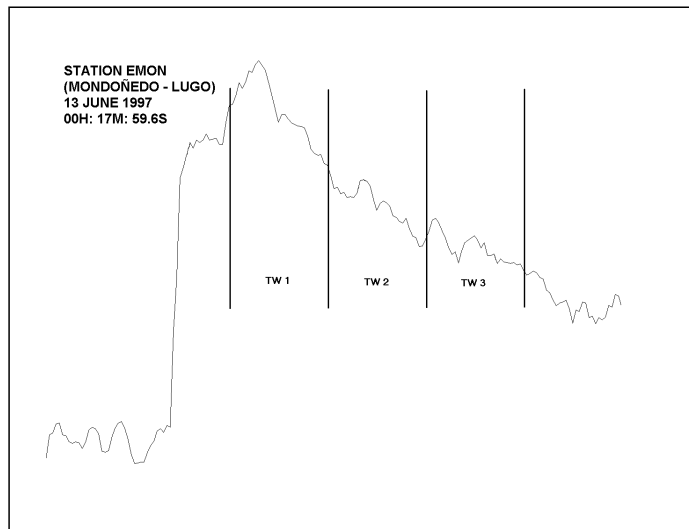
siendo  $\omega$  la frecuencia angular y  $\beta$  la velocidad de las ondas S.

Los factores de calidad total, intrínseco y dispersivo se relacionan mediante la ecuación<sup>18</sup>

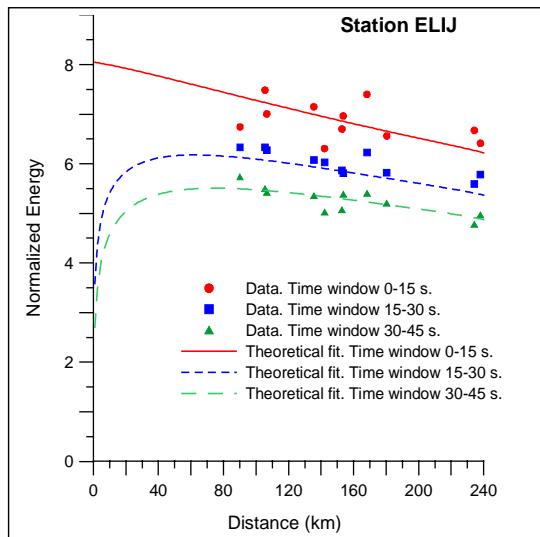
$$Q_t^{-1} = Q_i^{-1} + Q_S^{-1} \tag{14}$$

La metodología *MLTWA* queda descrita gráficamente en las Figuras 1 a 3. La Figura 1 corresponde al cálculo de  $A_{obs}^2(f|r, t)$  y su integración en tres ventanas de tiempo consecutivas. La Figura 2 es un ejemplo del ajuste, en las tres ventanas temporales, de las curvas de energía teórica con las energías correspondientes a las distintas observaciones. Finalmente, la Figura 3 es también ejemplo del cálculo de las áreas de confianza que minimizan los residuos asociados a la regresión múltiple. Todas las figuras corresponden a cálculos sobre eventos registrados entre 1997 y 1999 por la estación EMON (Mondoñedo-Lugo, región noroeste).

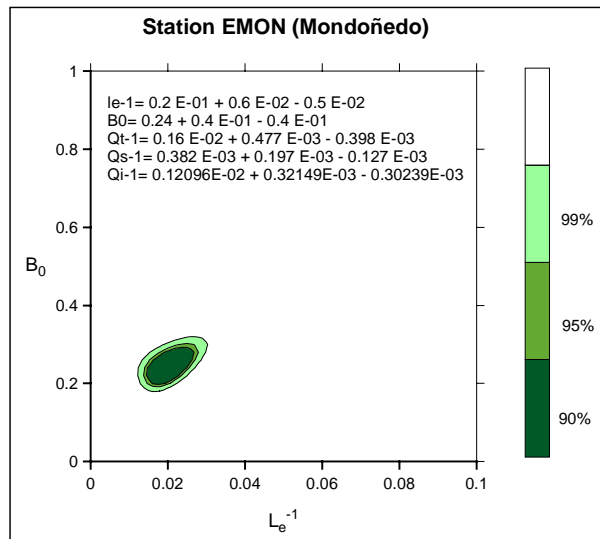




**Figura 1.** Ejemplo de cálculo de la  $A_{obs}(r_0, t)$  donde pueden verse las tres ventanas temporales. La Figura corresponde a una distancia epicentral de 73 km y sismograma filtrado entre 8 y 10 Hz. Estación EMON (Mondoñedo-Lugo)



**Figura 2.** Ajuste de las curvas teóricas con las observaciones en las tres ventanas de 0–15, 15–30 y 30–45 s. Ventana frecuencial 6–8 Hz. Estación ELIJ (Sierra de Lijar-Cádiz)



**Figura 3.** Áreas que minimizan los residuos. Los errores en  $B_0$  y  $L_e^{-1}$  se obtienen a partir de un test de distribución F para tres intervalos de confianza (90%–95%–99%). Ventana frecuencial 6–8 Hz Estación EMON (Mondoñedo-Lugo)

## DATOS E INSTRUMENTACIÓN

El estudio de la estructura elástica y anelástica de la Península Ibérica se ha realizado sobre la base de la sismicidad natural observada y registrada por el conjunto de estaciones de período corto pertenecientes al Instituto Geográfico Nacional. En la Tabla I se indica la situación geográfica de las 29 estaciones utilizadas en este estudio. Estas estaciones envían

información de modo continuo al Centro de Recepción de Datos (CRD) localizado en Madrid. Un algoritmo de detección permite registrar y procesar las señales susceptibles de representar un sismo. El procesado posterior consiste en digitalizar las señales a un formato que incluye 50 muestras por segundo. Los sismómetros empleados son del tipo electromagnético con bobina móvil y tienen una frecuencia propia de 1 Hz y amortiguamiento nominal de 0,7. La mayor parte son de una componente, si bien en algunas estaciones se dispone de sensores triaxiales. Estos sensores<sup>51</sup> tienen unas constantes de transducción cuyo valor nominal es de 340 [Vs/m]. La respuesta del sistema de detección, amplificación y registro es prácticamente plana en el rango frecuencial 1–10 Hz (Figura 5). Todas las señales tratadas en este estudio se hallan en el formato digital mencionado y corresponden a eventos ocurridos en la Península Ibérica entre 1997 y 1999.

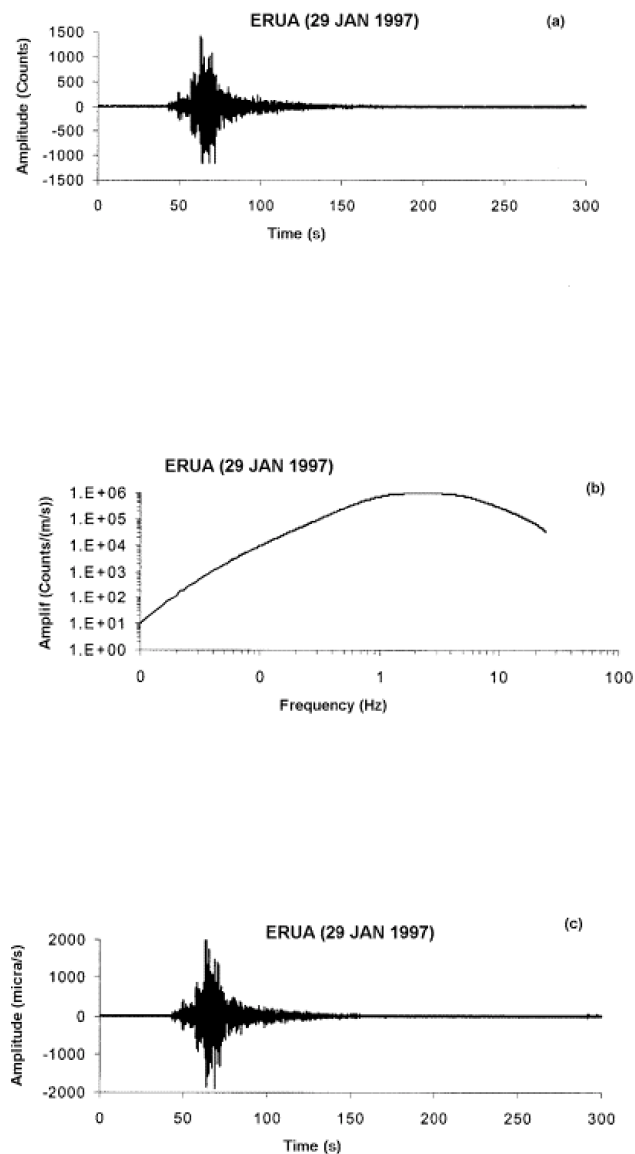
Código Estación/Localidad/Provincia	Latitud	Longitud	Altitud (m)
ACU / Canalobre / ALICANTE	38,511° N	0,411° W	580
EALH / Alhama / MURCIA	37,858° N	1,420° W	294
EBAN / Baños de la Encina / JAÉN	38,171° N	3,790° W	460
ECHE / Chera / VALENCIA	39,591° N	0,968° W	643
ECOG / Cogollos / GRANADA	37,027° N	3,566° W	1176
ECRI / Cripán / SORIA	42,059° N	2,510° W	807
EGRA / Graus / HUESCA	42,195° N	0,316° E	706
EGUA / Guájár / GRANADA	36,834° N	3,565° W	386
EHOR / Hornachuelos / CÓRDOBA	37,823° N	5,248° W	160
EHUE / Huescar / GRANADA	37,815° N	2,593° W	980
EJIF / Jimena de la F. / CÁDIZ	36,451° N	5,469° W	260
ELIJ / Sierra de Lijar / CÁDIZ	36,919° N	5,380° W	870
ELIZ / Elizondo / NAVARRA	43,164° N	1,314° W	523
ELOJ / Loja / GRANADA	37,148° N	4,153° W	998
ELUQ / Luque / CÓRDOBA	37,561° N	4,267° W	703
EMAL / MÁLAGA	36,728° N	4,411° W	60
EMON / Mondonedo / LUGO	43,436° N	7,330° W	615
ENIJ / Nijar / ALMERÍA	36,971° N	2,207° W	440
EPLA / Plasencia / CÁCERES	40,064° N	6,080° W	591
EQUE / Quentar / GRANADA	37,209° N	3,444° W	1050
ERIP / Río Piedras / HUELVA	37,376° N	7,025° W	–
ERON / Agrón / GRANADA	37,018° N	3,805° W	1305
EROQ / Roquetes / TARRAGONA	40,823° N	0,409° E	284
ERUA / La Rua / OURENSE	42,393° N	7,142° W	431
ETER / Terrades / GIRONA	42,302° N	2,855° E	238
EVAL / Valverde del C. / HUELVA	37,584° N	6,445° W	295
EVIA / Vianos / ALBACETE	38,685° N	2,502° W	1142
EZAM / Zamans / PONTEVEDRA	42,149° N	8,695° W	398
STS / Santiago de C. / CORUÑA	42,886° N	8,552° W	265

**Tabla I.** Situación de las estaciones sísmicas de la RSN. (Datos e información IGN)

Las trayectorias epicentro–estación analizadas indican un cubrimiento heterogéneo de la Península Ibérica. El hecho es que las tres áreas estudiadas no cubren toda la península debido a que la distribución de la sismicidad natural es tal que la mayoría de eventos se localizan en la periferia de la meseta ibérica. También concurre el hecho de que el diseño de la red sísmica es paralelo a la sismicidad natural en la península. Por todo ello, las tres zonas analizadas son: el noroeste peninsular, el eje pirenaico al nordeste y el eje sureste–suroeste peninsular.



Tejedor y García Rodríguez<sup>51</sup> describen con detalle las funciones de transferencia de las estaciones de la Red Sísmica Nacional, especificando tanto la función de respuesta del sensor como de todos los elementos electrónicos que componen el sistema de detección, amplificación y registro correspondiente a todas las estaciones de la Red Sísmica Nacional (RSN). Todo el proceso de corrección instrumental introducido sobre los registros utilizados en este estudio se resume, gráficamente, en la Figura 5. La figura permite seguir, paso a paso, el procedimiento empleado para efectuar la corrección por instrumento, desde la señal original, hasta la señal correspondiente a la velocidad del suelo al paso de las ondas sísmicas.



**Figura 5,** Ejemplo del proceso de corrección instrumental sobre un sismograma registrado por la estación ERUA (región noroeste): a) sismograma original; b) curva de respuesta del sismómetro; c) señal corregida en el dominio temporal. (Datos: Instituto Geográfico Nacional)

## RESULTADOS

### $Q$ de coda $Q_c$ . Variación lateral y dependencia frecuencial

Para estimar la  $Q_c$  se ha utilizado el método de Aki y Chouet<sup>8</sup> bajo hipótesis de retrodispersión simple (*backscattering*). El ajuste por mínimos cuadrados de las observaciones a la ecuación (9) ha permitido obtener sistemáticamente los valores de  $Q_c$  asociados a los sismogramas analizados. Para este ajuste se ha seleccionado una ventana de 20 s en la parte lineal de la relación (9). En general, se ha calculado  $Q_c$  para frecuencias entre 1 y 10 Hz. Para ello se han filtrado todos los sismogramas sobre las bandas frecuenciales 1–2 Hz, 2–4 Hz, 4–6 Hz, 6–8 Hz y 8–10 Hz utilizando filtros de Butterworth. Para todos los sismogramas se ha utilizado una ventana de 10 s de longitud correspondiente al ruido de fondo anterior a la llegada de las ondas P, con el fin de procesar sólo señales cuyas amplitudes mostraran relaciones con el ruido superiores a 2. Sin embargo, debido a la respuesta de los instrumentos utilizados, todos de período corto y banda estrecha, no ha sido posible hallar  $Q_c$  para todas las bandas y todas las estaciones, habiéndose variado en algunos casos las ventanas de filtrado, sobre todo en los extremos inferior y superior del ancho de banda de los instrumentos empleados, es decir, cerca de 1 Hz y de 10 Hz. En algunos casos no se han obtenido resultados aceptables cerca de estas frecuencias.

La Figura 6 ilustra las técnicas de ajuste. Incluye el sismograma original filtrado para las diferentes bandas frecuenciales y los correspondientes ajustes obtenidos. El ejemplo corresponde a un sismo de la zona noroeste registrado por la estación EMON (Mondoñedo). La Figura 7 recoge, a modo de ejemplo, todos los valores y promedios de  $Q_c$  como función de la frecuencia obtenidos sobre la base de los cálculos realizados a partir de los sismogramas registrados por la estación EALH (Alhama). En la figura, cada rombo representa un valor calculado de  $Q_c$  a partir de un sismograma individual. En la figura se aprecia una dispersión en los valores de  $Q_c$  para cada banda frecuencial, debida probablemente al muestreo de regiones lateralmente heterogéneas durante la propagación de las ondas. Esto indica variación lateral de las propiedades de la litosfera en la región estudiada.

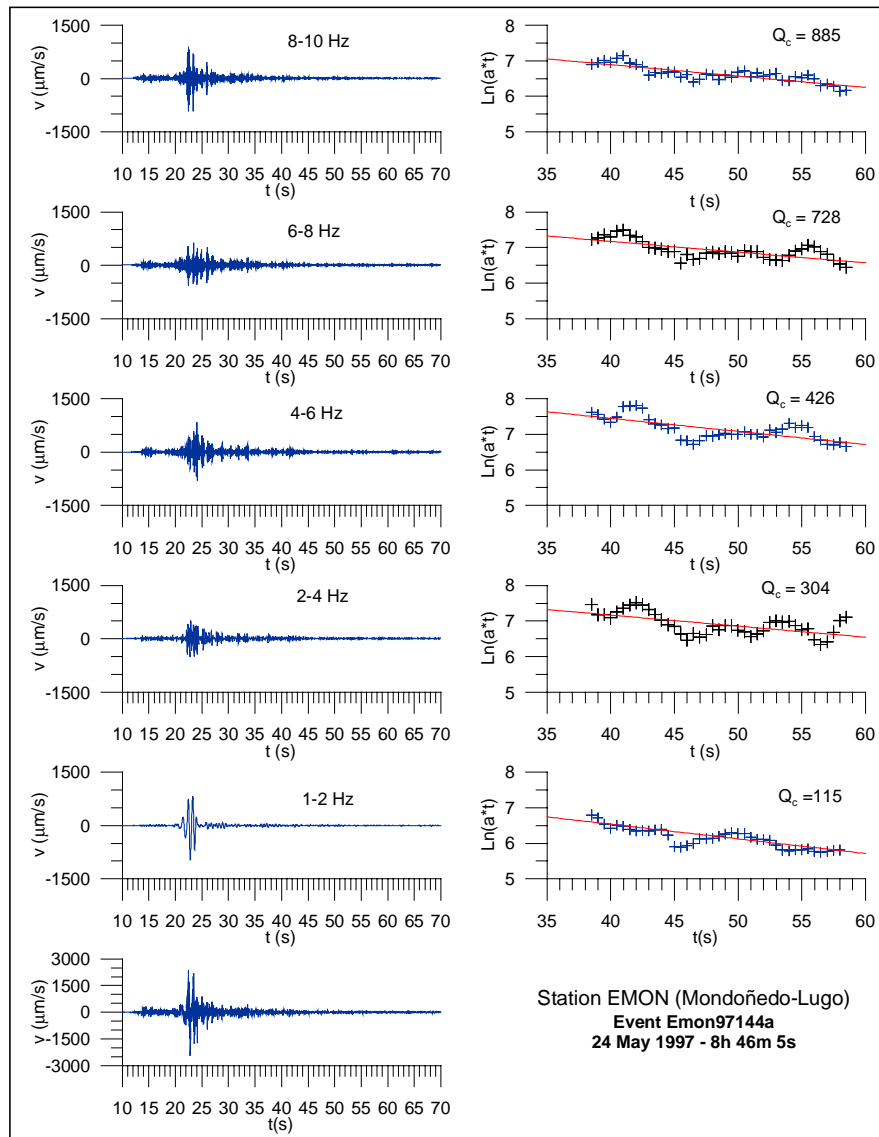
Una vez calculados todos los valores de  $Q_c$  para diferentes bandas frecuenciales y para todos los sismogramas seleccionados, se han ajustado los valores de  $Q_c$  a la ley de dependencia frecuencial  $Q_c = Q_0 f^\nu$ . El resultado de los ajustes permite estimar un valor de  $Q_0$  y de  $\nu$  para cada estación localizada en la región de estudio. Para obtener los parámetros del ajuste de  $Q_0$  y  $\nu$  para una estación específica, se han ajustado los valores medios de  $Q_f$  correspondientes a cada una de las cinco bandas frecuenciales analizadas. En cada banda frecuencial, el valor medio  $Q_f$  se ha obtenido ponderando todos los valores de  $Q_f^i$ , correspondientes a todos los eventos. Este procedimiento también fue el escogido por Gupta *et al.*<sup>27</sup>. Para las estaciones localizadas en las tres regiones estudiadas, se han recogido en la Tabla II los valores de  $Q_0$ ,  $\nu$  y los valores de  $Q_f$  asociados a cada banda frecuencial. Los valores de  $Q_0$  obtenidos se hallan en el rango de valores comprendido entre 54 para la estación ERON en el sur y 164 para EHOR también en el sur. Los valores de  $\nu$  se hallan entre 0,35 para EALH y 1,38 para EBAN, ambas en el sur.

Los valores típicos en la región noroeste son 100 para  $Q_0$  y 0,97 para  $\nu$ . En la región nordeste  $Q_0$  disminuye ligeramente siendo  $\nu$  comparable al valor obtenido en la región noroeste. En la región sur se obtienen los valores más bajos tanto para  $Q_0$  como para  $\nu$ , siendo valores típicos inferiores a 100 para  $Q_0$  e inferiores a 1,0 para  $\nu$ .

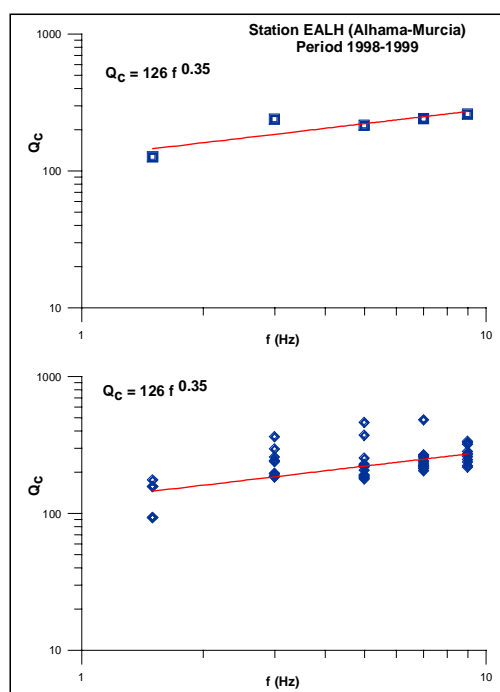
La atenuación sísmica varía en el espacio. Estos cambios se relacionan con las principales características geológicas y tectónicas de la región estudiada. Con el fin de evidenciar esta relación, hemos procedido a una regionalización de  $Q_c$  en las tres regiones estudiadas. La Figura 8 muestra el mapa de contornos iso- $Q$  para la región sur y en la banda frecuencial 6–8 Hz. Para dibujar este mapa, cada valor estimado de  $Q_c$  se ha asignado al punto medio de la trayectoria estación-epicentro y, a continuación, se ha procedido a una interpolación

de valores para completar los contornos (método de Shepard). Esta metodología permite obtener mapas de contornos iso- $Q$  y constituye un procedimiento habitual en la literatura científica (En China: Jin y Aki<sup>37</sup>; en las Islas Canarias: Canas *et al.*<sup>13</sup>; en la Península Ibérica: Pujades *et al.*<sup>45</sup>; en Colombia: Ugalde *et al.*<sup>53</sup>).

En las otras dos regiones estudiadas no se han podido obtener mapas iso- $Q$ . En la región nordeste peninsular se dispone de pocos eventos para poder presentar un mapa iso- $Q$  completo, mientras que en el noroeste se tiene que el 80 % de los eventos se concentra en el triángulo de poblaciones Sarria-Becerreá-Triacastela (Lugo), de modo que la mayoría de trayectorias epicentro-estación se concentran en áreas reducidas. Esto conduce a la existencia de amplias zonas no cubiertas por los registros, hecho que impide una buena interpolación para completar el mapa iso- $Q$ .



**Figura 6.** Sismograma original y sismograma original filtrado para las diferentes bandas frecuenciales y los correspondientes ajustes obtenidos. El ejemplo corresponde a un sismo ocurrido el día 24 de mayo de 1997 a las 8 h:46 min:5 s en la zona noroeste y registrado por la estación EMON (Mondoñedo-Lugo)



**Figura 7.** Ajuste de la ley de dependencia frecuencial para la estación EALH (Alhama-Murcia): a) evolución con la frecuencia de los valores medios de  $Q_c$ ; b) valores de  $Q_c$  en función de la frecuencia para cada sismograma registrado en la estación EALH

Station	$Q_0$	$Q_{(1-2 \text{ Hz})}$	$Q_{(2-4 \text{ Hz})}$	$Q_{(4-6 \text{ Hz})}$	$Q_{(6-8 \text{ Hz})}$	$Q_{(8-10 \text{ Hz})}$	$\nu$
ERUA	79	119,7	268,1	474,7	712,9	818,9	1,10
EMON	105	164,3	292,2	451,0	692,5	946,3	0,97
ESTS	107	169,2	288,9	369,2	618,3	969,3	0,92
EZAM	98	–	–	–	849,6	1122,2	1,11
EGRA	125	190,3	–	442,6	748,5	989,2	0,90
ELIZ	53	87,9	167,6	289,5	492,2	631,7	1,12
ETER	78	–	273,2	516,7	629,8	1025,1	1,14
EALH	126	126,2	237,6	214,3	240,5	259,0	0,35
EACU	62	87,9	180,4	301,2	367,7	482,7	0,94
EGUA	121	167,6	202,8	256,6	352,6	468,7	0,55
ECOG	99	122,3	217,4	324,5	303,5	441,3	0,66
EQUE	90	107,6	185,6	199,0	257,4	307,0	0,55
ELOJ	86	115,5	168,3	251,5	323,1	364,0	0,66
ENIJ	95	139,7	197,7	277,8	452,6	508,3	0,75
EMAL	79	118,0	216,1	346,6	593,2	568,8	0,94
EHUE	118	184,1	215,1	381,5	538,6	658,2	0,75
ELUQ	66	119,5	212,8	440,1	487,3	1163,3	1,17
ERON	54	70,9	230,7	324,1	429,0	528,7	1,08
EVIA	84	117,9	345,8	454,7	699,8	919,8	1,10
EJIF	93	126,0	–	329,4	509,5	466,7	0,79
EHOR	164	–	–	496,8	777,6	746,0	0,73
ELIJ	143	202,7	246,5	419,2	445,6	651,2	0,64
ECHE	90	–	248,1	407,3	537,4	691,2	0,92
ERIP	78	123,3	188,2	388,7	507,1	632,5	0,95
EVAL	108	158,2	273,8	370,4	471,6	804,8	0,83
EBAN	47	84,7	–	381,1	702,0	1016,5	1,38

**Tabla II.** Valores de  $Q_0$ ,  $\nu$  y valores medios de la atenuación de coda para las cinco bandas frecuenciales estudiadas. Todos los sismogramas analizados fueron registrados durante el período 1997–1999. (Datos: Instituto Geográfico Nacional de España)

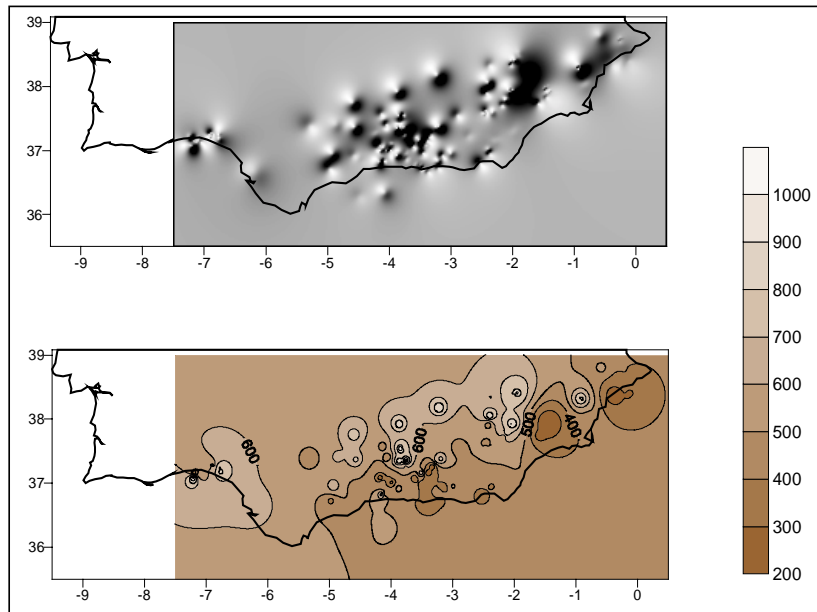


Figura 8. Mapa de contornos de valores de  $Q_{7 \text{ Hz}}$  para la región sur de la Península Ibérica

### Q de coda $Q_c$ . Variación temporal

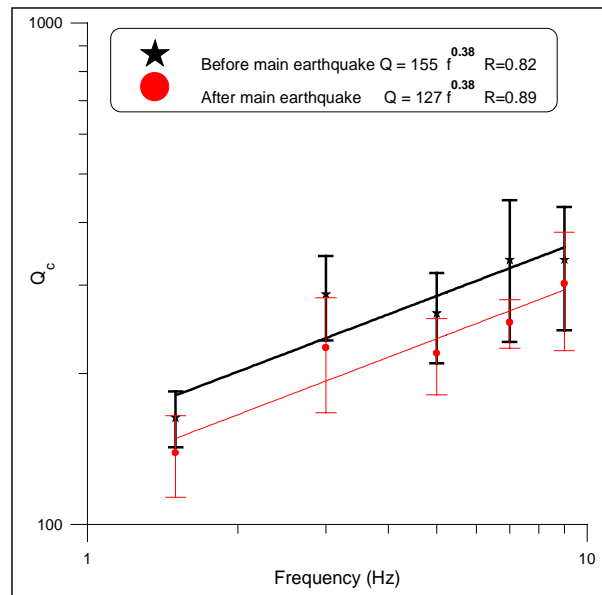
Diversos trabajos han puesto de manifiesto la variación temporal de la atenuación y, consecuentemente, la migración espacio-temporal de zonas con valores de  $Q$  bajos, que están relacionadas con la sismicidad y la peligrosidad sísmica. Jin y Aki<sup>38</sup> pudieron establecer este hecho para la región norte de China. En esta región era bien conocido por los sismólogos que el área de grandes sismos migró desde el norte hacia el este de China en algunos cientos de años. Aki<sup>6</sup> describe cinco casos de evidencias de cambios temporales del factor  $Q$  encontrados en la literatura u obtenidos a través de comunicaciones personales de otros investigadores.

Aki<sup>6</sup> concluye que el factor  $Q$  de coda es un buen indicador de la situación de esfuerzos en la litosfera. Explícitamente, Aki<sup>6</sup> propone que el aumento en los valores de  $Q$  en el tiempo siempre corresponde a un cierre de fracturas y compresión del medio mientras que una disminución de  $Q$  es consecuencia de una apertura y progreso de fracturas junto a una desconsolidación del medio.

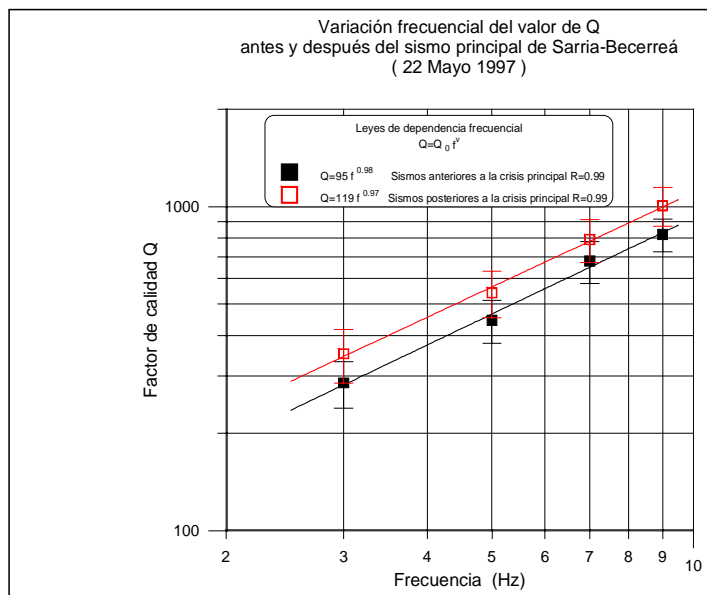
En este estudio se analiza la variación temporal de  $Q_c$  antes y después del sismo de Mula,  $M_s = 4,8$ , ocurrido el 2 de febrero de 1999, y del sismo de Lugo, de magnitud 5, ocurrido el 22 de mayo de 1997. Para analizar, en ambos casos, la dependencia temporal de  $Q_c$  se han separado los eventos anteriores y posteriores al sismo principal y se ha seguido la metodología planteada para el estudio de la variación lateral de  $Q_c$  sobre ambos grupos de sismos. A continuación se ha ajustado la ley de dependencia frecuencial para los factores de calidad resultantes antes y después del sismo principal. La Figura 9 muestra los ajustes obtenidos para la crisis de Mula (región sureste). Para el grupo de eventos anteriores al sismo principal se obtiene  $Q_c = 155 f^{0,38}$  y para el grupo de sismos posteriores la ley ajustada es  $Q_c = 127 f^{0,38}$ . En conclusión se tiene que la atenuación, proporcional a  $Q_{c-1}$ , después de la crisis sísmica aumenta. Esta situación sería compatible con un cierre de fracturas antes de la crisis sísmica y una apertura posterior durante la relajación de los esfuerzos en la litosfera.

En el análisis de la crisis sísmica de Lugo (región noroeste), desarrollado de forma análoga al anterior, se han obtenido los resultados mostrados en la Figura 10. Antes de la crisis se obtiene  $Q_c = 95 f^{0,98}$  y tras la crisis sísmica, la dependencia frecuencial resulta ser  $Q_c = 119 f^{0,97}$ , es decir,  $Q_c$  aumenta tras la crisis. Esta situación sería compatible con un cierre de las grandes fracturas después de la crisis.





**Figura 9.** Dependencia frecuencial de  $Q_c$  en la región de Murcia antes y después de la crisis sísmica de Mula (2 de febrero de 1999)



**Figura 10.** Dependencia frecuencial de  $Q_c$  en la región de Lugo antes y después de la crisis de Sarria, Becerreá y Triacastella (22 de mayo de 1997)

**Factores de calidad intrínseco, dispersivo y total. Comparación con  $Q$  de coda**

El método de las ventanas múltiples de intervalos de tiempo (*MLTW*) permite asignar parámetros de atenuación intrínseca y dispersiva a una determinada región. Ambos parámetros se relacionan con las características geotectónicas del medio de modo distinto. Mientras que la atenuación intrínseca es mucho más sensible a las características geológicas del medio, la atenuación dispersiva se relaciona con las heterogeneidades del medio. Se ha aplicado la metodología del modelo de Aki y Chouet<sup>8</sup> al mismo conjunto de eventos anali-

zados con la metodología de las ventanas múltiples. El objetivo es comparar los resultados proporcionados por ambos modelos.

Los parámetros de atenuación se han determinado para las bandas frecuenciales que cubren el rango frecuencial desde 1 Hz hasta 10 Hz en las tres regiones peninsulares. Para facilitar el análisis se reproducen en la Tabla III las dependencias frecuenciales de los distintos parámetros de atenuación calculados para cada una de las estaciones utilizadas en este estudio.

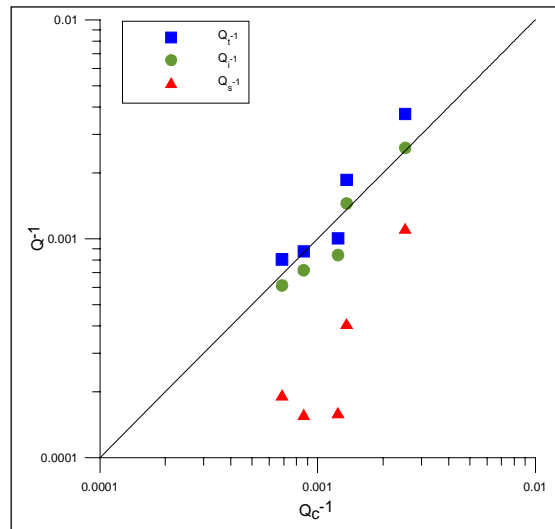
Region	Station	$Q_{t0}$	$Q_{s0}$	$Q_{i0}$	$Q_{c(1Hz)}$	$\nu Q_t$	$\nu Q_s$	$\nu Q_i$	$\nu Q_c$
NW	EMON	146	431	209	105	0,73	0,89	0,70	0,97
NW	ERUA	62	122	120	79	0,93	0,97	0,91	1,10
NW	ESTS	222	923	294	107	0,83	0,93	0,80	0,92
NW	EZAM	252	1326	310	98	0,56	0,70	0,53	1,11
NE	ECRI	13	11	64	–	1,94	2,95	1,20	–
NE	EGRA	41	72	78	125	1,51	1,97	1,32	0,90
NE	ELIZ	51	106	94	53	0,88	1,03	0,80	1,12
NE	EROQ	16	27	42	–	1,42	1,54	1,24	–
NE	ETER	202	609	276	78	0,67	0,99	0,61	1,14
S1	ERIP	92	244	143	78	0,85	1,00	0,79	0,95
S1	EVAL	60	115	108	108	1,06	1,37	0,92	0,83
S1	EBAN	76	144	135	47	1,10	1,60	0,92	1,38
S1	EMAL	47	143	158	79	0,69	0,51	0,56	0,94
S1	ENIJ	80	139	161	95	0,85	1,27	0,65	0,75
S1	EGUA	58	121	109	121	0,62	0,68	0,59	0,55
S2	EHOR	15	19	51	164	1,56	1,87	1,19	0,73
S2	EJIF	19	24	67	93	1,25	1,65	0,83	0,79
S2	ELIJ	14	16	52	143	1,83	2,44	1,31	0,64
S2	EQUE	19	22	56	90	1,44	2,39	0,97	0,55
S2	EACU	28	29	107	62	1,40	2,04	0,84	0,94
S2	EALH	19	18	148	126	1,30	1,82	0,42	0,35
S2	ECHE	31	41	79	90	1,43	2,14	1,04	0,92
S2	ECOG	21	26	63	99	1,40	1,95	0,99	0,66
S2	EHUE	40	53	106	118	1,32	1,86	0,97	0,75
S2	ELOJ	53	92	115	86	0,63	0,67	0,62	0,66
S2	ELUQ	16	18	75	66	1,57	1,81	1,14	1,17
S2	ERON	47	76	113	54	0,79	1,00	0,61	1,08
S2	EVIA	35	49	74	84	1,33	2,11	1,03	1,10

**Tabla III.** Parámetros sobre dependencia frecuencial de las atenuaciones sísmicas total, intrínseca y dispersiva en Iberia. A partir del análisis por ventanas múltiples de intervalos tiempo para eventos registrados entre 1997 y 1999 en distintas estaciones pertenecientes al IGN

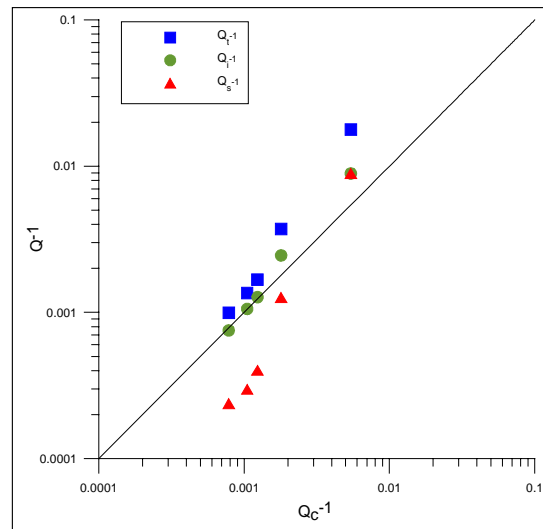
La Figura 11 ilustra las tendencias de los valores obtenidos para  $Q_t$ ,  $Q_i$  y  $Q_s$  en función de la región estudiada. En la figura aparecen tres gráficos correspondientes a tres estaciones representativas de cada una de las regiones analizadas (ESTS en el noroeste; EGRA en el noreste y ELIJ en el sur). Se incluyen los valores de  $Q_c$  obtenidos en la sección anterior con objeto de comparar todos los parámetros de atenuación obtenidos en este trabajo. El resultado es que para frecuencias relativamente bajas, en el sur domina la atenuación dispersiva, mientras que en el noroeste es la intrínseca la dominante. En la región nordeste los resultados apuntan hacia un comportamiento intermedio entre el obtenido para las regiones sur y noroeste. Al aumentar las frecuencias y para todas las regiones, la importancia de los efectos dispersivos decrece, aumentando la absorción intrínseca frente a la atenuación dispersiva. Progresivamente, al aumentar la frecuencia, el factor  $Q_i$  se acerca a  $Q_t$  y a  $Q_c$ . Con todo, los efectos dispersivos, con relación a los de absorción intrínseca, permanecen más

importantes en la zona sur que en la zona noroeste, observándose una tendencia intermedia en la zona nordeste.

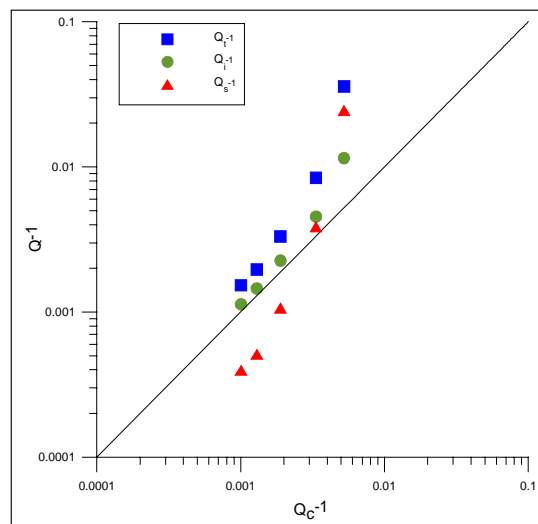
En general, una síntesis de los resultados obtenidos es la siguiente: en la región sur se observa una atenuación más elevada que en la región noroeste y de valores comparables aunque ligeramente superiores a los valores hallados en la región nordeste.



**Figura 11a.** Representación de los valores de  $Q_c^{-1}$ ,  $Q_i^{-1}$ ,  $Q_s^{-1}$  y  $Q_t^{-1}$  en función de  $Q_c^{-1}$ . De izquierda a derecha, las observaciones corresponden a las frecuencias 9 Hz, 7 Hz, 5 Hz, 3 Hz y 1,5 Hz. Estación ESTS (Santiago de Compostela)



**Figura 11b.** Representación de los valores de  $Q_c^{-1}$ ,  $Q_i^{-1}$ ,  $Q_s^{-1}$  y  $Q_t^{-1}$  en función de  $Q_c^{-1}$ . De izquierda a derecha, las observaciones corresponden a las frecuencias 9 Hz, 7 Hz, 5 Hz, 3 Hz y 1,5 Hz. Estación EGRA (Graus-Huesca)



**Figura 11c.** Representación de los valores de  $Q_c^{-1}$ ,  $Q_i^{-1}$ ,  $Q_s^{-1}$  y  $Q_t^{-1}$  en función de  $Q_c^{-1}$ . De izquierda a derecha, las observaciones corresponden a las frecuencias 9 Hz, 7 Hz, 5 Hz, 3 Hz y 1,5 Hz. Estación ELIJ (Sierra de Lijar-Cádiz)

## Dependencia frecuencial

Para avanzar en el análisis de las características de atenuación de las diferentes regiones se ha ajustado una relación de dependencia frecuencial para todas las estaciones según la conocida ley  $Q = Q_0 f^\nu$ . También se han determinado leyes globales para cada región estudiada. Para ello se ha procedido a realizar una estimación de la ley de atenuación para los tres parámetros de atenuación ponderando todas las medidas con los errores que llevan asociados. Los resultados son los siguientes,

### Región Noroeste Peninsular. Todas las estaciones

$$Q_t = 78,9 f^{0,86}$$

$$Q_s = 166,3 f^{0,94}$$

$$Q_i = 140,6 f^{0,84}$$

### Región Nordeste Peninsular. Todas las estaciones

$$Q_t = 22,4 f^{1,40}$$

$$Q_s = 24,8 f^{1,78}$$

$$Q_i = 79,5 f^{1,06}$$

### Región Sur Peninsular. Todas las estaciones

$$Q_t = 21,2 f^{1,25}$$

$$Q_s = 25,5 f^{1,71}$$

$$Q_i = 85,4 f^{0,88}$$

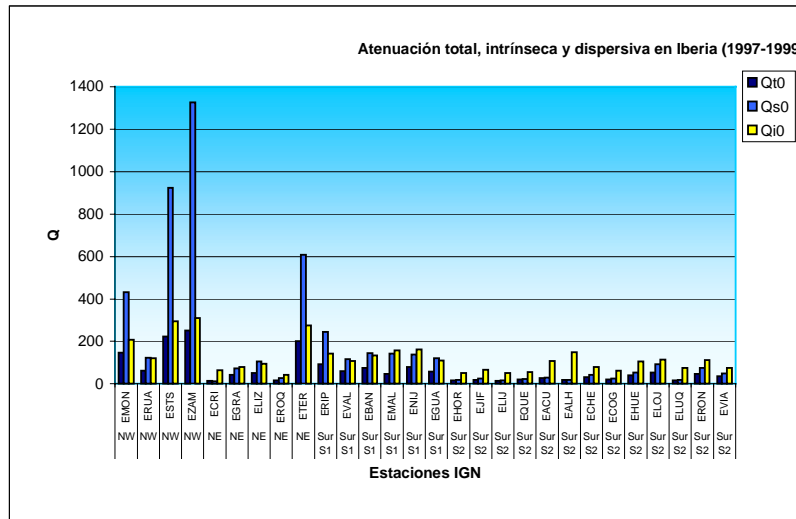
Analizando los términos  $Q_{t0}$ ,  $Q_{s0}$  y  $Q_{i0}$  se observan valores claramente mayores en la zona noroeste respecto de las regiones noreste y sur. Esta diferencia existe para los tres parámetros de atenuación, esto es, atenuación total, intrínseca y dispersiva.

En las tres regiones se observa que la dependencia frecuencial máxima se obtiene para el término dispersivo. Este máximo frecuencial dispersivo destaca en la región sur peninsular. Ello indica que el proceso de dispersión en esta región está dominado por las ondas de bajas frecuencias. Una pauta que se cumple es que las dependencias frecuenciales menores se dan en la región noroeste. Valores intermedios se dan en la zona sur peninsular y valores máximos se manifiestan en la región noreste peninsular. Esta pauta se cumple para cada dependencia frecuencial analizada por separado.

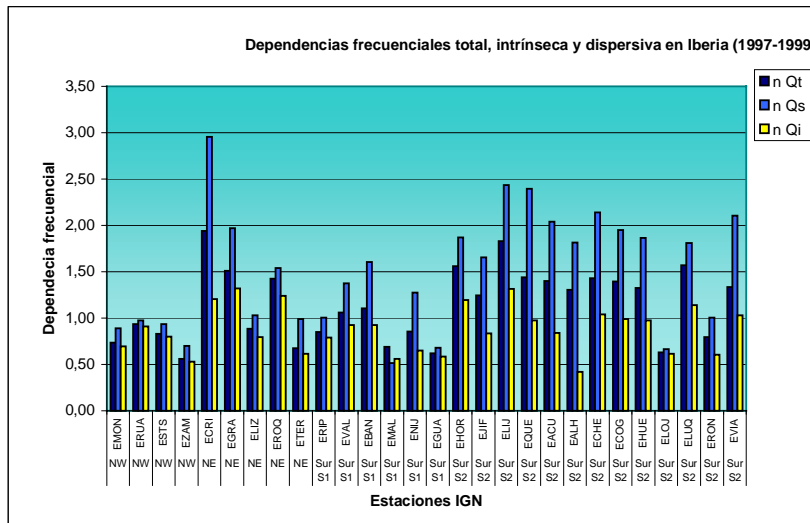
En la región noroeste domina claramente la atenuación intrínseca respecto de la dispersiva, siendo las dependencias frecuenciales de ambas muy parecidas,  $\nu_s = 0,94$  y  $\nu_i = 0,84$ , y de valores inferiores a la unidad. En la región nordeste domina la atenuación dispersiva frente a la atenuación intrínseca. La dependencia frecuencial de la atenuación dispersiva,  $\nu_s = 1,78$ , es mayor que la intrínseca,  $\nu_i = 1,06$ . El valor de  $\nu_s$ , claramente mayor que la unidad, indica que la dispersión en esta región está dominada por ondas de bajas frecuencias. En cualquier caso ambas dependencias frecuenciales son mayores que la unidad y con valores superiores a los que corresponden a la región noroeste.

En la zona sur peninsular se observan tendencias parecidas a las de la región nordeste. Ambas regiones han sido afectadas por una orogenia alpina, a diferencia de la región noroeste. No obstante, la dependencia frecuencial del término intrínseco es menor en esta región que en la zona noreste peninsular. En la región sur  $\nu_i = 0,88$ , mientras que en la zona noreste el valor supera ligeramente la unidad,  $\nu_i = 1,06$ .

La Tabla III sintetiza los resultados obtenidos para todas las estaciones y es la base para construir los diagramas de las Figuras 12 y 13. La Figura 12 presenta una síntesis de los valores  $Q_{t0}$ ,  $Q_{s0}$  y  $Q_{i0}$  obtenidos para todas las estaciones estudiadas. Se confirma que en la región noroeste domina la atenuación intrínseca, mientras que en la región sur domina la dispersiva. En la región nordeste los resultados son menos claros. Es importante resaltar que las estaciones ERIP, EVAL, EBAN, EMAL, ENIJ y EGUA se hallan en zonas periféricas de la región sur, apartándose del dominio bético alpino. Esta zona se ha indicado como región Sur S1.



**Figura 12.** Parámetros de atenuación sísmica obtenidos a partir del análisis por ventanas múltiples de intervalo de tiempo para eventos registrados en la Península Ibérica entre 1997 y 1999. Todas las estaciones pertenecen al IGN. Parámetros:  $Q_{i0}$  atenuación intrínseca;  $Q_{s0}$  atenuación dispersiva;  $Q_{t0}$  atenuación total



**Figura 13.** Parámetros de dependencia frecuencial de la atenuación sísmica obtenidos a partir del análisis por ventanas múltiples de intervalos de tiempo para eventos registrados en la Península Ibérica entre 1997 y 1999. Todas las estaciones pertenecen al IGN. Parámetros:  $\nu_i$  dependencia frecuencial intrínseca;  $\nu_s$  dependencia frecuencial dispersiva;  $\nu_t$  dependencia frecuencial total

En la Figura 13 se han representado los exponentes de las leyes de dependencia frecuencial ajustadas. En la figura se observa que las menores dependencias frecuenciales globales, en el rango de frecuencias analizado, se hallan en la región noroeste y las mayores en la región sur, concretamente en el área indicada como región Sur S2. En el caso de la región nordeste se obtienen resultados comparables a los obtenidos en la región sur, más concretamente a los de la región Sur S1. Estos valores resultan ser intermedios entre los determinados en las regiones noroeste y sur S2. En todos los casos el factor  $Q_i$  es el que presenta una menor dependencia frecuencial. Estas tendencias quedan sintetizadas en las leyes de atenuación medias ajustadas al inicio de esta sección.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Con respecto a los estudios de atenuación a partir de ondas coda, los trabajos de Herraiz<sup>29</sup> y Herraiz y Mézcua<sup>30</sup> fueron los primeros efectuados en España. Canas *et al.*<sup>11</sup> plantearon un primer intento de regionalizar  $Q$  para toda la Península Ibérica utilizando datos analógicos y el método propuesto por Herrmann<sup>32</sup>. Esta regionalización fue culminada por Pujades<sup>43</sup>, Canas *et al.*<sup>12</sup> y Pujades *et al.*<sup>44</sup> utilizando datos analógicos y una modificación del método de Herrmann<sup>32</sup> propuesta por Pujades<sup>43</sup>.

Estudios más recientes, que separan los efectos de la absorción intrínseca y los de atenuación dispersiva en zonas del sur de España, son los de Akinci *et al.*<sup>9</sup>, Ugalde<sup>53</sup> y Pujades *et al.*<sup>45</sup>.

### Q de coda $Q_c$ . Variación lateral y dependencia frecuencial

Por lo que respecta a  $Q_0$ , en líneas generales se obtienen valores más bajos que los resultados globales calculados por Pujades *et al.*<sup>44</sup>. Las mayores diferencias se observan en la zona noroeste mientras que en la región Sur y en los Pirineos se obtienen valores parecidos en ambos trabajos. En el estudio de Pujades *et al.*<sup>44</sup> no se disponía de ninguna estación en la región Noroeste y, además se utilizaron sismogramas filtrados en el rango frecuencial 0,5 – 1,5 Hz, de forma que los valores de  $Q_0$  eran poco sensibles al exponente  $\nu$ . Por todo lo expuesto, se entiende que las causas que motivan valores de  $Q_{c0}$  bajos y exponentes  $\nu$  altos, pueden ser las siguientes:

1. La ley potencial  $Q = Q_0 f^\nu$  no es adecuada para representar la dependencia frecuencial en un amplio rango de frecuencias.
2. Parece que existe una frecuencia, típica para cada región, en la que se da un cambio rápido de  $Q_c$  y de su variación frecuencial. Esta frecuencia típica se sitúa entre 3 Hz y 6 Hz. Para bajas frecuencias la variación frecuencial es mayor que para altas frecuencias.
3. Una primera aproximación al problema consistiría, por ejemplo, en hallar la función  $\nu = \nu(f)$  (Canas, comunicación personal) para las fases PcP y PcS. Probablemente, la explicación física del problema esté en la interacción entre las ondas y los dispersores, fuertemente condicionada por la longitud de onda y la dimensión de los dispersores.

Finalmente, cabe añadir una conclusión respecto de la variación lateral en los valores de  $Q_c$ . Los mapas de iso- $Q$  a 7 Hz para las tres regiones han permitido detectar anomalías de  $Q_c$  que están relacionadas con características geotectónicas. De modo general, se observa que en cuencas y valles  $Q_c$  muestra valores bajos mientras que en macizos rocosos antiguos  $Q_c$  crece.

### Dependencia temporal de $Q_c$

De acuerdo con Aki<sup>6</sup>, los regímenes tensionales anteriores a las crisis sísmicas serían opuestos en los sismos de Murcia y de Lugo. En el segundo informe general del Instituto Geográfico Nacional<sup>35</sup> se presenta una determinación preliminar del mecanismo focal del

terremoto principal del 2 de febrero de 1999 de la serie sísmica de Mula. El mismo mecanismo recogen Henares y López Casado<sup>28</sup>. El mecanismo se asocia a una falla normal y por lo tanto se trataría de un episodio, probablemente distensivo, que explicaría la disminución de  $Q_c$  después del evento.

La crisis sísmica de Lugo ha sido estudiada con detalle por Rueda<sup>47</sup>. En este caso, el mecanismo focal se asocia a una falla inversa de empuje con dirección NE-SO compatible con un episodio tensional de tipo compresivo, de características opuestas al de Mula.

El análisis de la variación de  $Q_c$  inmediatamente antes y después de los sismos principales de Lugo y Mula apuntan a la existencia de variaciones significativas de  $Q_c$ . El signo positivo o negativo de esta variación estaría relacionado con la tectónica de la zona.

A nuestro entender, dos son las causas de esta variación: por un lado es válida la explicación de Aki<sup>6</sup>. La relajación de un episodio compresivo conlleva un aumento de  $Q_c$  (cierre de fracturas). Por otro, el episodio se resuelve en una compactación del medio y aumento de la velocidad de las ondas sísmicas. Contrariamente, la resolución de un episodio distensivo sería compatible con un aumento de la atenuación debido a que los fenómenos físicos inducidos en el medio consisten en la reapertura de fracturas, la desconsolidación del medio y una disminución de la velocidad de las ondas sísmicas.

### Factores de calidad intrínseco, dispersivo y total. Comparación con $Q$ de coda

La aplicación sistemática del análisis *MLTWA* sobre la base de dispersión múltiple ha permitido obtener las siguientes conclusiones:

- La atenuación intrínseca domina sobre la dispersiva para altas frecuencias en todas las regiones analizadas.
- Para frecuencias bajas, la atenuación dispersiva domina en la región Sur.
- Parece que existe una frecuencia típica a la cual se produce un cambio del dominio de la atenuación dispersiva al de la atenuación intrínseca. Esta frecuencia sería una característica regional relacionada con el tamaño y distribución de los dispersores en la litosfera.
- La atenuación sísmica observada a partir de datos de coda sería menor en el noroeste que en el sur peninsular de acuerdo con trabajos previos y también con observaciones macrosísmicas.
- Para altas frecuencias, en general,  $Q$  de coda representaría bien la  $Q$  intrínseca que se hallaría muy cerca de la  $Q$  total, de acuerdo con los trabajos de Frankel y Wennerberg<sup>24</sup>.
- Para bajas frecuencias este comportamiento se complica pudiendo ser  $Q_c$  igual a  $Q_s$ . Sin embargo, este comportamiento parece depender de las características geotectónicas de cada región o, mejor dicho, del tamaño y distribución de dispersores. En algunos casos se observa que  $Q_t^{-1}$ ,  $Q_i^{-1}$  y  $Q_s^{-1}$  son mayores que  $Q_c^{-1}$ .

Respecto del análisis de la dependencia frecuencial de los diferentes factores de calidad, sintetizamos a continuación las principales conclusiones obtenidas:

- La ley de dependencia frecuencial  $Q = Q_0 f^\nu$  no es adecuada cuando se analiza una banda frecuencial amplia y, además, tiene un sentido físico dudoso.
- Una ley más consistente con las observaciones y con mayor sentido físico constaría de dos tramos en los que la variación de  $Q$  sería relativamente suave en el rango cercano a 1 Hz y en rangos entre 5 y 10 Hz o superiores. En alguna frecuencia intermedia se produciría un salto más o menos brusco en los parámetros de atenuación. Tanto la frecuencia de salto como la variación de  $Q$  con la frecuencia en los tramos frecuenciales altos y bajos serían típicas de cada región.

La razón más aceptable para explicar el dominio del mecanismo de atenuación por dispersión en la región Sur es de tipo geológico, ya que la región Noroeste está menos

fracturada, tanto en superficie como en profundidad, que la región Sur. Por otra parte, probablemente el nivel de fracturas de la región Nordeste sea intermedio al de las otras dos regiones analizadas.

## AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al Dr. José Antonio Canas y al Dr. Francisco Vidal, Director y Subdirector, respectivamente, del Instituto Geográfico Nacional durante la etapa en que se ha desarrollado este trabajo, las facilidades para el acceso y utilización de la base de datos sísmológicos del IGN.

Este trabajo ha sido financiado en parte por el Ministerio de Ciencia y Tecnología, Proyecto REN2000-1740-C05-01 RIES.

## REFERENCIAS

- 1 K. Aki, "Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves", *J. Geophys. Res.*, Vol. **74**, pp. 615–631, (1969).
- 2 K. Aki, "Attenuation of shear-waves in the lithosphere for frequencies from 0,05 to 25 Hz", *Phys. Earth Planet. Inter.*, Vol. **21**, pp. 50–60, (1980a).
- 3 K. Aki, "Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere", *J. Geophys. Res.*, Vol. **85**, pp. 6496–6504, (1980b).
- 4 K. Aki, "Attenuation and scattering of short-period seismic waves in the lithosphere, in identification of seismic sources-earthquake or underground explosion", E. S. Husebye y S. Mykkeltveit (eds.), D. Reidel Publishing Co., pp. 515–541, (1981).
- 5 K. Aki, "Scattering and attenuation", *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. **72**, N° 6, pp. S319–S330, (1982).
- 6 K. Aki, "Theory of earthquake prediction with special reference to monitoring of the Quality factor of lithosphere by the coda method", *Proc. U.S. Japan Symposium on Earthquake Prediction*, Tokyo, Noviembre 1983, (1984).
- 7 K. Aki, "Scattering conversions P to S versus S to P", *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. **82**, pp. 1969–1972, (1992).
- 8 K. Aki y B. Chouet, "Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effects", *J. Geophys. Res.*, Vol. **80**, pp. 3322–3342, (1975).
- 9 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).
- 10 M. Bouchon, "Discrete wave number representation of elastic wave fields in three-space dimensions", *J. Geophys. Res.*, Vol. **84**, pp. 3609–3614, (1979).
- 11 J.A. Canas, J.J. Egozcue, L.G. Pujades y J.A. Pérez, "Crustal coda Q in the Iberian Peninsula", *Ann. Geophys.*, Vol. **5-B**, pp. 657–662, (1987).
- 12 J.A. Canas, L.G. Pujades, J.J. Egozcue, M.A. Puigvi, C. Blai, J. Juan, A. Collado, J. Pous, X. Lana, A. Casas, F. de Miguel, F. Vidal, G. Alguacil y J. Gallart, "Anelasticidad en la Península Ibérica", *Revista de Geofísica*, Vol. **45**, pp. 91–116, (1989).



- 13 J.A. Canas, L.G. Pujades, M.J. Blanco, V. Soler y J.C. Carracedo, “Coda-Q distribution in the Canary Islands”. *Tectonophysics*, Vol. **246**, pp. 245–261, (1995).
- 14 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).
- 15 S. Chandrasekhar, “*Radiative transfer*”, Dover, New York, (1960).
- 16 L.A. Chernov, “*Wave propagation in a random medium*”, Mc.Graw-Hill, New York, (1960).
- 17 B.A. Chouet, “Source, scattering and attenuation effects on high frequency waves”, Tesis doctoral, Massachusetts Institute of Technology, pp. 183, (1976).
- 18 A. Dainty, “A scattering model to explain seismic Q observations in the lithosphere between 1 and 30 Hz”, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. **8**, pp. 1126–1128, (1981).
- 19 A. Dainty y M.N. Toksöz, “Elastic wave scattering in a highly scattering medium, a diffusion approach”, *J. Geophys. Res.*, Vol. **43**, pp. 375–388, (1977).
- 20 A. Dainty y M.N. Toksöz, “Seismic codas in the Earth and the Moon: a comparison”, *Phys. Earth Planet. Inter.*, Vol. **26**, pp. 256–266, (1981).
- 21 M. Fehler, M. Hoshihara, 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).
- 22 A. Fernández y M. Herráiz, “Separación de la atenuación intrínseca y de la atenuación por dispersión en el sureste de la Península Ibérica, mediante el método de Transferencia Radiativa”, *Rev. de Geofísica*, Vol. **48**, pp. 199–210, (1992).
- 23 J.M. Fontbote y V. García Dueñas, “Essai de systématisation des unités subbétiques allochtones dans le tiers central des Chaînes Bétiques”, *C. R. Acad. Sc. Paris*, Vol. **266**, pp. 186–189, (1968).
- 24 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).
- 25 L.S. Gao, N.N. Biswas, L.C. Lee y K. Aki, “Effects of multiple scattering on coda waves in three dimensional medium”, *Pure Appl. Geophys.*, Vol. **121**, pp. 3–15, (1983 a).
- 26 L.S. Gao, N.N. Biswas, L.C. Lee y K. Aki, “Comparison of the effects between single and multiple scattering on coda waves for local earthquakes”, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. **73**, pp. 377–380, (1983 b).
- 27 S.C. Gupta, S.S. Teotia, S.S. Rai y Navneet Gautam, “Coda Q estimates in the Konya Region India”, *Pure Appl. Geophys.*, Vol. **153**, pp. 713–731, (1998).
- 28 J. Henares y C. López Casado, “Catálogo de mecanismos focales del área Ibero-Magrebí”, C. López Casado (ed.), Instituto Andaluz de Geofísica y Prevención de desastres sísmicos, 208 pp., (2001).

- 29 M. Herraiz, “Microsismicidad en campo próximo. Análisis de generación de ondas de coda y parámetros físicos asociados”, Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid. pp. 207, (1982).
- 30 M. Herraiz y J. Mézcua, “Application of coda wave analysis to microearthquake analog data”, *Ann. Geophys.*, Vol. **2**, pp. 545–552, (1984).
- 31 M. Herraiz y A.F. Espinosa, “Coda waves: a review”, *Pure Appl. Geophys.*, Vol. **125**, N° 4, pp. 499–577, (1987).
- 32 R.B. Herrmann, “Q estimates using the coda of local earthquakes”, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. **70**, pp. 447–468, (1980).
- 33 M. Hoshiaba, “Simulation of multiple scattered coda wave excitation based on the energy conservation law”, *Phys. Earth Planet. Inter.*, Vol. **67**, pp. 123–136, (1991).
- 34 M. Hoshiaba, 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).
- 35 IGN Serie sísmica de Mula (Murcia), Segundo Informe General, Subdirección General de Geodesia y Geofísica, Ministerio de Fomento, Instituto Geográfico Nacional, Madrid, (1999).
- 36 A. Ishimaru, “Wave propagation and scattering in random media”, Vol. **1–2**, Academic, San Diego, California, (1978).
- 37 A. Jin y K. Aki, “Temporal change in coda Q before the Tangshan earthquake of 1976 and the Haichen earthquake of 1975”, *J. Geophys. Res.*, Vol. **91**, pp. 665–673, (1987).
- 38 A. Jin y K. Aki, “Spatial and temporal correlation between coda Q and seismicity in China”, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, Vol. **78**, N° 2, pp 741–769, (1988).
- 39 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. 7835–17848, (1994).
- 40 Y.F. Kopnichev, “The role of multiple scattering in a formation of a seismogram’s tail”, *Izv. Acad. Sci. USSR, Phys. Solid Earth., Engl. Trans.*, Vol. **13**, pp. 394–398, (1977).
- 41 K. Mayeda, F. Su y K. Aki, “Seismic albedo from the total seismic energy dependence on hypocentral distance in southern California”, *Phys. Earth Planet. Inter.*, Vol. **67**, pp. 104–114, (1991).
- 42 T.J. McSweeney, N.N. Biswas, K. Mayeda y K. Aki, “Scattering and anelastic attenuation of seismic energy in south-central Alaska”, *Phys. Earth Planet. Inter.*, Vol. **67**, pp. 115–122, (1991).
- 43 L.G. Pujades, “Distribució de Q de coda a la Península Ibérica”, Tesis doctoral, Universidad de Barcelona, Barcelona, 263 pp., (1987).
- 44 L.G. Pujades, J.A. Canas, J.J. Egózcue, M.A. Puigví, J. Pous, J. Gallart, X. Lana y A. Casas, “Coda Q distribution in the Iberian Peninsula”, *Geophys. J. Int.*, Vol. **100**, pp. 285–301, (1990).

- 45 L.G. Pujades, A. Ugalde, J.A. Canas, M. Navarro, F.J. Badal y V. Corchete, “Intrinsic and scattering attenuation from observed coda Q frequency dependence”, Application to the Almeria Basin (southeastern Iberian Peninsula), *Geophys. J. Int.*, Vol. **129**, pp. 281–291, (1997).
- 46 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).
- 47 J.J. Rueda, “Determinación de la aceleración sísmica básica para el diseño de la edificación en el NO de España, Memoria del proyecto de fin de carrera”, ETS de Ingenieros de Minas, UPM, Madrid, (2000).
- 48 H. Sato, “Energy propagation including scattering effects”, Single isotropic scattering approximation”, *J. Phys. Earth.*, Vol. **25**, pp. 27–41, (1977a).
- 49 H. Sato, “Single isotropic scattering model including wave conversions simple theoretical model of the short period body wave propagation”, *J. Phys. Earth.*, Vol. **25**, pp. 163–176, (1977b).
- 50 S. Singh y R.B. Herrmann, “Regionalization of crustal coda Q in the continental United States”, *J. Geophys. Res.*, Vol. **88**, pp. 527–538, (1983).
- 51 J.M. Tejedor y O. García-Rodríguez, “Funciones de transferencia de las estaciones de la Red Sísmica Nacional”, Publicación de la Dirección General del Instituto Geográfico Nacional, Madrid, (1993).
- 52 M.N. Toksöz, A.M. Dainty, E. Reiter y R.S. Wu, “A model for attenuation and scattering in the Earth’s crust”, *Pure Appl. Geophys.*, Vol. **128**, pp. 81–100, (1988).
- 53 A. Ugalde, “Atenuació sísmica intrínseca i dispersiva a partir d’ones de coda”, Aplicació a la conca d’Almeria, les Illes Canàries i el nord-est de Venezuela, Tesis doctoral, UPC, Barcelona, (1996).
- 54 A. Ugalde, C.A. Vargas, L.G. Pujades y J.A. Canas, “Seismic coda attenuation after the  $M_w = 6,2$  Armenia (Colombia) earthquake of January 25, 1999, In Proc., (2001).
- 55 M.P. Wesley, “Diffusion of seismic energy in the near range”, *J. Geophys. Res.*, Vol. **70**, pp. 5099–5106, (1965).
- 56 R.S. Wu, “Multiple scattering and energy transfer of seismic waves, separation of scattering effect from intrinsic attenuation”, I, “Theoretical modeling”, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, Vol. **82**, pp. 57–80, (1985).
- 57 R.S. Wu y K. Aki, “Multiple scattering and energy transfer of seismic waves: Separation of scattering effect from intrinsic attenuation”, II, “Application of the theory to Hindu-Kush region”, *Pure Appl. Geophys.*, Vol. **128**, pp. 49–80, (1988).
- 58 Y. Zeng, “Compact solutions for multiple scattered wave energy in time domain”, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. **81**, N° 3, pp. 1022–1029, (1991).
- 59 Y. Zeng, “Theory of scattered P and S waves energy in a random isotropic scattering medium”, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. **83**, pp. 1264–1277, (1993).
- 60 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).