

Caracterización sísmica de una cuenca sedimentaria: análisis inicial

ANTONI M. CORREIG y FERRAN COLOMBO

Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia, UB.
Facultat de Física i Geologia. Martí Franqués 1. 08028-Barcelona.

RESUMEN

Mediante técnicas numéricas analizamos el efecto de una cuenca sedimentaria sobre las ondas sísmicas que la atraviesan, en el presente estudio ondas P. La cuenca sedimentaria la caracterizamos por una serie estratigráfica con un número de capas y espesor total prefijados, así como el valor medio de sus propiedades elásticas. Para cada capa individual, estos valores medios se hacen fluctuar aleatoriamente en más y en menos alrededor de sus valores medios, con un valor máximo permitido de la variación también prefijado. Los ejemplos numéricos realizados nos muestran que los parámetros que más afectan una onda que se propaga a través de una cuenca son la distancia característica o espesor de las capas individuales y la magnitud de las fluctuaciones, manifestándose la respuesta de la serie estratigráfica como un filtro paso baja y en la aparición de resonancias. Estos efectos pueden ser observados y cuantificados a partir de un análisis de la atenuación del medio y de la dispersión de la velocidad intrínseca de las ondas P y S.

Palabras clave: Análisis numérico. Ondas sísmicas. Cuenca sedimentaria

ABSTRACT

The effect of a sedimentary basin is studied through a numerical analysis of the seismic waves that crosses it, P-waves in the present case. The sedimentary basin is characterized by means of a stratigraphic series with a given number of layers and total thickness, as well as the average values of their elastic parameters. For each individual layer the mean value suffers fluctuations randomly generated, with a fixed allowed maximum variation. Numerical examples show that the parameters that most effectively modifies a wave that crosses the stratigraphic series is the characteristic distance, or thickness on the individual layers, and the magnitude of the fluctuations. The response of the stratigraphic series can be interpreted as a low-pass filter superposed to resonant effects and can be observed and quantified from the analysis of the attenuation of the medium and the body wave dispersion.

Key words: Numeral analysis. Seismic waves. Sedimentary basin.

INTRODUCCION

En este artículo se pretende llamar la atención sobre las posibilidades que brinda el análisis de la información inicial de un sismograma en el estudio de las cuencas sedimentarias.

A partir de unas premisas iniciales se realizan una serie de experimentos numéricos sobre como afecta el ángulo de incidencia de las ondas sísmicas en la base de la cuenca, las variaciones de densidad de los materiales sedimentarios, la cantidad y calidad de los niveles estratiformes atravesados y, en general, sobre los parámetros que definen la geometría de una cuenca sedimentaria teórica. Se trata, por tanto, de un ejemplo que se apoya en una gran cantidad de parámetros observables e insiste claramente en los parámetros teóricos más generales. En definitiva se trata de un ejemplo que no puede ser extrapolable directamente sino que necesita de una adaptación específica para cada caso concreto.

El presente trabajo debe ser considerado como una introducción al problema y como un inicio de una línea de investigación abierta. Su interés radica en el intento de desarrollar una metodología para hallar información sobre la estructura y composición general de las cuencas sedimentarias utilizando para ello equipos sísmicos de bajo coste, y no pretende competir con otras técnicas ya bien establecidas tales como la sísmica de refracción y reflexión, si bien de un coste muy elevado. Al contrario, creemos que el análisis que iniciamos podrá complementar las técnicas citadas (generalmente basadas en el análisis de tiempos de

llegada) al incorporar medidas de las amplitudes de las ondas y de la dispersión de las velocidades de propagación de las ondas.

PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Las premisas iniciales consisten en considerar una cuenca sedimentaria teórica con una geometría rectangular tanto en planta como en alzado, con unas profundidades medias que varían entre los valores < 1.000 m, entre 1.000 y 5.000 m., y entre 5000 -10.000 m . Este último caso corresponde a un extremo no muy común. Las profundidades tienen importancia en el cálculo del tiempo que tardarán las ondas sísmicas en atravesar la cuenca sedimentaria estudiada.

Sólo se ha considerado el relleno de las cuencas mediante materiales sedimentarios en capas, tramos y unidades horizontales. En este trabajo inicial, no se tienen en cuenta ni las irregularidades importantes en la geometría de las cuencas ni las posibles deformaciones que pudieran afectar a los tramos constituidos por rocas sedimentarias.

Las potencias unitarias de las capas, necesarias para el cálculo de las posibles modificaciones en los parámetros de las ondas sísmicas que las atraviesan, se han supuesto que varían entre unos pocos metros y unos pocos centenares de metros. Esto es de gran utilidad cuando se trata de suponer el número máximo y mínimo de capas en que se puede subdividir el relleno sedimentario de la cuenca.

Las densidades específicas de los materiales tienen gran importancia en este estudio y hay que tener en

cuenta el tipo de relleno sedimentario en función de las litologías más probables.

Así, se puede suponer un relleno sedimentario homolítico con un incremento general de la densidad con la profundidad. Otro caso corresponderá a un relleno heterolítico de dos componentes mayoritarios, en el que las dos litologías principales estén distribuidas uniformemente con valores del 50% en potencia. En ese supuesto existen dos variaciones posibles, el caso en el que exista una alternancia regular de niveles de las dos litologías y otro caso en el que cada litología corresponda al 50% de toda la potencia y además se halle agrupada en dos grandes tramos homolíticos, el inferior con una densidad mayor y el superior correspondiente a los materiales menos densos.

Cuando las litologías se hallan en otras proporciones hay que poner límites a sus variaciones, que fijamos en un 25% y un 75%. En cada caso se debe especificar cual es la litología predominante y sobre todo cual es la disposición geométrica en el sentido de si existe una alternancia regular o si se presenta una superposición de grandes tramos en cada uno de los cuales predomina una de las litologías consideradas.

Uno de los factores que en principio parecen tener mas importancia en relación a la propagación de las ondas sísmicas, corresponde a las variaciones de velocidad que presentan los distintos tramos de litologías diversas, caracterizados por una densidad concreta y que se hallan en contacto con otros tramos con densidad diferente. Dada la imposibilidad actual de disponer de medidas independientes de las velocidades y de la densidad, consideraremos a la densidad como una función de la velocidad y viceversa.

	densidad absoluta (gr/cm ³)	densidad media (gr/cm ³)	diferencia respecto a la media	variación porcentual
CONGLOMERADOS	2,0 - 2,7	2,35	0,7	30%
ARENISCAS	1,6 - 3,2	2,4	1,6	67%
ARGILITAS	1,56 - 3,20	2,38	1,64	70%
CALIZAS	1,74 - 2,90	2,32	1,16	50%
YESOS	2,2 - 2,3	2,25	0,1	5%

TABLA 1. Densidades de las rocas sedimentarias (según datos de Cailleux, 1974; Telford et al., 1976; Dietrich et al., 1982 y Parasnis, 1986).

TABLE 1. Densities of the sedimentary rocks (after Cailleux, 1974; Telford et al., 1976; Dietrich et al., 1982 and Parasnis, 1986).

Los datos suministrados por diversos autores (Cailleux 1974; Telford *et al.* 1976; Dietrich *et al.* 1982; Parasnis 1986,) permiten confeccionar una tabla en la que se han referido los valores medios de los parámetros de densidad, variación, y porcentaje de variabilidad, referidos a las litologías predominantes en las rocas sedimentarias más usuales. A partir de los valores máximo y mínimo suministrados por los diferentes autores se ha establecido el valor medio, la variación absoluta y la variación relativa. También se ha encontrado el rango medio de variación porcentual referido a las rocas sedimentarias más usuales.

Otro de los factores que hay que tener en cuenta corresponde al tipo de contactos entre las diferentes litologías que constituyen el relleno de una cuenca sedimentaria. Así, los contactos pueden ser bruscos y nítidos, o graduales. En el primer caso se puede dar, en el supuesto de que exista poca variación entre los valores respectivos de densidad, que el contacto tenga una importancia muy relativa desde el punto de vista geofísico (coeficientes de elasticidad,...). En otro caso, cuando el contacto litológico pueda ser de tipo transicional y con la particularidad de que las dos litologías en contacto presenten variaciones de densidad importantes, el límite, puede ser de gran entidad desde el punto de vista geofísico. Evidentemente también pueden existir los casos intermedios que correspondan a poco contraste o a un contraste geofísico nítido e importante.

Hay que tener en cuenta que normalmente el contraste de densidades entre dos unidades estratigráficas contiguas, esporádicamente es mayor que 0,25 g/cm³, mucho menor que el máximo posible deducible del

estudio de la tabla de densidades (Tabla 1). Algunos autores (Telford *et al.*, 1976) sugieren que esto se debe probablemente a la historia geológica de la región, a partir de la cual se pueden identificar las áreas fuente similares para los materiales terrígenos y las condiciones iniciales de depósito de las otras litologías sedimentarias presentes.

En la Tabla 2 se han reflejado los contrastes de densidades entre unidades estratigráficas caracterizadas por litologías concretas. Se puede apreciar como las máximas variaciones que alcanzan valores unitarios del orden de 0,64 corresponden a contrastes máximos entre yesos y argilitas cuando estos tienen densidades bajas y muy diferentes. Las diferencias mínimas alcanzan valores del orden de 0,04 y corresponden a contrastes máximos de valores bajos de densidad entre argilitas y areniscas. Estos valores, por extremos, difieren bastante de los expresados por algunos de los autores ya citados previamente. Por otro lado, y para las densidades medias, los contrastes entre los valores corresponden como máximo a diferencias de densidad del orden de 0,15 entre areniscas y yesos. Los valores mínimos son del orden de 0,02 y se dan entre argilitas y areniscas.

Los conglomerados presentan una variación media de los valores de densidad que corresponde a un 30%. Para las areniscas esa variación corresponde a un 67%. Las argilitas tienen una variación del orden de un 70%, la de las calizas es de un 50% y la de los yesos alcanza un 5%.

Generalmente, la densidad de las rocas sedimentarias depende de su localización en profundidad, sin

	CONGLOMERADOS	ARENISCAS	ARGILITAS	CALIZAS	YESOS
CONGLOMERADOS		0,4 - 0,5	0,44-0,50	0,26-0,20	0,2 - 0,4
ARENISCAS	0,05		0,04 - 0	0,14 - 0,3	0,6 - 0,9
ARGILITAS	0,03	0,02		0,18 - 0,3	0,64-0,9
CALIZAS	0,03	0,08	0,06		0,46-0,60
YESOS	0,10	0,15	0,13	0,07	

TABLA 2. Contrastes máximos entre densidades (parte superior derecha de la tabla) y contrastes entre densidades medias (parte inferior izquierda).

TABLE 2. Maximum density contrast (upper right) and contrast in average densities (lower left).

dejar de lado otros factores tales como la edad y la historia deposicional de esos materiales. Las rocas sedimentarias porosas sufren un proceso de compactación tanto mas acentuado cuanto mas profundas se encuentren. Esta es una de las razones del aumento de la densidad con el incremento en profundidad de la Formación estratigráfica. Por otro lado, la duración del proceso de compactación también tiene una gran influencia en el incremento de la densidad con la profundidad. Así, por regla general las rocas sedimentarias mas antiguas tendrán una densidad mayor que sus homónimas mas recientes.

Además, también hay que tener en cuenta el tipo de sedimento inicial, ya que si éste es terrígeno, homométrico y de granulometria fina, tendrá también gran cantidad de poros de pequeño tamaño que por oclusión pueden favorecer un incremento significativo en la densidad. En materiales terrígenos heterométricos y de granulometria gruesa, con poros generalmente mayores

y repartidos anisótricamente, su oclusión tendrá una distribución muy irregular y generalmente no podrá ser tan efectiva como su equivalente en materiales terrígenos de granulometria fina. En definitiva, bajo compactación similar, las areniscas sufrirán un incremento de densidad mas significativo que el que pudiera existir en materiales conglomeráticos (Tabla 1).

En materiales terrígenos de granulometria mas fina (lutitas) se ha encontrado una variación significativa de la densidad con la profundidad. Así, en muestras de sondeos de gran profundidad (Telford *et al* 1976) las lutitas tienen un incremento de densidad de 2,0 a 2,6 g/cm³ cuando la profundidad del sondeo se incrementa en 1.500 m aproximadamente.

Por lo que se refiere a los materiales que pueden constituir el substrato de una cuenca sedimentaria teórica, se ha supuesto que corresponden a materiales graníticos y basálticos.

	DENSIDAD	DENSIDAD MEDIA
GRANITO	2,5 - 2,9	2,7
BASALTO	2,7 - 3,3	3,0

TABLA 3. Densidades de las rocas del substrato (en gr/cm³)

TABLE 3. Densities of the rocks of the basement.

En la Tabla 3 se proporcionan los valores de variación de densidad y de densidad media referidos al granito y al basalto.

Aun cuando los valores de densidad absoluta tienen un rango de variación que puede mostrar alguna proximidad con la densidad de algunos materiales sedimentarios, las densidades medias de las rocas intrusivas aquí consideradas son claramente diferenciables de las correspondientes a los materiales sedimentarios que constituyan el relleno de la cuenca.

METODOLOGIA

Cuando una onda sísmica (elástica) se propaga a través del interior de la tierra, sus características (amplitud y fase de la onda) quedan modificadas por el medio que atraviesan. Desde el punto de vista del análisis de señales, se puede decir genéricamente que la señal generada en la fuente (terremoto, explosión química, etc.) queda modificada («filtrada») por el medio que atraviesa. El medio, pues, actúa como un

filtro al paso de las ondas. En el dominio de las frecuencias, la señal registrada $Y(\omega)$ se relaciona con la señal originada en la fuente $X(\omega)$ en la forma

$$Y(\omega) = H(\omega) X(\omega) \quad (1)$$

donde ω es la frecuencia angular y $H(\omega)$ representa la función de transferencia del filtro. Si $H(\omega)$ es conocida, a partir de la señal registrada $Y(\omega)$ se puede obtener la señal de entrada $X(\omega)$, o, desde otro punto de vista, si $Y(\omega)$ y $X(\omega)$ son conocidas se puede obtener $H(\omega)$. La función de transferencia $H(\omega)$ puede representar un único filtro o bien una cascada de filtros (un conjunto de filtros en serie).

Respecto a los objetivos del presente trabajo, asumimos que el medio en el que se propagan las ondas (la «tierra») está formado por el relleno deposicional de

una cuenca sedimentaria, representado por unos perfiles estratigráficos concretos, y un basamento que se representa por un espacio semiinfinito con propiedades elásticas constantes. En estas condiciones podemos simular la propagación de ondas mediante la siguiente cascada de filtros:

$$H(\omega) = G(r) AI(\omega) FE(\omega) I(\omega) \quad (2)$$

donde el término $G(r)$, independiente de la frecuencia, representa la extensión geométrica (disminución de la amplitud de la onda debido a la extensión del frente de onda) y que es igual a 1 para ondas planas y a $1/r$ para ondas esféricas, siendo r la distancia según la trayectoria; $AI(\omega)$ representa la atenuación intrínseca del medio (absorción de energía por parte del medio debido a procesos no elásticos), $FE(\omega)$ la atenuación de «scattering» (disminución de la energía debido a una posterior repartición, consecuencia de reflexiones y refracciones múltiples inducidas por la serie estratigráfica) e $I(\omega)$ la respuesta instrumental del sismógrafo. Hay que tener en cuenta que, excepto para $G(r)$, todos los términos de la expresión (2) pueden ser complejos, por lo que pueden representarse mediante una amplitud $A(\omega)$ y una fase $\phi(\omega)$

$$H(\omega) = A_H(\omega) e^{i\phi_H(\omega)} \quad (3)$$

y de manera similar para el resto de componentes.

En el presente trabajo se pretende hacer hincapié sobre las características de la serie estratigráfica $FE(\omega)$, interpretada como un filtro, mediante la resolución del problema directo, su respuesta (función de transferencia) a una onda plana incidente en la base de la serie. Calculando la respuesta de la serie variando sucesivamente los valores de los distintos parámetros, obtendremos información sobre como estas variaciones afectan la amplitud y la fase del filtro. En un trabajo posterior nos ocuparemos del resto de los términos de la ecuación (2) y su síntesis final, ecuación (1), tanto en el dominio de las frecuencias como del tiempo.

En la figura 1 presentamos un sencillo ejemplo, aplicación directa de la ecuación (1), ilustrativo de como un filtro modifica la señal de entrada. En la figura 1-A, en el dominio de las frecuencias, los trazos largos corresponden a la señal de entrada y los trazos cortos corresponden a un filtro paso banda (deja pasar solamente un intervalo dado de frecuencias, determinado por las respectivas frecuencias de corte) de Butterworth de octavo orden con unas frecuencias de corte de 0.1 y 5 Hz. La señal de salida, producto de las dos anteriores, viene representada en línea continua.

En 1-B se presentan las señales de entrada y salida en el dominio del tiempo, obtenidas aplicando una transformada inversa de Fourier a sus correspondientes espectros de la figura 1-A. El pulso de entrada viene representado por la línea a trazos, y el de salida por la línea continua. Dos características se destacan claramente: la forma del pulso ha cambiado considerablemente y la onda llega con un retraso de unas dos décimas de segundo. Estas son precisamente las características que pretendemos determinar para el caso de una cuenca sedimentaria.

RESPUESTA DE UN MEDIO ESTRATIFICADO

Es bien conocido en la literatura sobre sismología que un medio estratificado actúa como un filtro que modifica una señal que lo atraviese. Este hecho fue ya reconocido por Phinney (1964), quien lo utilizó para obtener información sobre la estructura de la corteza terrestre a partir de ondas internas de período largo. O'Doherty y Anstey (1971), en un trabajo clásico, reconocieron el ensanchamiento de un pulso (en otras palabras, la supresión de altas frecuencias debido a fenómenos de atenuación) al atravesar un medio finamente estratificado, así como un ligero retraso en la llegada del pulso. Este hecho es una clara demostración que un medio finamente estratificado, conocido también como filtro estratigráfico (Banik *et al.*, 1985), afecta tanto a la amplitud y forma de la onda (supresión de altas frecuencias) como a la fase (ligero aumento del tiempo de propagación).

La respuesta de un medio elástico estratificado puede calcularse, para el caso de capas planas y paralelas, mediante el formulismo matricial de Haskell-Thomson (Haskell, 1953; Herrmann, 1978). Para una onda incidente en la base de un haz de capas, este formulismo proporciona el campo espectral de desplazamientos que un sismógrafo registraría en la superficie libre (respuesta espectral del medio), o, en otros términos, las características del filtro en términos de las componentes real e imaginaria para una frecuencia determinada, o, equivalentemente, en términos de su amplitud y fase.

La aplicación de este formulismo implica el conocimiento preciso de las características del medio (velocidades de las ondas P y S y densidad). Normalmente, este no es el caso, excepto si se disponen de los datos litológicos a partir de una perforación, y así y todo deberían tenerse en cuenta los errores cometidos al tener una sola muestra para una profundidad determinada. Este problema se ha abordado considerando un medio definido por unas velocidades y densidad medias, valores que fluctúan con la profundidad en más o en menos alrededor de estos valores medios, los cuales pueden ser obtenidos a partir de sísmica de reflexión y/o refracción. Las fluctuaciones de los va-

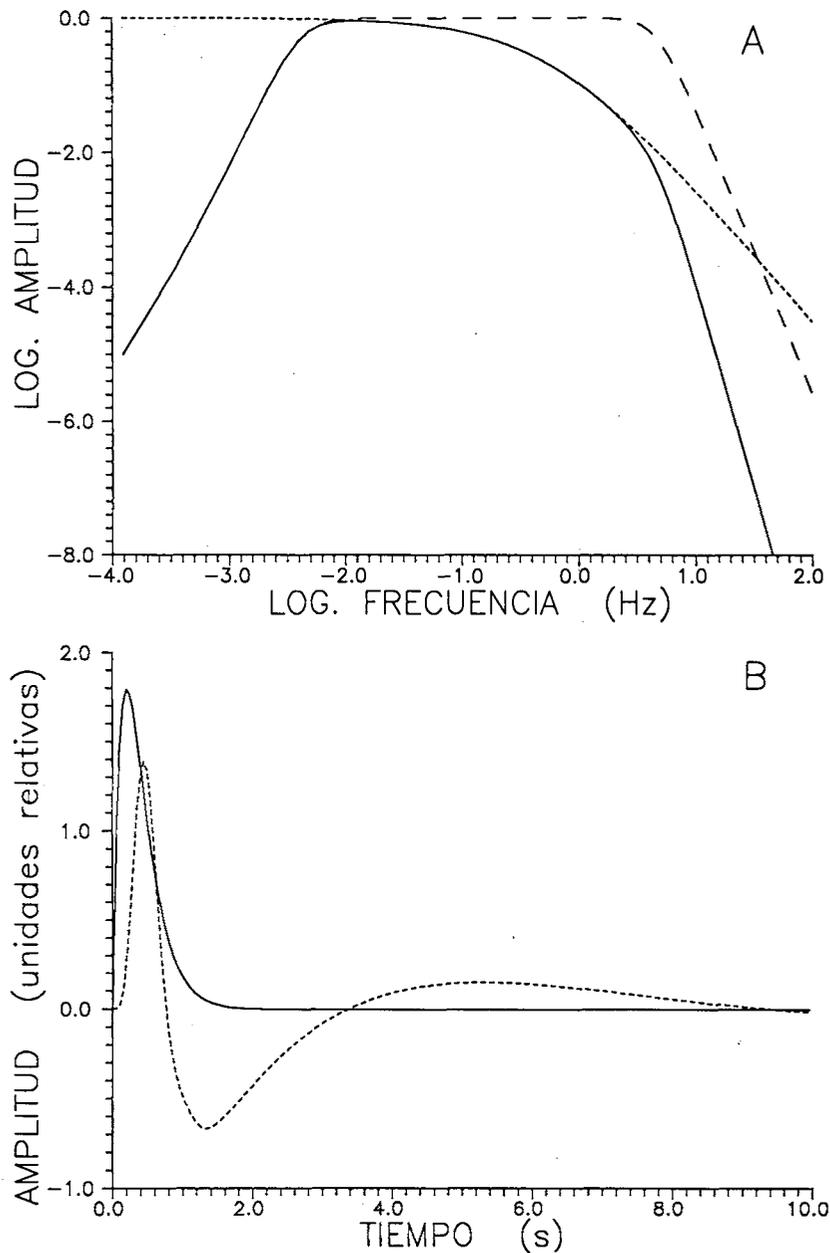


Figura 1.- Ejemplo de los efectos que un filtro ejerce sobre la señal de entrada. En A (dominio de las frecuencias), el filtro se ha representado por la línea a trazos largos, la señal de entrada por línea a trazos cortos y el producto de las dos por la línea continua. En B (dominio del tiempo), en línea a trazos cortos se ha representado la señal de entrada y en línea continua la señal de salida. Los efectos del filtro pueden observarse claramente a través del cambio de forma de la señal y el retraso que ha sufrido.

Figure 1.- Example of the effects on the input signal. In A (frequency domain), the filter is shown as a large dashed line, the input signal as a short dashed line, and its product as a continuous line. In B (time domain) the input signal is represented as a continuous line and the output signal as a short dashed line. It is clearly shown the change in the shape of the signal and its delay.

lores de los parámetros del medio, así como el grosor de las capas, se han generado aleatoriamente a partir de dichos valores medios habiendo fijado previamente los valores máximos permitidos para la fluctuación, y también generado aleatoriamente, si la fluctuación

será positiva o negativa. El fijar la variación máxima permitida significa que se genera un número aleatorio comprendido en el intervalo comprendido entre el valor medio del parámetro y el valor medio más la variación máxima permitida.

La generación aleatoria se ha realizado de la forma siguiente. Obtenemos una sucesión uniforme de números aleatorios $R_n = X_n/(2^{31}-1)$ a partir de los enteros X_n en la sucesión pseudoaleatoria originada por el generador congruencial pseudoaleatorio (Rubinstein, 1981; Salvat *et al.*, 1986)

cuyas propiedades aleatorias son reconocidas como muy satisfactorias.

CALCULO DE LA RESPUESTA DE UN MEDIO ESTRATIFICADO

En este apartado se presentan los resultados del cálculo de la respuesta de un medio estratificado para un modelo tipo y se analizan como varía dicha respuesta al variar los valores de los distintos parámetros.

$$X_{n+1} = 7^5 X_n \pmod{2^{31} - 1}$$

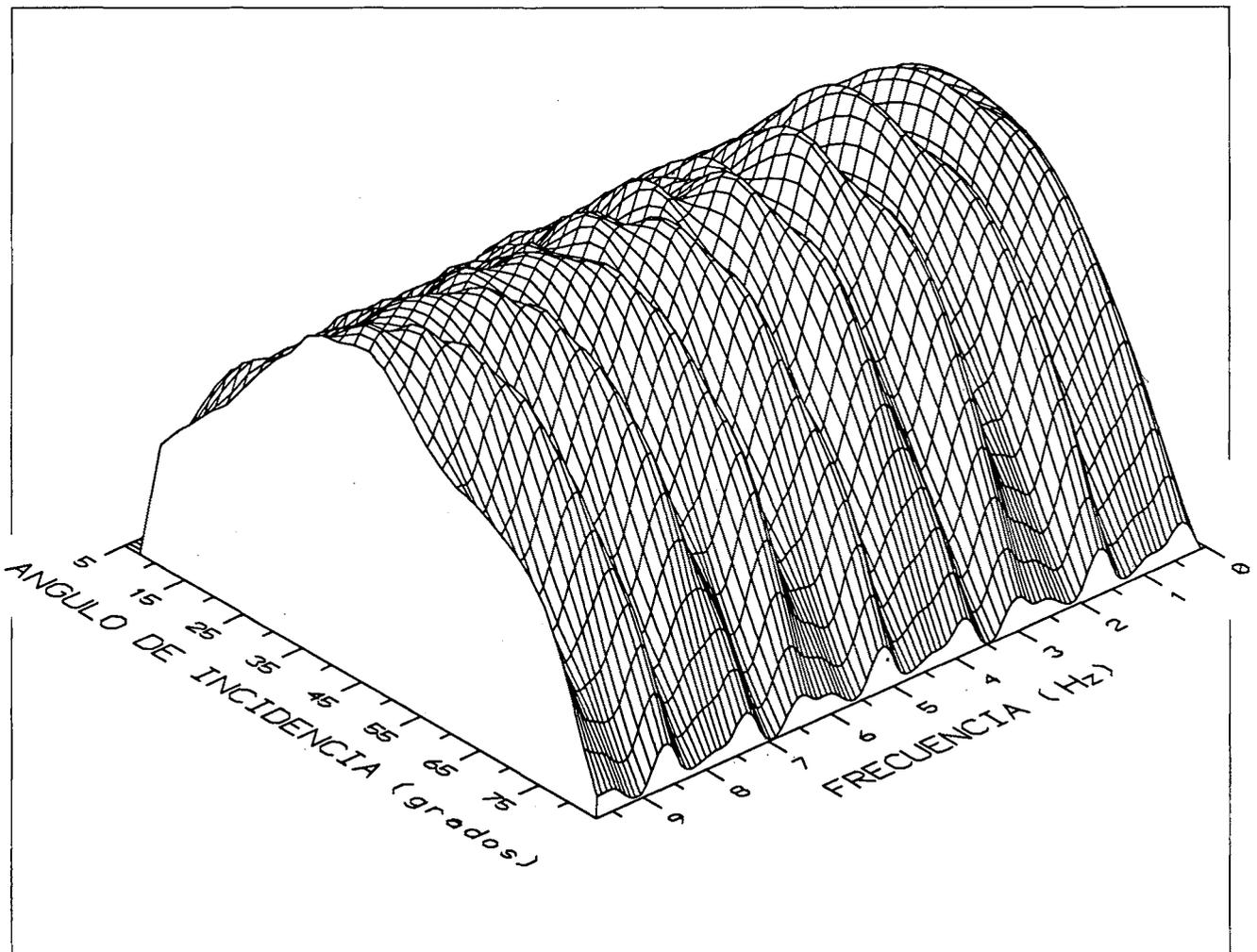


Figura 2.- Respuesta en amplitud de una onda P incidente en la base de un tramo de 4 km de espesor y una velocidad de 4 km/s, para ángulos comprendidos entre 10 y 85 grados y frecuencias comprendidas entre 0 y 10 Hz. Destaca la presencia de unos máximos de amplitud (eje vertical) situados entre 35 y 60 grados, unas periodicidades muy bien marcadas entre 10 y 25 grados y unas estructuras más complejas para ángulos superiores. Para más explicaciones ver el texto.

Figure 2.- Amplitude response of a P wave incident at the base of a layer 4 km thick with a compressional velocity of 4 km/s for incidence angles ranging from 10 to 85 degrees and frequencies ranging from 0 to 10 Hz. It is clearly shown maximum of amplitude (vertical axis) for incidence angles of 35 to 60 degrees, well defined periodicities between 10 and 25 degrees and a more complex behaviour for higher degrees. For more explanations see the text.

Como modelo tipo o de referencia consideramos una capa sobre un medio semiinfinito definido por los siguientes parámetros:

- espesor total del medio: $D = 4 \text{ km}$
 velocidad media de las ondas P: $V_p = 4 \text{ km/s}$
 velocidad media de las ondas S: $V_s = V_p / (3)^{1/2}$
 densidad media ρ : $\rho = 0.173V_p + 1.695$ (V_p en km/s, ρ en gr/cm^3)

Medio semiinfinito subyacente:

- $V_p = 5.70 \text{ km/s}$
 $V_s = 3.33 \text{ km/s}$
 $\rho = 2.78 \text{ gr/cm}^3$

A partir de una subrutina debida a Herrmann (1978), se ha escrito un programa de cálculo que nos da, para cada frecuencia, la parte real e imaginaria de la respuesta del medio. Una vez ha sido obtenida ésta para el intervalo de frecuencias de interés, se calcula la amplitud y la fase de la respuesta del medio, con lo que el filtro equivalente queda expresado en la forma (3).

En las Figuras 2 y 3 presentamos la respuesta en amplitud de una onda P incidente en la base de la capa para ángulos comprendidos entre 10 y 85 grados y frecuencias comprendidas entre 0 y 10 Hz. En la Figura 2 mostramos una representación tridimensional y en la 3 su correspondiente mapa topográfico. Claramente podemos observar la presencia de unos máximos de amplitud (eje vertical) situados entre 35 y 60 grados, unas periodicidades muy bien marcadas entre 10 y 25 grados y unas estructuras más complejas para ángulos superiores. Está claro que entre 10 y 25 grados estas periodicidades son las correspondientes a

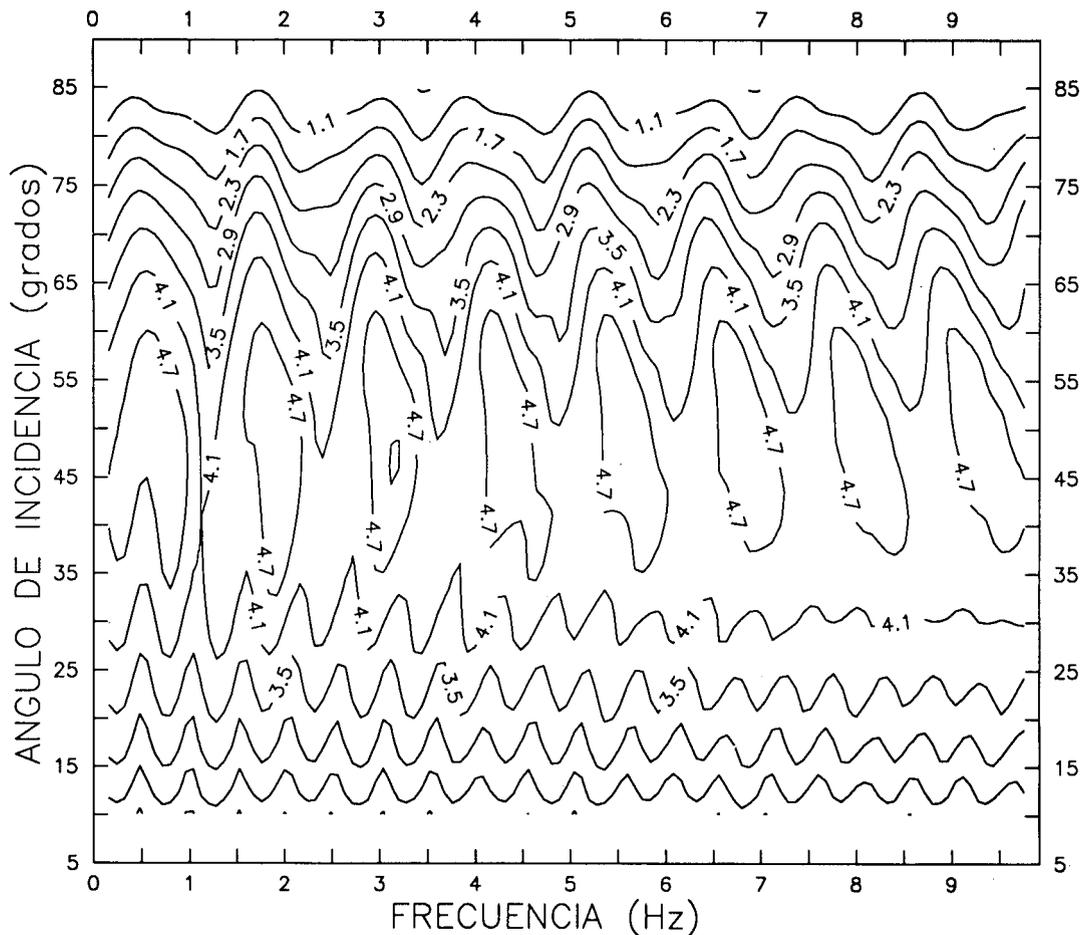


Figura 3.- Mapa topográfico de la figura 2.

Figure 3.- Topographic map of figure 2.

una interferencia constructiva, que pueden expresarse

como (Gupta, 1961)

$$T = \frac{4D}{(2n-1)v_1} \sqrt{1 - \frac{v_1^2}{v_2^2}}, \quad m = 0, 1, 2, \dots \quad (4)$$

donde T es el período predominante, D el grosor de la capa, v_1 la velocidad de la capa y v_2 la del substrato. Esta sucesión de máximos se conoce como *resonancia mecánica*. Tal como puede observarse, estas periodicidades son directamente proporcionales al grosor de la capa y al contraste de velocidades e inversamente proporcionales a la velocidad de la capa. Para ángulos superiores se produce una compleja superposición de interferencias constructiva y destructiva, función también de la frecuencia.

VARIACION DE LA RESPUESTA DEL MEDIO CON LOS PARAMETROS DEL MODELO

En este apartado discutimos como quedan modificadas las amplitudes al substituir el tramo homogéneo por un haz de capas (del mismo grosor total) de distintas características generadas aleatoriamente. En estos ejemplos, además de los parámetros indicados en el apartado anterior debemos tener en cuenta el número de capas (incluyendo el espacio semiinfinito), el parámetro RND que nos caracteriza la serie estrati-

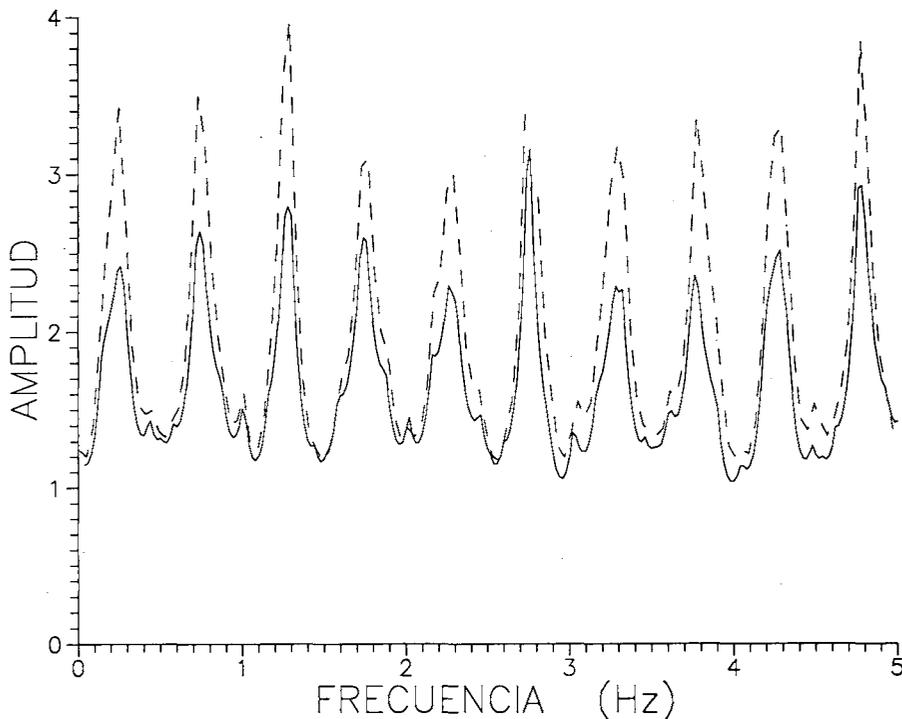


Figura 4.- Variación de la respuesta espectral de una serie estratigráfica en función del número de capas del medio. Para un contraste pequeño de las fluctuaciones de los parámetros elásticos, el número de capas es irrelevante, dependiendo la respuesta tan solo del contraste entre los parámetros de la serie y el zócalo subyacente. En línea discontinua hemos representado la respuesta del medio para un tramo de 4 km de espesor, y en línea continua la respuesta del medio cuando el tramo ha sido subdividido en 200 capas. La velocidad de referencia es de 4 km/s, y para el último caso la fluctuación de los parámetros ha sido del 5%.

Figure 4.- Variation of the spectral response of a stratigraphic series as a function of the number of layers. For a small contrast of the fluctuation of the elastic parameters, the number of layers is irrelevant, depending the variation only on the contrast between the mean parameters of the series and the basement. Dashed lines represent the response of the medium consisting on a layer 4 km thick, where as the continuous line represents a series 4 km thick consisting on 200 layers. The reference velocity is of 4 km/s, and for the stratigraphic series the parameters fluctuation is of 5%.

gráfica (una variación de este parámetro implica una serie estratigráfica distinta) y la fluctuación de los parámetros del medio, expresados como un tanto por ciento del valor de referencia. Siguiendo a Görich y Müller (1987), consideramos que las fluctuaciones de densidad son proporcionales a las fluctuaciones de velocidad, obedeciendo la relación

$$\rho = 0.000173 v_p + 1.695 \quad (5)$$

donde v_p se expresa en m/s y ρ en g/cm^3 . Esta fórmula se ajusta bien a los valores de las rocas sedimentarias dados por Grant y West (1965, Fig. 7-7). El espesor de las capas individuales se halla dividiendo el espesor total de la serie por el número de capas y expresando el espesor así obtenido en función del tiempo de propagación de la onda en cada capa (espesor dividido por la velocidad asignada a cada capa). Dado que la velocidad ha sido asignada aleatoriamente, el espesor sufrirá ligeras variaciones respecto al valor medio definido previamente, con lo que el espesor total puede sufrir ligeras fluctuaciones respecto al de referencia.

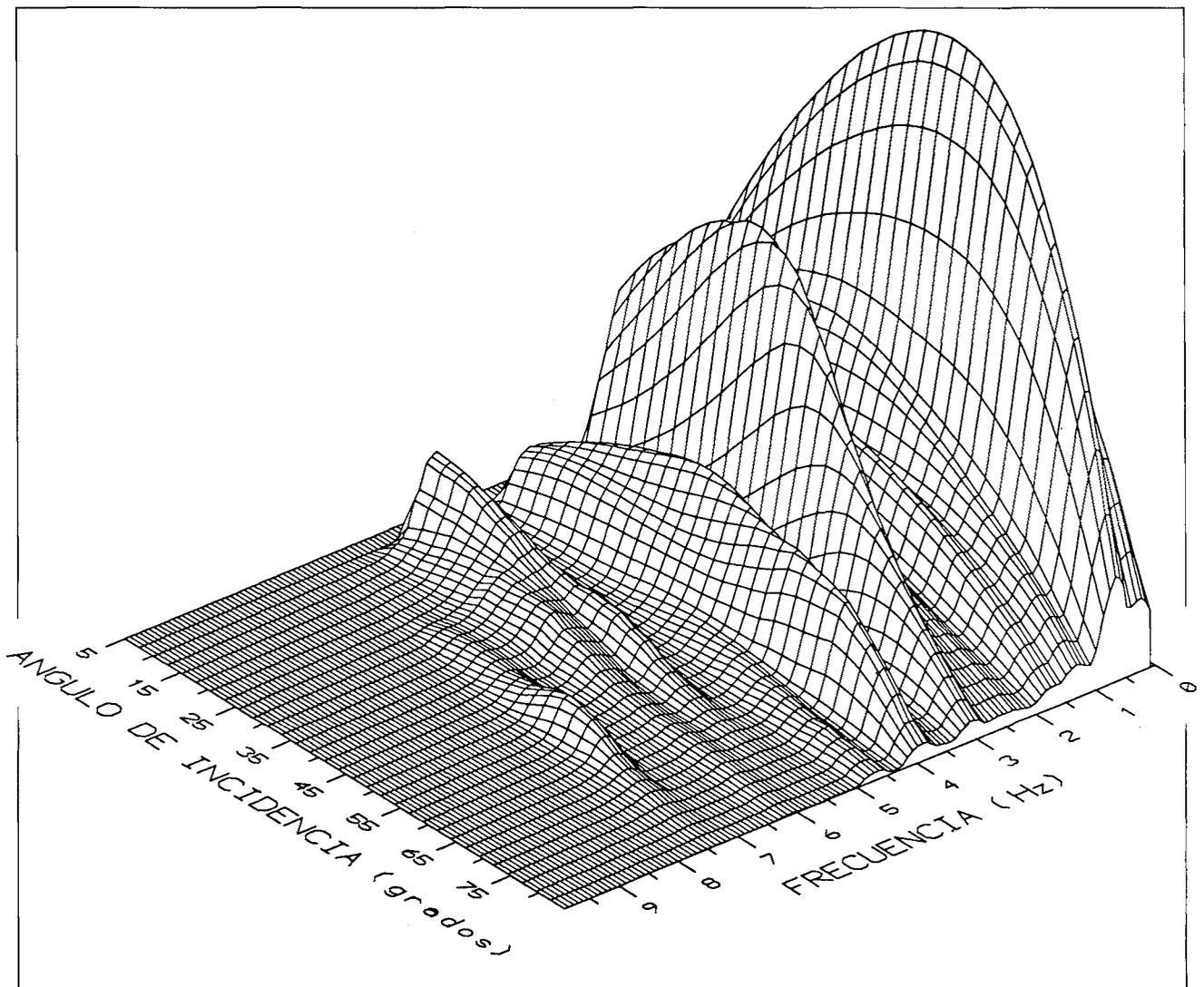


Figura 5.- Respuesta en amplitud de un modelo consistente en 200 capas con un espesor total de 4 km y una fluctuación de los parámetros del medio del 25%. Comparando con la figura 2 los cambios son muy importantes: la energía está concentrada en el intervalo 0-4 Hz, tendiendo rápidamente a cero para frecuencias más elevadas; claramente esta estructura se comporta como un filtro pasa bajas y concentrándose alrededor de los 0.75, 2.5 y 3.5 Hz.

Figure 5.- Amplitude response of a model consisting on 200 layers with a total thickness of 4 km and a parameter fluctuation of 25%. A comparison with figure 2 reveals severe differences: the energy is concentrated in the frequency range 0-4 Hz and vanishing at higher frequencies. It can clearly be seen that this structure behaves as a low-pass filter with some maxima centered at 0.75, 2.5 and 3.5 Hz.

En la figura 4 se presenta la variación de la respuesta en función del número de capas del modelo. La línea a trazos representa el modelo de 2 capas (una de espesor 4 km y el medio semiinfinito) de la figura 2 para un ángulo de 10 grados, y en línea continua el modelo consta de 200 capas y con una fluctuación de los parámetros del medio del 5%. Tal como puede verse, no hay diferencias apreciables entre ambos modelos, siendo solo de detalle (como por ejemplo la ligera variación en las amplitudes). Podemos concluir por lo tanto que, al menos para fluctuaciones pequeñas de los parámetros del medio, el número de capas es irrelevante, dependiendo la forma de la respuesta del medio del contraste de velocidades entre la velocidad media de referencia de la serie estratigráfica y el zócalo subyacente. De manera semejante hemos podido comprobar que una variación de la distribución aleatoria que nos define la serie estratigráfica no presenta variaciones apreciables en la respuesta del medio.

En las figuras 5 y 6 presentamos la respuesta en amplitud para un modelo consistente en 200 capas con un grosor total de 4 km y una fluctuación de los parámetros del medio del 25%; la figura 5 es un modelo tridimensional (ángulo, frecuencia y amplitud) y la 6 su correspondiente mapa topográfico, de manera totalmente análoga a las figuras 2 y 3. Comparando con estas dos últimas figuras, los cambios son importantes: la energía está toda concentrada en el intervalo 0 -4 Hz, tendiendo rápidamente a cero para frecuencias más elevadas; claramente esta estructura se comporta como un filtro de paso bajo (dejando pasar solo energía para frecuencias igual o inferiores a 5 Hz, y concentrándose dicha energía alrededor de los 0.75, 2.5 y 3.5 Hz. No nos es posible aún presentar un modelo físico que nos explique cuantitativamente el porqué de estas características de filtro de paso bajo y de la concentración de energía a unas frecuencias determinadas, si bien de manera cualitativa sí podemos decir que se trata de un típico, si bien poco

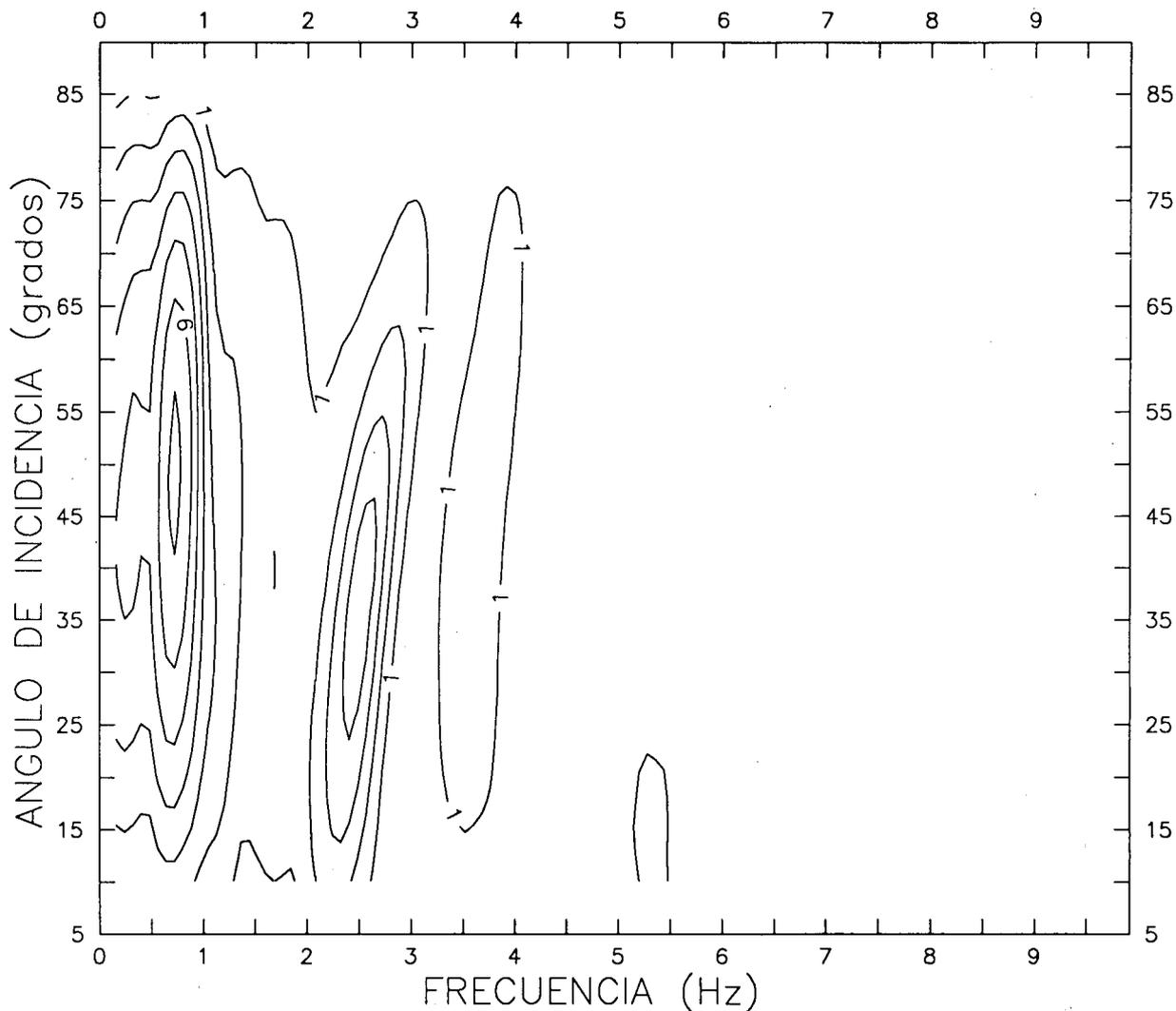


Figura 6. Mapa topográfico de la figura 5.

Figure 6. Topographic map of figure 5.

estudiado, problema de «scattering» (difusión) que provoca una redistribución de la energía transportada por las ondas sísmicas. Su estudio será abordado en posteriores trabajos.

En la figura 7 presentamos un estudio numérico del retraso de grupo (derivada de la fase respecto a la frecuencia angular) para un modelo consistente en un tramo de 4 km de espesor posteriormente subdividido en 50, 200 y 500 capas y unas fluctuaciones de los parámetros del medio del 5% y el 25%; en todos los casos el ángulo de incidencia es 10° . Respecto al cálculo numérico de la derivada, a fin de evitar inestabilidades numéricas se ha procedido a ajustar las fases a polinomios (Press *et al.*, 1986), y el grado del polinomio ha sido seleccionado como aquel para el cual el parámetro x^2 es mínimo. Se ha encontrado que el grado

de los polinomios que mejor han ajustado las fases oscila entre 1 y 3. Podemos ver claramente en dicha figura que para 50 capas y una fluctuación del 25% y para 200 capas y una fluctuación del 5%, el retraso de grupo es constante y de 0.99 s (el tiempo de propagación a través de la capa), caso idéntico al modelo consistente en una sola capa (línea no dibujada para no complicar el dibujo). Muy interesante es el modelo consistente en 200 capas y unas fluctuaciones del 25%, curva que presenta un máximo a 8.5 Hz, así como el modelo consistente en 500 capas y unas fluctuaciones del 25%, curva que presenta un máximo (menos pronunciado) también a 8.5 Hz. Si bien la forma concreta de estas dos curvas puede ser cuestionada (como debida a los métodos numéricos empleados para obtener la derivada), sí que podemos considerar como característica la existencia de dispersión (cada frecuencia se propaga

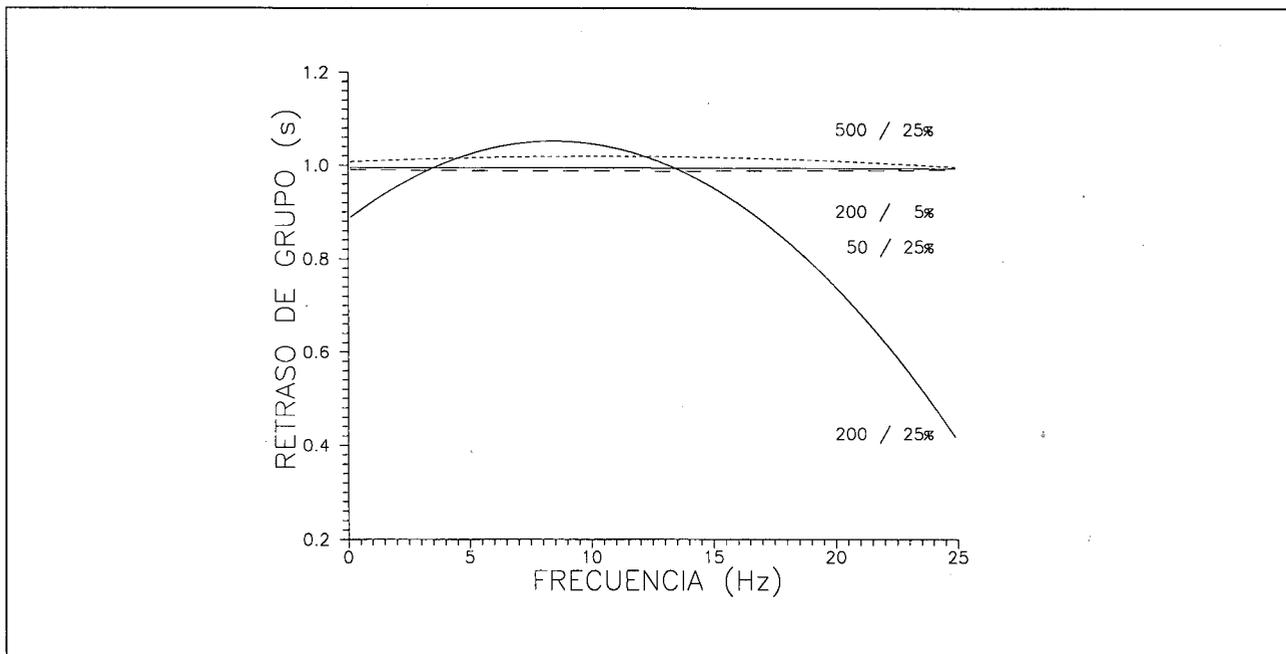


Figura 7.- Estudio numérico del retraso de grupo para un modelo consistente en un tramo de 4 km de espesor posteriormente subdividido en 50, 200 y 500 capas y unas fluctuaciones de los parámetros del medio del 5% y el 25%; en todos los casos el ángulo de incidencia es 10° . Para 50 capas y una fluctuación del 25% y para 200 capas y una fluctuación del 5%, el retraso de grupo es constante y de 0.99 s (el tiempo de propagación a través de la capa). Muy representativo es el modelo consistente en 200 capas y unas fluctuaciones del 25%, curva que presenta un máximo a 8.5 Hz, así como el modelo consistente en 500 capas y unas fluctuaciones del 25%, presentando también un máximo (menos pronunciado) a 8.5 Hz. Resaltan las siguientes características: la existencia de dispersión y la existencia de un máximo, sugiriendo la aparición de una resonancia de «scattering» relacionada con el espesor crítico de las capas, o distancia crítica entre difusores.

Figure 7.- Numerical study of the group delay for a model consisting on a series 4 km thick defined by 50, 200 and 500 layers and parameter fluctuations of the medium of 5% and 25%. In all cases the angle of incidence is of 10° . For 50 layers and a fluctuation of 25% and 200 layers and a fluctuation of 5%, the group delay is constant and amounts 0.99 s (the travel time across the series). It is very surprising the model consisting on 200 layers and a fluctuation of 25%, for witch the group delay presents a maximum at 8.5 Hz, as well as the model consisting on 500 layers and a fluctuation of 25%, showing again a maximum at 8.5 Hz. The following characteristics can be draw: the existence of dispersion and the presence of a maximum, suggesting a scattering resonance related with the critical thickness of the layers (critical distance among scatters).

a una velocidad determinada) y la existencia de un máximo, sugiriendo la aparición de una resonancia de «scattering» relacionado con el espesor crítico de las capas, o distancia crítica entre difusores. Estos resultados nos sugieren que la medida de la dispersión de las ondas internas (Correig y Mitchell, 1989; Correig, 1991a,b) puede proporcionar nueva e información tanto sobre las características del filtro estratigráfico como de las resonancias.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

Los ejemplos numéricos presentados muestran que los parámetros que más afectan una onda que se propaga a través de una serie estratigráfica son la distancia característica o espesor de las capas individuales y la magnitud de las fluctuaciones. La respuesta de la serie estratigráfica se manifiesta por sus características de filtro de paso bajo (deja pasar tan sólo las bajas frecuencias a partir de una frecuencia de corte dada) y en la aparición de resonancias (amplificación de la energía para unas frecuencias dadas). Si las fluctuaciones de los valores de los parámetros son pequeñas, la distancia característica no es mas que el espesor total de la serie estratigráfica. Tenemos pues definido un típico problema de difusión (*scattering*), bien conocido por la física, que debe ser planteado en términos de las condiciones específicas de las series estratigráficas. Dejando de lado (por su muy alto coste) las técnicas de la sísmica de refracción y reflexión, los parámetros que pueden ser observados y medidos a partir de un sismograma son la dispersión de las velocidades intrínsecas P y S (Correig, 1991a) y la atenuación del medio, que es la que nos da cuenta del cambio de forma de la onda (Görich y Müller, 1987). Y como resumen final podemos añadir que los resultados numéricos han mostrado que estos efectos son no solo apreciables, sino también medibles. En próximos trabajos se abordarán los problemas de su medición e interpretación.

AGRADECIMIENTOS

Antoni Roca leyó la primera versión del manuscrito; sus críticas nos la hicieron mejorar considerablemente. Agradecemos también, las sugerencias de dos revisores anónimos que contribuyeron a mejorar el manuscrito. Este trabajo ha estado subvencionado en parte por la Dirección General para la Investigación Científica y Tecnológica (DGICYT), proyecto número PB90-0599-C03-03.

BIBLIOGRAFIA

- BANIK, N.C., LERCHE, I. y SHUEY, R.T., 1985: Stratigraphic filtering, Part I: Derivation of the O'Doherty-Anstey formula. *Geophysics*, 50:2768-2774.
- BIRCH, F., 1952: The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, part 2. *J. Geophys. Res.*, 66:2199-2224.
- CAILLEUX, A., 1974: *Les Roches*. Presses Universitaires de France.
- CORREIG, A.M., 1991a: On the measurement of body wave dispersion. *J. Geophys. Res.*, 96:16,525-16,528.
- CORREIG, A.M., 1991b: Body wave dispersion: measurement and interpretation. *Pure Appl. Geophys.*, 136:561-576.
- CORREIG, A.M. y MITCHELL, B.J., 1989: Attenuative body wave dispersion at La Cerdanya, eastern Pyrenees. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 57:304-310.
- DIETRICH, R.V., DUTRO, J.T. y FOOSE, R.M., 1982: *American Geological Institute Data Sheets*. Ed. A.G.I.
- GÖRICH, U. y MÜLLER, G., 1987: Apparent and intrinsic Q: the one dimensional case. *J. Geophys.*, 61, 46-54.
- GUPTA, I.N., 1961: Resonant oscillations of the overburden excited by seismic waves. *Earthquake notes*, XXXII, 5-11.
- GRANT, F.W. y WEST, G.F., 1965: *Interpretation theory in applied geophysics*. New York, McGraw-Hill Book Co.
- HASKELL, N.A., 1953: The dispersion of surface waves on multilayered media. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 43:17-34.
- HERRMANN, R.B., 1978: *Computer Programs in Earthquake Seismology*. Saint Louis University, Saint Louis, MO., USA.
- O'DOHERTY, R.F. y ANSTEY, N.A., 1971: Reflections on amplitudes. *Geophys. Prosp.*, 19:430-458.
- PARASNIS, D.S., 1986: *Principles of applied Geophysics*. Ed. Chapman, 402 pp.
- PHINNEY, R.A., 1964: Structure of the earth's crust from spectral behavior of long-period body waves. *J. Geophys. Res.*, 69, 2997-3017.
- PRESS, H., FLANNERY, B.P., TEUKOLSKI, S.A. y VETTERLING, W.T., 1986: *Numerical recipes*. Cambridge U.P., Cambridge, 818 pp.
- RUBINSTEIN, R.I., 1981: *Simulation and the Monte Carlo Method*. John Wiley, New York.
- SALVAT, F., MARTINEZ, J.D., MAYOL, R. y PARELLADA, J., 1986: A Monte Carlo program to simulate the penetration and energy loss of keV electrons through matter. *Como. Phys. Commun.*, 42:93-104.
- TELFORD, W.M., GELDART, L.P., SHERIFF, R.E. y KEYS, D.A., 1976: *Applied Geophysics*. Cambridge University Press.