

## REGIONALIZACIÓN DE LA ATENUACIÓN ANELÁSTICA DE ONDAS DE RAYLEIGH EN LA PENÍNSULA IBÉRICA

J.O. CASELLES\*, J.A. CANAS\*, L. PUJADES\*, X. LANA\*\*  
J. BADAL\*\*\*, V. CORCHETE\*\*\*\*, J. SABADELL\*  
y  
M. NAVARRO\*\*\*\*

\* *Depto. de Ingeniería del Terreno y Cartográfica, U.P.C.  
Gran Capitán s/n, 08034 Barcelona, España*

\*\* *Depto. de Física e Ingeniería Nuclear, U.P.C.  
Av. Diagonal 647, 08028 Barcelona, España*

\*\*\* *Depto. de Física Teórica (Geofísica), Univ. de Zaragoza  
Plaza de San Francisco s/n, 50009 Zaragoza, España*

\*\*\*\* *Depto. de Física Aplicada, Univ. de Almería  
Cañada de San Urbano s/n, 04120 Almería, España*

### RESUMEN

El objetivo de este trabajo es la modelización de las variaciones laterales de la anelasticidad en la Península Ibérica a nivel de litosfera y astenosfera superior, llegándose aproximadamente a unos 200 km. El conjunto de los coeficientes de atenuación anelástica ( $\gamma$ ) y valores de fricción interna  $Q_{\beta}^{-1}$  para la Península Ibérica se han obtenido a partir del modo fundamental de las ondas de Rayleigh en trayectorias pertenecientes a cuatro zonas tectónicas (trayectorias puras) y 10 grupos de trayectorias que las cruzan (trayectorias mixtas). Los datos se obtuvieron de las estaciones del registro digital procedentes de la red de banda ancha NARS del proyecto ILIHA que se instaló en la Península Ibérica, analizándose más de 300 sismogramas para obtener los valores correspondientes a 14 grupos de trayectorias.

El cálculo de los coeficientes  $\gamma$  se ha realizado aplicando primero la técnica del filtrado multiventana de las señales sísmicas y a continuación la técnica de las dos estaciones. Los valores de  $Q_{\beta}^{-1}$  se han obtenido aplicando la inversión estocástica a los coeficientes de atenuación. El filtrado multiventana se ha demostrado como una técnica muy rápida y útil para calcular, sin alteración, la amplitud espectral de las distintas fases. La inversión estocástica se ha demostrado muy sensible a la perturbación de la matriz, siendo el criterio a seguir utilizar la perturbación menor que consiga un buen ajuste con los datos. Cambios importantes en la perturbación de cada una de las inversiones indicarán calidades de los datos muy diferentes.

Los coeficientes de atenuación obtenidos en el rango  $10 \text{ s} \leq T \leq 120 \text{ s}$  cubren suficientemente bien la mayoría de las características sismo-geo-tectónicas de la Península y concuerdan suficientemente bien con los coeficientes de atenuación obtenidos en estudios previos realizados mediante las cinco estaciones permanentes de periodo largo existentes en la Península. Asimismo, los factores  $Q_{\beta}^{-1}$  calculados también concuerdan bien con estudios de atenuación basados en ondas de coda y  $L_g$ . En general, los coeficientes de atenuación y fricción interna son mayores en las regiones sismotectónicas activas que en las estables. Finalmente, el máximo de fricción interna se encuentra mayoritariamente en la parte superior de la zona de baja velocidad de la astenosfera.

Recibido: Julio 1996

## ANELASTIC ATTENUATION DISTRIBUTION IN THE IBERIAN PENINSULA FROM RAYLEIGH WAVES

### SUMMARY

The main objective of this work was to determine the lateral variation in quality factors in the Iberian Peninsula. A set of anelastic attenuation coefficients ( $\gamma$ ) and internal friction values ( $Q_\beta^{-1}$ ) in Iberia were obtained from fundamental Rayleigh waves for four tectonics zones (pure trajectories) and for 10 groups of trajectories that cross this tectonics zones (mixed trajectories). Data were obtained from digital stations of the NARS broad-band deployed in Iberia to carry out the ILIHA project. More than 300 seismograms were analyzed to obtain averaged values of 14 sets of trajectories.

Multiwindow filtering technique and the two stations method were applied to determine  $\gamma$  coefficients.  $Q_\beta^{-1}$  values were obtained applying stochastic inversion to attenuation coefficients. Multiwindow filtering process has proved useful and fast to calculate spectral amplitude of all the wave-train without change. The stochastic inversion has been very sensitive to perturbation parameter, the criterion used was to choose the minimum perturbation that the adjust was right. Also, significant changes in perturbation parameters point out significant changes in quality data.

Attenuation coefficients, in the approximate range:  $10 \text{ s} \leq T \leq 120 \text{ s}$ , cover most of the seismo-geo-tectonics characteristics of Iberia and are in a good agree with previous coefficients determined for a few trajectories in Iberia using analogical data. Also,  $Q_\beta^{-1}$  values obtained are in agree with other works of anelastic attenuation using coda and  $L_g$  waves. In general, the  $\gamma$  coefficients and  $Q_\beta^{-1}$  values are greater in active seismotectonics regions than in the most stable ones. Finally, the greatest friction value is obtained in the upper part or the low velocity zone in the astenosphere.

### INTRODUCCIÓN

El estudio de la estructura en la Península Ibérica se empezó a desarrollar en los años 60 (ref.<sup>1,2</sup>) al aplicarse técnicas de filtrado de *wiener* y de inversión estocástica a las señales sísmicas registradas por los observatorios sismológicos. A finales de los años 80, nuevos métodos numéricos y un sensible aumento de las observaciones sismológicas han permitido aumentar el conocimiento acerca de la estructura elástica y anelástica de la Península, posibilitando al mismo tiempo la realización de estudios a nivel regional y de tomografías<sup>3,4,5,6</sup>. La mejora de los algoritmos numéricos también ha permitido realizar el estudio de la estructura elástica a niveles más superficiales y a pequeña escala a partir de terremotos locales o explosiones controladas<sup>7,8</sup>.

Para el estudio de la estructura anelástica se necesita partir de un modelo elástico de tierra conocido y un gran número de datos. Los estudios de anelasticidad de la Península no empieza hasta finales de los años 80, exceptuando un trabajo pionero de Payo<sup>9</sup>. Desde esta fecha se han venido realizando este tipo de estudios utilizando diferentes tipos de ondas sísmicas; así utilizando las ondas  $L_g$  (superposición de modos superiores de las ondas superficiales) se han realizado diversos trabajos, como por ejemplo los de De Miguel y Vidal<sup>10</sup>, García<sup>11</sup> y Vives<sup>12</sup>, con ondas de coda (ondas dispersadas en las inhomogeneidades de la litosfera) se han realizado estudios, entre otros por Canas *et al.*<sup>13</sup>, Pujades *et al.*<sup>14</sup> y Pujades *et al.*<sup>15</sup>; con ondas Rayleigh de

periodo largo cabe mencionar los de Canas *et al.*<sup>16</sup>, Blay<sup>17</sup> y Caselles<sup>18</sup> y con ondas de Rayleigh de periodo corto los de Sarrate *et al.*<sup>7</sup> y Navarro *et al.*<sup>8</sup>.

El objetivo de este trabajo es la modelización de las variaciones laterales de la anelasticidad en la Península Ibérica a nivel de litosfera y astenosfera superior, llegándose aproximadamente a unos 200 km, utilizando el modo fundamental de vibración de las ondas de Rayleigh de periodo largo. Usar las ondas de Rayleigh de periodo largo viene motivado por las diferentes ventajas que dichas ondas ofrecen. En primer lugar, el rango de periodos entre 10 y 120 segundos cubre adecuadamente el intervalo de profundidades mencionado anteriormente. Las ondas de Rayleigh presentan una atenuación con la profundidad tanto menor cuanto mayor sea el periodo de la onda; así la diferente atenuación con la profundidad posibilita aplicar técnicas de inversión estocástica que proporciona los valores de atenuación a diferentes profundidades. En segundo lugar, el carácter dispersivo de las ondas de Rayleigh permite la aplicación de técnicas de filtrado múltiple para aislar cada uno de los diferentes periodos a estudiar. En tercer lugar, la componente vertical, al presentarse aislada de otros tipos de ondas en los sismogramas, es muy adecuada por no presentar problemas de interferencias.

Hasta el año 1989 todos los estudios de periodo largo en la Península Ibérica se tenían que realizar basándose exclusivamente en los cinco observatorios fijos que existen de este tipo. Por ello, los trabajos realizados con sólo estos datos presentan un pobre cubrimiento de la Península. A partir de esta fecha están disponibles los datos procedentes de la campaña europea de estudio de la isotropía y heterogeneidad de la litosfera en la Península Ibérica (proyecto ILIHA), en el que se instalaron 13 estaciones sismológicas *broad-band* (sismógrafos que registran simultáneamente el periodo corto y largo). Aunque este proyecto duró solamente un año, sus datos presentan un mayor cubrimiento de la Península, especialmente en el tercio norte y occidental de la Península donde sólo existe un observatorio fijo. Además, por sus características permitieron registrar el periodo largo entre 10 y 120 segundos frente a los sismógrafos de los observatorios fijos que, en la mayoría de los casos, sólo llegan hasta 70 segundos con registros fiables. El hecho de que los registros de los *broad-band* de ILIHA son digitales, permite realizar un tratamiento automatizado a gran número de eventos frente a los registros analógicos que obligan a una laboriosa digitalización previa.

## CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS Y GEOFÍSICAS DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

Debido a la naturaleza de este trabajo y a los datos disponibles de ondas superficiales de periodo largo en la Península, es necesario realizar una regionalización *a priori*. Para realizarla deben encontrarse criterios objetivos que nos permitan dividirla en partes homogéneas. El criterio usado principalmente en este trabajo es la diferenciación por características sismotectónicas. También ha sido importante la propia configuración de la red ILIHA, ya que las pequeñas zonas con un bajo número de registros útiles tendrán que unirse con otras adyacentes para poder aplicar el método, tal como se presenta con más detalle posteriormente. También se han tenido en cuenta criterios geológicos, de perfiles sísmicos, mapas gravimétricos, magnéticos, de

riesgo sísmico de pseudoaceleraciones de terreno, además de otros estudios de ondas superficiales, como son los de modelos de factor de calidad de ondas de cizalla ( $Q_\beta$ ), factor de calidad de las ondas de coda ( $Q_c$ ), velocidades de cizalla o coeficientes de atenuación anelástica ( $\gamma$ ).

Debido a que nuestro trabajo está basado en registros de periodo largo, hay que tener en cuenta que los datos de los anteriores estudios, por lo que se refiere a los primeros kilómetros de corteza bajo la Península, no se deben considerar en la regionalización *a priori*.

A nivel tectónico la Península Ibérica es el resultado de la colisión entre las placas euroasiática y africana. La posición de la microplaca ibérica, en medio de este contacto comporta una gran complejidad y heterogeneidad lateral en su estructura tanto a nivel superficial como profundo. Debido a la repercusión en superficie de la historia de este contacto, sismotectónicamente se puede dividir la Península Ibérica en tres tipos de estructuras: herciniana, alpina y neógena (Figura 1a). La zona herciniana es la parte de la Península estructurada durante la orogenia herciniana y no deformada posteriormente. La zona alpina está formada por áreas que con posterioridad a la orogenia herciniana sufrieron en mayor o menor grado los procesos de compresión alpina. En la Península Ibérica existen tres zonas estructuradas durante este plegamiento: Pirineos, Sistema Ibérico y Béticas. El último tipo de estructuración es la neógena. La estructuración neógena se realiza superponiéndose a las estructuras previas, por lo que existen diferencias entre ellas.

La actividad sísmica reseñable se encuentra en las zonas estructuradas durante el plegamiento alpino y la distensión neógena. La sismicidad está relacionada con la apertura del Océano Atlántico a través de la falla Azores-Gibraltar, la colisión de las placas europea y africana y la rotación de la Península.

Otros trabajos previos de coeficientes de atenuación anelástica y valores de fricción interna<sup>16,17,18</sup> presentan como zonas más atenuantes el sur y sureste de la Península. La zona de mayor atenuación en la litosfera se encuentra a unos 90 km de profundidad correspondiéndose con la zona de baja velocidad de la astenosfera.

Los resultados de estudios de  $Q_c$  ref.<sup>14</sup> muestran que los valores bajos se dan en la Región Bética y Pirineos, encontrándose los valores altos en el noroeste de la Península.

La atenuación de las ondas  $L_g$  indica que en la depresión de Granada los coeficientes de atenuación anelástica son el doble que en el sudeste de la Península, estos el doble que en el noreste y estos últimos el doble que la media peninsular<sup>11,12</sup>.

El gran detalle que han conseguido los recientes trabajos de velocidades de cizalla en la Península muestra que las variaciones laterales son importantes y presentan una gran complejidad. En general, se puede decir que las áreas de mayor velocidad se encuentran en la zona herciniana y suroeste de la Península<sup>19,20</sup>.

Esquemáticamente, para la atenuación anelástica hemos dividido la Península Ibérica en cuatro zonas (Figura 1b). La primera región, que hemos llamado Región Bética, se encuentra al sur-sureste de la Península y consiste en el área del dominio bético. La segunda, llamada Región Este, incluye zonas reestructuradas por la distensión neógena. La tercera, llamada Región Herciniana, engloba la zona central, noroeste y oeste de la Península. Finalmente, la cuarta región llamada Región Noreste incluye las áreas del noreste de la Península estructuradas por el plegamiento alpino.

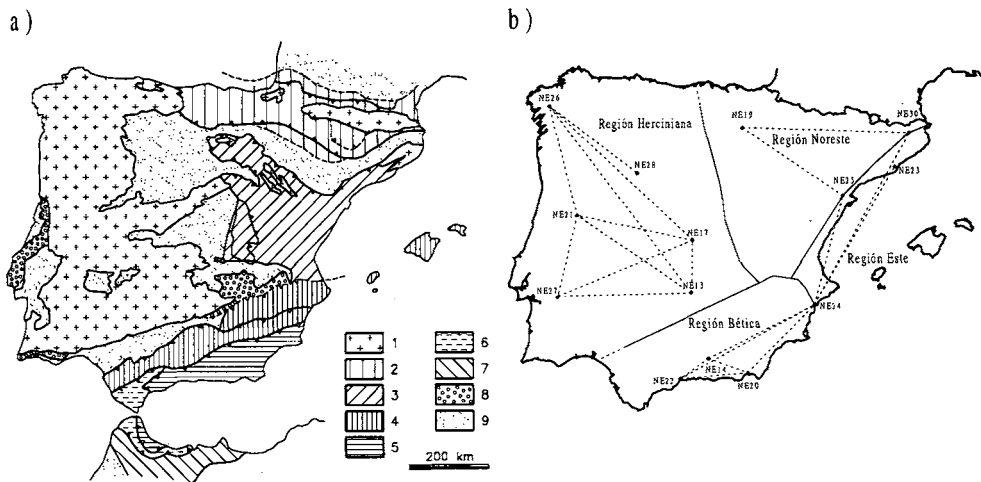


Figura 1. a) Mapa geológico de la Península Ibérica: 1. basamento herciniano, 2. cobertera mesozoica deformada en el dominio pirenaico, 3. área aulacogena mesozoica, 4. unidades externas del mesozoico del dominio bético, 5. unidades internas del dominio bético, 6. unidades intermedias del *flysch* en en arco de Gibraltar, 7. mesozoico en el margen africano, 8. cobertera mesozoica no deformada, 9. depósitos terciarios (Vega y Banda, 1982); b) Regionalización de la Península Ibérica en términos de características tectónicas y trayectorias puras

## DATOS DE INSTRUMENTACIÓN

Los datos usados en este trabajo son los registrados por la red NARS del proyecto ILIHA, que estuvo operativa en la Península desde marzo de 1988 a febrero de 1989. La red NARS estaba formada por 13 sismógrafos *broad-band* de tres componentes (Figura 2a), los sismógrafos *broad-band* registran simultáneamente el periodo corto (de 0,1 a 5 segundos) y el periodo largo (de 5 a 150 segundos) en forma digital. Los *broad-band* de ILIHA están compuestos por un sismógrafo Teledyne Geotech SL210 para la componente vertical y dos Teledyne Geotech SL220 para los componentes horizontales, un preamplificador con filtros electrónicos, un registrador digitalizador Kinemetrix PDR-2 y un receptor de la señal de tiempo. Los sismógrafos están ajustados a un periodo propio de 12 segundos y la salida de los sismógrafos se modifica electrónicamente mediante el filtro de preamplificación a un periodo propio de 100 s. Esta señal se digitaliza, aplicándose a continuación un filtro *antialiasing* antes de registrarse. El filtro *antialiasing* consiste en un filtro *butterworth* pasabajas de segundo orden con una frecuencia esquina de 1 Hz (Figura 3). La respuesta en amplitud de velocidades es aproximadamente plana entre 0,01 y 1 Hz (ref.<sup>21</sup>).

La respuesta del sistema en el dominio frecuencial puede expresarse como el producto de la respuesta de cada componente. Así, la función de transferencia en desplazamiento de la estación viene dada por

$$T(w) = \frac{-iAw^3}{(-w^2 - 2iww_s h_s + w_s^2)(-w^2 - 2iww_a h_a + w_a)} \quad (1)$$

donde  $w_s = 2\pi/100$  (rad/s) es frecuencia propia del sistema sismómetro-preamplificador,  $w_a = 2\pi$  (rad/s) frecuencia propia del filtro *antialiasing*,  $h_s = 1,0$  amortiguamiento del sistema sismómetro-preamplificador,  $h_a = 0,707$  amortiguamiento del filtro *antialiasing* y  $a = 1,2310^{10}$  (cuentas/ms).

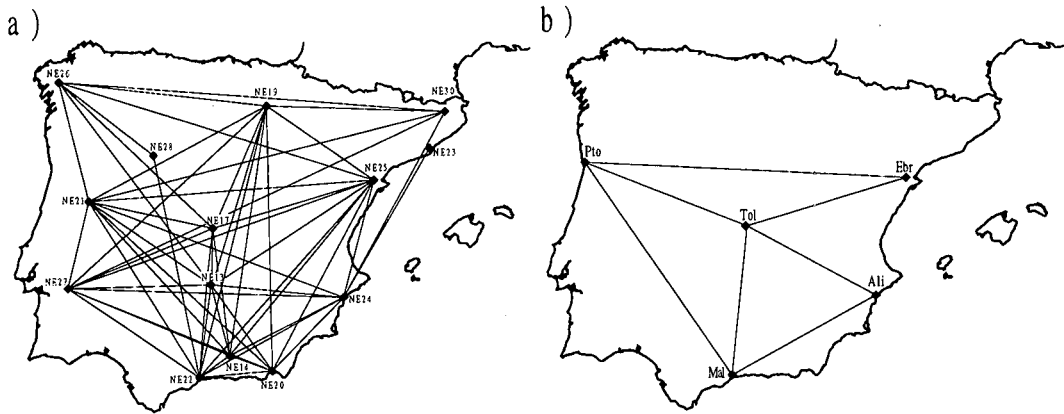


Figura 2. a) Localización de las estaciones NARS y trayectorias utilizadas en este estudio; b) Localización de las estaciones permanentes de periodo largo y trayectorias usadas en el estudio de Canas *et al.*<sup>13</sup> y Blay<sup>17</sup>

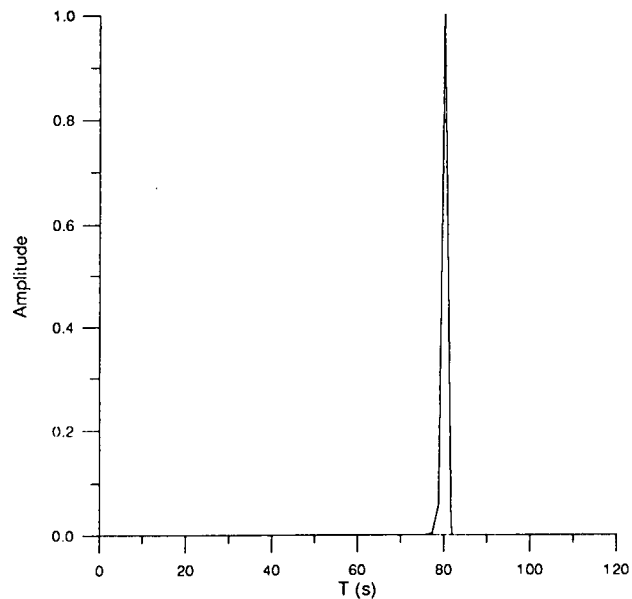


Figura 3. Amplitud espectral de filtro *butterworth* utilizado

La ecuación (1) puede escribirse en forma de los cuatro polos de un filtro recursivo como

$$D(w) = (w + w_1)(w + w_2)(w + w_3)(w + w_4) \quad (2)$$

donde  $w_1 = 4,444 + i4,444$  (rad/s),  $w_2 = -4,444 + i4,444$  (rad/s),  $w_3 = i0,063$  (rad/s) y  $w_4 = i0,063$  (rad/s).

En este trabajo sólo se han utilizado periodos comprendidos entre 10 y 120 segundos. El sismógrafo de la estación NE23 (en Fabra, a las afueras de Barcelona) se trasladó a la estación NE30 (en el Torn, 100 km al norte de Barcelona, aproximadamente) en mitad de la campaña (noviembre de 1988), por lo que el número de estaciones es de 14, aunque existieron sólo 13 sismógrafos.

Mediante las 14 localizaciones (Tabla I) es posible obtener 54 trayectorias entre estaciones en las que determinar posibles variaciones de la anelasticidad. Esta red, comparada con la red de observatorios fijos de periodo largo existentes en la Península Ibérica (Figura 2b), proporciona un aumento del cubrimiento muy importante, especialmente en el norte y oeste de la Península.

Localización	Estación	Latitud	Longitud	Elevación	Periodo de funcionamiento
Puertollano	NE13	38.685 N	4.091 O	700	5-83 1-89
Granada	NE14	37.190 N	3.595 O	774	5-83 1-89
Toledo	NE17	39.881 N	4.049 O	480	2-85 1-89
Logroño	NE19	42.458 N	2.503 O	445	1-88 1-89
Almería	NE20	36.853 N	2.460 O	65	3-88 1-89
Manteigas	NE21	40.403 N	7.537 O	815	3-88 1-89
Málaga	NE22	36.728 N	4.411 O	60	5-88 1-89
Fabra	NE23	41.416 N	2.125 E	420	5-88 11-88
Alicante	NE24	38.355 N	0.487 O	35	5-88 1-89
Ebro	NE25	40.821 N	0.493 E	51	5-88 1-89
Santiago	NE26	42.886 N	8.552 O	245	6-88 1-89
Évora	NE27	38.532 N	8.013 O	235	4-88 1-89
Zamora	NE28	41.414 N	5.755 O	720	9-88 1-89
El Torn	NE30	42.160 N	2.645 E	245	11-88 1-89

Tabla I. Estaciones NARS

Uno de los tópicos más importantes en los trabajos experimentales, especialmente en sismología cuando se trabaja con amplitudes, es la selección de los datos. Debido a que en nuestro caso trabajamos con la amplitud de la señal y con el método de las dos estaciones, la selección de los datos tiene que ser muy estricta. En la Tabla II se muestran los registros que se han considerado para el presente estudio. En la tabla también se muestra el pequeño número de eventos, con registro adecuado en muchos de los pares de estaciones, para realizar un promediado mínimamente fiable. Este es precisamente el motivo por el cual se realiza una regionalización *a priori*. Así, en la Tabla III se muestran las trayectorias pertenecientes a cada región y las trayectorias pertenecientes a los grupos de trayectorias que recorren más de una región. Estos grupos de trayectorias se han agrupado por el porcentaje de recorrido en cada región, es decir, las trayectorias que pertenecen a un mismo grupo recorren aproximadamente el mismo porcentaje de cada región. Esta regionalización se muestra esquemáticamente en la Figura 1b.

Evento	Fecha	Tiempo	M <sub>0</sub>	Prof.	Lat.	Lon.	Estaciones
1	06-03-88	22 35 38.1	6.8	106	56.953	-143.032	NE14, NE17
2	21-03-88	23 31 21.6	6.0	10	77.601	125.451	NE13, NE17
3	12-04-88	23 19 55.5	6.1	33	-17.192	-72.305	NE13, NE19, NE21, NE27
4	16-04-88	21 17 10.0	5.4	10	-10.242	27.697	NE13, NE20
5	06-05-88	14 46 17.0	5.7	87	11.493	-85.911	NE14, NE20
6	16-05-88	23 07 36.8	6.0	16	-13.941	166.335	NE13, NE19, NE22
7	18-05-88	05 17 42.5	5.4	26	38.418	20.479	NE20, NE22
8	20-05-88	14 58 43.5	5.8	10	8.116	-38.413	NE13, NE14, NE22, NE25
9	22-05-88	09 39 55.9	5.7	33	53.619	-163.267	NE13, NE22
10	30-05-88	21 11 11.3	6.5	86	-7.501	128.325	NE14, NE22
11	03-06-88	23 27 35.2	6.0	83	-45.003	167.599	NE13, NE20
12	05-06-88	18 22 48.3	6.0	110	-15.397	167.578	NE13, NE19, NE20, NE25
13	11-06-88	12 17 27.0	5.9	36	-14.994	-173.469	NE13, NE14, NE20
14	12-06-88	13 39 37.4	5.7	14	-10.747	165.171	NE14, NE20, NE24
15	18-06-88	18 42 03.3	5.3	59	13.603	-91.113	NE14, NE20, NE27
16	18-06-88	22 49 42.3	5.9	10	26.856	-110.996	NE13, NE14, NE20, NE21, NE27
17	21-06-88	06 26 16.6	5.9	25	24.878	-45.867	NE13, NE27
18	02-07-88	10 01 28.8	5.9	143	-14.278	167.180	NE21, NE24, NE25, NE27
19	03-07-88	11 43 12.6	5.9	15	-8.919	137.896	NE14, NE25
20	05-07-88	20 32 02.3	5.1	59	-6.127	148.801	NE14, NE22
21	06-07-88	15 54 19.1	5.9	30	41.744	144.199	NE21, NE23, NE24, NE27
22	08-07-88	23 31 11.1	—	16	36.213	-5.419	NE14, NE22
23	17-07-88	03 23 05.0	5.4	9	20.090	121.992	NE13, NE14, NE22, NE23
24	17-07-88	15 05 58.2	5.1	82	37.052	142.225	NE13, NE22
25	18-07-88	13 22 11.2	4.9	23	54.601	168.487	NE13, NE22
26	19-07-88	01 00 19.6	6.1	137	-19.576	-175.038	NE13, NE14, NE21, NE22
27	20-07-88	23 15 36.6	5.8	51	23.902	121.598	NE19, NE21, NE27
28	22-07-88	21 16 04.0	5.0	10	39.862	-29.589	NE13, NE14, NE20, NE21, NE24, NE25
29	23-07-88	14 25 36.7	5.9	19	-22.127	174.900	NE13, NE22
30	23-07-88	15 17 08.1	6.7	17	-6.526	152.779	NE13, NE14, NE20, NE22, NE24, NE25
31	27-07-88	21 55 09.6	5.9	172	-13.112	167.051	NE19, NE21, NE22
32	29-07-88	02 03 24.5	4.6	10	45.058	-13.451	NE14, NE19, NE21, NE22, NE25
33	06-08-88	00 36 24.6	6.8	91	25.149	95.127	NE17, NE25, NE27
34	06-08-88	09 03 21.9	6.1	195	36.461	71.043	NE17, NE25, NE27
35	08-08-88	19 59 31.8	5.7	10	63.673	2.397	NE14, NE17, NE22, NE24, NE27
36	10-08-88	04 38 26.1	6.1	34	-10.366	160.819	NE14, NE20, NE21, NE22, NE25, NE27
37	10-08-88	13 11 19.4	6.2	125	-14.880	167.293	NE13, NE14, NE19, NE22, NE25
38	11-08-88	03 05 40.5	5.4	10	49.224	-28.379	NE13, NE17, NE19, NE25, NE26
39	11-08-88	13 29 20.6	5.5	10	-18.062	65.418	NE13, NE17, NE21, NE25, NE26
40	11-08-88	16 00 07.5	5.3	32	29.971	51.575	NE17, NE21, NE25
41	11-08-88	16 04 45.6	5.7	33	29.974	51.679	
42	14-08-88	17 53 09.7	5.7	33	-27.260	-71.092	NE14, NE17, NE22, NE25, NE27
43	17-08-88	01 59 07.7	6.1	27	-7.698	107.150	
44	17-08-88	11 34 52.2	5.5	39	-27.001	-70.948	NE17, NE25, NE27
45	20-08-88	23 09 09.5	6.4	57	26.755	86.616	NE22, NE24
46	21-08-88	13 51 42.8	5.9	10	-42.913	-85.773	NE22, NE24
47	27-08-88	01 25 17.5	5.3	33	11.380	141.413	NE14, NE20, NE22, NE24, NE25
48	07-09-88	11 53 24.1	6.1	485	30.245	137.431	NE17, NE19
49	15-09-88	18 48 01.1	5.8	170	-1.442	-77.866	NE13, NE17, NE27
50	20-09-88	17 56 18.0	5.7	35	4.669	-77.423	NE13, NE17, NE21, NE25, NE27
51	22-09-88	07 24 57.6	4.9	10	26.531	-44.586	NE17, NE24
52	05-10-88	00 42 11.0	3.8	32	35.505	-3.858	NE14, NE17
53	10-10-88	18 20 25.0	6.5	28	-28.644	-177.553	NE21, NE22
54	16-10-88	06 15 29.3	5.1	10	37.525	-25.361	NE20, NE22
55	16-10-88	12 34 05.6	5.5	25	37.938	20.932	NE20, NE22
56	27-10-88	00 31 08.7	5.2	10	35.109	-35.199	NE24, NE27
57	30-10-88	10 12 58.4	5.4	12	36.443	2.759	NE14, NE17, NE20, NE21, NE22, NE24, NE26
58	01-11-88	22 31 09.3	5.9	33	-57.293	-25.135	NE14, NE19, NE20, NE24, NE25
59	03-11-88	14 47 10.7	5.6	69	13.881	-90.450	NE14, NE19, NE20, NE21, NE24, NE25, NE26, NE27, NE30
60	03-11-88	19 42 18.1	5.4	33	19.080	-67.256	NE21, NE24, NE27, NE30
61	05-11-88	02 14 30.3	5.9	8	34.354	91.880	NE19, NE21
62	06-11-88	13 03 19.3	6.1	18	22.789	99.611	NE14, NE24
63	17-11-88	06 55 46.0	6.0	19	12.399	124.537	NE14, NE22, NE24
64	18-11-88	19 38 54.6	5.8	61	-6.125	149.785	NE22, NE30
65	21-11-88	16 55 52.5	5.8	11	37.938	-26.142	NE14, NE20
66	06-12-88	19 42 31.5	5.3	10	-1.457	-15.244	
67	07-12-88	07 41 24.2	6.2	5	40.987	44.185	NE14, NE22, NE24
68	12-12-88	06 40 41.6	4.9	93	36.300	-4.512	NE13, NE22
69	13-12-88	04 01 38.9	5.7	10	71.134	-7.634	NE19, NE20
70	16-12-88	09 57 16.5	6.1	31	-29.790	-177.915	NE14, NE21, NE26
71	03-01-89	16 52 19.2	5.0	10	35.626	11.630	NE13, NE24
72	06-01-89	05 26 58.2	5.0	10	35.592	11.694	NE14, NE20
73	21-01-89	02 52 20.3	5.4	10	38.147	-26.243	NE14, NE19, NE20, NE21, NE22, NE30
74	22-01-89	22 20 17.9	6.0	25	41.806	144.282	NE13, NE19, NE21, NE22, NE27
75	12-02-89	12 02 19.0	4.4	10	36.391	2.648	NE14, NE20, NE27
76	13-02-89	14 51 24.6	5.2	10	57.449	-33.177	NE13, NE20
77	13-02-89	15 14 47.6	5.2	10	57.443	-33.251	NE13, NE20, NE21, NE22, NE26, NE28
78	22-02-89	10 25 45.2	5.7	33	56.152	-153.642	NE22, NE28

Tabla II. Terremotos preseleccionados y estaciones donde se registraron



Región	Trayectoria	Evento
Bética	NE14-NE20	5, 13, 16, 28, 30, 14, 36, 47, 58, 59, 65, 72
	NE14-NE22	8, 10, 30, 35, 36, 37, 42, 67
	NE14-NE24	14, 28, 30, 47, 59
	NE20-NE22	30, 55, 73, 77
	NE20-NE24	14, 28, 30, 47, 59
	NE22-NE24	30, 47
Este	NE23-NE24	21
	NE24-NE25	30, 35, 47, 58
	NE24-NE30	60
Herciniana	NE13-NE17	2, 38, 49
	NE13-NE21	39, 50, 74, 77
	NE13-NE26	39
	NE13-NE27	17, 50, 74
	NE17-NE21	39, 40, 50
	NE17-NE26	39
	NE17-NE27	42, 53
	NE21-NE26	39
	NE21-NE27	3, 16, 21, 27, 36, 50, 59, 60, 74, 77
	NE26-NE28	77
	NE19-NE25	32, 38, 59
Noreste	NE19-NE30	59, 73
	NE14-NE25	8, 30, 36, 42, 47
B6E4	NE20-NE25	30, 36, 47
	NE22-NE25	8, 30, 36, 42, 47
	NE13-NE14	8, 13, 16, 28, 37
B7H3	NE13-NE20	4, 11, 13, 16, 28, 30, 76
	NE13-NE22	8, 24, 25, 30, 37, 74
	NE13-NE24	28, 30
H5B2	NE14-NE19	37, 58
	NE19-NE22	31, 37, 74
H5B5	NE14-NE17	42
	NE14-NE27	15, 36, 42, 59
	NE17-NE22	35, 42
	NE20-NE27	15, 36, 59
H6N3	NE22-NE27	36, 42, 74
	NE17-NE19	3, 48
	NE21-NE25	28, 36, 39, 40, 50, 59
	NE25-NE26	38, 39, 59
H7B2	NE25-NE27	36, 42
	NE14-NE21	32, 36, 59
	NE20-NE21	36, 73
	NE21-NE22	36, 73, 74
H8N2	NE21-NE24	59, 60
	NE22-NE28	78
	NE24-NE27	59, 60
	NE13-NE19	37, 74
N5B4	NE19-NE21	3, 27, 61, 73, 74
	NE19-NE26	38
	NE19-NE27	3, 27, 74
N6H4	NE19-NE20	58, 69
	NE21-NE30	59, 60, 73
N7H2	NE26-NE30	59
	NE27-NE30	59, 60
	NE13-NE25	8, 30, 39
	NE17-NE25	39, 40, 42, 44, 50

B6E4 60 % Bética, 40 % Este; B7H3 70 % Bética, 30% Herciniana; H5B2 50 % Herciniana, 25 % Bética, 25 % Noreste; H5B5 50 % Herciniana, 50 % Bética; H6N3 60 % Herciniana, 35 % Noreste, 5 % Este; H7B2 70 % Herciniana, 25 % Bética; H8N2 80 % Herciniana, 20 % Noreste; N5B4 55 % Noreste, 45 % Bética; N6H4 60 % Noreste, 40 % Herciniana; N7H2 75 % Noreste, 25 % Herciniana

Tabla III. Regionalización

## PROCESADO DE DATOS Y METODOLOGÍA

El procesado de los datos viene determinado por el tipo de datos, la metodología y el objetivo del estudio. En este caso hemos utilizado principalmente registros de la componente vertical del periodo largo de la onda de Rayleigh de telesismos, aplicando a estos el método de las dos estaciones. En este caso el objetivo es calcular la fricción interna en diferentes partes de la litosfera en la Península Ibérica para investigar posibles cambios laterales.

En general, todas las ondas superficiales se propagan por la superficie de la Tierra o sus discontinuidades. Las ondas de Rayleigh son ondas superficiales cuya polaridad es vertical, frente a las ondas de Love que presentan una polaridad horizontal y menor grado de dispersión. En la aplicación al estudio terrestre, sus principales características consisten en presentar un máximo en la superficie libre y atenuarse con la profundidad. La atenuación con la profundidad es tanto menor cuanto mayor sea la longitud de onda o el periodo, por lo que, estudiando el comportamiento de estas a diferentes periodos, obtendremos información de las características geofísicas de los materiales con la profundidad.

Por otro lado, las ondas superficiales presentan dispersión. Este efecto conlleva la separación temporal de las diferentes frecuencias y modos de vibración. La separación en el tiempo de los diferentes modos y frecuencias permite el empleo de técnicas de filtrado y un análisis espectral relativamente simple.

En este trabajo se ha utilizado el método de las dos estaciones. Este método se basa en encontrar la diferencia de amplitudes en dos registros sísmicos para cada frecuencia. La causa de la diferencia de amplitud que nos interesa estudiar es la atenuación anelástica de los distintos materiales a lo largo del recorrido que separa ambas estaciones. Con la atenuación se pueden caracterizar las propiedades anelásticas en función de la profundidad.

Se ha usado el periodo entre 10 y 120 segundos debido a que este rango cubre perfectamente el intervalo de profundidades que se quiere estudiar. Además, en este rango de periodos las inhomogeneidades pequeñas (menores a la longitud de onda) no afectan a su propagación de la onda. Sin embargo, tienen la desventaja de no proporcionar información sobre detalles menores a la longitud de onda de trabajo.

Además, las ondas superficiales presentan una atenuación de la amplitud por expansión geométrica (aumento del frente de onda con la distancia) menor que las ondas internas. También es un factor importante que su trayectoria es perfectamente conocida, ya que al ser ondas superficiales estas no presentan reflexiones o refracciones anómalas en discontinuidades de segundo orden<sup>22</sup>, y que tienen un espectro frecuencial importante en las bajas frecuencias. Finalmente, al propagarse paralelas a la superficie, la distancia recorrida por el rayo está determinada con exactitud, por lo que también lo estará su expansión geométrica y las estructuras que atraviesa.

El hecho de poder calcular con exactitud la trayectoria del rayo permite conocer si un mismo rayo pasa por dos estaciones diferentes, pudiéndose estudiar la variación relativa de la amplitud o atenuación de la señal sísmica. Podemos descartar diferencias de amplitud debidas a asimetrías de la fuente o al tránsito del rayo por diferentes estructuras geológicas, si aseguramos que el mismo rayo ha pasado por las dos

estaciones. Esta diferencia tampoco será causada por efectos instrumentales si se utilizan dos instrumentos con la misma respuesta o se conocen perfectamente la respuesta de los instrumentos.

En general, la amplitud espectral en un punto de la superficie situado a una distancia  $r$  del foco sísmico es función de la amplitud espectral en el foco ( $S$ ), la asimetría del foco ( $B$ ) que incluye el tensor de momento sísmico y el momento sísmico escalar, la expansión geométrica ( $G$ ), la atenuación anelástica ( $L$ ) y la respuesta instrumental ( $I$ )

$$A(w, r) = S(w)B(\theta)G(r)L(w, r)I(w) \quad (3)$$

siendo  $r$  la distancia epicentral,  $w$  la pulsación de la onda,  $\theta$  el azimut de la estación referido al meridiano que pasa por el foco sísmico. Para ondas de Rayleigh la atenuación anelástica es  $L(w, r) = e^{-\gamma(w)r}$ , donde  $\gamma$  es el coeficiente de atenuación anelástica, la expansión geométrica es  $G(r) = (\sin \Delta)^{-1/2}$ , donde  $\Delta$  es la distancia epicentral en grados. De esta forma y agrupando los términos del foco  $A_0(w, \theta) = S(w)B(\theta)$ , la ecuación (3) puede escribirse como

$$A(w, r) = A_0(w\theta)(\sin \Delta)^{-1/2}e^{-\gamma(w)r}I(w) \quad (4)$$

Dado que el método de las dos estaciones compara la amplitud espectral en dos puntos de la Tierra (1) y (2)

$$\frac{A_1(w, r_1)}{A_2(w, r_2)} = \frac{A_{01}(w, \theta_1)(\sin \Delta_2)^{1/2}}{A_{02}(w, \theta_2)(\sin \Delta_1)^{1/2}}e^{-\gamma_1(w)r_1 + \gamma_2(w)r_2} \frac{I_1(w)}{I_2(w)} \quad (5)$$

suponiendo que las dos estaciones y el epicentro se encuentran en el mismo círculo máximo  $A_{01}(w\theta_1) = A_{02}(w\theta_2)$ .

Si además la estación 1 es la más cercana al epicentro, el trayecto hasta la estación 1 es común, y por lo tanto también lo es la atenuación anelástica. Así, la atenuación anelástica en la estación 2 es

$$e^{\gamma_2(w)r_2} = e^{\gamma_1(w)r_1 + \gamma(w)(r_2 - r_1)} \quad (6)$$

donde  $\gamma$  es el coeficiente de atenuación anelástica entre las estaciones 2 y 1.

Por tanto obtenemos

$$\gamma(w) = \frac{\ln \frac{A_1(wr_1)(\sin \Delta_1)^{1/2}I_2(w)}{A_2(wr_2)(\sin \Delta_2)^{1/2}I_1(w)}}{r_2 - r_1} \quad (7)$$

En la ecuación (5) se observa que es importante que las dos estaciones y el epicentro estén en el mismo círculo, ya que la radiación en el foco varía fuertemente con el azimut. Es norma considerar que las dos estaciones están aproximadamente en el mismo círculo máximo, cuando la diferencia de *backazimuths* es menor que  $4^\circ$  ó  $5^\circ$  (ref.<sup>23,24</sup>). Además, con estaciones relativamente cercanas entre sí, para poder considerar que los rayos han seguido el mismo trayecto, utilizaremos solamente aquellos pares de estaciones cuya diferencia de recorridos no supere el 10 % de la distancia real entre ambas. Ello se debe

a que los dos *backazimuths* pueden ser parecidos si la separación entre las estaciones es pequeña frente a la distancia epicentral y no por pertenecer a un mismo círculo máximo. Si esto no se cumple, la radiación de la fuente será igual ( $A_{01} = A_{02}$ ), pero la atenuación calculada no será la atenuación entre las estaciones, sino entre las diferencias de trayectorias.

También se puede deducir la separación mínima entre estaciones para que sea detectable un cambio de amplitud por atenuación anelástica, en función del valor del coeficiente de atenuación y de la calidad en amplitud del instrumento.

Por ejemplo, para atenuaciones anelásticas altas ( $\gamma = 5 \cdot 10^{-3} \text{ km}^{-1}$ ) y error instrumental del 10 % la atenuación anelástica es superior al error instrumental para estaciones separadas más de 20 km. Para atenuaciones pequeñas ( $\gamma = 5 \cdot 10^{-4} \text{ km}^{-1}$ ) la atenuación es superior al error para separaciones de estaciones superiores a 190 km.

En el rango de distancias escogido, emplear este método queda justificado al utilizarse un tratamiento estadístico y por el hecho de que en las únicas estaciones que, por su cercanía, podrían verse afectadas, están en la zona de las béticas, donde se espera una alta atenuación anelástica<sup>16,17</sup>.

Será factible promediar todos los valores de  $\gamma$  calculados para la región, aumentando así la fiabilidad de los resultados, si suponemos que en una región determinada los coeficientes de atenuación anelástica en las diferentes trayectorias son iguales para todos los periodos.

Uno de los parámetros necesarios para calcular la atenuación anelástica (7) es la amplitud espectral del modo de vibración estudiado, en nuestro caso el modo fundamental. Para calcularla se ha utilizado la técnica del filtro pasabanda estrecho, siendo el mejor filtro para esta aplicación el de tipo gaussiano<sup>25</sup>.

El método consiste en aplicar un filtro pasabanda estrecho de tipo gaussiano al espectro de respuesta de la señal; la banda del filtro se centra en la frecuencia que se desea estudiar ( $w_0$ ). La antitransformada de Fourier de la repuesta filtrada es la señal temporal de esa frecuencia y los máximos corresponderán a las llegadas de los diferentes modos de vibración, escogiéndose entre ellos el modo fundamental. Iterando el proceso para cada una de las frecuencias de estudio, obtendremos las amplitudes espectrales de los modos fundamentales en cada frecuencia.

El filtro gaussiano aplicado es

$$H(w) = \begin{cases} 0 & \text{si } w < 0,75 w_0 \\ \exp\left\{-50,27 \left(\frac{w-w_0}{w_0}\right)^2\right\} & \text{si } 0,75 w_0 < w \leq 1,25 w_0 \\ 0 & \text{si } w > 1,25 w_0 \end{cases} \quad (8)$$

donde el término 50,27 está calculado para que el filtro tenga un decaimiento suficiente para cortar suavemente en las frecuencias dadas<sup>26</sup>.

Por cuestiones de normalización hay que multiplicar la antitransformada de la señal filtrada por  $\frac{4}{w_0}$ , con lo que se recuperan las unidades de amplitud espectral.

Conocidos los coeficientes de atenuación anelástica promediados y sus desviaciones típicas para cada periodo, podemos invertir los datos, es decir, hallar la atenuación anelástica de cada capa a partir de los citados coeficientes, considerando discretizado verticalmente el medio de propagación.

Para ello supondremos que a lo largo de toda la trayectoria la atenuación anelástica es constante en todas las capas, no variando ninguna característica de la capa que invierte en la inversión, como velocidad de la onda compresional ( $\alpha$ ), velocidad de la onda de cizalla ( $\beta$ ), densidad ( $\rho$ ) o grosor ( $h$ ). Si variasen, obtendríamos un promedio de todo el recorrido ponderado por la distancia atravesada en cada subregión.

Suponiendo que la pérdida de energía bajo esfuerzos compresivos puros es pequeña<sup>22</sup>

$$\gamma_R = \frac{\pi}{c_R^2 T} \sum_{l=1}^n \left( \frac{1}{2} \alpha_l \frac{\partial c_R}{\partial \alpha_l} + \beta_l \frac{\partial c_R}{\partial \beta_l} \right) Q_{\beta l}^{-1} \quad (9)$$

siendo  $c_R$  la velocidad de fase,  $\alpha_l$  y  $\beta_l$  las velocidades intrínsecas de cizalla y compresional, respectivamente, de la capa  $l$  del modelo y  $T$  el periodo de la onda.

La fórmula (9) se puede escribir en forma matricial

$$\gamma_R^{(i)} = \sum_{l=1}^n A(i, l)_{\beta}^{-1}(l) \quad (10)$$

donde el índice  $i$  hace referencia al periodo ( $i = 1, 2, \dots, m$ ),  $l$  a la capa y

$$\mathbf{A}(i, l) = \frac{\pi}{c_R^2 T(i)} \left( \frac{1}{2} \alpha(l) \frac{\partial c_R}{\partial \alpha(l)} + \beta(l) \frac{\partial c_R}{\partial \beta(l)} \right) \quad (11)$$

Dado que la matriz  $\mathbf{A}$  no es cuadrada ( $m \neq n$ , donde  $m$  es el número de filas y  $n$  el de columnas), no se pueden utilizar las técnicas habituales de inversión para matrices cuadradas.

Para tener en cuenta los errores cometidos al utilizar datos experimentales, podemos transformar la expresión (10) en  $\gamma_R = \mathbf{A}Q_{\beta}^{-1} + \epsilon$ , donde  $\gamma_R$  es el vector de observaciones (cuya dimensión es  $m$ ),  $Q_{\beta}^{-1}$  es el vector de parámetros (dimensión  $n$ ),  $\mathbf{A}$  es la matriz que relaciona observaciones con parámetros (dimensión  $m \times n$ ) y  $\epsilon$  la matriz de los errores cometidos al calcular  $\gamma_R$ .

La inversión estocástica<sup>27,28,29</sup>, que es la escogida, añade al sistema de ecuaciones (10) una perturbación de forma que  $0 = g\mathbf{F} + \epsilon_g$ , donde  $g$  es un escalar,  $\mathbf{F}$  una matriz invertible y  $\epsilon_g$  un vector. De esta manera, se obtiene el sistema

$$\begin{bmatrix} \gamma_R \\ 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mathbf{A} & 0 \\ 0 & g\mathbf{F} \end{bmatrix} Q_{\beta}^{-1} + \begin{bmatrix} \epsilon \\ \epsilon_g \end{bmatrix} \quad (12a)$$

Llamando  $w = \mathbf{F}^{-1}(\mathbf{F}^{-1})^t$  y tras algunas operaciones, la solución del sistema (12a) es

$$Q_{\beta}^{-1} = w\mathbf{A}^t[\mathbf{A}w\mathbf{A}^t + g^2I]^{-1}\gamma_R \quad (12b)$$

donde  $w_{ij} = d_i^{-1}\delta_{ij}$  (matriz de covarianza de los parámetros), siendo  $d_i$  el grosor de la capa  $i$ -ésima y  $g^2I_{ij} = G^{-1}\sigma_{ij}^2\delta_{ij}$  donde  $\delta_{ij}$  es la desviación estándar de los coeficientes de atenuación anelástica y  $G$  el parámetro de perturbación del modelo<sup>30</sup>.

Definiendo

$$\hat{\mathbf{A}} = \begin{bmatrix} \mathbf{A}\mathbf{F}^{-1} \\ gI \end{bmatrix}$$

la matriz de resolución<sup>31</sup> es

$$\mathbf{R} = \sum_i \left[ \frac{\lambda_j^2}{\lambda_j^2 + G^2} \right] v_j v_j^t \quad (13)$$

donde  $\lambda_j$  son los valores propios de  $\hat{\mathbf{A}}$  y  $v_j$  los vectores propios de  $\hat{\mathbf{A}}$ .

Las filas de la matriz de resolución reciben el nombre de *kernels* (o *kernels* de resolución) y nos indicarán el grado de influencia que la solución de un determinado parámetro ejerce en otro.

La matriz  $\mathbf{A}$  de (11) también depende de  $c_R$ ,  $\alpha_l$  y  $\beta_l$ . Los valores de  $\alpha_l$  y de  $\beta_l$  son datos necesarios, que se obtuvieron de Badal *et al.*<sup>32</sup> para el rango de profundidades comprendido entre 24 y 200 km y de Payo<sup>33</sup> para profundidades menores y el modelo de densidad en todo el rango. Así sólo falta calcular los valores de  $c_R$  y de sus derivadas a partir de los valores de la velocidad intrínseca y la densidad de cada capa.

La velocidad de fase de las ondas de Rayleigh se calcula mediante el método matricial. Partiendo de la ecuación del movimiento

$$(\lambda + \mu)\text{grad}(\text{div } \vec{u}) + \mu\nabla^2\vec{u} = \rho\ddot{\vec{u}} \quad (14)$$

donde  $\vec{u}$  es el campo vectorial de desplazamientos,  $\mu$  es el módulo de rigidez y  $\lambda$  el de compresibilidad.

Derivando  $\vec{u}$  de dos potenciales, uno escalar ( $\theta$ ) y otro vector ( $\vec{W}$ ), de forma que  $\text{div } \vec{u} = \theta$  y  $\text{rot } \vec{u} = \vec{W}$ , obtenemos dos ecuaciones, una para las ondas longitudinales

$$\alpha^2\nabla^2\theta = \ddot{\theta} \quad (15)$$

y otra para las ondas de cizalla

$$\beta^2\nabla^2W = \ddot{W} \quad (16)$$

o conjuntamente

$$-\frac{\alpha^2}{\omega^2}\nabla^2\theta - \frac{\beta^2}{\omega^2}\nabla^2W = \vec{u} \quad (17)$$

que nos relaciona los desplazamientos en función de los dos potenciales.

Además, imponiendo que para estas frecuencias el medio se comporte como sólido elástico

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl}e_{kl} \quad \text{donde} \quad C_{ijkl} = \lambda\delta_{ij}\delta_{kl} + \mu(\delta_{ik}\delta_{jl} + \delta_{il}\delta_{kj})$$

siendo  $\sigma$  el tensor de esfuerzos,  $e$  el tensor de deformaciones y  $\delta$  el tensor de Kronecker. Por definición de deformación infinitesimal



En el caso particular de cambio de medio ( $x_3 = 0$ )

$$\mathbf{X}_{m-1}(z_{m-1}) = \mathbf{E}_m \mathbf{Y}_m(z_{m-1}) \tag{21}$$

donde  $z_{m-1}$  hace referencia a la interfase superior de la capa  $m$ ,  $\mathbf{X}_{m-1}$  a la matriz  $\mathbf{X}$  en la capa  $m - 1$  y  $\mathbf{Y}_m$  a la matriz  $\mathbf{Y}$  en la capa  $m$

$$\mathbf{E}_m = \begin{pmatrix} -\left(\frac{\alpha_m}{c}\right)^2 & 0 & -\eta_m r \beta_m & 0 \\ 0 & -\left(\frac{\alpha_m}{c}\right)^2 r \alpha_m & 0 & \eta_m \\ -\rho_m \alpha_m^2 (\eta_{m-1}) & 0 & -\rho_m c^2 \eta_m r \beta_m & 0 \\ 0 & \rho_m \alpha_m^2 \eta_m r \alpha_m & 0 & -\rho_m c^2 \eta_m (\eta_{m-1}) \end{pmatrix}$$

Para el caso de que la distancia de separación entre las capas sea  $z = d_m$

$$\mathbf{X}_m(z_m) = \mathbf{D}_m \mathbf{Y}_m(z_{m-1}) \tag{22}$$

Entonces  $\mathbf{X}_m(z_m) = a_m \mathbf{X}_{m-1}(z_{m-1})$  siendo  $a_m = \mathbf{D}_m \mathbf{E}_m^{-1}$

$$\mathbf{X}_{m-1} = a_{m-1} a_{m-2} \dots a_1 \mathbf{X}_0 \tag{23}$$

y conjuntamente con (21) se obtiene

$$\mathbf{Y}_n = \mathbf{J} \mathbf{X}_0 \quad \text{donde} \quad \mathbf{J} = \mathbf{E}_n^{-1} a_{n-1} a_{n-2} \dots a_1 \tag{24}$$

Como no hay fuente en el infinito  $\theta''_n = W''_n = 0$  y los esfuerzos se anulan en la superficie libre  $\sigma_{33}(z = 0) = \sigma_{13}(z = 0) = 0$ , obtenemos

$$\begin{aligned} \theta'_n &= \mathbf{J}_{11} \frac{\dot{u}_{1,0}}{c} + \mathbf{J}_{12} \frac{\dot{u}_{3,0}}{c} \\ \theta'_n &= \mathbf{J}_{21} \frac{\dot{u}_{1,0}}{c} + \mathbf{J}_{22} \frac{\dot{u}_{3,0}}{c} \\ W'_n &= \mathbf{J}_{31} \frac{\dot{u}_{1,0}}{c} + \mathbf{J}_{32} \frac{\dot{u}_{3,0}}{c} \\ W'_n &= \mathbf{J}_{41} \frac{\dot{u}_{1,0}}{c} + \mathbf{J}_{42} \frac{\dot{u}_{3,0}}{c} \end{aligned} \tag{25}$$

igualando términos de las cuatro expresiones

$$\frac{\dot{u}_{1,0}}{\dot{u}_{3,0}} = \frac{\mathbf{J}_{22} - \mathbf{J}_{12}}{\mathbf{J}_{11} - \mathbf{J}_{21}} = \frac{\mathbf{J}_{42} - \mathbf{J}_{22}}{\mathbf{J}_{31} - \mathbf{J}_{41}} \tag{26}$$

que es la ecuación de dispersión de las ondas Rayleigh a resolver, para cada estructura de Tierra concreta, de donde se obtiene para cada modo de vibración y cada frecuencia la velocidad de fase que la verifica.

Para calcular las derivadas de la velocidad de fase respecto a  $\alpha$  y  $\beta$  se parte de la ecuación del lagrangiano ( $L$ )

$$L = T - V \tag{27}$$



donde  $T$  es la energía cinética y  $V$  la energía de deformación. Considerando  $t = \frac{1}{2}\rho\dot{u}_i\dot{u}_i$  y  $v = \frac{1}{2}\sigma_{ij}e_{ij}$ , siendo  $t$  la densidad de energía cinética instantánea y  $v$  la densidad de energía de deformación instantánea.

Escribiendo ambos factores en función de los desplazamientos y teniendo en cuenta que  $u_1 = r_1 \exp \{i(kx - wt)\}$  y  $u_3 = ir_2 \exp \{i(kx - wt)\}$  (la  $i$  en las fórmulas de los desplazamientos muestra el carácter elíptico retrógrado de las ondas de Rayleigh), se obtiene

$$t = -\frac{1}{2}w^2\rho(r_1^2 + r_2^2)e^{i(kx-wt)} \quad (28)$$

siendo  $r_1$  y  $r_2$  las funciones propias de desplazamiento

$$v = \left[ \frac{1}{2}\lambda \left( \frac{\partial u_i}{\partial x_i} \right)^2 + \frac{1}{4}\mu \left( \frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right)^2 \right] e^{i(kx-wt)} = \left\{ -\frac{1}{2}k^2[(\lambda + 2\mu)r_1^2 + \mu r_2^2] + \right. \\ \left. + k \left[ \mu r_2 \frac{\partial r_1}{\partial z} - \lambda r_1 \frac{\partial r_2}{\partial z} \right] - \frac{1}{2} \left[ (\lambda + 2\mu) \left( \frac{\partial r_2}{\partial z} \right)^2 + \mu \left( \frac{\partial r_1}{\partial z} \right)^2 \right] \right\} e^{i(kx-wt)} \quad (29)$$

Combinando (27), (28) y (29) e integrando para un periodo y para todas las capas del modelo de Tierra

$$L = -\frac{1}{2}w^2 I_0 + \frac{1}{2}k^2 I_1 + k I_2 + \frac{1}{2} I_3 \quad (30)$$

donde las integrales de energía son

$$I_0 = \int_0^\infty \rho(r_1^2 + r_2^2) dz \\ I_1 = \int_0^\infty [(\lambda + 2\mu)(r_1^2 + \mu r_2^2)] dz \\ I_2 = \int_0^\infty \left[ \lambda r_1 \frac{dr_2}{dz} - \mu r_2 \frac{dr_1}{dz} \right] dz \\ I_3 = \int_0^\infty \left[ (\lambda + 2\mu) \left( \frac{dr_2}{dz} \right)^2 + \mu \left( \frac{dr_1}{dz} \right)^2 \right] dz$$

Si, como en nuestro caso, consideramos que no existe ningún generador de vibraciones (foco), entonces  $L = 0$ , es decir

$$w^2 I_0 = k^2 I_1 + 2k I_2 + I_3 \quad (31)$$

A partir de (26) podemos encontrar  $u_1$  y  $u_2$ , y por tanto las funciones propias  $r_1$  y  $r_2$  para el cálculo de las integrales de energía. Con la ecuación (31) se puede calcular la bondad en la estimación de las funciones propias, ya que el lagrangiano ha de ser igual a cero.

Por métodos variacionales se llega a calcular la velocidad del grupo ( $u_R$ ) y las derivadas parciales de la velocidad de fase respecto a las velocidades intrínsecas de cizalla y compresional. Si perturbamos  $w$  y  $k$  en la ecuación (31), obtenemos

$$2wI_0\delta w = 2kI_1\delta k + 2I_2\delta k$$

por lo que

$$u_R = \frac{dw}{dk} = \frac{kI_1 + I_2}{wI_0} \quad (32)$$

Si ahora perturbamos  $\lambda_m$ ,  $\mu_m$  y  $\rho_m$  en la ecuación (31), obtendremos

$$w^2\delta I_0 - 2kI_1\delta k - k^2\delta I_1 - 2I_2\delta k - 2k\delta I_2 - \delta I_3 = 0$$

Agrupando términos y sustituyendo las integrales de energía

$$\begin{aligned} 2(kI_1 + I_2)\delta k = & \int_{z_m-d_m}^{z_m} w^2(r_1^2 + r_2^2)\delta\rho dz - \int_{z_m-d_m}^{z_m} \left(kr_1 + \frac{dr_2}{dz}\right)^2 \delta(\lambda + 2\mu) dz - \\ & - \int_{z_m-d_m}^{z_m} \left[ \left(kr_2 + \frac{dr_1}{dz}\right)^2 - 4kr_1 \frac{dr_2}{dz} \right] \delta\mu dz \end{aligned}$$

Utilizando  $\lambda + 2\mu = \alpha^2\rho$ ,  $\mu = \beta^2\rho$ ,  $kc = w$  y la (32)

$$\begin{aligned} 2u_R I_0 \delta c = & \int_{z_m-d_m}^{z_m} \\ & \left[ -c^2\rho(r_1^2 + r_2^2) dz + \left(r_1 + \frac{1}{k} \frac{dr_2}{dz}\right)^2 \alpha^2 + \left(r_2 + \frac{1}{k} \frac{dr_1}{dz}\right)^2 \beta^2 - 4\beta^2 \frac{r_1}{k} \frac{dr_2}{dz} \right] \delta\rho dz + \\ & + \int_{z_m-d_m}^{z_m} \left(r_1 + \frac{1}{k} \frac{dr_2}{dz}\right)^2 2\alpha\rho\delta\alpha dz + \int_{z_m-d_m}^{z_m} \left[ \left(r_2 + \frac{1}{k} \frac{dr_1}{dz}\right)^2 - 4\frac{r_1}{k} \frac{dr_2}{dz} \right] 2\beta\rho\delta\beta dz \end{aligned}$$

como

$$\delta c = \left(\frac{\partial c}{\partial\alpha}\right)_{\beta,\rho} \delta\alpha + \left(\frac{\partial c}{\partial\beta}\right)_{\alpha,\rho} \delta\beta + \left(\frac{\partial c}{\partial\rho}\right)_{\beta,\alpha} \delta\rho$$

Entonces se obtiene

$$\left(\frac{\partial c}{\partial\alpha_m}\right)_\beta = \frac{\alpha_m\rho_m}{uI_0} \int_{z=z_m-d_m}^{z_m} \left(r_1 + \frac{1}{k} \frac{dr_2}{dz}\right)^2 dz \quad (33)$$

$$\left(\frac{\partial c}{\partial\beta_m}\right)_\alpha = \frac{\beta_m\rho_m}{uI_0} \int_{z=z_m-d_m}^{z_m} \left[ \left(r_2 + \frac{1}{k} \frac{dr_1}{dz}\right)^2 - \frac{4}{k} r_1 \frac{dr_2}{dz} \right] dz \quad (34)$$

## RESULTADOS

En primer lugar cabe destacar que las curvas de los coeficientes de atenuación anelástica presentan la forma usual (Figuras 4 y 5). Los coeficientes de atenuación anelásticos son mayores cuanto menor es el periodo y en muchos de ellos existe un máximo relativo entorno a los 30 segundos<sup>34,30,23,35,17,36,37</sup>. Estos máximos son debidos a una zona de alta atenuación a la profundidad correspondiente a dicho periodo.

Los coeficientes de atenuación mayores se encuentran en el sureste (Región Bética) y este de la Península Ibérica (Figura 4a,c). Los coeficientes obtenidos varían entre los  $2,5 \times 10^{-3} \text{ km}^{-1}$  a 10 segundos hasta los  $0,6 \times 10^{-3} \text{ km}^{-1}$  a 120 segundos en la Región Bética y entre los  $2,8 \times 10^{-3} \text{ km}^{-1}$  a 10 segundos hasta los  $0,4 \times 10^{-3} \text{ km}^{-1}$  a 120 segundos en la Región Este. Los coeficientes de atenuación de la Región Herciniana y Noreste son parecidos hasta los 30 segundos de periodo y la primera región es menos atenuante para los superiores (Figura 4e y 4g, respectivamente). Hay que recordar que las dos trayectorias pertenecientes a la Región Noreste no recorren la parte alpina de este territorio que fue sometida a compresión durante el plegamiento alpino. Comparando los coeficientes de atenuación de los grupos de trayectorias interregionales con los de las regiones, se puede observar que muy probablemente la zona norte y oeste de la Región Bética (Figura 5a,c,e,g,k,o) y la zona oeste de la Región Este (Figura 5a) son menos atenuantes que el promedio de la propia región.

Al igual que los coeficientes de atenuación, los mayores valores de fricción interna corresponden a la Región Bética ( $145 \times 10^{-3}$ ) y la Región Este ( $123 \times 10^{-3}$ ). Los máximos para las Regiones Herciniana ( $44 \times 10^{-3}$ ) y Noreste ( $105 \times 10^{-3}$ ) son claramente menores. En las regiones todos los máximos de fricción interna se encuentran a una profundidad de 95 km aproximadamente. Este máximo se encuentra en la parte superior de la zona de bajas velocidades de la astenosfera. De forma análoga a los coeficientes de atenuación, también en los modelos de fricción interna, las partes norte y oeste de la Región Bética y la zona oeste de la Región Este parecen presentar valores mucho menores que sus propias regiones.

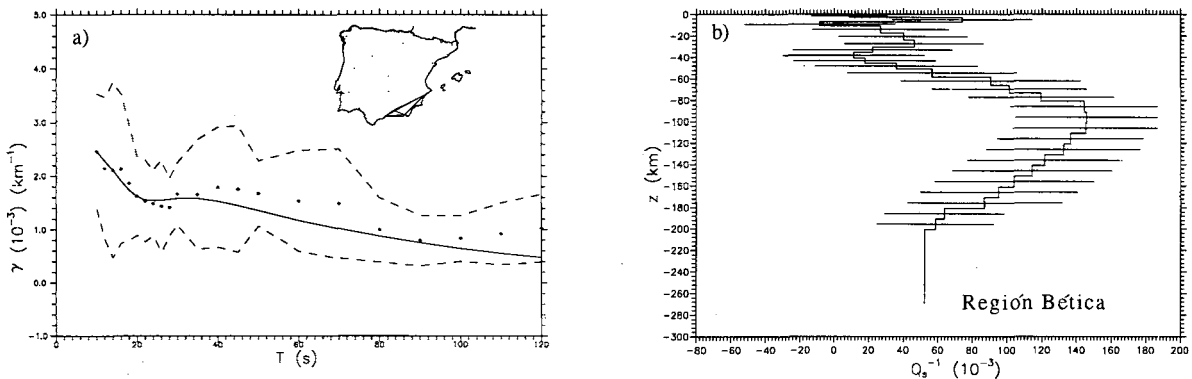


Figura 4.

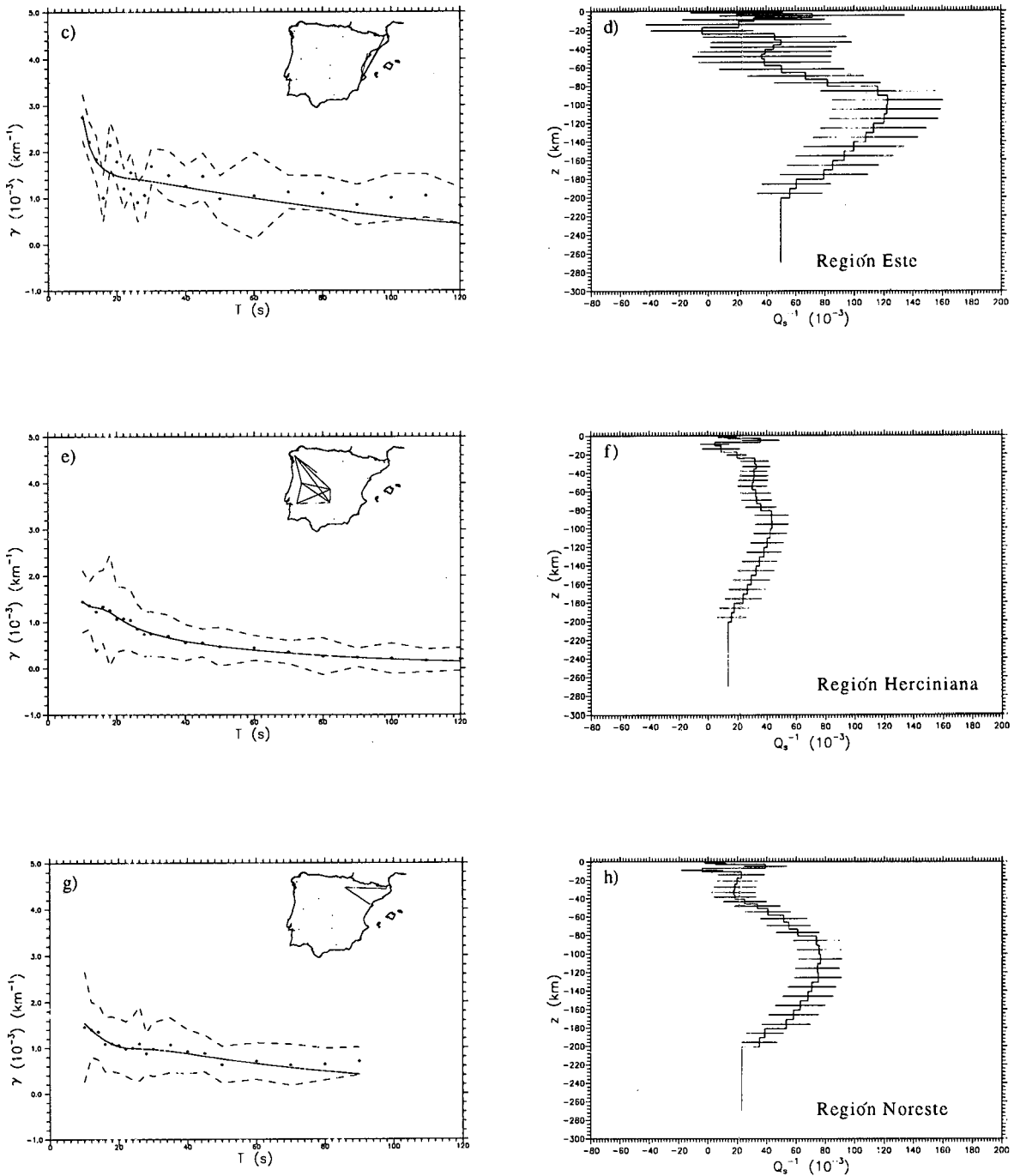


Figura 4. En la parte superior, coeficientes de atenuación observados (puntos) y teóricos (línea) predichos por el modelo de fricción anelástico (parte inferior) obtenido mediante inversión. En todos los casos, las líneas punteadas indican desviación estándar y las barras horizontales indican la incertidumbre del modelo: a) y b) Región Bética, c) y d) Región Este, e) y f) Región Herciniana, g) y h) Región Noreste

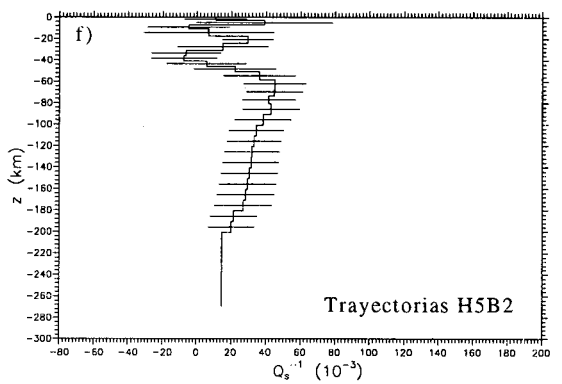
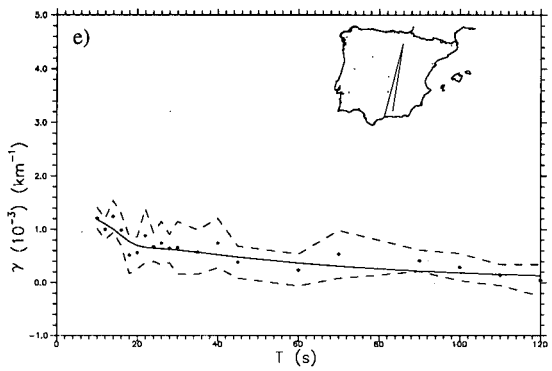
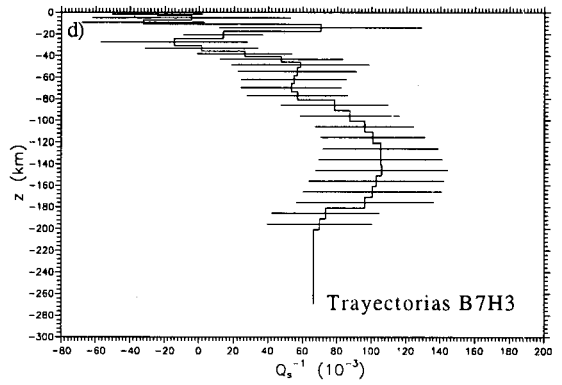
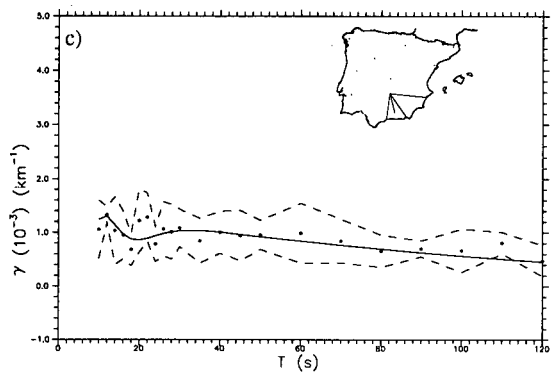
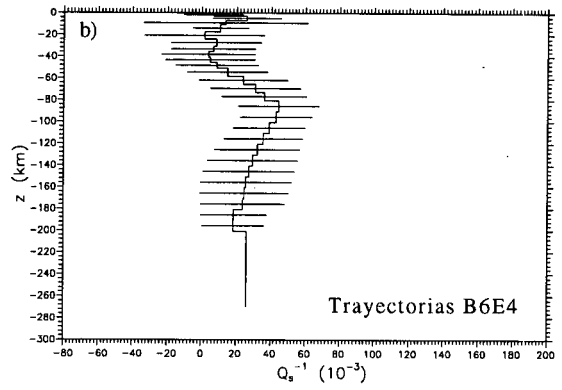
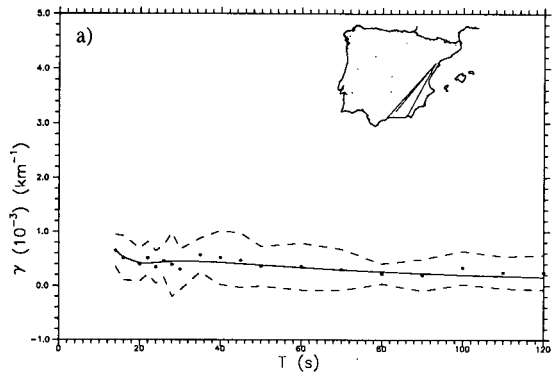


Figura 5.

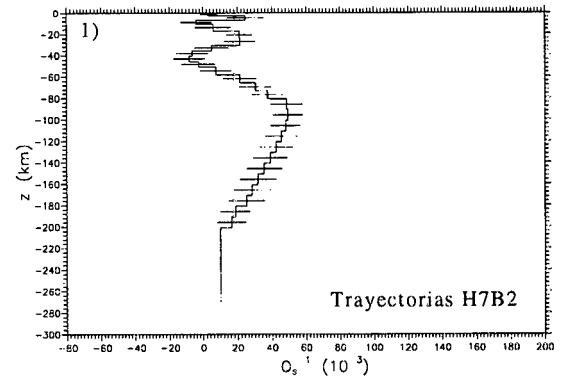
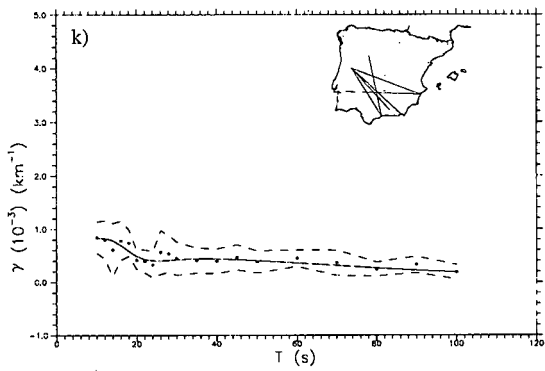
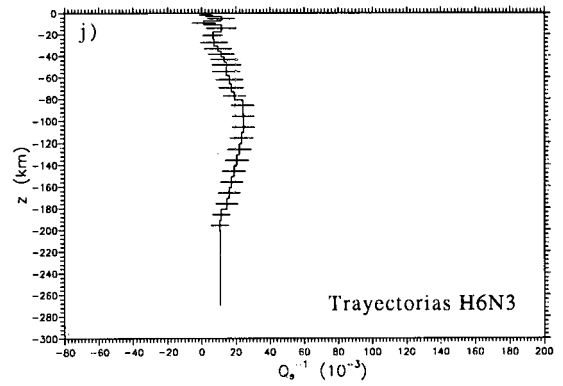
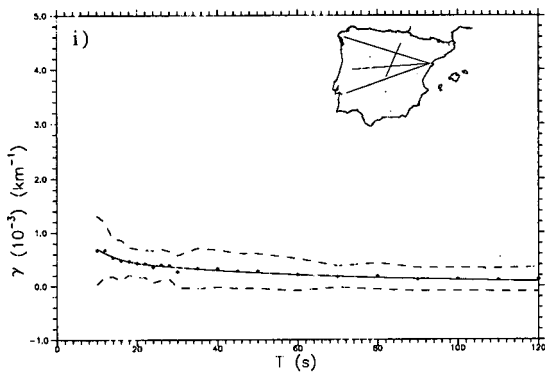
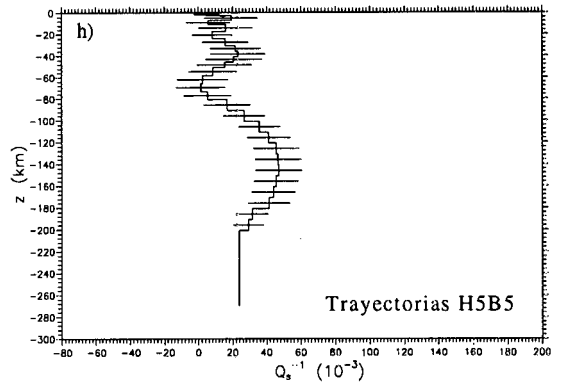
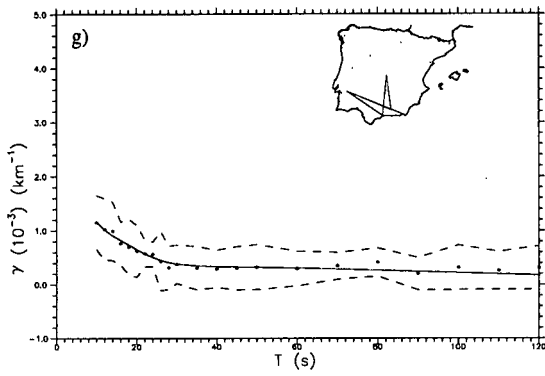


Figura 5. Continuación

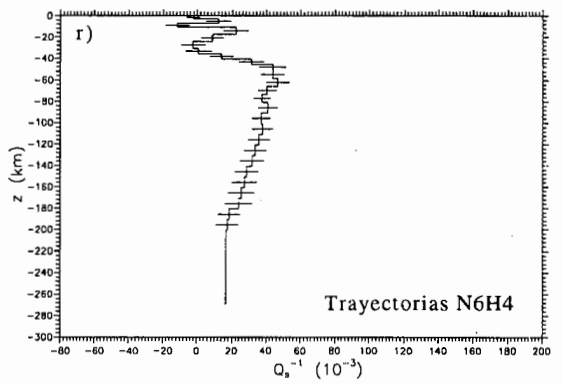
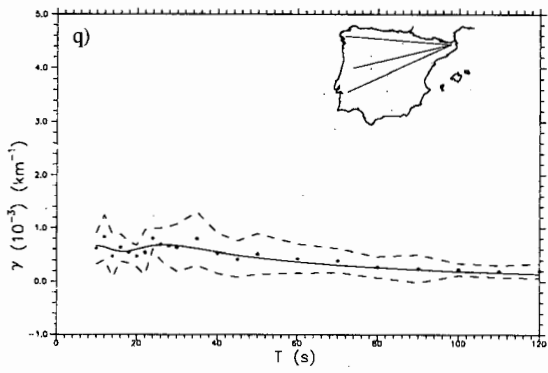
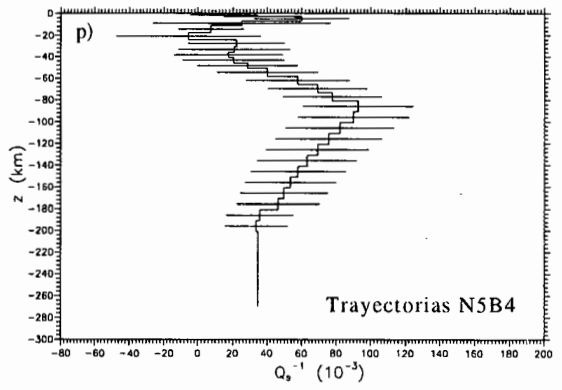
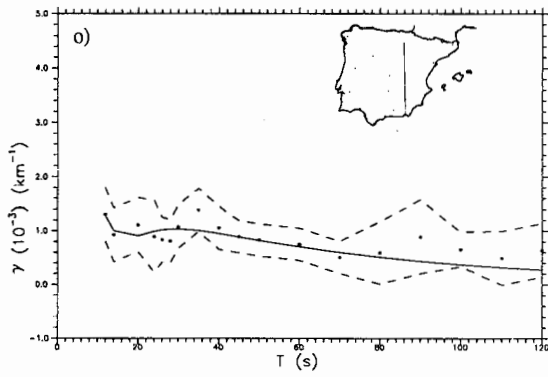
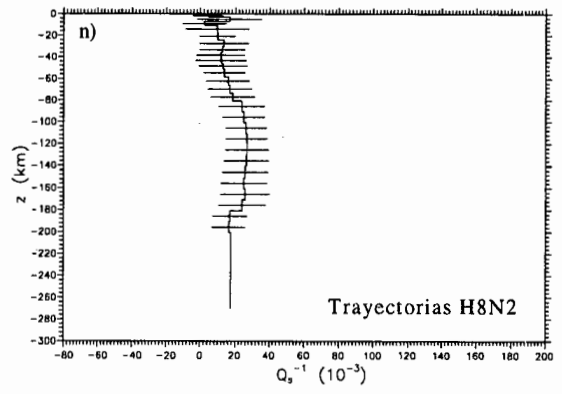
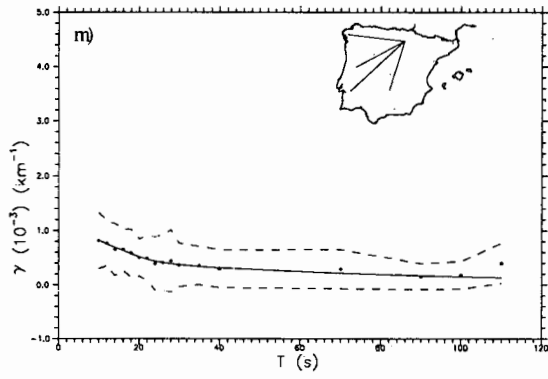


Figura 5. Continuación

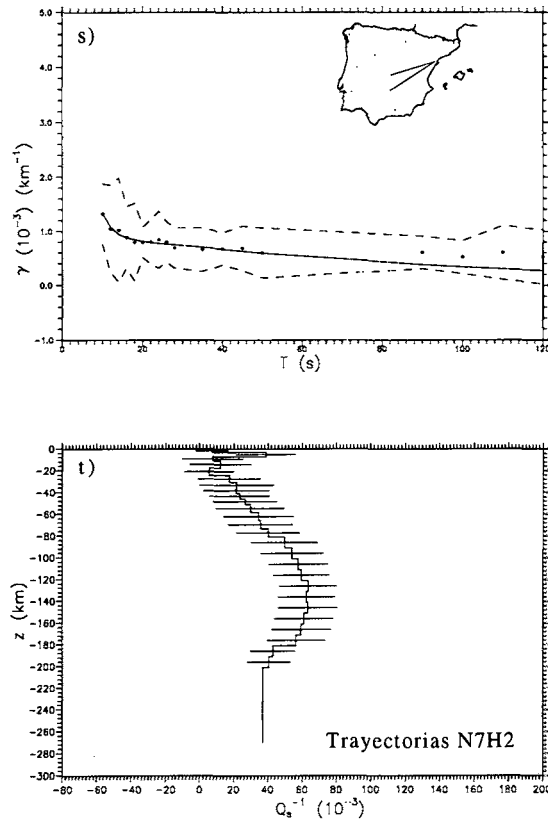


Figura 5. En la parte superior, coeficientes de atenuación observados (puntos) y teóricos (línea) predichos por el modelo de fricción anelástico (parte inferior) obtenido mediante inversión. En todos los casos, las líneas punteadas indican desviación estándar y las barras horizontales indican la incertidumbre del modelo: a) y b) Trayectorias B6E4, c) y d) Trayectorias B7H3, e) y f) Trayectorias H5B2, g) y h) Trayectorias H5B5, i) y j) Trayectorias H6N3, k) y l) Trayectorias H7B2, m) y n) Trayectorias H8N2, o) y p) Trayectorias N5B4, q) y r) Trayectorias N6H4 y s) y t) Trayectorias N7H2

En general, para todos los grupos de trayectorias estudiados, 10 de los 14 grupos presentan el valor máximo de fricción interna a una profundidad cercana a los 95 km y máximos relativos a 5 y 35 km aproximadamente. El máximo más superficial no es significativo, ya que el rango de periodos estudiado no cubre adecuadamente estas profundidades. Los modelos de las trayectorias H8A2 y A7H2 (Figura 5n,r) presentan el máximo a 125 km de profundidad y los correspondientes a los grupos B7H3 y H5B5 (Figura 4d,h) lo presentan a 145 km. La mayoría de las curvas teóricas ajustan bien los datos experimentales, especialmente en las regiones menos atenuantes.



Los *kernels* muestran una resolución razonablemente buena entre 10 y 140 km de profundidad. Como ejemplo la Figura 6 muestra *los kernels* de las Regiones Bética y Herciniana. Dado que el rango de periodos de todas las trayectorias es aproximadamente el mismo, que los modelos elásticos de Tierra son relativamente parecidos y que la perturbación de la matriz de los parámetros del modelo elástico no fueron muy diferentes, los *kernels* son similares (13).

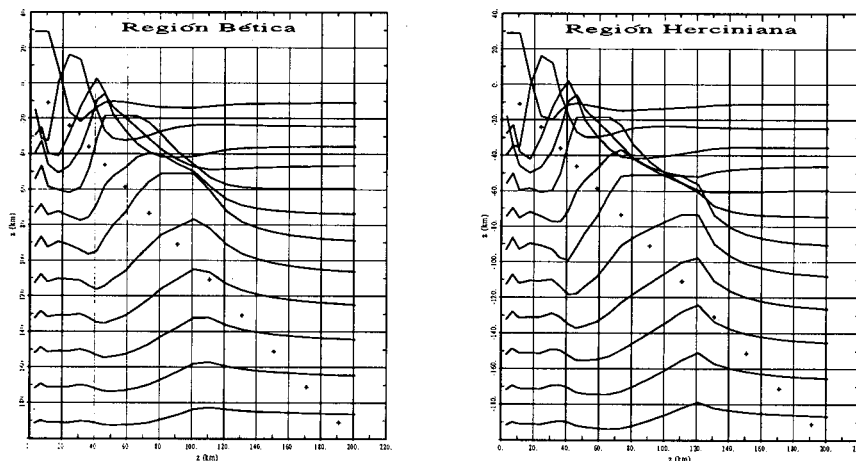


Figura 6. *Kernels* de resolución de la Región Herciniana a diferentes profundidades (indicadas por una cruz)

## COMPARACIONES

Los resultados obtenidos indican que la zona menos atenuante de la Península Ibérica es la región geológica herciniana. También presenta baja atenuación a relativamente pequeña profundidad, la Región Noreste, que corresponde a la zona cercana al contacto entre la placa Eurasiática e Ibérica. Por contra, los valores mayores se encuentran en las Regiones Bética y Este, la primera corresponde al área geológica bética, mientras que la segunda corresponde al área afectada por la distensión neógena. Las zonas norte y oeste de la Región Bética, que parecen presentar menor atenuación que la propia región, corresponden a las áreas prebética y bética externa, mientras que la parte oeste de la Región Este es la parte más alejada de la distensión neógena de esta región. En resumen, estos datos corroboran plenamente que las partes formadas más recientemente presentan mayores coeficientes de atenuación anelástica y menores valores de  $Q_\beta$  que las más antiguas.

De la misma forma, existe un gran acuerdo entre las zonas más atenuantes y las que presentan mayor actividad sismotectónica. Las áreas más activas son el sureste de la Región Bética y los Pirineos. Por el contrario, una zona con evidencias de una actividad sísmica relativamente baja es la costa mediterránea<sup>38</sup>. Excepto la zona de los Pirineos, que se encuentra fuera del área abarcada por este estudio, el resto de

las zonas mencionadas concuerda perfectamente con nuestras Regiones Bética y Este; especialmente si tenemos en cuenta que la parte oeste y norte de la Región Bética y oeste de la Región Este presentan menor sismicidad y menor atenuación que las propias regiones. El área de la Península Ibérica con menor actividad sísmica (prácticamente se puede considerar como una zona asísmica) es la Región Herciniana que es la que presenta menores valores de fricción interna.

En aquellas zonas en que las trayectorias de los estudios realizados anteriormente por otros autores<sup>16,17</sup> y el presente coinciden, los resultados obtenidos son muy similares. Estos dos estudios previos se realizaron a partir de la componente vertical de las ondas de Rayleigh registrada en los observatorios fijos de largo periodo de la Península Ibérica. El acuerdo entre los tres trabajos es especialmente importante en la zona más estable de la Península, cubierta en los estudios anteriores por las trayectorias PTO-TOL (Oporto-Toledo) y TOL-EBR (toledo-Observatorio del Ebro, Tortosa). Así, los datos de este trabajo reafirman y completan los datos sobre anelasticidad existentes en la Península Ibérica.

Se han realizado otros estudios sobre anelasticidad en la Península utilizando otros tipos de ondas. Pujades<sup>38</sup> y Pujades *et al.*<sup>14</sup> determinaron el mapa de iso- $Q_c$  para una frecuencia de referencia de 1 Hz. En estos trabajos se aprecia que los valores de  $Q_c$  tienden a ser tanto menores cuanto más joven es la región y mayor es el grado de actividad sísmica. Encontró valores de 100 en el sureste de la Península, entre 200 y 350 en el noreste y entre 400 y 500 en las partes más estables (noroeste de la Península Ibérica). Estos valores concuerdan cualitativamente con los obtenidos para la fricción interna. Una comparación cuantitativa no es posible debido a que, entre otros motivos, para periodos menores a 10 segundos la fricción se supone dependiente de la frecuencia, y por lo tanto previamente habría que suponer cuál es esta dependencia. Entre 10 y 120 segundos está normalmente aceptado que no existe dependencia frecuencial<sup>40,16,18</sup>, por lo que podemos asimilar los valores de este trabajo a un periodo de referencia de 10 segundos.

Otros estudios de atenuación usan las ondas  $L_g$ <sup>41,11,12</sup>. En el trabajo de Canas *et al.*, a una frecuencia de referencia de 1 Hz, encuentran valores de los coeficientes de atenuación anelástica de  $0,0520 \text{ km}^{-1}$  en la región sur;  $0,0043 \text{ km}^{-1}$  en la región este;  $0,0029 \text{ km}^{-1}$  en la región norte;  $0,0020 \text{ km}^{-1}$  en la región central y  $0,0016 \text{ km}^{-1}$  en la región oeste. Respecto a la comparación cualitativa hay que mencionar el mismo comentario que en el apartado anterior en referencia a la frecuencia, aunque en este caso las ondas  $L_g$  son la interferencia de los modos superiores de vibración de las ondas superficiales. Cualitativamente, ambos coeficientes muestran que la zona más atenuante se encuentra en el sur de la Península y ligeramente menor en el este, también ambos estudios muestran que las zonas menos atenuantes son la central y oeste de la Península Ibérica.

Igualmente, los valores  $Q_\beta$  son concordantes con los valores obtenidos de velocidades de cizalla entre 40 y 200 km de profundidad<sup>19,20</sup>. En general, las zonas con mayor velocidad de cizalla corresponden a las zonas con altos valores de  $Q_\beta$ . Debido a la baja resolución a pequeñas profundidades, la correlación es más fiable para las estructuras por debajo de unos 20 km.

## CONCLUSIONES

Desde el punto de vista metodológico cabe reseñar que el filtrado multiventana se ha demostrado como una técnica muy rápida y útil para calcular, sin alteración, la amplitud espectral de las distintas fases. La inversión estocástica se ha demostrado muy sensible a la perturbación de la matriz, siendo el criterio a seguir utilizar la perturbación menor que consiga un buen ajuste con los datos. Cambios importantes en la perturbación de cada una de las inversiones indicarán calidades de los datos muy diferentes.

Los valores de  $Q_{\beta}^{-1}$  se han obtenido aplicando la inversión estocástica a los coeficientes de atenuación. El filtrado multiventana se ha demostrado como una técnica muy rápida y útil para calcular, sin alteración, la amplitud espectral de las distintas fases. La inversión estocástica se ha demostrado muy sensible a la perturbación de la matriz, siendo el criterio a seguir utilizar la perturbación menor que consiga un buen ajuste con los datos. Cambios importantes en la perturbación de cada una de las inversiones indicarán calidades de los datos muy diferentes.

Los resultados obtenidos indican que, en general, los coeficientes de atenuación anelástica son tanto mayores cuanto menor es el periodo, con un máximo relativo entorno a los 30 segundos. Los mayores valores de los coeficientes de atenuación se producen en el sur y este de la Península. Los coeficientes en las Regiones Herciniana y Noreste son muy parecidos hasta 30 segundos de periodo, siendo a partir de éste mayores en la última región. Dentro de las regiones, la parte norte y oeste de la Región Bética y oeste de la Este parecen menores coeficientes de atenuación anelástica.

La mayoría de los modelos de  $Q_{\beta}^{-1}$  presentan el máximo entorno a los 95 km de profundidad, indicando la parte superior de la zona de baja velocidad de la astenosfera. Los valores máximos de fricción interna se encuentran en el sur y este de la Península Ibérica, produciéndose los valores menores en la región herciniana. Los *kernels* de resolución son buenos entre 20 y 130 km de profundidad.

Desde el punto de vista tectónico, las Regiones Herciniana y Noreste mayoritariamente estables, y por tanto asísmicas, presentan los coeficientes de atenuación menores. Por contra las Regiones Bética y Este, con una composición más joven y sísmicamente activa, presentan atenuaciones mayores. A pesar de esta estructura aparentemente tan simple, los grupos de trayectorias interregionales tienden a mostrar una estructura anelástica de la Península Ibérica más complicada.

Finalmente, los valores de fricción interna determinados en este estudio están cualitativamente de acuerdo con los valores obtenidos de  $Q_c$  y  $L_g$  mencionados anteriormente. También, los coeficientes de atenuación y los modelos de  $Q_{\beta}$  corroboran los conocimientos previos que se tenían de estructuras de velocidades de cizalla, sismotectónica y  $\gamma$  y  $Q_{\beta}$  de las ondas de Rayleigh en la Península Ibérica. Resumidamente, cuanto más joven y más activa es la región, se obtienen menores valores de  $Q_c$ , mayores valores de  $\gamma_{L_g}$ , mayores coeficientes de atenuación de las ondas de Rayleigh y mayores valores de  $Q_{\beta}^{-1}$ .

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado mediante una ayuda de la Dirección General de Investigación Científica y Técnica (DGICYT), proyecto número: PB92-0708 y PB93-0972 y una beca FI de la CIRIT del primer autor.

## REFERENCIAS

1. G. Payo, "Iberian Peninsula Crustal Structure from Surface Wave Dispersion", *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. **55**, pp. 727-743 (1965).
2. G. Payo y E. Ruiz de la Parte, "Dispersion of Surface Wave in the Iberian Peninsula and the Adjacent Atlantic and Mediterranean Areas", *Geofísica Internacional*, Vol. **14**, pp. 89-102 (1974).
3. V. Corchete, J. Badal, G. Payo y F.J. Serón, "Filtrado de ondas sísmicas dispersadas", *Rev. de Geofísica*, Vol. **45**, pp. 39-58 (1989).
4. J. Badal, V. Corchete, G. Payo, J.A. Canals, L.G. Pujades y F.J. Serón, "Processing and Inversion of Long-Period Surface-Wave Data Collected in the Iberian Peninsula", *Geophys. J. Int.*, Vol. **100**, pp. 193-202 (1990).
5. J. Badal, V. Corchete, G. Payo, F.J. Serón, J.A. Canas y L.G. Pujades, "Deep Structure of the Iberian Peninsula Determined by Rayleigh Wave Velocity Inversion", *Geoph. J. Int.*, Vol. **108**, pp. 71-108 (1992).
6. G. Payo, V. Corchete, J. Badal, F. Serón, J.A. Canas y L.G. Pujades, "Firs Two-Station Rayleigh-Wave Velocity Measurements for the Northern Iberian Region", *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. **82**, 3, pp. 1434-1452 (1992).
7. J. Sarrate, J.A. Canas, L.G. Pujades, J. Badal, V. Corchete y G. Payo, "Shallow Structure of Part of Northwestern Iberian from Short Period Rayleigh Wave Observations", *Tectonophysics*, Vol. **221**, pp. 95-105 (1993).
8. M. Navarro, V. Corchete, J. Badal, F. Vidal, L.G. Pujades y J.O. Caselles, "La atenuación de las ondas sísmicas en la provincia de Almería", *Sismología Aplicada*, Almería (1996).
9. G. Payo, "Atenuación de ondas sísmicas", *Rev. Geofísica*, XXVIII, Vol. **110-111**, pp. 277-315 (1969).
10. F. De Miguel y F. Vidal, "Regional Propagation of  $L_g$  Waves in and Near Iberian Peninsula", Report 3.1982, Observatorio Universitario de Cartuja, Universidad de Granada (1982).
11. M. García, "Atenuación espectral de ondas  $L_g$  y pseudoaceleración máxima en la Península Ibérica", Tesis Doctoral, F. Física, U.B. (1989).
12. V. Vives, "Parámetros sísmicos de interés ingenieril en el noreste y levante de la Península Ibérica. Aplicación a la zona de Ascó", Tesis Doctoral, ETSECCPB, UPC, (1990).
13. J.A. Canas, J.J. Egózcue, L.G. Pujades y J.A. Pérez, "Crustal Coda-Q in the Iberian Peninsula", *Annales Geophysicae*, Vol. **5B**, pp. 657-662 (1987).
14. L.G. Pujades, J.A. Canas, J.J. Egózcue, M. A. Puigví, J. Gallart, X. Lana, J. Pous y A. Casas, "Coda-Q Distribution in the Iberian Peninsula", *Geophys. J. Int.*, Vol. **100**, pp. 285-302 (1990).
15. 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)", aceptado *J. Geoph. Res.* (1996).

16. J.A. Canas, F. De Miguel, F. Vidal y G. Alguacil, "Anelastic Rayleigh Wave Attenuation in the Iberian Peninsula", *Geophys. J. Int.*, Vol. **95**, pp. 391–396 (1988).
17. C. Blay, "Modelización anelástica de la Península Ibérica", Tesis Doctoral, ETSECCP, UPC (1991).
18. J.O. Caselles, "Tomografía anelástica de la Península Ibérica", Tesis Doctoral, ETSECCPB, UPC (1995).
19. J. Badal, V. Corchete, G. Payo, J.A. Canas y L.G. Pujades, "Imaging of Shear Waves Velocity Structure beneath Iberia", *Geophys. J. Int.*, Vol. **124**, pp. 591–611 (1996).
20. S.B. Nikolova, J. Badal y G. Payo, "Imaging of Shear Velocity Structure Beneath Iberia", a publicar *Geophys. J. Int.* (1997).
21. H. Paulssen, "The ILIHA Broad-Band Network", En *Workshop on the Use of Broad-Band ILIHA Data*, Madrid (1989).
22. D.L. Anderson, A. Ben-Menahen y C. Archambeau, "Attenuation of Seismic Energy in the Upper Mantle", *J. Geophys. Res.*, Vol. **70**, pp. 1441–1448 (1965).
23. J.A. Canas, "Rayleigh Wave Anelastic Attenuation across the Bermuda Rise and the Volcanic Caribbean Arch.", *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, Vol. **71**, pp. 703–713 (1982).
24. M.M. Rocamora, "Propagación y atenuación de ondas superficiales. Aplicación al Océano Atlántico y Mar Mediterráneo", Tesis Doctoral, F. de Física, U.B. (1992).
25. A. Papoulis, "*The Fourier Integral and its Application*", Mc. Graw-Hill, New York (1962).
26. R.B. Hermann, "Some Aspects of Band-Pass Filtering of Surface Waves", *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. **63**, pp. 663–671 (1973).
27. J.N. Franklin, "Well-Posed Stochastic Extensions of Ill-Posed Linear Problems", *J. Math. Anal.*, Vol. **31**, pp. 681–716 (1970).
28. T.H. Jordan y J.N. Franklin, "Optimal Solution to a Linear Inverse Problems in Geophysics", *Proc. Nat. Acad. Sci.*, Vol. **68**, pp. 291–293 (1971).
29. D.D. Jackson, "Interpretation of Inaccurate, Insufficients and Inconsistent Data", *J. R. Astr. Soc.*, Vol. **28**, pp. 97–109 (1972).
30. B. Mitchell, "Anelasticity of the Crust and Upper Mantle Beneath the Pacific Ocean from the Inversion of Observed Surface Wave Attenuation", *J. Geophys. Res.*, Vol. **81**, pp. 521–533 (1976).
31. B.A. Wiggins, "The General Linear Inverse Problem: Implications on Surface Waves and Free Oscillations for Earth Structure", *Rep. Geophys. Space Phys.*, Vol. **10**, pp. 251–285 (1972).
32. J. Badal, V. Corchete, G. Payo, J.A. Canas y L.G. Pujades, "Shear Wave Velocity below the Iberian Peninsula Obtained by a Detail Analysis of Surface Waves", *Tectonophysics*, Vol. **225**, pp. 167–190 (1993).
33. G. Payo, "Structure of the Crust and Upper Mantle in the Iberian Shield by Means of a Long-Period Triangular Array", *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, Vol. **20**, pp. 493–508 (1970).
34. B.J. Mitchell, "Regional Rayleigh Wave Attenuation in North America", *J. Geophys. Res.*, Vol. **80**, pp. 4904–4916 (1975).
35. H.J. Patton y S.R. Taylor, "Q-Structure of the Basin and Range from Surface Waves", *J. Geophys. Res.*, Vol. **89**, pp. 6929–6940 (1984).
36. J.O. Caselles, J.A. Canas, L.G. Pujades, J. Badal, V. Corchete y G. Payo, "Lateral Variation of Rayleigh Wave Anelastic Attenuation in the Iberian Peninsula from ILIHA Data. Preliminary Results", I.G.N. Publication *Monographical Series*, 10, Madrid, pp. 85–101 (1993).

37. B.J. Mitchell y J.K. Xie, "Attenuation of Multiphase Surface Waves in the Basin and Range Province III. Inversion for Crustal Anelasticity", *Geophys. J. Int.*, Vol. **116**, pp. 468–484 (1994).
38. J. Mézcua y J.N. "Martínez-Solares, "Sismicidad del área ibero-magrebí", Instituto Geográfico Nacional, publ. 203, Madrid (1983).
39. L.G. Pujades,, "Distribució de Q-coda a la Península Ibérica", Tesis Doctoral, Facultad de Física, U.B. (1987).
40. H. Hwang y B.J. Mitchell, "Shear Velocities  $Q_\beta$  and the Frequency Dependence of  $Q_\beta$  in Stable and Tectonically Active Regions from Surface Wave Observations", *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, Vol. **90**, pp. 575–613 (1987).
41. J.A. Canas, L.G. Pujades, J. Badal, V. Corchete y G. Payo, "Lateral Variation of  $L_g$  Wave Attenuation in the Iberian Peninsula", a publicar *Geophys. J. Int.* (1997).