

**UN EJEMPLO DE ESTUDIO SISMOLÓGICO CON DATOS  
LOCALES DE ALMERÍA: LA ESTRUCTURA SUPERFICIAL**

**Manuel Navarro Bernal  
Víctor Corchete Fernández  
María Dolores Romacho Romero  
José Manuel García García**

*Instituto Andaluz de Geofísica y  
Prevención de Desastres Sísmicos.  
Departamento de Física Aplicada.*



## RESUMEN

Se muestran en este trabajo los resultados del modelado de la estructura de la corteza terrestre en Almería, en un intervalo de profundidad de 0-2.5 km, a partir del estudio de las velocidades de grupo de ondas Rayleigh en un rango de frecuencias de 0.25-2.00 Hz.

Los sismos utilizados han sido registrados durante la campaña sísmica Hispano-Italiana realizada en Almería en verano de 1991, en donde se utilizaron un total de 18 estaciones pertenecientes a la Red Sísmica de Andalucía (RSA), C.S.I.C. y diferentes organismos oficiales italianos. Se registraron un total de 214 eventos, los cuales han sido clasificados por fuentes sísmicas según unos criterios mínimos.

Los geófonos utilizados han sido de componente vertical lo que ha permitido detectar ondas superficiales del tipo Rayleigh que han sido el objeto del presente estudio. Se ha utilizado un filtrado en tiempo variable (TVF) para eliminar la influencia de perturbaciones (ondas internas, ruido, etc.). La velocidad de grupo se ha obtenido utilizando una técnica de filtrado múltiple (MFT), resultando valores entre 1.14-2.30 km/s.

Se ha obtenido un modelo de corteza para cada trayecto entre 0-2.5 Km a partir de un método de inversión no lineal de las velocidades de grupo, obteniéndose dos zonas bien diferenciadas. La zona norte presenta velocidades de cizalla entre 1.91 km/s en la superficie hasta 2.74 km/s a la profundidad de 2.5 km. Las velocidades en la zona sur varían entre 1.50 km/s en la superficie

hasta 2.77 km/s a la profundidad de 2.5 km. En los trayectos S1-ECH y S1-ENX se ha observado un gradiente negativo de la velocidad en el intervalo 0.2-0.5 km que podría indicar la presencia de agua o materiales ligeros a dichas profundidades.

## INTRODUCCIÓN

Uno de los objetivos de la sismología es poder determinar la estructura y composición de la tierra (módulo de rigidez, módulo de compresibilidad y densidad) a partir de datos sísmicos (velocidad de propagación de las ondas que se generan en un terremoto). Analizando de una forma simple un sismograma generado por un evento, detectamos distintos tipos de ondas propagándose por la Tierra. Las ondas internas (ondas P y ondas S) que se desplazan por el interior de la Tierra, son las más rápidas y por tanto las primeras en llegar a la estación de registro. Las ondas superficiales (ondas Love y ondas Rayleigh) tienen velocidades menores que las de las ondas internas y por tanto aparecen después en el sismograma. Las ondas Love son las más rápidas, aparecen sólo en los registros proporcionados por los sismógrafos que detectan el movimiento horizontal y son puramente transversales. La onda Rayleigh, un poco más lenta, aparece en los registros proporcionados por sismógrafos de componente vertical o de tres componentes. En general, las ondas superficiales requieren para su estudio tratamientos relativamente elaborados; en compensación, con un número reducido de estaciones es posible obtener un conjunto de datos muy útiles.

Una onda superficial integra en cada una de sus componentes espectrales las propiedades físicas del medio, por cuya superficie se ha propagado a lo largo de todo su trayecto para profundidades del orden de su longitud de onda. El medio juega el papel de un espectrógrafo, dando a cada componente espectral una velocidad característica según su período, de modo que estas componentes se separan en el curso de su propagación. Este fenómeno es conocido como dispersión y es el fenómeno por el cual una perturbación inicial se convierte en una sucesión de oscilaciones. Por tanto, del análisis de las ondas superficiales pueden obtenerse información muy apreciable del interior de la Tierra, completando la información obtenida mediante las ondas internas.

En la propagación de ondas superficiales podemos observar dos tipos de velocidades: la velocidad de grupo,  $U$ , que corresponde a la propagación de la energía asociada a un grupo de frecuencias particulares y representa la velocidad de transmisión de la energía; la velocidad de fase,  $c$ , que representa la velocidad

de transmisión de cada una de las componentes armónicas en que puede descomponerse la perturbación. La velocidad de fase está determinada por las características físicas del medio, mientras que la velocidad de grupo está determinada por el efecto neto de adición de todas las señales de frecuencia distinta que viajan agrupados en el tren de ondas, cada una de ellas con una velocidad diferente. La relación entre ambas viene dada por la expresión :

$$U = c + k \frac{dc}{dk}$$

donde

$$k = \frac{w}{c}$$

se denomina número de ondas.

Las ondas superficiales se propagan en dirección paralela a la superficie terrestre, y en medios elásticos, su distribución de amplitudes con la profundidad es estacionaria una vez corregida del efecto de expansión del frente de ondas.

En período largo las ondas superficiales constituyen la parte principal de los sismogramas, y la mayor parte de la información fiable de la zona de largo período del espectro sísmico se obtiene a partir de ellas. En período corto, por efecto de la respuesta instrumental, las ondas superficiales no están presentes en todos los sismogramas, siendo su identificación y aislamiento del tren de ondas una ardua tarea de cuyo resultado depende la validez de los modelos finales obtenidos.

Las ondas superficiales con períodos largos (entre 10 y 200 s) son una fuente de información sobre la estructura del interior de la Tierra y sobre el mecanismo focal de los terremotos. Sus velocidades de fase y grupo y sus características de atenuación son herramientas útiles que permiten modelar la estructura de la corteza y manto superior de la Tierra. En cambio, el estudio de la dispersión de ondas superficiales en período corto con valores entre 0.5 y 5 s permite obtener un conocimiento de la estructura superior de la corteza terrestre en un rango de profundidades entre 0 y 10 km. Esta zona presenta un alto interés para la Geofísica, tanto en un aspecto sismológico como de localización de recursos naturales. En la actualidad no se han realizado estudios de este tipo en España, siendo las técnicas de perfiles las más utilizadas.

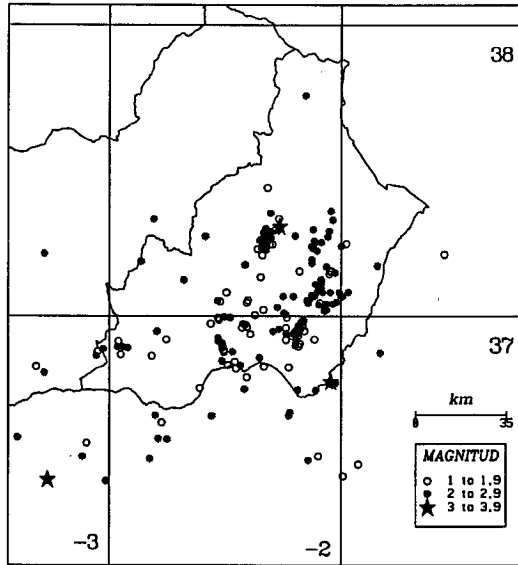


Figura 1. Distribución de epicentros

## SELECCION DE LAS FUENTES

$\text{ALPHA} < 5^\circ$   
 $\text{INT} < 5 \text{ Km.}$   
 $\text{DCENT} < 10\%$

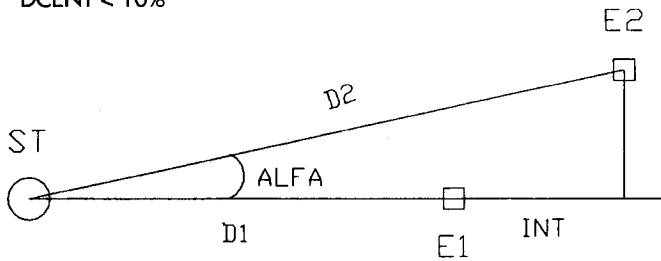


Figura 2. Selección de las fuentes sísmicas

Un ejemplo de estudio sismológico con datos locales de Almería

Evento N	Fecha			Tiempo Origen h-min-seg	Foco Profundidad	Mag	Epicent	
	Año	Mes	día				Lat(N)	Long(W)
1	1991	06	26	11-10-51.45	0.1	1.9	37.30	2.29
2	1991	06	27	16-32-46.81	0.1	2.1	23.27	2.30
3	1991	07	02	19-56-22.34	0.1	2.5	37.28	2.33
4	1991	07	08	17-01-25.80	0.1	2.3	37.29	2.31
5	1991	07	09	16-23-43.77	0.1	1.9	37.26	2.32
6	1991	07	10	10-49-47.55	0.9	2.4	36.90	2.51
7	1991	07	10	10-52-21.89	0.1	2.2	37.08	2.08
8	1991	07	12	16-51-11.84	0.1	2.3	37.29	2.30
9	1991	07	23	10-01-09.16	0.1	2.2	36.90	2.51
10	1991	07	24	05-09-28.37	0.1	1.9	37.27	2.31
11	1991	07	26	13-18-54.88	4.1	2.3	37.06	2.13
12	1991	08	02	09-24-14.77	0.1	2.2	36.89	2.51
13	1991	08	09	11-31-16.69	13.9	1.8	37.05	2.09
14	1991	08	13	09-20-57.48	0.0	2.1	36.90	2.51
15	1991	08	20	11-15-38.34	0.1	2.3	37.28	2.33
16	1991	08	28	17-19-02.14	0.1	1.8	37.28	2.32
17	1991	09	06	12-34-27.19	0.1	2.4	37.26	2.32
18	1991	09	10	12-28-22.96	0.7	2.2	37.08	2.05
19	1991	09	20	17-13-36.92	0.1	2.2	37.27	2.33
20	1991	09	27	10-42-37.11	16.4	2.0	37.03	2.07

*Tabla I. Relación de eventos*

Este trabajo se fundamenta en el análisis de dispersión de ondas superficiales del tipo Rayleigh en período corto entre 0.5 y 4 s para sismos cercanos que se han propagado en Almería, obteniéndose información de la estructura de la corteza terrestre en un rango de profundidad de 0-2.5 Km.

## DATOS

Los datos que se han utilizado para la realización de este trabajo corresponden a los eventos registrados durante la campaña sísmica Hispano-Italiana realizada en Almería en el período 15 de Junio - 30 de Septiembre de 1991. Participaron, entre otras, las siguientes instituciones: Instituto Andaluz de Geofísica, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Universidad Politécnica de Barcelona, Universidad de Salerno y Universidad de Catania.

Se utilizaron un total de 18 estaciones sísmicas y se registraron 214 eventos cuyos epicentros se muestran en la figura 1 y en donde se observa un cierto alineamiento con la distribución de fallas características de la zona.

Los datos se han agrupado por fuentes sísmicas para cada una de las estaciones a partir de unas condiciones de mínimo. Esto garantiza que dos o más eventos con ondas superficiales para un mismo trayecto Fuente-Estación recorran el mismo camino y, por tanto, presenten curvas de dispersión similares, lo que permitirá obtener desviaciones pequeñas al promediar dichas curvas.

Las condiciones de mínimo son las siguientes:

- 1.- La separación angular entre los epicentros de dos eventos respecto de una estación ha de ser menor de 5 grados.
- 2.- La diferencia entre el radio vector del primer evento y la proyección del radio vector del segundo evento sobre el primero (interdistancia) ha de ser menor de 5 km.
- 3.- El cociente entre la interdistancia y el radio vector del evento que caracteriza a la fuente ha de ser menor del 10%.
- 4.- El número de eventos por fuente ha de ser mayor o igual que 5.

Las condiciones anteriormente citadas se presentan gráficamente en la figura 2, donde ST representa la estación respecto de la cual se va a hacer el estudio y E1, E2 indican la posición de los epicentros de dos eventos.



Se ha observado ondas superficiales en 20 eventos cuyas características se presentan en la tabla I. Los eventos están agrupados en 6 fuentes sísmicas cuya posición y distribución de sismos se presenta en la tabla II. El registro de los eventos se ha obtenido en 6 estaciones cuya posición en la zona de estudio viene indicada en la tabla III.

Fuente	Eventos	Latitud(N)	Longitud(W)
S1	6, 9, 12, 14	36.904	2.511
S2	2, 8, 16	37.300	2.286
S3	1, 2, 3, 4, 5, 8 10, 15, 17, 19	37.241	2.336
S4	11, 13	37.046	2.142
S5	7, 11, 18	37.085	2.079
S6	20	37.030	2.070

*Tabla II. Fuentes sísmicas*

Estaciones	Latitud(N)	Longitud(W)	Altitud(m)
ECH	36.986	2.373	1255
ALB	37.053	2.602	921
SGD	36.884	2.802	2143
ENX	36.907	2.623	1240
CLR	37.189	2.582	1490
ISI	36.869	2.168	224

*Tabla III. Estaciones sísmicas*

Trayecto	Eventos	Fuentes-Estaciones	Distancia(km)
1	6, 9, 12, 14	S1 - ECH	15.227
2	9, 14	S1 - ALB	18.519
3	9, 12, 14	S1 - SGD	26.005
4	9, 12, 14	S1 - ENX	9.850
5	2, 8, 16	S2 - ECH	35.643
6	3, 17, 19	S3 - ECH	28.487
7	1, 15, 17	S3 - ALB	31.391
8	2, 15, 17	S3 - SGD	57.270
9	4, 5, 8, 10, 17	S3 - CLR	22.413
10	11, 13	S4 - ECH	21.534
11	7, 11	S5 - ECH	28.232
12	7, 18	S5 - ISI	25.220
13	20	S6 - ECH	27.274

Tabla IV. Trayectos de ondas Rayleigh entre fuentes y estaciones

Periodo(s)	S1-ECH		S3-SGD		S3-ALB		S3-CLR	
	G.V.	S.D.	G.V.	S.D.	G.V.	S.D.	G.V.	S.D.
0.50							1.76	0.04
0.75	1.14	0.06			1.74	0.04	1.78	0.04
1.00	1.14	0.02	1.91	0.01	1.72	0.04	1.84	0.04
1.25	1.21	0.03	1.92	0.01	1.77	0.03	1.90	0.03
1.50	1.30	0.05	1.95	0.01	1.90	0.03	1.98	0.03
1.75	1.37	0.06	1.98	0.01	1.98	0.02	2.07	0.05
2.00	1.50	0.01	2.02	0.01	2.03	0.03	2.15	0.02
2.25			2.09	0.01			2.21	0.03
2.50							2.30	0.05

Tabla V. Valores de velocidad de grupo en función del período

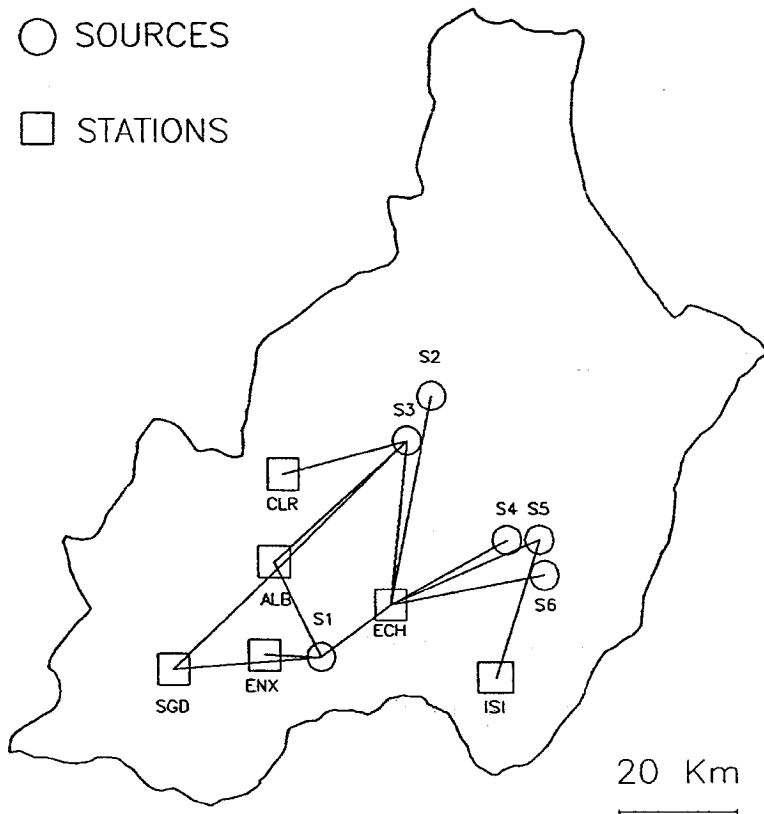


Figura 3. Distribución espacial de los trayectos analizados

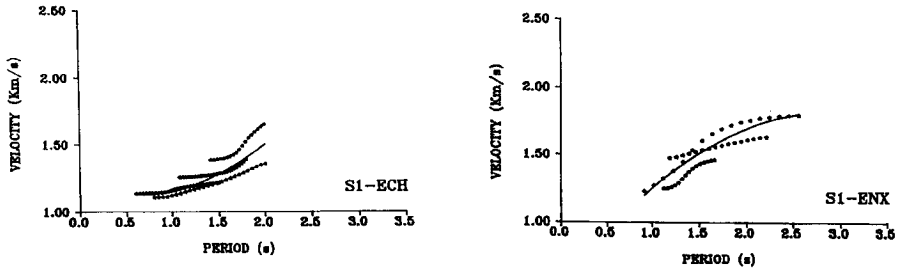


Figura 4. Curva de dispersión de los trayectos S1-ECH y S1-ENX

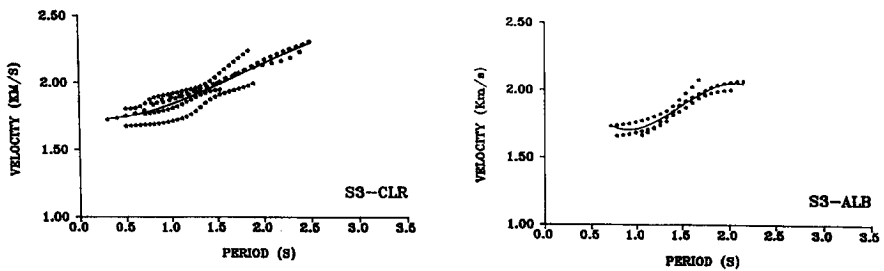


Figura 5. Curva de dispersión de los trayectos S3-ALB y S3-CLR.

## METODOLOGÍA

Un procedimiento para obtener los modelos de velocidad de cizalla es el siguiente (Corchete et al, 1990):

- Cálculo de la velocidad de grupo en función del período aplicando la técnica de filtrado múltiple.

- Aplicación del filtrado en tiempo variable a la señal utilizando la curva de dispersión anteriormente calculada.

- Cálculo de la velocidad de grupo definitiva aplicando la técnica de filtrado múltiple a la señal resultante de la aplicación del filtrado en tiempo variable.

- Aplicación de la teoría de inversión generalizada a las curvas de dispersión para obtener los modelos de velocidad.

### Técnica del filtrado múltiple

La determinación de la velocidad de grupo se basa en la aplicación de la técnica del filtro múltiple (MFT) (Dziewonski et al.,1969), que consiste en estudiar variaciones de amplitud (energía) de una señal como una función de la velocidad (del tiempo) y del período (de la frecuencia) usando un filtro de anchura de banda relativa constante en el dominio de frecuencia. El filtro digital óptimo es de tipo gaussiano:

$$H(w_n, w) = \exp \left( - \alpha \left( \frac{w - w_n}{w_n} \right)^2 \right)$$

donde  $w$  representa la frecuencia centro considerada y  $\alpha$  es el parámetro que define la anchura de banda de esta ventana y que, por consiguiente, controla la resolución, lo que representa un compromiso entre la resolución en el dominio de tiempo y la resolución en el dominio de la frecuencia. La elección de un valor de este coeficiente se hace teniendo en cuenta la dispersión de la señal, el nivel de ruido presente y el grado de contaminación por energía de otros modos de propagación.

La MFT parte de la consideración de que el tiempo para el que la envolvente de la señal sísmica filtrada con un filtro gaussiano centrado en “ $w_n$ ” alcanza su máximo, corresponde al tiempo de llegada del máximo de energía o al tiempo de grupo de la onda en la vecindad de dicha frecuencia “ $w_n$ ”. Esta proposición es válida únicamente cuando el desarrollo en serie de Taylor hasta el primer orden tanto de la amplitud espectral  $|F(w)|$  como el número de ondas  $k(w)$  es exacto.

La envolvente de la señal sísmica  $f(t)$  que describe el sismograma al paso de una onda superficial, una vez filtrada por medio de la ventana gaussiana, alcanza un máximo cuando (Dziewonski et al., 1972):

$$t = k'(w_n) r$$

Teniendo en cuenta que, para la frecuencia ( $w_n$ ), la velocidad de grupo  $U(w_n)$  viene dada por:

$$\left( \frac{dw}{dK} \right)_{w_n} = \frac{1}{k'(w_n)}$$

se determina que el tiempo anterior es el tiempo de grupo referido a esta frecuencia:

$$t_g(w_n) = \frac{r}{U(w_n)}$$

### Filtrado en tiempo variable

Permite extraer un tren de ondas de la señal dada de acuerdo con una curva de dispersión considerada. La curva de dispersión implica que los armónicos integrantes de la señal  $f(t)$  interfieren constructivamente en la vecindad del tiempo  $t_g(w_n)$ . Fuera de este entorno se puede despreciar la contribución de las componentes de Fourier al tren de ondas que se desea aislar.

El filtrado requiere el conocimiento de los tiempos de grupo correspondientes al principio y final de la ventana de transmisión seleccionada para cada una de las ondas componentes.

La señal aislada es:

$$f(t) = \int_0^{\infty} F(t) \omega(t, f) e^{j 2\pi f t} df$$

donde  $w(t,f)$  es en este caso una ventana coseno (Hwang y Mitchel,1986) de la forma:

$$\omega_c = \begin{cases} \frac{1}{2} \left( 1 + \cos \frac{\pi(t-t_g)}{t_w} \right) & |t-t_g| \leq t_w \\ 0 & |t-t_g| > t_w \end{cases}$$

$t_w$  representa la anchura de la ventana. Landisman et al (1969) usaron la relación:

$$t_w = T \left( \alpha + \beta \frac{\partial U}{\partial T} \right)$$

donde  $T$  es el período y  $\alpha$  y  $\beta$  son parámetros empíricos. Cara (1973) optimizó la longitud de la ventana resolviendo la ecuación que relaciona la duración mínima de la señal filtrada con la anchura de banda del filtro gaussiano utilizado y las peculiaridades de la dispersión del tren de ondas analizado. La conclusión es que dicha longitud debe ser proporcional al valor mínimo de la duración de la señal; el factor de proporcionalidad adimensional depende de la precisión con la que el tren de ondas es reconstruido. Hwang y Mitchell (1986) han encontrado que el término  $\partial U/\partial T$  apenas tiene efecto cuando el parámetro  $\alpha$  se elige adecuadamente. Según esto, puede tomarse el parámetro  $\beta$  igual a cero.

### Inversión no lineal y aplicación a ondas superficiales

Algunos modelos asociados a un fenómeno físico presentan una formulación matemática no lineal. Consideremos un modelo físico definido por :

$$Y = Y_0 + A(X - X_0) + B((X - X_0)^2) + E$$

donde  $Y = F(X_0, x)$ ,  $X_0$  son los parámetros de un modelo inicial y  $A$  es la matriz de derivadas parciales con respecto a los parámetros o jacobiano de  $F$ . Este problema se puede linealizar reduciendo el problema a una iteración de inversiones lineales. Si acumulamos los términos de orden superior al error, queda:

$$Y - Y_0 = A(X - X_0) + E \quad (1)$$

Esta última ecuación constituye una aproximación de primer orden al problema formulado y el término  $\varepsilon$  incluye los errores empíricos y de truncamiento. La solución inversa es de la forma:

$$X = (A^T A + \mu^2 I) A^T Y$$

donde  $\mu^2$  es una cantidad que contamina la diagonal de la matriz  $A^T A$  para garantizar una inversa no singular (Crosson, 1976).

Esta técnica llamada también estocástica estabiliza pero retarda el proceso de inversión, no evita el problema de los mínimos locales y obliga a elegir según las características de cada problema (mediante prueba y error).

La inversión estocástica minimiza la norma:

$$\|Y - AX\|^2 + \mu^2 \|X\|^2$$

y corresponde a resolver por inversión directa el problema formulado por:

$$\begin{pmatrix} Y \\ 0 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} A \\ \mu I \end{pmatrix} X + \begin{pmatrix} \varepsilon \\ \varepsilon \mu \end{pmatrix}$$

La inversión diferencial se orienta hacia la resolución de los problemas de mínimos locales y la inestabilidad del proceso variando las expresiones a optimizar por mínimos cuadrados y generalizan la técnica de modificar levemente el problema original. La formulación general del método es:

$$\begin{pmatrix} Y \\ 0 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} A \\ \gamma F \end{pmatrix} X + \begin{pmatrix} \varepsilon \\ \varepsilon \gamma \end{pmatrix}$$

F es una matriz arbitraria que puede ser construida imponiendo ligaduras a los elementos de X. Si F tiene inversa se puede reducir el problema al caso estocástico.

La inversión diferencial minimiza la expresión:

$$M(X) = \|Y - AX\|^2 + \mu^2 \|X'\|^2$$

siendo:

$$X' = F_d X$$



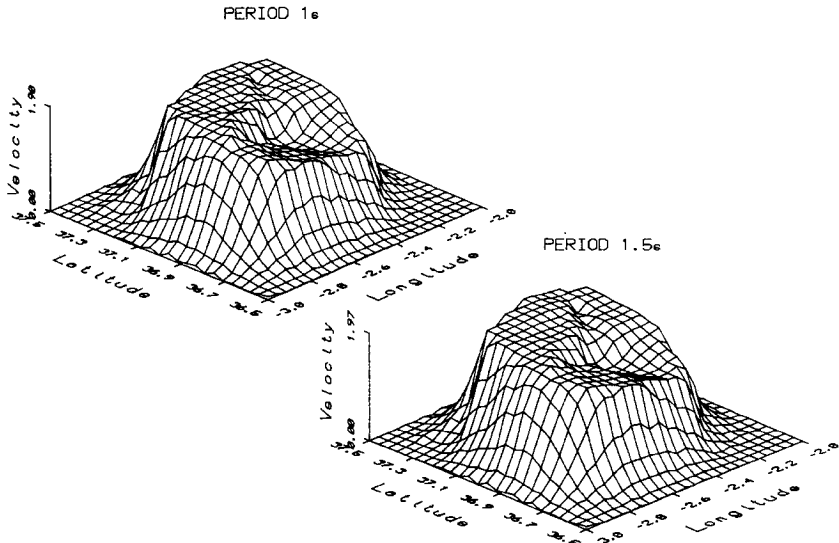


Figura 6. Distribución 3D de la velocidad de grupo para  $T=1s$  y  $T=1.5s$ .

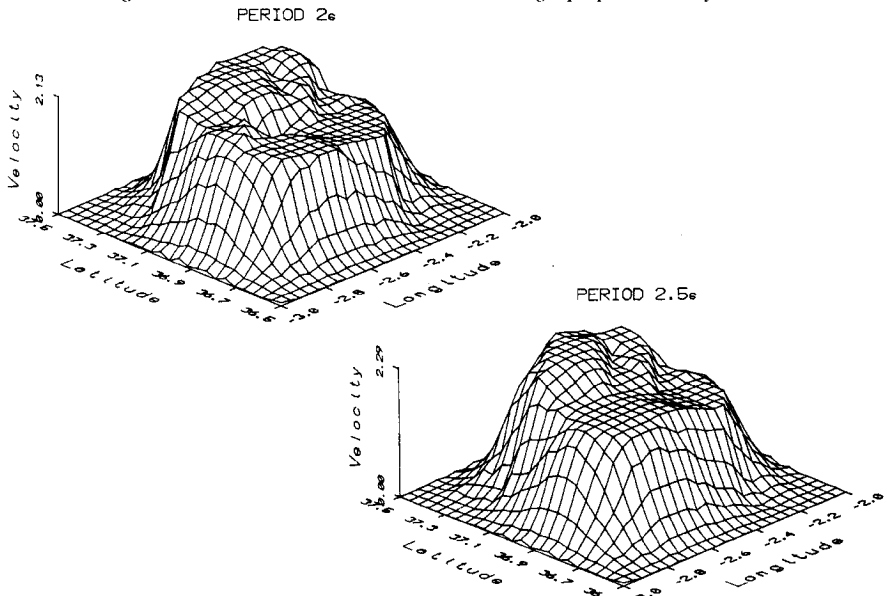


Figura 7. Distribución 3D de la velocidad del grupo para  $T=2s$  y  $T=2.5s$ .

y además:

$$F_d = \left| \begin{array}{cccccc|c} 1 & -1 & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 \\ 0 & 1 & -1 & 0 & \dots & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & -1 & \dots & 0 & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \dots & -1 & -1 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \dots & 1 & 1 \end{array} \right|$$

De esta forma  $X'$  es la aproximación diferencial de  $X$ .

La inversión estocástica incluye una minimización del vector solución y la diferencial incluye sus primeras diferencias. En un caso no lineal el vector solución está constituido por incrementos de parámetros que en los tramos finales del proceso iterativo serán pequeños, por lo que la inversión estocástica y diferencial están particularmente indicadas.

La inversión no lineal presenta un problema en la divergencia del proceso iterativo, causado por inestabilidades en la computación de la matriz inversa, y en la convergencia hacia soluciones vacías de contenido físico (mínimos locales) que aparecen cuando el proceso se inicia lejos de la solución física del problema. Para evitar caer en soluciones sin contenido físico es conveniente situar el modelo inicial cerca de la solución real del problema.

La solución del problema inverso sugiere el siguiente proceso iterativo (Rocamora, M., 1992):

- 1.- Hipótesis de un modelo inicial.
- 2.- Planteamiento de la ecuación (1).
- 3.- Solución inversa dada por (2).
- 4.- Cálculo de un modelo nuevo  $X$  definido por los parámetros:

$$X_1 = X_0 + \Lambda X$$

- 5.- Estimación del error:

$$E = \| Y - F(X_1, X) \|$$

Un criterio sobre el error es fundamental para guiar las decisiones a tomar sobre seguir el proceso iterativo, concluirlo o reiniciarlo a partir de otro modelo inicial o un cambio en el parámetro de perturbación de la diagonal de la matriz a invertir.

La elección adecuada del valor  $\mu^2$  permite obtener un compromiso entre los kernels de resolución y la desviación media del modelo a una profundidad determinada. El equilibrio entre ambos parámetros determinará la veracidad del modelo obtenido. La resolución del problema no es más que la expresión del grado de acuerdo entre la solución determinada y la solución verdadera.

Se van a invertir datos de dispersión relativos al modo fundamental de ondas Rayleigh, a partir de un modelo de tierra teórico, inicial, presentado como una distribución de la velocidad de la onda de cizalla por capas homogéneas de espesor dado.

### **Cálculo de densidades**

El cálculo de densidades se ha realizado a partir de la relación empírica desarrollada por MacBeth y Burton (1986). Ellos establecen que las relaciones entre las velocidades de las ondas internas P y S y los parámetros que caracterizan al medio vienen dadas por las relaciones:

$$\alpha = \beta \left( \frac{2(1 - \sigma)}{1 - 2\sigma} \right)^{1/2}$$

$$\rho = 0.286 \beta + 1.736$$

siendo  $\sigma = 0.27$  la razón de Poisson.

## **RESULTADOS**

### **Análisis de dispersión**

La velocidad de grupo de ondas Rayleigh del modo fundamental se ha obtenido por aplicación de la técnica de filtrado múltiple al sismograma generado por la aplicación del filtrado en tiempo variable al sismograma real una vez procesado.

La anchura de banda de la ventana gaussiana empleada en el filtrado de la señal ha sido de 10, valor para el cual se ha obtenido un mejor compromiso entre la resolución en los dominios de tiempo y frecuencia.

Se ha calculado la curva de dispersión para 20 eventos agrupados en 6 fuentes sísmicas respecto de 6 estaciones, lo que ha permitido estudiar 13 trayectos fuente-estación. La tabla IV presenta los trayectos, los eventos en cada trayecto, las fuentes y estaciones implicadas y la distancia entre fuente y estación correspondiente.

En la figura 3 se puede observar la distribución espacial de los trayectos analizados y la densidad de información obtenida para la zona de estudio.

Los valores de velocidad de grupo obtenidos varían entre 1.14 km/s y 2.30 km/s en un rango de períodos entre 0.5 s y 4.0 s, repartidos en dos regiones bien definidas. La región norte de la zona de estudio presenta los valores de velocidad más altos, comprendidos entre 1.74 km/s y 2.30 km/s en un rango de períodos entre 0.5 y 2.5 s. La región sur presenta valores de velocidad más bajos, con valores entre 1.14 km/s y 1.50 km/s para un intervalo de períodos entre 0.5 s y 2.0 s. Esta diferencia es consecuente con la distribución topográfica de la zona de estudio. La región norte es una zona de alta montaña, en la cual los trayectos analizados atraviesan una e incluso dos sierras, como son Sierra Filabres y Sierra de Gádor, mientras que en la región sur es una zona de valle y por tanto los trayectos se realizan a través de zonas menos compactas. La tabla V presenta los valores de velocidad de grupo en función del período así como la desviación estándar obtenida para cuatro trayectos.

Las figuras 4 y 5 muestran las curvas de dispersión correspondientes a los trayectos S1-ECH, S1-ENX, S3-ALB y S3-CLR. Hemos seleccionado éstas por ser representativas del trabajo realizado y por presentar mayor número de eventos en cada trayecto. Se puede observar en cada figura dos tipos de trazos. Trazos discontinuos que corresponden a las curvas de dispersión de los eventos considerados en cada trayecto, y un trazo continuo correspondiente a la curva de dispersión media que caracteriza al trayecto.

La representación 3D de la velocidad de grupo en función del período (figuras 6 y 7) muestra una reproducción de la topografía del terreno sobre todo en las figuras de períodos más bajos y por tanto con mayor información superficial.

### **Modelos de tierra**

Los modelos de tierra de velocidad de cizalla se han obtenido mediante una inversión estocástica partiendo de un modelo teórico inicial. Inicialmente se tomó un modelo inicial obtenido a partir de perfiles para la zona Este de Granada al no disponer de información para la región de estudio. Este modelo asignaba a la onda P una velocidad constante de 4 km/s y a la onda S una velocidad de 2.31 km/s en un intervalo de profundidad entre 0 y 4 km. La realización de la inversión utilizando el modelo inicial anterior presentó problemas de cálculo debido a mínimos locales producidos por la separación en la zona de bajos períodos del intervalo de estudio entre la curva teórica y la experimental. Para resolver este problema se realizó la inversión diferencial a cada trayecto obtenien-

depth(km)	VELOCITY $\beta$ (km/s)				
	S1-ECH	S1-ENX	S2-ECH	S3-SGD	S3-ALB
0.10	1.50±0.02	1.68±0.02	1.94±0.02	2.10±0.01	1.96±0.01
0.10	1.45±0.04	1.77±0.02	1.98±0.01	2.06±0.01	1.99±0.03
0.10	1.24±0.02	1.60±0.04	2.03±0.03	2.06±0.03	1.99±0.04
0.10	1.37±0.03	1.50±0.04	2.06±0.04	2.10±0.03	1.97±0.03
0.10	1.55±0.03	1.51±0.03	2.06±0.04	2.13±0.02	1.94±0.02
0.10	1.69±0.02	1.64±0.02	2.07±0.03	2.18±0.02	1.95±0.02
0.10	1.75±0.02	1.78±0.03	2.06±0.02	2.23±0.02	1.99±0.03
0.10	1.79±0.02	1.93±0.03	2.07±0.02	2.29±0.02	2.05±0.03
0.10	1.83±0.03	2.04±0.02	2.10±0.02	2.33±0.03	2.14±0.02
0.10	1.91±0.03	2.15±0.02	2.14±0.02	2.38±0.02	2.24±0.02
0.10	2.00±0.03	2.23±0.02	2.20±0.02	2.41±0.02	2.33±0.02
0.10	2.09±0.03	2.28±0.02	2.25±0.02	2.44±0.02	2.40±0.02
0.10	2.18±0.03	2.31±0.02	2.29±0.02	2.44±0.01	2.44±0.02
0.10	2.26±0.03	2.34±0.02	2.34±0.02	2.45±0.01	2.48±0.01
0.10	2.33±0.03	2.36±0.02	2.37±0.01	2.45±0.01	2.49±0.01
0.25	2.47±0.05	2.38±0.04	2.47±0.03	2.54±0.01	2.64±0.02
0.25	2.60±0.03	2.38±0.03	2.50±0.03	2.54±0.02	2.53±0.02
0.50	2.78±0.03	2.30±0.07	2.41±0.07	2.74±0.06	2.30±0.06

Tabla VI. Modelos de velocidad de cizalla

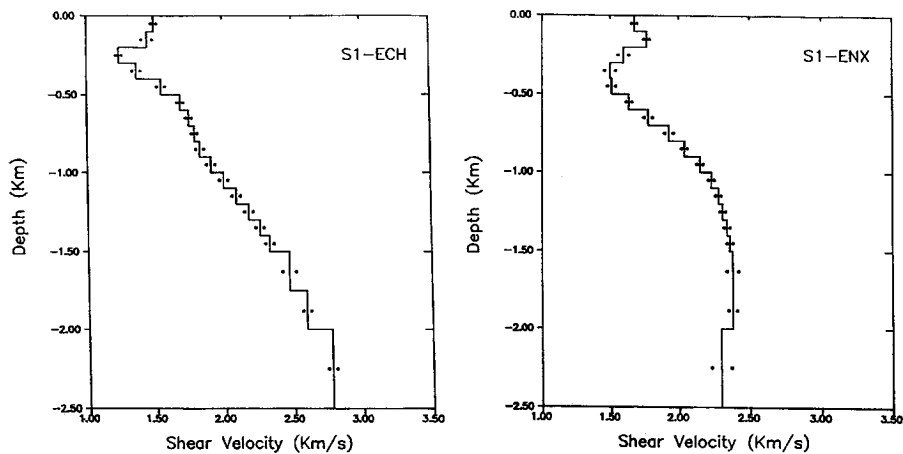


Figura 8. Modelo de velocidad de cizalla para los trayectos S1-ECH y S1-ENX

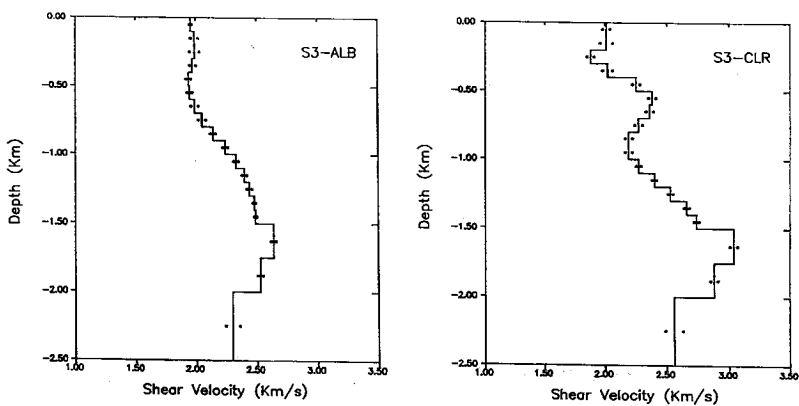


Figura 9. Modelo de velocidad de cizalla para los trayectos S3-ALB y S3-CLR

do un modelo de tierra aproximado y calculando posteriormente el modelo de tierra inicial como media de los diferentes modelos de tierra obtenidos por inversión diferencial. La aproximación entre la curva teórica y experimental en cada trayecto permite realizar una inversión estocástica a cada trayecto.

La tabla VI presenta los modelos de velocidad de cizalla para diferentes trayectos, estando representados en las figuras 8 y 9.

El promedio de los modelos de tierra analizados para los diferentes trayectos analizados, ha permitido obtener un modelo de velocidad de cizalla para la zona de estudio cuyos valores se indican en la tabla VII y se representan en las figuras 10, 11 y 12.

## CONCLUSIONES

Evaluando los resultados obtenidos en la realización de este trabajo, podemos sacar las siguientes conclusiones:

1.- La selección de los eventos es fundamental para el buen desarrollo del trabajo, ya que permitirá obtener curvas de dispersión con una desviación media pequeña y por tanto menores errores en los modelos obtenidos.

2.- La técnica del filtro múltiple es un método de análisis de señales dispersadas multimodales rápido y eficiente. Su aplicación proporciona datos de dispersión adecuados. Hemos utilizado un valor  $\hat{O}=10$  en el filtro de anchura de banda constante, obteniendo buenos resultados en la resolución frecuencia-tiempo.

3.- La técnica de filtrado en tiempo variable es eficaz para eliminar las distorsiones debidas a períodos muy cortos y a modos superiores que no fueron eliminadas completamente por la MFT.

4.- La falta de datos sobre la estructura de la corteza en la zona de estudio no nos permite comparar nuestros resultados con los de otros autores. No obstante los modelos de tierra obtenidos son satisfactorios, como muestran los núcleos de resolución y errores cometidos tanto en el filtrado como en la inversión.

5.- Los valores obtenidos para la densidad dan una primera aproximación de la composición de la corteza en un rango de profundidad 0.0-2.5 km.

depth(km)	$\beta$ (km/s)	$\alpha$ (km/s)	$\rho$ (gm/cm <sup>3</sup> )
0.10	1.87±0.02	3.33±0.04	2.271±0.006
0.10	1.88±0.03	3.35±0.05	2.274±0.008
0.10	1.80±0.03	3.21±0.05	2.251±0.008
0.10	1.84±0.04	3.28±0.07	2.262±0.011
0.10	1.91±0.03	3.40±0.05	2.282±0.008
0.10	1.99±0.02	3.55±0.04	2.305±0.006
0.10	2.03±0.03	3.62±0.05	2.317±0.008
0.10	2.07±0.02	3.69±0.04	2.328±0.006
0.10	2.11±0.03	3.76±0.05	2.339±0.008
0.10	2.17±0.02	3.87±0.04	2.357±0.006
0.10	2.24±0.02	3.99±0.04	2.377±0.006
0.10	2.31±0.02	4.12±0.04	2.397±0.006
0.10	2.37±0.02	4.22±0.04	2.414±0.006
0.10	2.42±0.02	4.31±0.04	2.428±0.006
0.10	2.47±0.02	4.40±0.04	2.442±0.006
0.25	2.59±0.03	4.61±0.05	2.477±0.008
0.25	2.57±0.03	4.58±0.05	2.471±0.008
0.50	2.52±0.06	4.49±0.11	2.457±0.017

Tabla VII. Modelo de tierra promedio para Almería



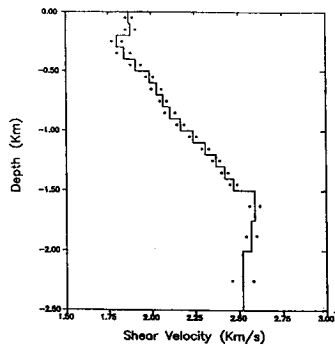


Figura 10. Modelo de velocidad de cizalla para Almería

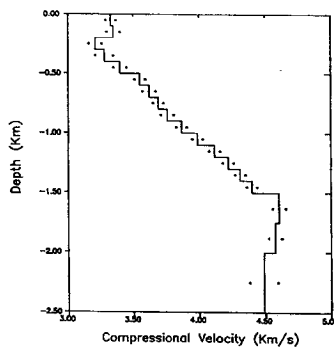


Figura 11. Modelo de velocidad compresional para Almería

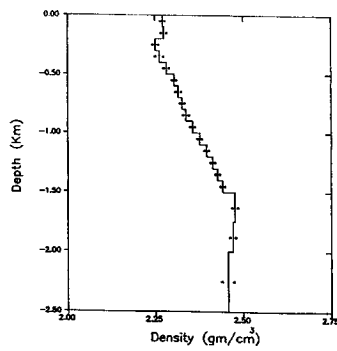


Figura 12. Modelo de densidades para Almería

## REFERENCIAS

CARA, L.; (1973); "Filtered of dispersed wave trains". *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 33, 65-80.

CORCHETE, V.; J.I. BADAL; G. PAYO; (1990); "An attempt of joint inversion of Rayleigh wave fase and group velocities in Iberian". *Revista de geofísica*, 46, 83-96.

CROSSON, R.S.; (1976); "Crustal structure modeling of earthquake data. 1. Simultaneous least squares estimations of hipocenter and velocity parameters". *J. Geophys. Res.*, 81, 3036-3046.

DZIEWONSKI, A.M.; S. BLOCH; M. LADISMAN; (1969); "A technique for the analysis of transient seismic signals". *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 427-444.

DZIEWONSKI, A.M.; J. MILLS; S. BLOCH; (1972); "Residual dispersion measurement. A new method of surface-waves analysis". *Bull. Seism. Soc. Am.*, 62, 129-139.

HWANG, H.J. y B.J. MITCHELL; (1986); "Interstation surface waves analysis by frequency-domain Wiener deconvolution and modal isolation. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76, 847-864.

LANDISMAN, M.; A. DZIEWONSKI; Y. SATO; (1969); "Recent improvements in the analysis of surface wave observations". *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 17, 369-403.

MACBETH, C.D. Y P.W. BURTON; (1986); "Propagation of 0.7-2.5 Hz Rayleigh waves in Scotland". *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 84, 101-120.

ROCAMORA, M.; (1992); "Propagación y atenuación de ondas superficiales. Aplicación al océano Atlántico y Mar Mediterráneo". Tesis Doctoral. Barcelona. pp 327.