

01131

6  
2ej.



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

ANÁLISIS DE DISPERSIÓN DE REGISTROS DE  
ACELERACIÓN EN LA CUENCA DE MÉXICO

**T E S I S**

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE  
INGENIERO GEOFISICO

P R E S E N T A :

Evangelina Romero Jiménez



MEXICO, D. F.

1992.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN



## **UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso**

### **DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

## ÍNDICE

### RESUMEN

I	INTRODUCCIÓN	1
II	DISPERSIÓN DE ONDAS SUPERFICIALES	5
III	ANÁLISIS DE DISPERSIÓN	11
IV	APLICACIONES	29
V	CONCLUSIONES	47
	RECONOCIMIENTOS	49
	REFERENCIAS	50
	APÉNDICE	54

## RESUMEN

Se presenta un método de dos estaciones para estudiar el fenómeno de dispersión de ondas superficiales con registros de aceleración y extraer información de la estratigrafía superficial entre los sitios de registro. El método se basa en la técnica de filtro múltiple que permite determinar curvas de dispersión de velocidad de grupo al calcular envolventes de amplitud de señales complejas en función de la frecuencia. Con esta técnica se obtiene el tiempo en que la envolvente de amplitud de la señal filtrada alcanza su máximo y que corresponde al tiempo de viaje del grupo de la onda sísmica en una frecuencia determinada. Así, se calcula la diferencia de tiempos de arribo de la amplitud máxima de dos señales y, con la distancia horizontal de las estaciones de registro, se obtienen los valores de velocidad de grupo. El método se aplica en sismogramas sintéticos generados con un método híbrido y en registros de aceleración obtenidos en estaciones de la red acelerométrica de la ciudad de México para el sismo de San Marcos, Guerrero, del 25 de abril de 1989. Los resultados obtenidos se comparan con curvas de velocidad de grupo del modo fundamental de ondas de Love calculadas a partir de modelos estratigráficos conocidos. Los resultados muestran la utilidad de este método y la factibilidad de su aplicación en la obtención de curvas de dispersión presentes en registros de aceleración.

## I INTRODUCCIÓN

Los sismos constituyen uno de los fenómenos naturales que más daños causan ya que producen grandes pérdidas humanas y económicas. A través de los años la vulnerabilidad de la ciudad de México ante efectos de sismos ha sido evidente; por ejemplo, los daños ocasionados por el terremoto del 19 de septiembre de 1985.

Las características del suelo de la cuenca sedimentaria de la ciudad de México han permitido definir tres zonas geotécnicas (Marsal y Mazari, 1959): la *zona del lago*, compuesta de estratos arcillosos con alto contenido de agua con espesores que varían entre 10 y 70 m; la *zona de transición*, constituida por estratos de arcilla intercalados con capas de arena, y la *zona de lomas*, que se caracteriza por una composición de rocas volcánicas. Se ha observado que las ondas sísmicas que se propagan en la cuenca de la ciudad de México pueden producir ampliificaciones del movimiento del terreno mucho más grandes en las zonas del lago y de transición que las vibraciones sentidas en la zona de lomas, donde el terreno es mucho más firme (Suárez y Jiménez, 1988). Además, en los registros obtenidos por la red acelerométrica de la ciudad de México se observan efectos localizados que sugieren la interacción de la energía sísmica incidente con los estratos blandos más superficiales (Sánchez-Sesma et al., 1988).

Por otro lado, la importancia del estudio de propagación de ondas superficiales en cuencas sedimentarias ha sido reconocida en diferentes trabajos (por ejemplo, Kawase y Aki, 1989; Yamanaka et al., 1989). Todos ellos muestran que la generación local de ondas superficiales en cuencas cerradas es inducida por la presencia de irregularidades laterales y confinamiento de los estratos más superficiales. Una característica importante de las ondas superficiales es el fenómeno de dispersión, que se define como la variación de la velocidad de propagación de las ondas con respecto a la frecuencia y se describe con curvas de dispersión de velocidades de fase o de grupo.

Casi todas las técnicas de extracción de curvas de dispersión se basan en la posibilidad de aislar modos de propagación de ondas superficiales presentes en una señal. Destacan las técnicas de *filtro múltiple* (Dziewonski et al., 1969), de *filtro variable en tiempo* (Landisman et al., 1969; Hwang y Mitchell, 1986) y de *filtro variable en frecuencia* (Russell et al., 1988). De ellas la más utilizada en estudios de sismología de terremotos es la técnica de filtro múltiple.

Las aplicaciones de estas técnicas de extracción son muy diversas. Por ejemplo, Bloch y Hales. (1968) realizaron una estimación de curvas de dispersión con la técnica de filtro múltiple para estudiar las propiedades regionales de la corteza y manto superior de la tierra. Mokhtar et al. (1988) analizaron registros de ondas de Rayleigh de periodo corto para determinar propiedades superficiales de la estructura del escudo de Arabia. Cara (1973) utilizó filtro múltiple y filtro variable en tiempo para calcular amplitudes y fases de señales sísmicas. Hwang y Mitchell (1986) usaron filtro variable en tiempo para aislar amplitudes espectrales de funciones de Green calculadas entre estaciones de registro, y así determinar velocidades de fase y de

grupo entre ellas.

Por otra parte, Essen et al. (1981) determinaron velocidades de ondas superficiales en estratos marinos para calcular velocidades de ondas S (ondas de corte) en los estratos más superficiales. La comparación de sus resultados con datos obtenidos de un modelo fue buena y mostró la factibilidad de realizar este tipo de estudios con la técnica de filtro múltiple para identificar características dispersivas presentes en las señales sísmicas.

En exploración sísmica los estudios de dispersión comienzan a tener importancia porque de estos se puede obtener información estratigráfica del subsuelo. Por ejemplo, destaca el trabajo de Geldmacher et al. (1990) quienes investigaron la influencia de zonas de milonita en la propagación de ondas superficiales en vetas de carbón. También, Buchanan y Jackson (1983) y Regueiro (1990a, b) analizaron las características de dispersión en señales de refracción sísmica a partir del cálculo de sus envolventes de amplitud para el estudio de vetas de carbón mediante análisis de dispersión con la técnica de filtro múltiple.

En sismología ingenieril se han realizado numerosas investigaciones sobre las características de ondas superficiales de periodo largo que sugieren que éstas pueden ser generadas y/o atrapadas en los estratos más superficiales de una cuenca sedimentaria. Por ejemplo, Yamanaka et al. (1989) estudiaron los efectos de estratos superficiales en la propagación de ondas superficiales para el temblor del suroeste de Nagano, Japón de 1984. La naturaleza de la dispersión se estudia con la técnica de filtro múltiple para obtener la diferencia de tiempos de arribos de las envolventes de amplitud y calcular las velocidades de grupo entre dos estaciones.

En general, en estudios globales la curva de dispersión puede determinarse de varias formas: a) al calcular la fase inicial  $\phi(\omega)$  donde  $\omega$  = frecuencia angular, del mecanismo focal, si es que éste se conoce ("método de una estación"); b) al restar las fases en dos estaciones a lo largo del mismo "gran círculo" (meridiano) para eliminar el efecto de la fase desconocida  $\phi(\omega)$  ("método de dos estaciones"), tal que no se requiere el conocimiento del mecanismo de la fuente; c) análogo al inciso b, al restar las fases de dos pasos de la misma onda en la misma estación, siempre y cuando la onda orbite la Tierra más de una vez (Vlaar y Nolet, 1978).

En este trabajo se presenta una forma de extraer curvas de dispersión en registros de aceleración con un *método de dos estaciones* (e.g., Yamanaka et al., 1989; Dean y Keller, 1991; Calderón et al., 1991) basado en la técnica de filtro múltiple (Dziewonski et al., 1969). Esta técnica permite determinar velocidades de grupo al calcular envolventes de amplitud de las señales en función de la frecuencia. Las velocidades de grupo se obtienen filtrando cada una de las señales y dividiendo la distancia que separa las estaciones entre el retraso en tiempo de viaje de cada grupo de energía.

La técnica se aplica a sismogramas sintéticos obtenidos con un método híbrido (Calderón, 1990) y a registros de la red acelerométrica de la ciudad de México para el sismo del 25 de abril de 1989 (magnitud  $M_s = 6.9$ ). Los resultados sugieren la presencia de ondas superficiales entre los pares de registros analizados.

## II DISPERSIÓN DE ONDAS SUPERFICIALES

Existen, esencialmente, dos tipos de ondas sísmicas: *las ondas de cuerpo* que se propagan a través del interior de la tierra y *las ondas superficiales*. Estas se propagan a lo largo de la superficie libre de la tierra o en discontinuidades de velocidad a través de la corteza y del manto superior con diferentes modos de propagación (Kulháněk 1990).

### Ondas de cuerpo

Existen dos tipos de ondas de cuerpo. Uno de ellos se clasifica como *ondas P*, llamadas también compresionales o primarias. Su desplazamiento tiene la misma dirección de propagación de la onda incidente y pueden viajar en un medio elástico o acústico (Figura 1). El otro se clasifica como *ondas S*, de corte o transversales porque causan un movimiento perpendicular a la dirección de propagación (Figura 1). Cuando una onda S se polariza de modo que todas las partículas se propagan en un plano horizontal recibe el nombre de onda *SH*; cuando todas las partículas se propagan en un plano vertical a la trayectoria del movimiento se denomina onda *SV* (Bullen y Bolt, 1985). Las ondas S se propagan únicamente en medios sólidos y su velocidad es menor que la velocidad de las ondas P.

### **Ondas superficiales**

Otro tipo de ondas importantes en sismología son las ondas superficiales, conocidas como *ondas de Rayleigh* y *ondas de Love*. La amplitud de este tipo de ondas decrece exponencialmente con la profundidad (Telford et al., 1990). Su factor de atenuación geométrica es inversamente proporcional a la raíz cuadrada de la distancia epicentral y es menor al de las ondas de cuerpo (con decaimiento inversamente proporcional a la distancia epicentral). Las ondas superficiales pueden propagarse con diferentes modos de propagación y transportan la mayor cantidad de energía de temblores poco profundos (con profundidades de foco menores a 70 km) que son, generalmente, la causa principal de destrucción en áreas densamente pobladas.

#### *Ondas de Rayleigh*

Son ondas que viajan a lo largo de la superficie libre de la tierra e involucran una combinación de movimiento longitudinal. El movimiento de la partícula está confinado a un plano radial y vertical alineado con la trayectoria de propagación y producen trayectorias elípticas retrógradas (opuesto a la dirección del movimiento de partículas de las ondas en la superficie del agua) con el eje mayor de la elipse en posición vertical (Figura 1).

#### *Ondas de Love*

Cuando un estrato superficial descansa sobre un semiespacio o sobre otras capas, otro tipo de ondas superficiales puede existir, llamado *ondas de Love*. Estas involucran un movimiento transversal a la dirección de propagación y en el plano de la superficie del terreno (Figura 1).

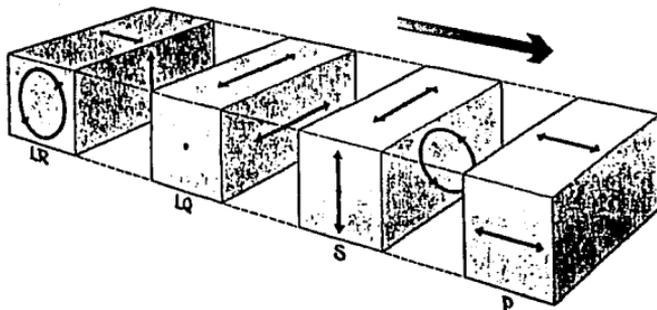


Figura 1. Trayectoria de las partículas de las ondas P, S, de Rayleigh (LR) y de Love (LQ) (tomada de Kulháněk 1990).

#### Curvas de dispersión

La dispersión es un fenómeno de propagación de ondas que se define como una variación en la velocidad de propagación con respecto a la frecuencia y se considera una característica importante de las ondas superficiales. La causa principal del fenómeno es la presencia de estratificación en el medio por el cual se propagan las ondas. Su descripción se logra a través de curvas de dispersión de velocidades de fase o de grupo (Figura 2). La velocidad de fase  $C$  es la velocidad a la cual se propaga una sola frecuencia (señal monocromática) y la velocidad de grupo  $U$  es la velocidad con la que viaja un paquete de energía (Figura 3).

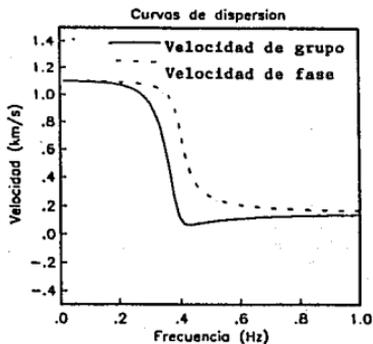


Figura 2. Velocidades de grupo y de fase

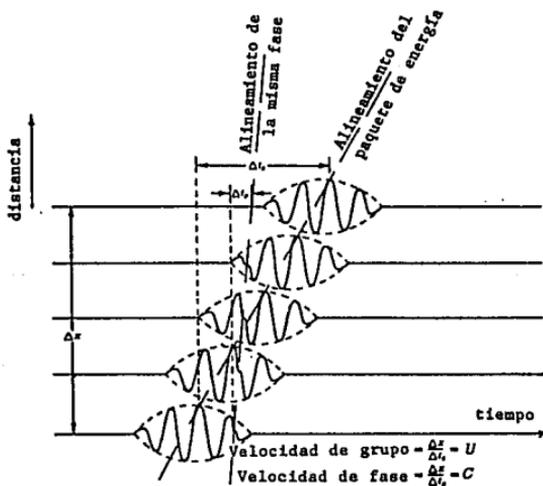


Figura 3. Representación de las velocidades de fase y grupo de una onda dispersa (tomada de Telford et al., 1990).

Para encontrar la relación que existe entre las velocidades  $C$  y  $U$  se consideran dos ondas armónicas  $q_1$  y  $q_2$  de igual amplitud  $a$  y números de onda ( $k = \omega/c$ , donde  $\omega$  es la frecuencia angular y  $c$  es la velocidad de fase) diferentes

$$\begin{aligned} q_1 &= a \operatorname{sen}(\omega_1 t - k_1 x) \\ q_2 &= a \operatorname{sen}(\omega_2 t - k_2 x) , \end{aligned} \quad (2.1)$$

donde  $k_1$  y  $k_2$  son los números de onda y  $\omega_1$  y  $\omega_2$  representan las frecuencias angulares. De aquí

$$\begin{aligned} \omega_1 &= \omega + d\omega \\ \omega_2 &= \omega - d\omega \\ k_1 &= k + dk \\ k_2 &= k - dk , \end{aligned} \quad (2.2)$$

donde  $\omega \gg d\omega$ ,  $k \gg dk$ .

La suma de las dos ondas armónicas se puede expresar por el producto (Simons, 1968)

$$q = 2a \cos \frac{(\omega_1 - \omega_2)t - (k_1 - k_2)x}{2} \operatorname{sen} \frac{(\omega_1 + \omega_2)t + (k_1 + k_2)x}{2} , \quad (2.3)$$

donde la onda  $q$  resultante se representa en amplitud por el factor coseno de la ecuación anterior, que es la envolvente de la señal y se propaga con un valor de velocidad dado por

$$U = \frac{(\omega_1 - \omega_2)}{(k_1 - k_2)} . \quad (2.4)$$

Las frecuencias altas se propagan con una velocidad igual

a

$$C = \frac{(\omega_1 + \omega_2)}{(k_1 + k_2)} \quad (2.5)$$

Si los valores de los números de onda son casi iguales, se puede escribir, a partir de lo anterior, que

$$U = \frac{d\omega}{dk} \quad \text{y} \quad C = \frac{\omega}{k} \quad (2.6)$$

para

$$U = \frac{(\omega_1 - \omega_2)}{(k_1 - k_2)} \quad \text{y} \quad C = \frac{(\omega_1 + \omega_2)}{(k_1 + k_2)}$$

respectivamente.

La velocidad con la que la energía se mueve (i.e., el coseno es el factor de amplitud de la ecuación (2.3)) es la velocidad de grupo  $U$ , y la velocidad del movimiento del factor seno es la velocidad de fase  $C$ . Las velocidades de fase y de grupo están relacionadas por

$$U = \frac{d\omega}{dk} = \frac{d(Ck)}{dk} = C + k \frac{dC}{dk} \quad (2.7)$$

O bien, en términos de la longitud de onda

$$U = C + \lambda \frac{dC}{d\lambda} \quad (2.8)$$

Si la onda no es dispersiva, las velocidades de grupo y de fase son iguales ( $dC/d\lambda = 0$ ).

Las ondas que viajan con velocidades de grupo mínima o máxima se conocen como *fases de Airy* (Kulhánek, 1990) y se caracterizan en un sismograma por un tren de ondas compacto de igual frecuencia, con una amplitud marcada de ondas superficiales que viajan en el modo fundamental.

### III ANÁLISIS DE DISPERSIÓN

En esta sección se realiza un análisis de dispersión de señales sísmicas, que se estudian como *señales complejas*. Este tipo de procedimiento permite representar el análisis de dispersión como una función del tiempo y la frecuencia.

#### Señal analítica

La representación de una señal como la parte real de una función compleja es una herramienta útil en muchas áreas del análisis de señales. Por ejemplo, se puede obtener una separación de la información de amplitud y de fase por medio de esta representación compleja de la señal (Taner et al., 1979).

Si tenemos una señal en tiempo

$$f(t) = \cos \theta(t), \quad (3.1)$$

y el *espectro de cuadratura* de la señal  $f(t)$  está dado por

$$f^*(t) = \sin \theta(t), \quad (3.2)$$

donde  $f(t)$  y  $f^*(t)$  representan las partes real e imaginaria de la señal (espectro de cuadratura), respectivamente. Entonces, la

señal analítica puede definirse como la representación compleja en tiempo de  $f(t)$ . Así,

$$F(t) = f(t) + if^*(t), \quad (3.3)$$

donde  $i = \sqrt{-1}$ .

El componente  $f^*(t)$  depende únicamente de  $f(t)$  y se calcula por medio de la transformada de Hilbert (Bracewell, 1978). Su espectro de amplitud tiende a cero cuando  $\omega < 0$  y a dos veces la magnitud de su amplitud cuando  $\omega > 0$  (ecuación 3.12).

La señal analítica  $F(t)$  se puede representar como una señal en el espacio complejo de un vector que cambia continuamente de longitud y de dirección, resultando así una espiral irregular. Las partes real y de cuadratura se representan por la proyección del vector en los planos real e imaginario, respectivamente (Figura 4).

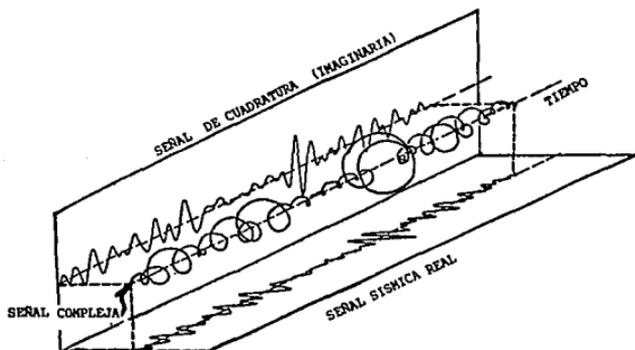


Figura 4. Representación isométrica de una señal compleja (señal analítica), (tomada de Taner et al., 1979).

Con la ayuda de un análisis de señal analítica (ec. 3.3) se puede obtener la *envolvente de amplitud* que corresponde a la parte moduladora de la amplitud de una señal. Además, esta contiene la contribución más importante de energía en la señal (Bodine, 1986; Farnbach, 1975). La envolvente está dada por  $A(t)$  que se define como la amplitud de la señal analítica y es independiente de su fase. Así,

$$A(t) = \left[ f^2(t) + f^{*2}(t) \right]^{1/2} = |F(t)|. \quad (3.4)$$

#### Transformada de Hilbert

Normalmente una función se representa solamente en un dominio. En la transformada de Hilbert la mitad de la información se encuentra en el dominio del tiempo y la otra mitad en el dominio de la frecuencia. Para una función  $f(t)$  ésta se define (Bracewell, 1978) como

$$F_{HI}(t) = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{f(t') dt'}{t' - t}. \quad (3.5)$$

Aquí, la singularidad en  $t = t'$  tiende al valor principal de la integral de Cauchy, que es un valor promedio del contorno de integración y se usa en singularidades de la integral.  $F_{HI}(t)$  es una función lineal de  $f(t)$  que se obtiene al convolucionar la señal con  $(-\pi t)^{-1}$ . Así, la transformada de Hilbert se puede expresar de la forma siguiente

$$F_{HI}(t) = \frac{-1}{\pi t} * f(t), \quad (3.6)$$

y, del teorema de convolución, podemos decir que el espectro de  $F_{HI}(t)$  esta relacionado con el de  $f(t)$ .

El cálculo de la transformada de Hilbert es más sencillo en el dominio de la frecuencia (Bodine, 1986), porque la operación de convolución en el dominio del tiempo se reduce a una simple multiplicación de señales en el dominio de la frecuencia. Calculando la transformada de Fourier (Claerbout, 1985) de la ecuación 3.6 se tiene que

$$F[F_{HI}(t)] = F\left[-\frac{1}{\pi t} * f(t)\right] = F\left[-\frac{1}{\pi t}\right] F[f(t)]$$

$$F_{HI}(\omega) = -i \operatorname{sig}(\omega) F(\omega), \quad (3.7)$$

donde  $-i \operatorname{sig}(\omega)$  es la transformada de Fourier de  $(-\pi t)^{-1}$  y es una función escalón (Bracewell, 1978) y

$$\operatorname{sig}(\omega) = \begin{cases} 1 & \text{para } \omega > 0 \\ -1 & \text{para } \omega < 0. \end{cases} \quad (3.8)$$

Si se aplica la transformada de Hilbert a una función, sus componentes espectrales de amplitud no se alteran, pero sus fases se modifican por  $\pi/2$  (positiva o negativamente de acuerdo con el signo de  $\omega$ ). El factor  $\operatorname{sig}(\omega)$  está incluido implícitamente en los cálculos (es igual a 1) porque la señal analítica no contiene frecuencias negativas (Bracewell, 1978). Es decir, si  $g(t)$  es cualquier señal analítica

$$g(t) = f(t) + i H[F(t)], \quad (3.9)$$

y su transformada de Fourier está dada por

$$G(\omega) = F(\omega) + i[-i \operatorname{sig}(\omega)] [F(\omega)]. \quad (3.10)$$

$$\begin{aligned}
 G(\omega) &= F(\omega) + \text{sig}(\omega)F(\omega) \\
 &= F(\omega) \left[ 1 + \text{sig}(\omega) \right]. \quad (3.11)
 \end{aligned}$$

Además, sabemos que  $\text{sig}(\omega) = 1$  en frecuencias positivas. Entonces,

$$G(\omega) = \begin{cases} 2 F(\omega) & \text{para } \omega > 0 \\ 0 & \text{para } \omega < 0 \end{cases} \quad (3.12)$$

#### DESCRIPCIÓN DE LA TÉCNICA DE FILTRO MÚLTIPLE UTILIZANDO FILTROS DE GAUSS Y DE MARTIN-GRAHAM

El análisis de una señal en el dominio del tiempo y de la frecuencia se conoce como *análisis de señales no estacionarias*, porque el contenido de frecuencias de los datos varía con el tiempo (Bodine, 1986). En este trabajo se desea extraer curvas de dispersión de ondas superficiales en un intervalo específico. Estas curvas permiten, en principio, conocer características del subsuelo a partir de velocidades de grupo. Aunque esto también es factible, en principio, a partir de velocidades de fase (en el Apéndice se describe un método de dos estaciones para calcular velocidad de fase), pero las distancias entre estaciones de la red acelerométrica de la ciudad de México, limitan el uso de esta técnica.

La técnica de filtro múltiple realiza una operación de filtrado pasabandas en una señal sísmica por desplazamiento del filtro en una secuencia de frecuencias centrales. Esto permite determinar envolventes de amplitud para calcular velocidades de grupo en función de la frecuencia. El procedimiento básico es el siguiente (Dziewonski et al., 1969):

1.- Acondicionamiento de la información.

a) El registro  $f(t)$  se muestrea con un intervalo de tiempo adecuado para prevenir el efecto de enmascaramiento de la señal en las frecuencias altas.

b) Se obtiene la transformada de Fourier de la señal  $f(t)$

$$f(t) \rightarrow F(\omega). \quad (3.13)$$

2.- Filtros aplicados a la señal.

a) Selección de frecuencias centrales.

Se define una frecuencia central inicial que se incrementa de manera constante. Las frecuencias centrales están en función del intervalo de frecuencias que se desea analizar. La primera frecuencia central es

$$\omega_c = \left[ \omega_{in} + \frac{\omega_{AB}}{2} \right], \quad (3.14)$$

donde  $\omega_{in}$  es la frecuencia inicial del análisis y  $\omega_{AB}$  es el ancho de banda del filtro. El cálculo de las frecuencias centrales está dado por

$$\omega_c = \omega_c + d\omega_c, \quad (3.15)$$

donde  $d\omega_c > 0$  es el factor de incremento constante de las frecuencias centrales. La operación de filtrado sólo se realiza en frecuencias positivas. Los componentes de frecuencias negativas se igualan a cero.

b) Partición en ventanas del espectro sísmico.

Para la partición del espectro sísmico se aplica una ventana gaussiana móvil que permite concentrar la energía (Herrmann, 1973) alrededor de la frecuencia central. El filtro gaussiano se expresa por

$$G(\omega) = \exp\left[-\alpha\left[(\omega - \omega_n)/\omega_n\right]^2\right]. \quad (3.16)$$

Los límites del filtro están en función de un ancho de banda relativo BANDA. El límite inferior es

$$\omega_{l,n} = (1-BANDA)\omega_n$$

y el límite superior

$$\omega_{u,n} = (1+BANDA)\omega_n.$$

Entonces, la ventana gaussiana está dada por

$$G(\omega) = \begin{cases} 0 & \text{para } \omega < \omega_{l,n} \\ \exp\left[-\alpha\left[(\omega - \omega_n)/\omega_n\right]^2\right] & \text{para } \omega_{l,n} \leq \omega \leq \omega_{u,n} \\ 0 & \text{para } \omega > \omega_{u,n} \end{cases} \quad (3.17)$$

y es simétrica en la vecindad inmediata de cada una de las frecuencias centrales. La forma del filtro está controlada por el parámetro  $\alpha$  que depende del ancho de banda y se escoge en función de las frecuencias de interés de la señal.

El filtro de Gauss es estable en el intervalo de frecuencias que se utilice (Papoulis, 1962). El filtrado de una señal de periodo largo con el filtro de Gauss no tiene problemas en frecuencias bajas, pero al filtrar señales de periodo corto existen efectos adicionales de traslape y enmascaramiento en la convolución del filtro con la señal en frecuencias bajas. En consecuencia, los valores de velocidad de grupo resultan irreales, en frecuencias muy pequeñas, comparados con los valores esperados. Surge así la necesidad de estabilizarlos o utilizar otro filtro.

Para eliminar estos efectos de enmascaramiento de la señal con el filtro utilizamos el filtro de Martin-Graham (Kulhánek, 1976) en el intervalo de 0 - 0.25 Hz. El filtro de Gauss se utiliza en el intervalo restante de nuestros análisis (0.25 - 1 Hz). La forma del filtro de Martin-Graham es muy similar a la forma de campana del gaussiano (Figura 5) y es simétrico en cada una de las frecuencias centrales que se eligen para su aplicación. La ecuación que lo define está dada por

$$M_n(\omega) = \begin{cases} \cos \pi \frac{(\omega - \omega_c)}{\omega_{ab}} & \text{para } |2(\omega - \omega_c)| \leq \omega_{ab} \\ 0 & \text{para } |2(\omega - \omega_c)| > \omega_{ab} \end{cases} \quad (3.18)$$

donde  $\omega$  representa el intervalo de frecuencia donde se evalúa el filtro,  $\omega_{ab}$  es el ancho de banda (en Hz) y  $\omega_c$  es la frecuencia central, definida como

$$\omega_c = \left[ \omega_{in} + \frac{\text{anband}}{2} \right] 2\pi, \quad (3.19)$$

donde  $\omega_{in}$  es la frecuencia inicial de análisis y anband es el ancho de banda utilizado.

Ambos filtros son simétricos en cada una de las frecuencias centrales en que se aplican y el resultado de multiplicar la transformada de Fourier de la señal  $F(\omega)$  con un filtro  $X(\omega)$  (gaussiano o de Martin-Graham) está dado por

$$H_n(\omega) = F(\omega)X(\omega). \quad (3.20)$$

El uso del filtro de Martin-Graham hasta la frecuencia de 0.25 Hz permite que los valores de velocidad de grupo que se obtienen sean más realistas comparados con valores de

velocidad teóricos (calculados con modelos estratigráficos conocidos). Los anchos de banda utilizados en los filtros de Gauss y de Martin-Graham son 0.03978 y 0.25 Hz respectivamente.

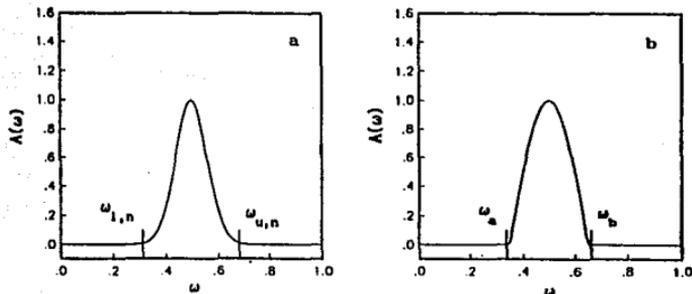


Figura 5 Filtros utilizados en la técnica de filtro múltiple.  
a) Filtro de Gauss, b) Filtro de Martin-Graham.

c) Cálculo del espectro de cuadratura.

El cálculo del espectro de cuadratura sirve para obtener las envolventes de amplitud de los registros analizados y se calcula con la transformada de Hilbert. Se puede obtener fácilmente en el dominio de la frecuencia con la siguiente expresión (Dziewonski et al., 1969)

$$Q_n(\omega) = H_n(\omega)\exp(i\pi/2) , \quad (3.21)$$

donde  $H_n(\omega)$  es la función filtrada (por la ecuación 3.17 o 3.18) y  $\exp(i\pi/2)$  es el factor que intercambia las partes real e imaginaria de la función  $H_n(\omega)$  por las partes imaginaria y real del espectro de cuadratura  $Q_n(\omega)$ , respectivamente. Dichas expresiones están dadas por

$$\operatorname{Re}[Q_n(\omega)] = -\operatorname{Im}[H_n(\omega)] \quad (3.22)$$

$$\operatorname{Im}[Q_n(\omega)] = \operatorname{Re}[H_n(\omega)],$$

donde  $Q_n(\omega)$  es la transformada de Hilbert en el dominio de la frecuencia.

- d) Obtención de la transformada inversa de Fourier de las ecuaciones (3.20) y (3.21)

$$H_n(\omega) \rightarrow h_n(t) \quad (3.23)$$

$$Q_n(\omega) \rightarrow q_n(t),$$

donde  $q_n(t)$  es la transformada de Hilbert en el dominio del tiempo.

- e) Cálculo de la envolvente de amplitud para obtener el tiempo de arribo de la amplitud máxima para cada una de las frecuencias centrales

$$\operatorname{Amp}(t) = \left[ h_n^2(t) + q_n^2(t) \right]^{1/2} \quad (3.24)$$

Estas se representan como una función de la frecuencia y del tiempo y se estudian como señales no estacionarias.

En la Figura 6 se ilustran las envolventes de amplitud de una señal generada por la suma de pulsos de Gabor con diferentes tiempos de retraso. La primera envolvente muestra efectos de traslape en la convolución de la señal con el filtro de Gauss. Cada uno de los pulsos de Gabor se calculan con la expresión

$$g = \cos(\omega) \exp\left[-\zeta (t - t_0)^2\right], \quad (3.25)$$

donde  $\omega$  es la frecuencia angular,  $\zeta$  es el factor de amortiguamiento del pulso y  $t_0$  es el tiempo de retraso.

La técnica de filtro múltiple se aplica sistemáticamente para cada una de las frecuencias centrales seleccionadas a partir del inciso 2a. Así, las envolventes de amplitud permiten identificar el valor de amplitud máximo que corresponde al tiempo de viaje de cada grupo de energía.

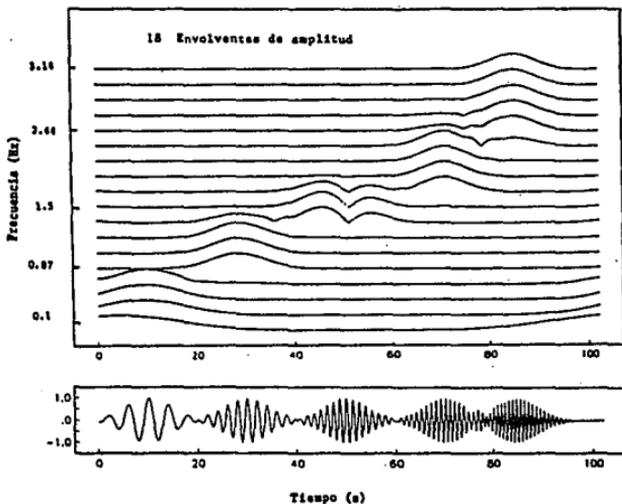


Figura 6. Envolventes de amplitud de una serie de pulsos de Gabor.

#### Método de dos estaciones

El método de dos estaciones que se utiliza en este trabajo no necesita conocer el mecanismo focal del temblor para calcular velocidades de grupo, porque únicamente se estudian las características estratigráficas superficiales entre dos estaciones. Es decir, en este análisis solamente interesa identificar características de dispersión en la propagación de energía sísmica en un intervalo pequeño de separación entre estaciones, y no en grandes intervalos (por ejemplo, la distancia entre la estación de registro y la fuente del sismo). Esta técnica permite calcular velocidades de grupo realizando la diferencia de envolventes de amplitud en cada frecuencia central, obteniendo con ella el retraso de tiempo de arribo de energía máxima entre estaciones.

La velocidad de grupo para cada frecuencia central se calcula con la fórmula de velocidad

$$v = \frac{d}{t},$$

por lo que

$$v_{\text{grupo}} = \frac{d_{1,2}}{(t_2 - t_1)}, \quad (3.26)$$

donde  $t_1$  y  $t_2$  se refieren a los tiempos en que ocurren las amplitudes máximas para un grupo de ondas (en una determinada frecuencia central) en las dos estaciones (1 y 2) y  $d_{1,2}$  es la distancia horizontal entre ambas.

#### **Análisis de dispersión con adición de ruido aleatorio**

Para obtener una mejor definición de las curvas de dispersión, y con el fin de estabilizar los valores de velocidad de grupo, se realizaron algunas pruebas en las que se agregó un porcentaje de ruido aleatorio a los registros antes de aplicar el método de dos estaciones. De estas pruebas sólo se incluye un ejemplo (estaciones 03 y 05).

Para sumar ruido aleatorio a una señal, primero se generan números aleatorios a partir de un valor inicial (semilla) arbitrario, declarado con doble precisión, con un método polar que genera dos desviaciones uniformes de números independientes entre sí en el intervalo  $(-1,1)$ , hasta que la suma de las raíces cuadradas de cada una de las desviaciones sea menor que uno (IMSL, 1984). El valor máximo de amplitud del registro de aceleración representa el 100% de ruido que puede sumarse. Esto asegura que la amplitud de la señal no cambie al multiplicarse con un porcentaje de ruido. Se encontró que el porcentaje óptimo de ruido está definido en el intervalo de 2.5 a 5% del valor máximo de amplitud de la señal. El intervalo de porcentajes propuesto incrementa el contenido de frecuencias altas en el registro y no altera la amplitud del registro.

Este método permite una interpretación confiable en los valores de velocidad de grupo calculados en un determinado intervalo de frecuencias. Al ser estos, comparados con un modelo estratigráfico conocido proporciona información de dispersión local.

#### Cálculo de la velocidad de grupo en sismogramas sintéticos.

El método de dos estaciones se aplicó primero a sismogramas sintéticos obtenidos con un método híbrido (Calderón, 1990) que considera un campo de ondas unidimensional y la contribución del modo fundamental de ondas superficiales de Love generadas en el extremo de un depósito cerrado. El modelo utilizado (Figura 7) consiste de un estrato R limitado por una pared vertical y un semiespacio elástico E, ante incidencia de ondas planas armónicas de corte SH. El campo de ondas unidimensional se calcula usando el método de Haskell (Aki y Richards, 1980). El cálculo de las curvas de dispersión teóricas se realiza con el programa de Schwab y Knopoff (1972).

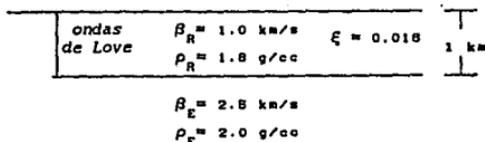


Figura 7. Modelo sintético.  $\beta$  = velocidad de las ondas de S,  $\rho$  = densidad del material y  $\xi$  es el coeficiente de amortiguamiento.

Para este modelo se obtuvieron 11 sismogramas sintéticos con un espaciado constante entre estaciones de 2 km a partir de la pared vertical, que se considera como la fuente de ondas de Love. La dispersión en los sismogramas sintéticos puede observarse en el intervalo de 10 a 35 s (Figura 8). El método de dos estaciones se aplicó en los sismogramas sintéticos 3 y 6 considerando dos casos: un análisis de dispersión con el registro completo y otro sin considerar el efecto de ondas de cuerpo. El incremento en la

frecuencia central utilizado fue de 0.1 Hz y cada uno corresponde al número de envolvente calculada.

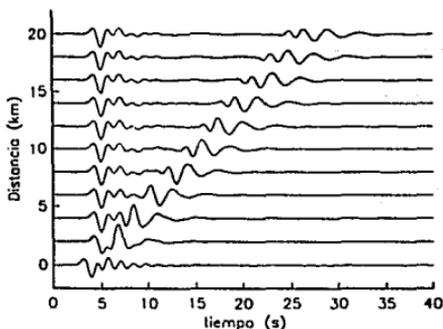


Figura 8. Sismogramas sintéticos obtenidos para el modelo de la Figura 7 considerando incidencia normal de ondas SH.

La Figura 9 muestra el análisis del registro completo en donde los valores de velocidad de grupo obtenidos no definen con claridad la curva de dispersión, principalmente en las frecuencias bajas donde la velocidad del semiespacio no se define. Pese a esto, la velocidad del estrato está definida en el intervalo de 0.2 a 0.4 Hz y puede asociarse con la fase de Airy. En la Figura 10 se muestran las envolventes de amplitud calculadas para los sismogramas de la Figura 9a. Se puede observar que en el intervalo de frecuencia de 0.25 a 0.50 Hz se encuentran las envolventes con mayor amplitud y este intervalo corresponde al mismo en donde se logra identificar la presencia de ondas superficiales en la Figura 9b.

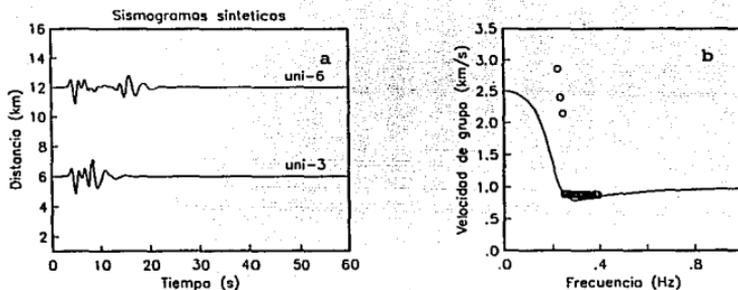


Figura 9. a) Sismogramas sintéticos 3 y 6 considerando el registro completo. La distancia entre estaciones es de 6 km  
 b) Valores de velocidades de grupo observados (círculos) y teóricos (línea continua).

En la Figura 11 se ilustran las envolventes de amplitud para el caso donde sólo existe la contribución del modo fundamental de ondas de Love. En ellas se observa el corrimiento de los tiempos de arribo de los sismogramas 3 y 6, respectivamente. Además, la forma de las envolventes es similar en todo el intervalo de frecuencia y las amplitudes máximas ocurren en el intervalo de 0.20 a 0.45 Hz (decreciendo conforme aumenta la frecuencia). La Figura 12 muestra la comparación entre las curvas de velocidad de grupo teórica y calculada y la buena definición de los valores de velocidad del estrato y del semiespacio.

Los resultados obtenidos de los sismogramas sintéticos muestran la utilidad del método para extraer la curva de velocidad de grupo entre dos estaciones. También ilustran que la presencia de ondas de cuerpo en los registros causa problemas en la definición de la curva de dispersión (Figura 10b) en frecuencias menores a 0.2 Hz.

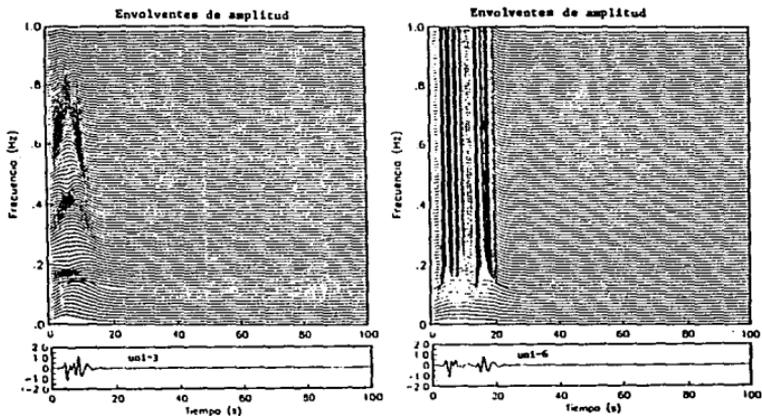


Figura 10. Envolventes de amplitud considerando la contribución del efecto unidimensional y ondas superficiales. a) sismograma 3. b) sismograma 6.

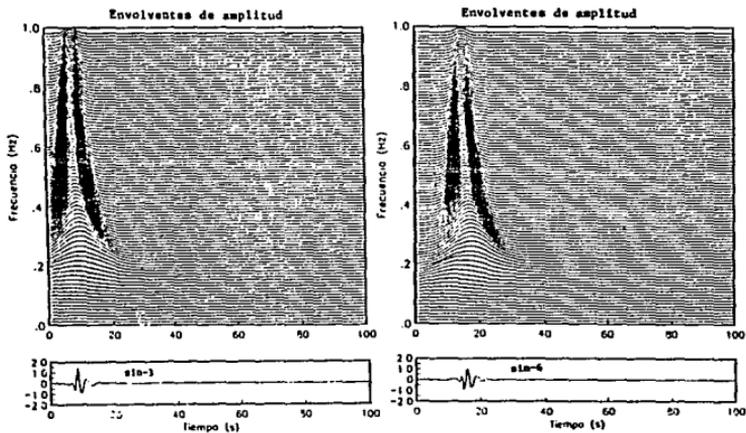


Figura 11. Envolventes de amplitud considerando únicamente la contribución de ondas superficiales. a) sismograma 3. b) sismograma 6.

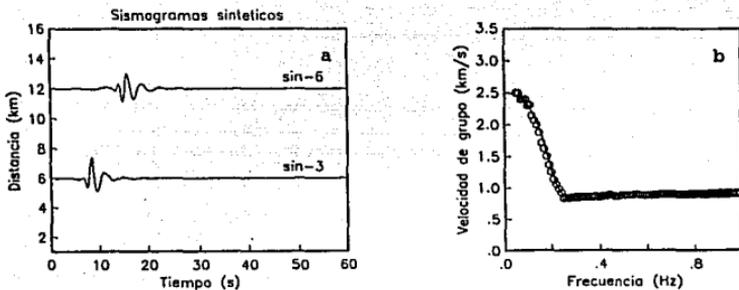


Figura 12. a) Sismogramas sintéticos 3 y 6 considerando sólo el campo de ondas superficiales. La distancia entre estaciones es de 6 km.  
 b) Valores de velocidades de grupo observados (círculos) y teóricos (línea continua).

#### IV APLICACIONES

El método de dos estaciones se aplicó en los componentes de desplazamiento transversal (este-oeste, EW) registrados durante el sismo de San Marcos, Guerrero, del 25 de abril de 1989. El análisis se ejemplifica en las tres zonas geotécnicas en que ha sido dividida la cuenca sedimentaria de la ciudad de México (Figura 13).

##### Acondicionamiento de los registros de aceleración

Para obtener los componentes de desplazamiento a partir de los registros de aceleración, estos se corrigen previamente por línea base (ajuste del registro a una línea común) y se integran dos veces en el dominio de la frecuencia resultando así los registros de desplazamiento. Estos registros tienen una corrección de tiempo absoluto obtenida al correlacionar los componentes de desplazamiento vertical (Sánchez-Sesma *et al.*, 1992).

Antes de aplicar el análisis de dispersión, se realiza una preselección de los registros con base en la semejanza de sus formas de onda y se considera una distancia máxima de separación entre estaciones de 12 km. Todos los resultados se comparan, por sencillez, con la curva teórica del modo fundamental de ondas de Love (Schwab y Knopoff, 1972), obtenida para modelos

estratigráficos conocidos (H Suárez, comunicación personal, 1991) y cercanos a cada uno de los pares de estaciones analizadas. La ubicación de las estaciones estudiadas se muestra en la Figura 13, así como la dirección aproximada del campo de onda incidente del temblor.

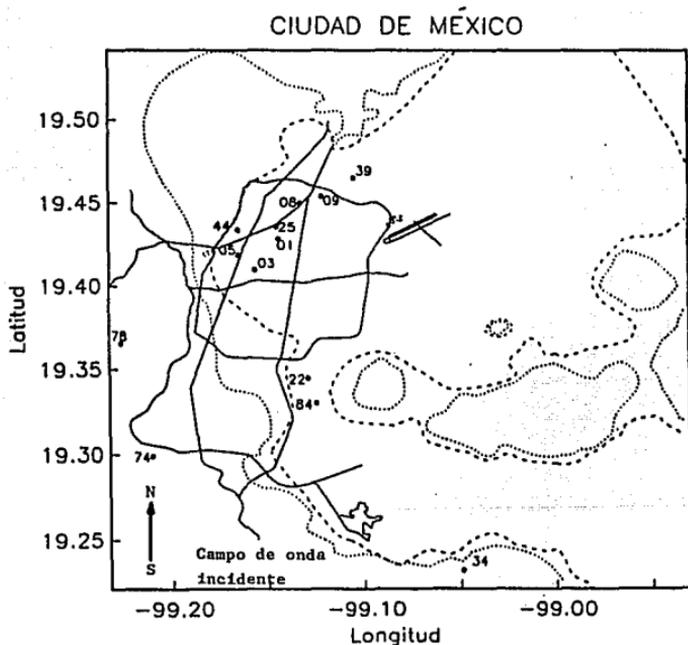


Figura 13. Zonificación geotécnica de la cuenca de la ciudad de México. .... zona de lomas, ..... zona de transición, -.-.- zona del lago. Estaciones analizadas para el sismo del 25 de abril de 1989 y su campo de onda incidente.

#### Descripción de resultados

En la zona de lomas se estudian los componentes de desplazamiento EW y verticales (VR) de los registros 74 y 78. La Figura 14 muestra las envolventes de amplitud para este caso. Se observa que la contribución de amplitud máxima (energía) en ambos registros se encuentra en el intervalo de frecuencia 0.1 - 0.3 Hz. La Figura 15 ilustra la curva de velocidad obtenida, donde es posible identificar los valores de velocidad mínimo de 0.45 km/s y máximo de 1.6 km/s. Este último corresponde al valor promedio de velocidad calculado para la fase de periodo largo de las estaciones que registraron este evento con tiempo absoluto (Sánchez-Sesma *et al.*, 1992).

Las envolventes de amplitud de los registros de desplazamiento EW de estas estaciones (Figura 16) localizan la contribución de energía máxima en el intervalo de frecuencia 0.1 - 0.3 Hz. Sus formas son semejantes hasta el valor de frecuencia 0.46 Hz, a partir de este, las envolventes del registro 78 son casi planas. Es decir, la contribución de energía es nula.

En la Figura 17 se muestra la curva de velocidad de grupo teórica (línea continua) que se obtiene con un modelo que consiste de un estrato con espesor de 0.4 km y velocidad de ondas de corte 0.65 km/s y una velocidad de 2.0 km/s para el semiespacio. Los valores de velocidad de grupo calculados muestran bastante aleatoriedad con respecto a la curva teórica en frecuencias menores a 0.2 Hz. A pesar de esto, se puede identificar la presencia de ondas superficiales en el intervalo de frecuencias de 0.2 a 0.55 Hz.

Las Figuras 19 - 24 ilustran el análisis de dispersión en estaciones cercanas al límite entre las zonas de transición y del lago.

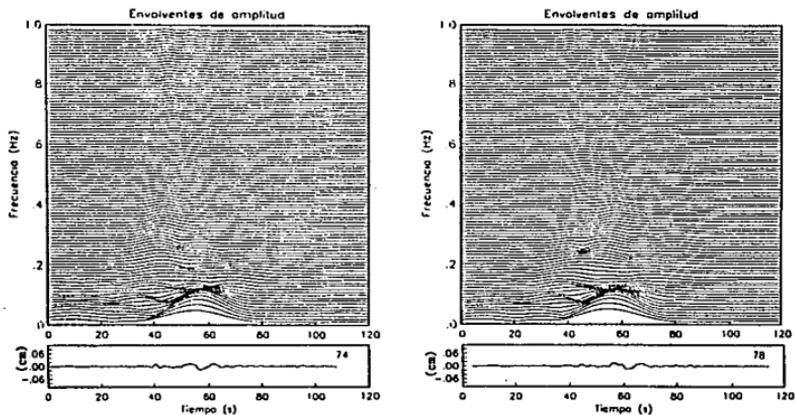


Figura 14. Envloentes de amplitud de desplazamientos verticales de las estaciones 74 y 78.

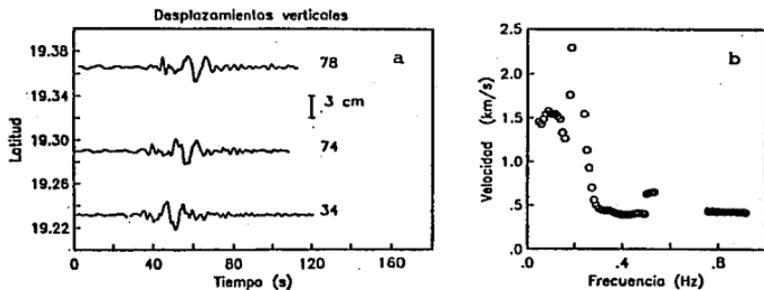


Figura 15. a) Desplazamientos verticales de las estaciones 74 y 78 con separación horizontal de 11 km.  
b) Velocidades observadas

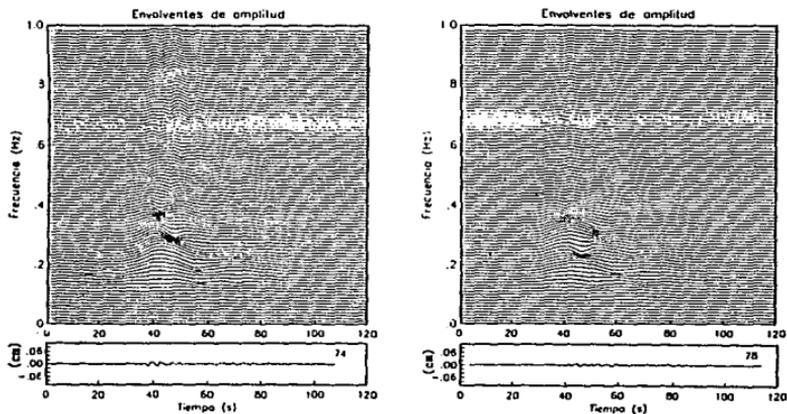


Figura 16. Envolventes de amplitud de desplazamientos E-W de las estaciones 74 y 78.

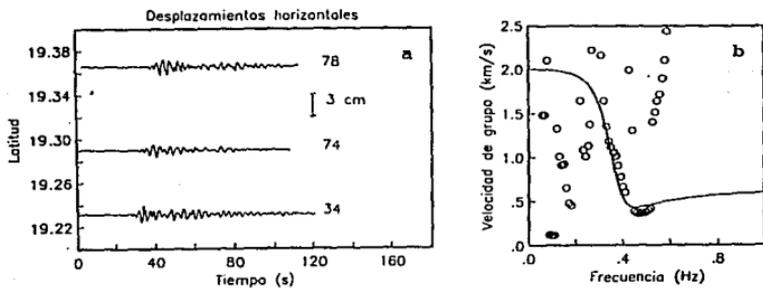


Figura 17. a) Desplazamientos E-W de las estaciones 74 y 78 con separación horizontal de 11 km.  
b) Velocidades de grupo observadas (círculos) y teóricas (línea continua).

La Figura 19 muestra las envolventes de amplitud de las estaciones 22 y 84. Las primeras 16 envolventes de cada registro son planas, pero al igual que en la Figura 16 la contribución de amplitud máxima para este caso se encuentra en el intervalo de frecuencia 0.25 - 0.55 Hz. Esta contribución se ilustra mejor en la gráfica de velocidad de grupo calculada (Figura 20b), donde la curva muestra buena definición en el intervalo de frecuencias de 0.4 a 0.59 Hz. Los valores teóricos de velocidad se obtuvieron con el perfil de velocidades I (Figura 18a).

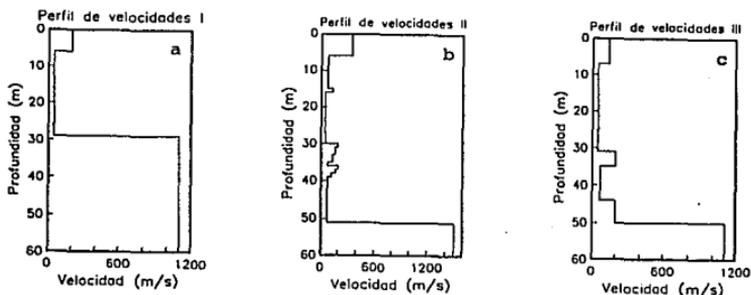


Figura 18. Perfiles de velocidad.

- a) Estratigrafía promedio entre los pozos cercanos a las estaciones D22 (ubicado en el cerro Mazantepec y el cerro Crestón) y D84 (ubicado en la escuela primaria J L Portillo, Culhuacán).
- b) Estratigrafía del pozo cercano a la estación D08 (ubicado en Nonoalco, Tlatelolco).
- c) Estratigrafía del pozo cercano a la estación d62 (ubicado en el Eje Central, Centro).

En la Figura 21 se muestran las envolventes de amplitud calculadas para las estaciones 03 y 05. La curva de velocidad extraída para estas estaciones se ilustra en la Figura 22. Los valores teóricos de velocidad se obtuvieron con el perfil de velocidades I (Figura 18a).

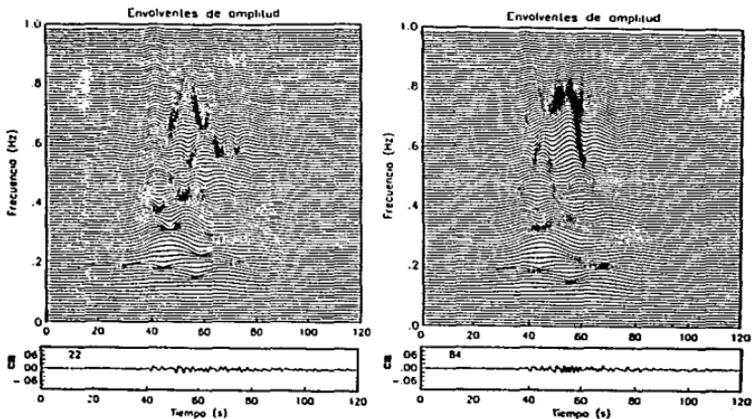


Figura 19. Envolventes de amplitud de desplazamientos E-W de las estaciones 22 y 84.

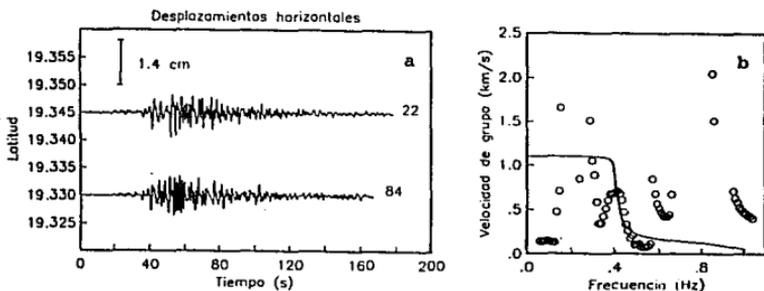


Figura 20. a) Desplazamientos E-W de las estaciones 22 y 84 con separación horizontal de 1.724 km.  
 b) Velocidades de grupo observadas (círculos) y teóricas (línea continua).

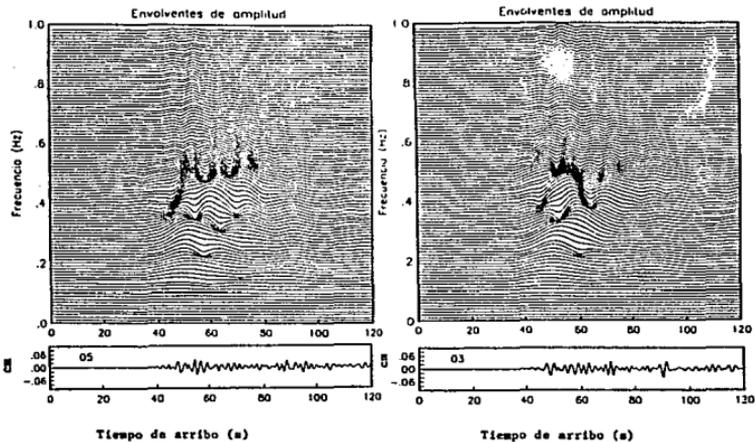


Figura 21. Envloentes de amplitud de desplazamientos E-W de las estaciones 03 y 05.

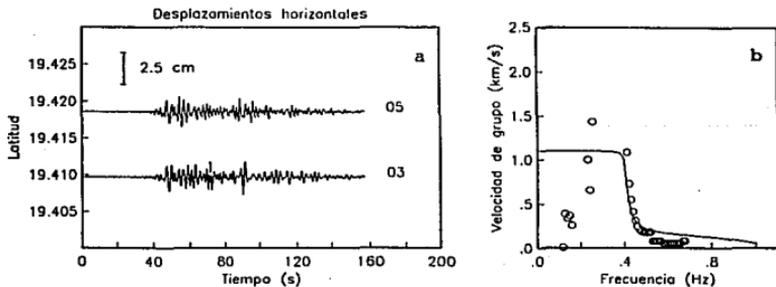


Figura 22. a) Desplazamientos E-W entre las estaciones 03 y 05 con separación horizontal de 1.33 km.  
 b) Velocidades de grupo observadas (círculos) y teóricas (línea continua).

Se agregó ruido aleatorio de 2.5% a los registros de las estaciones de la Figura 21, con el propósito de obtener una mejor definición de la curva de velocidad de grupo extraída. La Figura 23 muestra sus envolventes de amplitud. Si estas se comparan con las envolventes de la Figura 21 la contribución de máxima amplitud se encuentra también en el mismo intervalo de frecuencia (0.25 a 0.55 Hz). Algunos valores de velocidad de grupo en frecuencias menores a 0.2 Hz y mayores a 0.55 Hz fueron eliminados (Figura 24b). La adición de ruido en este caso no altera la forma característica de la curva de velocidad. Su utilidad es definir mejor los valores de velocidad calculados para la curva de dispersión.

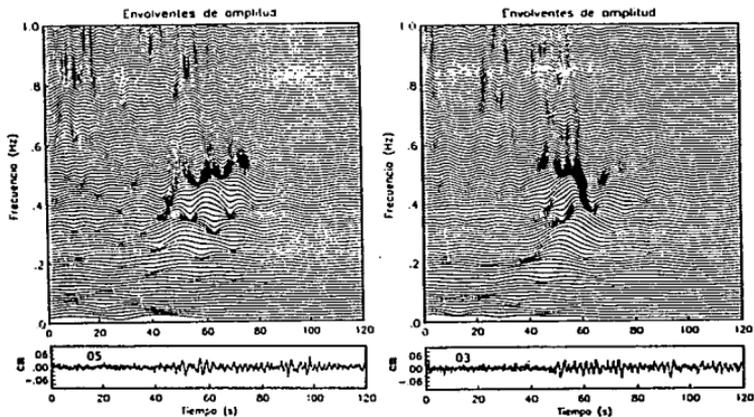


Figura 23. Envolventes de amplitud con adición de ruido en los desplazamientos E-W de las estaciones 03 y 05.

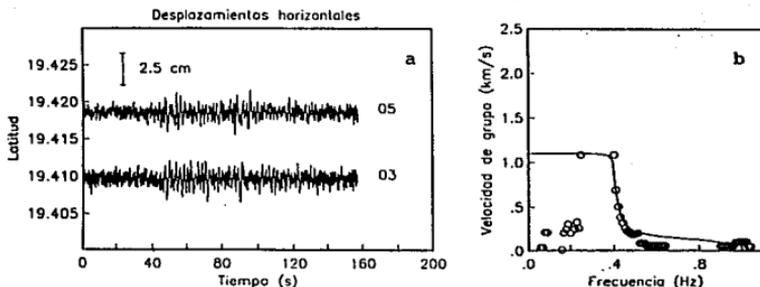


Figura 24. a) Desplazamientos E-W con adición previa de 2.5 % de ruido entre las estaciones 05 y 03 con separación horizontal de 1.33 km.  
 b) Velocidades de grupo observadas (círculos) y teóricas (línea continua).

Las envolventes de amplitud de las estaciones 25 y 44 se ilustran en la Figura 25. La curva de velocidad extraída se muestra en la Figura 26. Los valores teóricos se obtuvieron con el perfil de velocidades II (Figura 18b). En el intervalo de 0.35 - 0.65 Hz los valores de velocidad muestran un comportamiento similar con los de la curva teórica.

Las Figuras 27 - 32 muestran los resultados obtenidos en estaciones ubicadas en la zona del lago. Los componentes de desplazamiento horizontal (EW) de estas estaciones presentan duraciones mayores de 150 segundos. Además, exhiben coda monocromática muy similar. La respuesta sísmica en esta zona varía en cada uno de los sitios de registro, aunque las formas de onda sean similares. Los valores de velocidad de grupo calculados entre las estaciones 01 - 39 se muestran en la Figura 28. Los valores teóricos de velocidad se obtuvieron con el perfil de velocidades II (Figura 18b).

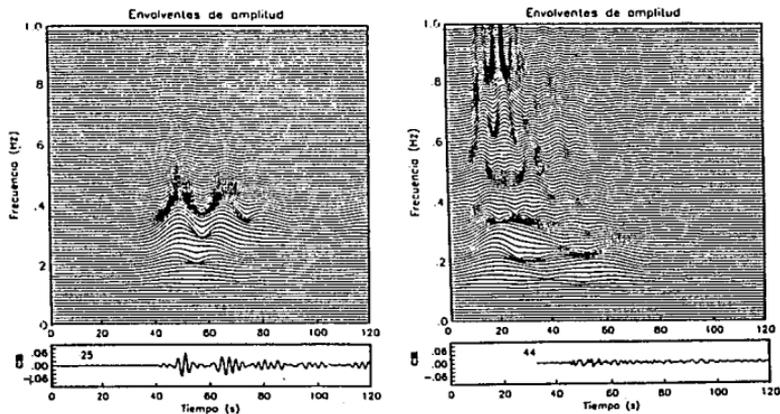


Figura 25. Envolventes de amplitud de desplazamientos E-W de las estaciones 25 y 44.

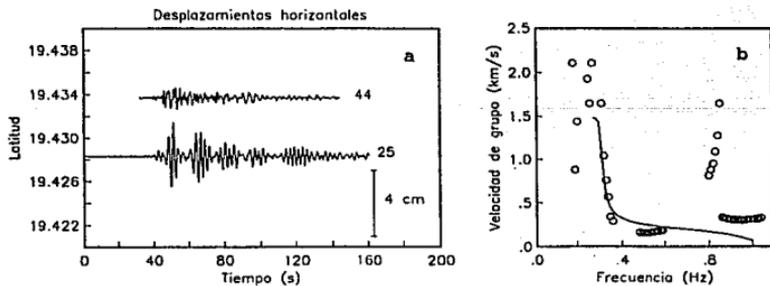


Figura 26. a) Desplazamientos E-W entre las estaciones 44 y 25 con separación horizontal de 2.26 km.  
b) Velocidades de grupo observadas (círculos) y teóricas (línea continua).

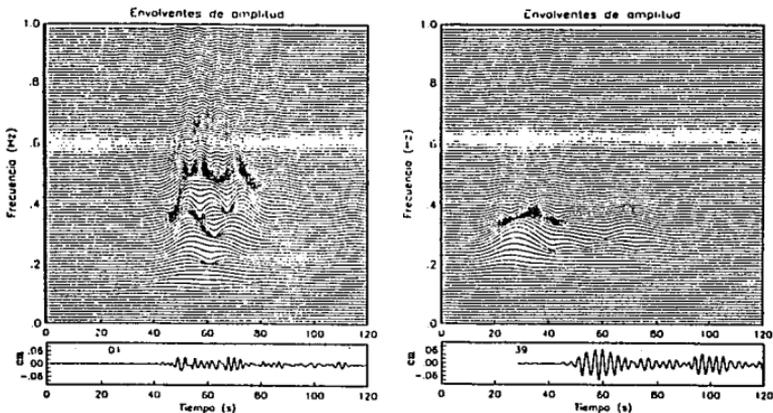


Figura 27. Envloentes de amplitud de desplazamientos E-W de las estaciones 01 y 39.

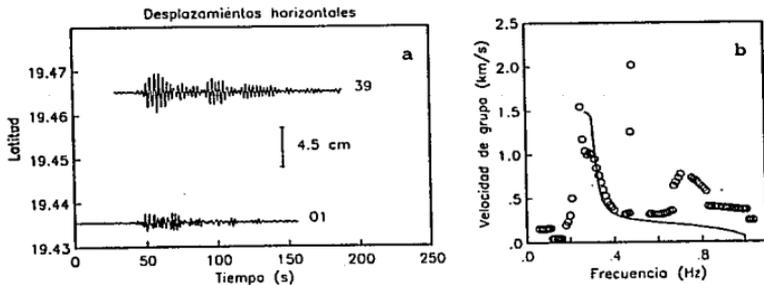


Figura 28. a) Desplazamientos E-W entre las estaciones 01 y 39 con separación horizontal de 5.357 km.  
 b) Velocidades de grupo observadas (círculos) y teóricas (línea continua).

El análisis también se aplicó a los pares de estaciones 01 - 09 y 08 - 09. Los valores de velocidad extraídos se muestran en las Figuras 30 y 32, respectivamente. Los valores teóricos de velocidad para ambos análisis se obtuvieron con el perfil de velocidades III (Figura 18c). En estos pares de estaciones la definición de la curva de velocidad observada se logra con un número mayor de valores teóricos y las envolventes de amplitud (Figuras 27, 29 y 31) localizan su máxima amplitud en el intervalo de frecuencia 0.2 - 0.55 Hz.

En todas las gráficas de envolventes se puede observar que el intervalo donde ocurren las amplitudes máximas es semejante. Si se compara esta información con las curvas de velocidad de grupo obtenidas de los registros, esta corresponde al intervalo de frecuencias donde ocurre la concentración de máxima energía.

Por otro lado, la mayor parte de las estaciones de la red acelerométrica de la ciudad de México no registran con tiempo absoluto. Por esta razón se realizarán cálculos sin considerar la corrección de tiempos absolutos en los registros analizados en la zona del lago (Figuras 33, 34 Y 35).

La Figura 33 muestra el cálculo entre las estaciones 01 y 39. Se observa que los valores de velocidad extraídos no son comparables con los valores teóricos, porque al considerar tiempos de arribo iguales en ambas estaciones de registro, la diferencia entre tiempos es nula para la mayor parte de las envolventes. Por lo tanto, los valores de velocidad extraídos son muy grandes.

En la Figura 34 se ilustran los valores de velocidad extraídos para las estaciones 08 y 09, éstos únicamente definen con claridad la velocidad mínima de la curva teórica. La Figura 35 muestra el análisis entre las estaciones 01 y 09, donde los

valores de velocidad extraídos si son comparables con los valores teóricos. Esto se debe a que sus tiempos de arribo en las estaciones de registro son casi iguales con o sin corrección de tiempos absolutos (Figura 30a). Sin embargo, los tiempos absolutos son un factor determinante en la obtención de la curva de dispersión entre pares de estaciones.

Las gráficas de envolventes de amplitud ilustran la variación de amplitud en el registro conforme a la posición de la frecuencia central. Además, los tiempos de arribo de la amplitud máxima se pueden identificarse fácilmente en este tipo de gráficas (tiempo - frecuencia).

La comparación de las envolventes de amplitud entre pares de registros analizados muestra que no importa que diferentes sean los registros en amplitud si estos conservan formas de onda similares, ya que la amplitud máxima de todas las envolventes en ambos registros estará concentrada en un mismo intervalo de frecuencia central.

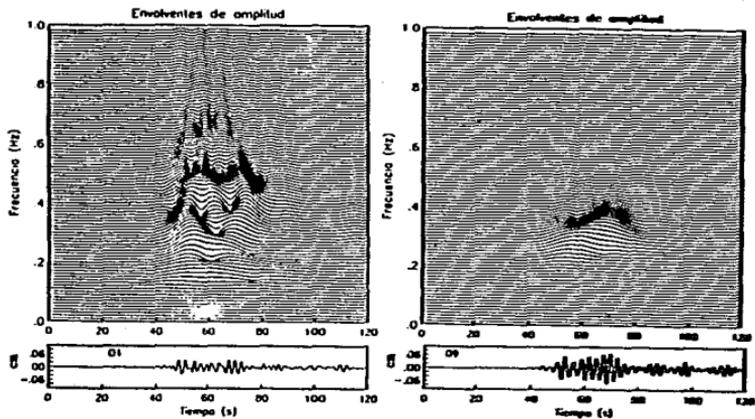


Figura 29. Envolventes de amplitud de desplazamientos E-W de las estaciones 01 y 09.

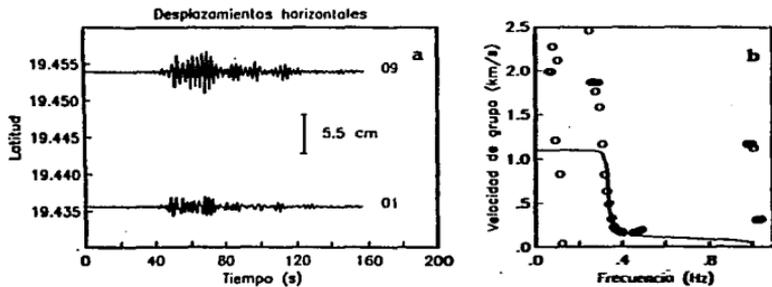


Figura 30. a) Desplazamientos E-W entre las estaciones 01 y 09 con separación horizontal de 3.12 km.  
b) Velocidades de grupo observadas (círculos) y teóricas (línea continua).

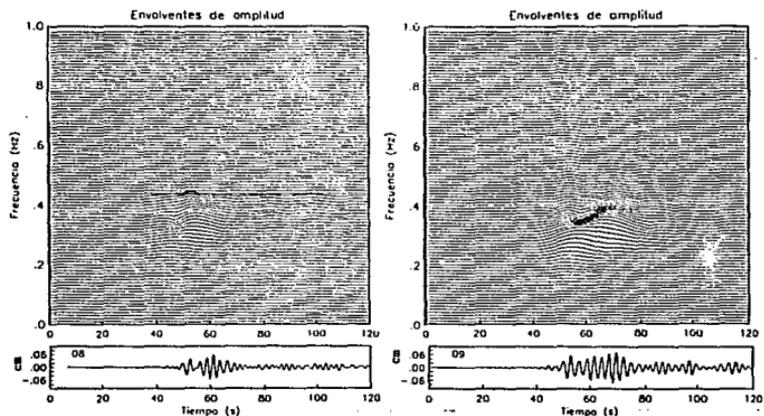


Figura 31. Envolventes de amplitud de desplazamientos E-W de las estaciones 08 y 09.

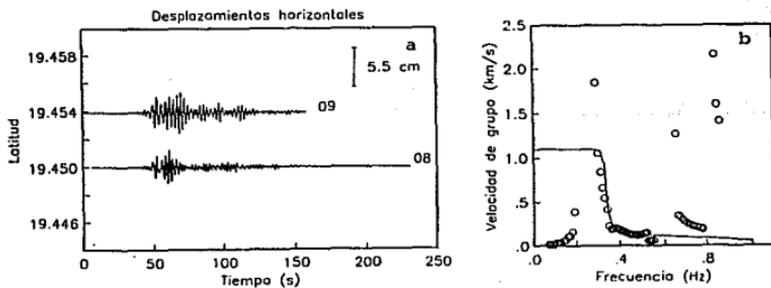


Figura 32. a) Desplazamientos E-W entre las estaciones 08 y 09 con separación horizontal de 1.23 km.  
b) Velocidades de grupo observadas (círculos) y teóricas (línea continua).

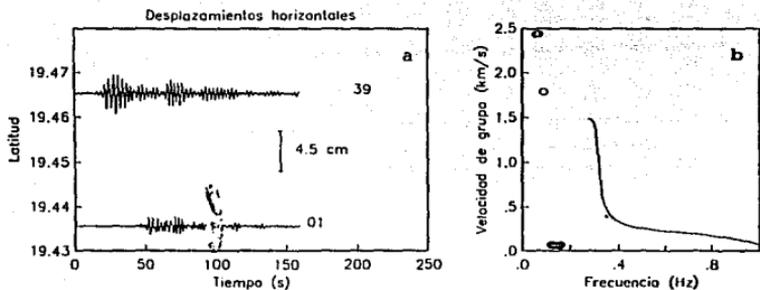


Figura 33. a) Desplazamientos E-W entre las estaciones 01 y 39 sin considerar tiempos absolutos, con separación horizontal de 5.357 km.

b) Velocidades de grupo observadas (círculos) y teóricas (línea continua).

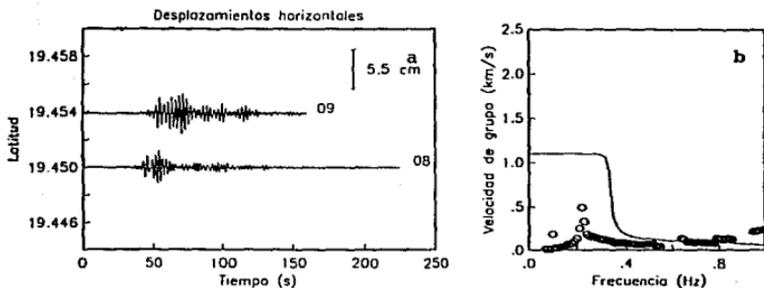


Figura 34. a) Desplazamientos E-W entre las estaciones 08 y 09 sin considerar tiempos absolutos, con separación horizontal de 1.23 km.

b) Velocidades de grupo observadas (círculos) y teóricas (línea continua).

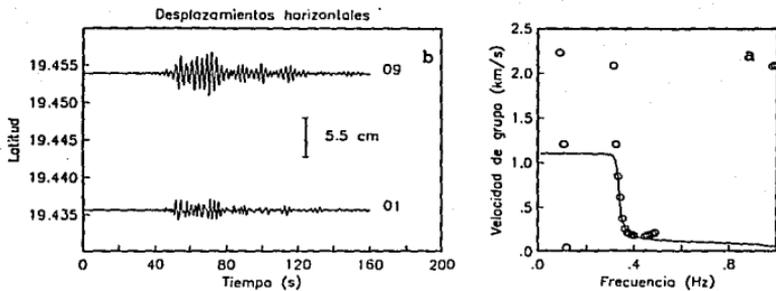


Figura 35. a) Desplazamientos E-W entre las estaciones 01 y 09 sin considerar tiempos absolutos, con separación horizontal de 3.12 km.

b) Velocidades de grupo observadas (círculos) y teóricas (línea continua).

## V CONCLUSIONES

El método de dos estaciones desarrollado en este trabajo permite demostrar, cuantitativamente, la presencia de ondas superficiales entre pares de registros de aceleración, a pesar de no haber eliminado la contribución de ondas de cuerpo en los registros. Los resultados obtenidos muestran una comparación aceptable entre los valores calculados y teóricos de velocidad de grupo, logrando identificar curvas de dispersión en las tres zonas geotécnicas de la cuenca de la ciudad de México.

En general, los ajustes son buenos en la fase de Airy, donde ocurre la máxima concentración de energía de ondas superficiales (en el intervalo de frecuencias 0.3 - 0.55 Hz). Esto también ocurre en la curva extraída de los sismogramas sintéticos en los que está presente el efecto de ondas de cuerpo, por lo que la definición de la curva de velocidad en frecuencias bajas está afectada por la presencia de este tipo de ondas. Del ejemplo con adición de ruido aleatorio se pueden eliminar algunos valores que no ajustan la curva de velocidad de grupo. El efecto del ruido es más notable en frecuencias mayores que 0.55 Hz, pero no causa ningún efecto de distorsión en los puntos cercanos a la curva de dispersión. Su aplicación se puede realizar si se desea eliminar algunos valores aleatorios en los intervalos de frecuencia antes

mencionados.

A pesar de los puntos aleatorios presentes en los resultados, se logra determinar valores de velocidades de grupo que se asocian al modo fundamental de las ondas de Love. Esto se logra pese a que no se realiza una identificación y separación previa de la información de interés. Es decir, no se aplica ningún tipo de filtrado para eliminar los efectos de ondas de cuerpo. Además, tampoco se hace una rotación de los componentes horizontales de desplazamiento de acuerdo con la dirección del campo incidente (para lograr identificar y desacoplar la energía que corresponde a las ondas de Love y de Rayleigh).

De la comparación entre las curvas de velocidad calculadas y teóricas se observa que los estratos superficiales juegan un papel importante en la propagación y amplificación del movimiento. Además, la definición de las velocidades más bajas, que corresponden a los estratos superficiales, sugieren la contribución de energía de ondas superficiales propagándose en estos estratos para el sismo del 25 de abril de 1989.

Con la ayuda de técnicas de inversión, las curvas de dispersión obtenidas con este método podrían relacionarse con las características de propagación de las ondas en los estratos superficiales para inferir la estructura del subsuelo.

**ESTA TESIS NO DEBE  
SALIR DE LA BIBLIOTECA**

#### RECONOCIMIENTOS

El tener como director de Tesis a Sergio Chávez fue para mí muy motivante y placentero, mi más sincero agradecimiento por haberme brindado la oportunidad de colaborar con él.

Agradezco a Carlos Calderón y Emilio Vera su valiosa ayuda técnica y paciencia en el desarrollo y revisión de esta tesis. También agradezco a Jaime Ramos y Martín Gómez su desinteresada ayuda técnica.

Agradezco los valiosos comentarios y sugerencias de Cinna Lomnitz y Emilio Nava en la revisión de esta tesis. De igual manera, agradezco las revisiones de Gerardo Suárez y Javier Avilés y las severas críticas de Francisco Sánchez.

Gracias a L. Eduardo Pérez quien proporcionó los registros del sismo del 25 de abril de 1989

Un especial agradecimiento al Centro de Investigación Sísmica por todo el apoyo brindado.

Este trabajo formó parte del proyecto *Inversión y modelado de ondas superficiales en la cuenca de México* patrocinado por la Secretaría General de Obras del Departamento del Distrito Federal (DDF).

## REFERENCIAS

- Aki, K y P G Richards (1980). *Quantitative Seismology: Theory and Methods*, W. H. Freeman, San Francisco, CA.
- Bloch, S y A L Hales (1968). New techniques for the determination of surface wave phase velocities, *Bull. Seism. Soc. Am.* 58, 1021-1034.
- Bodine, J H (1986). Waveform analysis with seismic attributes, *Oil & Gas Journal*, June 9, 59-63.
- Bracewell, R N (1978). *The Fourier Transform and its Applications*, 2a edición, McGraw-Hill, Tokio.
- Buchanan, D J y P J Jackson (1983). Dispersion relation extraction by multi-trace analysis, *Bull. Seism. Soc. Am.* 73, 391-404.
- Bullen, K E y B A Bolt (1985). *An Introduction to the theory of Seismology*, 4a edición. Cambridge University Press, Cambridge.
- Calderón M, C (1990). Modelado sísmico de depósitos estratificados con una técnica híbrida, *Tesis de Licenciatura*, Facultad de Ingeniería, UNAM, México, DF.
- Calderón, C, S Chávez-Pérez, E A Vera y E Romero-Jiménez (1991). Polarization and dispersion analyses of strong ground motion in Mexico City basin, *Proc. 4th Int. Conf. Seismic Zonation II*, 335-342, Stanford, CA, agosto 25-29.
- Cara M, (1973). Filtering of dispersed wavetrains, *Geophys. J. R. astr. Soc.* 33, 65-80.
- Claerbout, J F (1985). *Fundamentals of geophysical data processing*. Blackwell Scientific Publications, Palo Alto, California.

- Dean, E A y G R Keller (1991). Interactive processing to obtain interstation surface wave dispersion, *Bull. Seism. Soc. Am.* 81, 931-947.
- Dziewonski, A, S Bloch y M Landisman (1969). A technique for the analysis of transient seismic signals, *Bull. Seism. Soc. Am.* 59, 427-444.
- Essen, H, H Janle, F Schirmer y J Siebert (1981). Propagation of surface waves in marine sediments, *J. Geophys.* 49, 115-122.
- Farnbach, J S (1975). The complex envelope in seismic signal analysis, *Bull. Seism. Soc. Am.* 65, 951-962.
- Geldmacher, I M, L Dresen y T Stürznickel (1990). Seismic modelling with channel waves in seam structures influenced by mylonite zones, *Geophysical Prospecting* 38, 889-911.
- Herrin, E y T Goforth (1977). Phase-matched filters: Application to the study of Rayleigh waves, *Bull. Seism. Soc. Am.* 67, 1259-1275.
- Herrmann, R B (1973). Some aspects of band-pass filtering of surface waves, *Bull. Seism. Soc. Am.* 63, 663-671.
- Hwang, H J y B J Mitchell (1986). Interstation surface wave analysis by frequency-domain Wiener deconvolution and modal isolation, *Bull. Seism. Soc. Am.* 76, 847-864.
- IMSL User's Manual (1984). Stat/Library, Problem-Solving Software System For Statistical FORTRAN Programming, Houston, TX.
- Kawase, H y K Aki (1989). A study of the response of a soft basin for incident S, P and Rayleigh waves with special reference to the long duration observed in Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.* 79, 1361-1382.
- Kulhánek, O (1976). *Introduction to Digital Filtering in Geophysics*, Elsevier, Nueva York.
- Kulhánek, O (1990). *Anatomy of Seismograms*, Elsevier, Amsterdam.
- Landisman, M, A Dziewonski y Y Sato (1969). Recent improvements in the analysis of surface wave observations, *Geophys. J. R. astr. Soc.* 17, 369-403.
- Marsal, R J y M Mazari (1959). El subsuelo de la ciudad de México, Facultad de Ingeniería, UNAM, México, DF.

- Mokhtar, T A, R B Herrmann y D R Russell (1988). Seismic velocity and  $Q$  model for the shallow structure of Arabian shield from short-period Rayleigh waves, *Geophysics* 53, 1379-1387.
- Papoulis A (1962). *The Fourier integral and its applications*, McGraw Hill, Nueva York.
- Regueiro, J (1990a). Seam waves I: What are they?, *Geophysics: The Leading Edge of Exploration*, 19-23.
- Regueiro, J (1990b). Seam waves II: What are they used for?, *Geophysics: The Leading Edge of Exploration*, 32-34.
- Russell, D R, R B Herrmann y H J Hwang (1988). Application of frequency variable filters to surface wave amplitude analysis, *Bull. Seism. Soc. Am.* 78, 339-354.
- Sánchez-Sesma, F J, S Chávez-Pérez, M Suárez, M A Bravo y L E Pérez Rocha (1988). The Mexico Earthquake of September 19, 1985 - On the Seismic Response of the Valley of Mexico, *Earthquake Spectra* 4, 569-589.
- Sánchez-Sesma, F J, L E Pérez-Rocha y E Reinoso (1992). Ground motion in Mexico City during the April 25, 1989 Guerrero earthquake, *Tectonophysics*, sometido a publicación.
- Schwab, F A y L Knopoff (1972). Fast surface wave and free modes computations, en: *Methods in computational physics* 12, 87-180, B A Bolt (ed). Academic Press, Nueva York.
- Simons, R S (1968). A surface wave particle motion discrimination process, *Bull. Seism. Soc. Am.* 58, 629-637.
- Suárez, G y Z Jiménez (1988). Sismos en la ciudad de México y el terremoto del 19 de septiembre de 1985. *Cuadernos Instituto de Geofísica* 2, UNAM, México, DF.
- Taner, M T, Koehler, F y R E Sheriff (1979). Complex seismic trace analysis, *Geophysics* 44, 1041-1063.
- Telford, W M, L P Geldart, R E Sheriff y D A Keys (1990). *Applied Geophysics*, 2a edición, Cambridge University Press, Cambridge.
- Vlaar, N J y G Nolet (1978). Seismic surface waves, en: *Modern problems in elastic wave propagation*, J Miklowitz y J D Achenbach (eds), John Wiley & Sons, Nueva York. 419-443.
- Yamanaka, H, K Seo y T Samano (1989). Effects of sedimentary layers on surface-wave propagation, *Bull. Seism. Soc. Am.* 79, 631-644.

Yuan D y S Nazarian (1991). Economical mapping of variation in near-surface shear-wave velocity using high-frequency Rayleigh waves, *Society of Exploration Geophysicists Annual Meeting and Exposition Expanded Abstracts 1*, 451-454.

#### APÉNDICE

##### CÁLCULO DE VELOCIDADES DE FASE USANDO DOS REGISTROS GENERADOS POR FUENTE ARTIFICIAL

Para obtener velocidades de fase a partir de dos registros se calcula la fase de cada una de las señales transformadas a la frecuencia por medio de la transformada discreta de Fourier en un cierto ancho de banda. A partir de las fases es posible conocer, para cada frecuencia, el tiempo de viaje entre receptores y, con la distancia entre ellos, obtener la velocidad de fase asociada con dicha frecuencia. De tal forma que si

$$t = \phi/\omega , \quad (\text{A.1})$$

donde  $t$  = tiempo de arribo,  $\omega$  = frecuencia angular en estudio y  $\phi$  = fase de la frecuencia  $\omega$ . Entonces, la velocidad de fase  $C$  está dada por

$$C = d/t , \quad (\text{A.2})$$

donde  $d$  = distancia entre receptores.

La fase  $\phi$  se obtiene de la diferencia de las fases entre estaciones o bien de la fase del espectro cruzado de potencia  $G_{21}$

$$G_{21} = S_2(\omega) \cdot S_1^*(\omega) , \quad (\text{A.3})$$

donde  $S_2$  y  $S_1$  son los espectros de Fourier de las estaciones 2 y 1, respectivamente, y  $*$  denota complejo conjugado.

Para obtener el ancho de banda en frecuencia y extraer valores de velocidades de fase se usa la función de coherencia  $\theta$  definida por

$$\theta(\omega) = \frac{G_{21}(\omega) \cdot G_{21}^*(\omega)}{G_{11}(\omega) \cdot G_{22}^*(\omega)}, \quad (\text{A.2})$$

donde  $G_{11}$  y  $G_{22}$  son espectros de potencia.

Para un sistema lineal ideal sin atenuación, la coherencia será igual a 1 para todas las frecuencias, por lo que la extracción de la curva de velocidad de fase se realiza en aquella parte de la función de coherencia cercana a 1. Es decir, donde la correlación entre ambas señales es buena. Razones para que esto no ocurra (baja coherencia) son la presencia de ruido en las señales, baja resolución en la banda de frecuencia que se estudia y eventos múltiples.

Un parámetro importante en la determinación de la velocidad de fase con este método es la separación entre los receptores, ya que ésta se relaciona con la longitud de onda  $\lambda$  que se desea medir ( $\lambda = 2\pi C/\omega$ ). Como las velocidades del medio se desconocen es necesario efectuar algunas pruebas variando la distancia entre receptores. Para ejemplificar esto se estudia un caso sencillo. Se obtienen sismogramas sintéticos para un medio de un sólo estrato homogéneo con un espesor de 1 km y una velocidad de ondas de corte (S) de 1 km/s sobre un semiespacio infinito de velocidad 2.5 km/s. Los sismogramas sintéticos contienen el modo fundamental de ondas superficiales de Love. En este caso, la función de coherencia vale 1 en todo el intervalo de frecuencia en estudio (0 - 1 Hz).

La Figura A1 muestra los valores de velocidad de fase obtenidos entre dos estaciones separadas 3 km. La curva de velocidad de fase se reconstruye hasta una frecuencia de aproximadamente 0.4 Hz. Después de ese valor aparecen velocidades superiores a las esperadas (1 km/s) por no considerar el número de ciclos en radianes (desdoblamiento de fase) al obtener la diferencia entre las fases. Para esta separación, la velocidad máxima que podemos estudiar es  $C = 0.4 \text{ Hz} \times 3 \text{ km} = 1.2 \text{ km/s}$ , como se observa en la gráfica. Sabemos de antemano que la velocidad mínima del medio es de 1 km/s, por lo que la separación máxima que se requiere para obtener la curva hasta una frecuencia de 1 Hz es  $d = 1 \text{ km/s} / 1 \text{ Hz} = 1 \text{ km}$ .

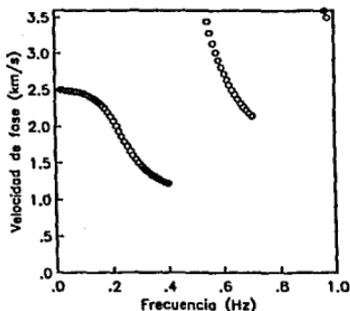


Figura A.1 Valores de velocidad de fase obtenidos para una separación entre estaciones de 3 km.

La Figura A2 muestra la curva de velocidad de fase obtenida hasta una frecuencia de 1 Hz usando una separación entre estaciones de 1 km. En este caso los valores de velocidad de fase son los esperados.

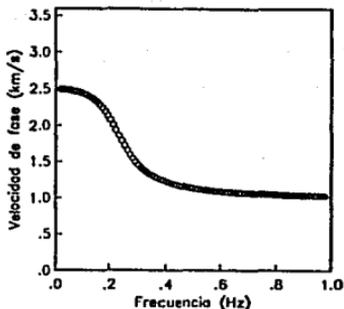


Figura A.2 Valores de velocidad de fase obtenidos para una separación entre estaciones de 1 km.

Los datos sintéticos utilizados sólo consideran el modo fundamental de propagación y no incluyen contribuciones de modos superiores, por lo que en datos reales el análisis resulta más complejo, no obstante la sencillez del método. Se debe cuidar que los registros contengan esencialmente ondas superficiales.

Este método ha sido empleado para datos de frecuencia alta (20 - 100 Hz) por Yuan y Nazarian (1991). El espaciamiento entre detectores que se utiliza es de 15 cm a 1.5 m. Para las separaciones más pequeñas se usan acelerómetros y un martillo como fuente, para las longitudes de onda mayores, geófonos verticales y marro o "buldozer" como fuente. El equipo de grabación consta de un osciloscopio digital conectado a un microprocesador que se encarga del análisis espectral de los datos. Los experimentos se realizan cambiando la separación de los receptores y la posición de la fuente, la cual se sitúa a una distancia igual o mayor que la separación entre los dos receptores. Esta distancia aumenta al doble en cada medida hasta llegar a una separación de 1.2 m.

El análisis de velocidades de fase descrito anteriormente se hace para cada uno de los espaciamentos entre detectores para formar la curva de velocidades. El ancho de banda obtenido se puede ampliar al utilizar diferentes tipos de fuente.