

ESTIMACIÓN DE VELOCIDADES DE FASE A PARTIR DEL ANÁLISIS DE MICROTREMORES CON EL MÉTODO SPAC

Hortencia Citlali Flores-Estrella¹, Cinna Lomnitz-Aronsfrau¹, Sergio Yussim-Guarneros²

¹ Departamento de Sismología, Instituto de Geofísica, UNAM

² Colegio de Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM

E-mail: hflorese@ollin.igeofcu.unam.mx

E-mail: cinna@prodigy.net.mx

E-mail: yussim@servidor.unam.mx

RESUMEN

El análisis de registros de microtremores se ha convertido, por su bajo costo y facilidad de registro, en una herramienta de las más utilizadas para la estimación de efectos de sitio. Sin embargo, en la mayoría de las ocasiones se utilizan métodos que, en el mejor de los casos, sólo permiten obtener una frecuencia fundamental del terreno y proporcionan poca información acerca de su amplificación.

Por otra parte, existen métodos de análisis de microtremores que producen información más útil y completa, como puede ser la dispersión de velocidades de fase; uno de estos métodos es el *Spatial Autocorrelation Method*, SPAC, que aunque no ha sido muy utilizado en México, puede ser una alternativa para el análisis de microtremores, con el objetivo de estimar velocidades de fase de ondas sísmicas en diversas condiciones geológicas.

Palabras clave: microtremor, SPAC, velocidad de fase.

ABSTRACT

Microtremor analysis has become one of the most useful techniques to estimate site effects, mainly because of its low cost and simple record. However, most of the works apply methods that only result on an estimation of the fundamental frequency, with little information about the associated amplification.

In the other hand, there are microtremor analysis methods that provide more useful and complete information, as the phase velocity dispersion curve; one of these methods is the Spatial Autocorrelation Method, SPAC, and even when it hasn't been widely applied in Mexico it is shown that it can be considered as an alternative to calculate phase velocities in the Valley of Mexico, even in places with different geologic conditions.

Key words: microtremor, SPAC, phase velocities.

INTRODUCCIÓN

En los últimos años, el uso de registros de microtremores (o ruido ambiental) en estudios geotécnicos y en la estimación del efecto de sitio se ha incrementado considerablemente, sobre todo en áreas de alto riesgo sísmico, donde la expansión y complejidad de las ciudades y de las estructuras contemporáneas ha vuelto imperativo estimar el riesgo sísmico asociado a los efectos de sitio con estudios de microzonificación de una forma eficiente, multidisciplinaria y a un bajo costo.

Sin embargo, la mayoría de los estudios realizados en nuestro país a partir del análisis de registros

de microtremores, utilizan métodos simples (como cocientes H/V) que sólo dan información sobre la frecuencia fundamental del sitio, y en algunas ocasiones sobre la amplificación asociada. En este trabajo exponemos el uso del método SPAC en el Valle de México por primera vez, así como sus alcances y limitaciones en distintas condiciones geológicas; también, se muestra la posibilidad de obtener datos de la velocidad de fase de Ondas Rayleigh a partir de registros de microtremores. Los resultados obtenidos son congruentes con la geología de cada sitio, y con resultados de trabajos previos.

Microtremores

Los microtremores también se conocen como microtrepidaciones, microsismos, ruido sísmico de fondo, campo natural, vibración o ruido ambiental, oscilaciones omnipresentes o microtemblores. Los microtremores pueden definirse como: a) vibraciones en la superficie debidas a la incidencia oblicua de ondas de cuerpo que se propagan en todas direcciones con la misma energía; b) una superposición de ondas superficiales, que constituyen un campo estacionario y homogéneo; y, c) el ruido ambiental generado por fuentes naturales y culturales, como el tráfico vehicular o la actividad humana. Esta última definición es la considerada en el presente trabajo.

Algunas de las ventajas que ofrece el uso de registro de microtremores son (Bard, 1998):

- Que pueden ser medidos casi en cualquier momento y en cualquier lugar;
- Que los instrumentos para su medición y análisis son simples, y;
- Su medición no genera problemas ambientales.

En la gran diversidad de trabajos que analizan registros de microtremores con el fin de estimar los efectos de sitio, algunos autores han reportado similitudes con los resultados obtenidos a partir de registros de eventos sísmicos (Lermo *et al.*, 1988, Lermo, 1992, Gutiérrez y Singh, 1992); por otro lado, también hay autores que no encuentran ninguna correlación entre los resultados de ambos análisis (Asten, 1976; Bard, 1998; Trifunac y Todorowska, 2000). Esta discrepancia puede ser explicada por la diferencia en las propiedades de las fuentes generadoras, de los trayectos de las ondas y de que los microtremores dependen del tiempo y del sitio donde se registran. No obstante, los registros de microtremores pueden ser útiles si se analizan con métodos teórica y físicamente bien fundamentados.

Los registros de microtremores en la banda de 0.1 a 0.5 segundos pueden ser utilizados para responder a uno de los problemas en la ingeniería sísmica: Establecer el espesor y la velocidad de cizalla de sedimentos no consolidados que sobreyacen a la roca del basamento, dado que en este intervalo se propagan en el modo fundamental y en modos superiores de ondas Rayleigh (Bard, 1998). Además, ya que los microtremores se pueden considerar como un campo estacionario y homogéneo de ondas superficiales, se puede calcular la velocidad de fase de ondas Rayleigh (que está controlada predominantemente por la velocidad de ondas S), y proveer información adecuada sobre el modelo de velocidad de ondas S, a partir del cual se puede obtener una estimación de los efectos de sitio.

Origen y características de los microtremores

La propagación y las características de las fuentes de los microtremores han sido estudiadas desde el siglo XIX (Asten, 1976), y desde entonces se observó la complejidad de la propagación multimodal y multidireccional. Sin embargo, hasta mediados del siglo XX se comenzaron a utilizar registros de microtremores con el objetivo de estudiar los efectos locales; aunque la idea original de esos trabajos era errónea en cuanto al origen e interpretación de los microtremores, ya que se consideraba que su fuente era ruido blanco y que contenían básicamente ondas de cuerpo (Bard, 1998).

Debido a la utilidad de los microtremores en trabajos en zonas urbanas, su estudio y análisis continuó hasta que algunos autores comenzaron a delimitar el tipo de ondas que los conforman. En la actualidad es aceptado que los microtremores consisten básicamente de ondas superficiales Rayleigh y Love (Aki, 1957, Asten, 1976, Tokimatsu, 1997, Bard, 1998, Liu *et al.*, 2000, Trifunac y Todorowska, 2000, Kuroiwa, 2002, Diagourtas *et al.*, 2001, Rodríguez y Midorikawa, 2002, Sherbaum *et al.*, 2002, Flores-Estrella, 2004) afectadas por la estructura geológica del sitio, dado que las fuentes están distribuidas al azar y en un área considerable.

Los microtremores ocurren en el intervalo de frecuencias de 0.01 a 30 Hz; sin embargo, en la exploración geofísica sólo interesa la banda de 0.1 a 10 Hz, ya que en esta banda parte de la energía se transmite como ondas Rayleigh, cuyos modos y velocidades de propagación se pueden estimar y medir con arreglos instrumentales para obtener información sobre las características de los parámetros elásticos de la corteza terrestre, hasta profundidades de 20 km (Asten, 1976).

En cuanto a las fuentes que producen los microtremores se señala que (Bard, 1998):

- A bajas frecuencias (por debajo de 0.3 y hasta 0.5 Hz.) son causados por las olas oceánicas que ocurren a grandes distancias, y es posible encontrar buena correlación de los microtremores con condiciones meteorológicas de gran escala en el océano;
- A frecuencias intermedias (entre 0.3-0.5 Hz. y 1 Hz.) los microtremores son generados por el oleaje que rompe en las costas, por lo que su estabilidad es significativamente menor;
- Para altas frecuencias (mayores a 1 Hz) las fuentes de los microtremores están ligadas a la actividad humana por lo que reflejan los ciclos de ésta, poniéndose de manifiesto por cambios en la amplitud de los espectros.

Siempre que se utilicen registros de microtremores en la estimación de efectos de sitio hay que recordar que se asume que las trayectorias de las

ondas son simples y similares; esto es, que no existe dispersión tridimensional, y que las trayectorias pueden ser aproximadas por la dispersión geométrica elemental y por la atenuación inelástica.

La discrepancia que existe entre los resultados obtenidos a favor y en contra del uso de microtremores para estimar el efecto de sitio obliga a tomar con reservas los resultados y a una investigación más rigurosa de los métodos de análisis. Afirmaciones tales como que "los microtremores son muy prácticos y atractivos como una herramienta en la ingeniería" (Trifunac y Todorowska, 2000) son más bien optimistas, aunque no del todo ciertas. Una conclusión común es que los estudios de microtremores pueden estimar la frecuencia fundamental y la amplificación asociada que se puede esperar para un evento sísmico; sin embargo, esta afirmación sólo es cierta para algunas distancias epicentrales y para ciertas condiciones geológicas, por lo que los resultados deben ser verificados comparándolos con estimaciones independientes de la respuesta del sitio.

Los registros de ruido ambiental han sido muy útiles en el análisis de puentes y edificios, y no habría porqué pensar que no son útiles para suelos y depósitos recientes o cualquier formación geológica; sin embargo, para alcanzar estos objetivos es necesario enfocar las energías en métodos de análisis que sean verificados con resultados independientes, ya que algunos pueden arrojar información no útil en el campo cercano de un terremoto. Posiblemente un arreglo instrumental denso (una malla de 100 x 100 m) daría idea de cómo analizar los registros de microtremores, para descubrir características de la respuesta de un sitio ante futuros sismos (Trifunac y Todorowska, 2000).

Arreglos instrumentales para el registro de microtremores

Una de las formas de registrar microtremores, con el fin de estimar el efecto de sitio, es utilizar arreglos instrumentales; estos arreglos instrumentales, también llamados arreglos de microtremores, son disposiciones geométricas de sensores, equipos digitalizadores, algunas veces amplificadores y equipo de cómputo para el registro digital de la información.

En la Fig. 1 se muestran esquemáticamente dos arreglos instrumentales: uno realizado con siete estaciones (a), y otro sólo con cuatro (b). La geometría de los arreglos no debe ser circular necesariamente, pero sí debe procurarse mantener una distancia igual entre los sensores, ya que hay métodos que sólo pueden ser aplicados a registros de sensores equidistantes (Tokimatsu, 1997).

Los métodos que utilizan registros obtenidos de arreglos instrumentales hacen uso de las características dispersivas de las ondas superficiales en un medio estratificado. La mayoría de los estudios utilizan el componente vertical, ya que se puede asumir fácilmente que está dominada por ondas Rayleigh. La ventaja de estos registros es que se pueden utilizar métodos de

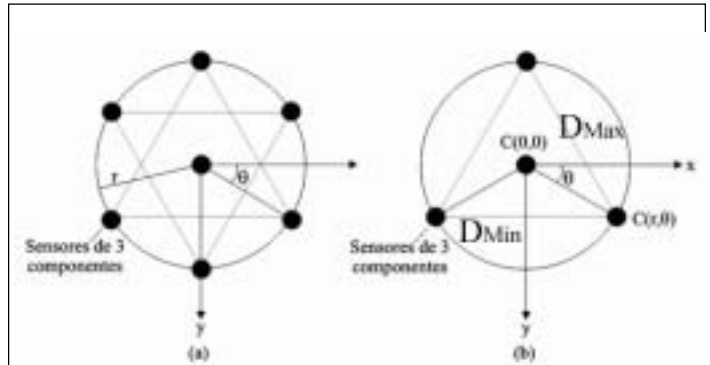


Figura 1. Esquema de dos arreglos instrumentales para el registro de microtremores analizados con métodos como el SPAC o el F-K. (a) Arreglo con siete instrumentos equiespaciados, analizados con el método SPAC o F-K; (b) arreglo con sólo cuatro instrumentos equiespaciados, analizados con el método SPAC.

análisis como el *Spatial Autocorrelation Method*, o método de auto-correlación espacial, SPAC (Aki, 1957), o el método F-K (Capon, 1969), que proporcionan la velocidad de fase de ondas Rayleigh, a partir de la cual es posible estimar la estructura de velocidades y finalmente, el efecto de las condiciones del subsuelo en las características del movimiento (Horike, 1985, Tokimatsu, 1997, Yamamoto, 1998, Liu et al., 2000, Flores-Estrella y Aguirre-González, 2001, Rodríguez et al., 2003, Flores-Estrella, 2004). También se pueden utilizar métodos más simples, que pueden ser aplicados a registros de una sola estación, como los cocientes espectrales H/V (Nakamura, 1989).

MÉTODOS DE ANÁLISIS

Los métodos de análisis de microtremores también se conocen como métodos de ondas superficiales, y en general, se pueden dividir de la siguiente forma (Tokimatsu 1997):

- **Métodos activos:** registran ondas Rayleigh inducidas por una fuente impulsiva o por una fuente oscilatoria con movimiento vertical armónico; en estos métodos los sensores verticales son ubicados en la superficie en línea con la fuente, y la velocidad de fase se calcula a partir del análisis espectral. Este método es útil para explorar profundidades de 10 a 20 m, ya que para llegar a caracterizar profundidades mayores se necesitaría una fuente muy grande.
- **Métodos pasivos:** registran microtremores usando un arreglo instrumental bidimensional sobre la superficie, o bien un solo instrumento; puede ser sólo con el componente vertical o con las tres componentes de movimiento. El análisis de estos datos se puede realizar con métodos que permiten obtener las características de dispersión de ondas superficiales, o bien características de las capas más superficiales

como son: la frecuencia fundamental y la amplificación asociada.

Una clasificación de los principales métodos de análisis de microtremores se muestra en la tabla 1. En esta tabla se muestran: el número de puntos de observación requeridos, las componentes del movimiento que se usan en el análisis, el tipo de onda que se asume y el resultado óptimo. Como se puede ver, los datos de arreglos instrumentales que son analizados con métodos de velocidad de fase proveen más información acerca de las características del terreno. Incluso, se ha encontrado que los perfiles de velocidades de ondas S, estimados a partir del análisis de datos de arreglos instrumentales, son comparables con los obtenidos de pozos hasta una profundidad aproximadamente igual a la máxima abertura del arreglo, con la ventaja de que los arreglos instrumentales para el registros de microtremores se pueden realizar en cualquier momento, casi en cualquier lugar, a un bajo costo económico y de manera simple (Tokimatsu, 1997).

Método SPAC (Aki, 1957)

El método SPAC asume que los microtremores están formados por ondas superficiales, y tiene como objetivo calcular la velocidad de fase para cada frecuencia, a partir de registros simultáneos de microtremores obtenidos de un arreglo instrumental de siete o de cuatro estaciones, como los mostrados en la figura 1. La metodología consiste de las siguientes etapas: el registro de ondas superficiales, el cálculo de los coeficientes de correlación y la estimación de la velocidad de fase con base en las ecuaciones que se exponen a continuación.

La forma más simple de aplicar este método es utilizar el componente vertical de registros simultáneos de microtremores de un arreglo instrumental de cuatro estaciones, como el mostrado en la figura 1 (b). A partir de estos datos, el análisis comienza con la obtención de los espectros de potencia de los registros a partir de la transformada rápida de Fourier (FFT). La función de autocorrelación para el registro de la estación central C(0,0) (figura 1 b), está dada por:

$$S_0(f) = E[X_0^*(f) \cdot X_0(f)] \quad (1)$$

donde $X_0(f)$ es el espectro de potencia, y $X_0^*(f)$ es el complejo conjugado del mismo.

Para cualquier punto exterior, $C_j(r, \theta)$, (Fig. 1 b), la función de autocorrelación está dada por:

$$S_j(r, \theta, f) = E[X_j^*(r, \theta, f) \cdot X_j(r, \theta, f)] \quad (2)$$

donde $X_j(r, \theta, f)$ es el espectro de potencia, y

$X_j^*(r, \theta, f)$ es el complejo conjugado del mismo.

La función de cross-correlación entre la estación del centro, $C(0,0)$, y la estación en el punto externo, $C_j(r, \theta)$, está definida por:

$$S_{0j}(r, \theta, f) = E[X_0^*(f) \cdot X_j(r, \theta, f)] \quad (3)$$

donde $X_0^*(f)$ es el complejo conjugado del espectro de potencia para el registro de la estación del centro, y $X_j(r, \theta, f)$ es el espectro de potencia del registro de la estación en el punto exterior.

Finalmente, el coeficiente de correlación espacial entre las dos estaciones ($C(0,0)$ y $C_j(r, \theta)$) está dado por:

$$\gamma_{0j}(r, \theta, f) = \text{Re} \left[\frac{S_{0j}(r, \theta, f)}{\sqrt{S_0(f) \cdot S_j(r, \theta, f)}} \right] \quad (4)$$

donde $\text{Re}[\bullet]$ significa la parte real de un número complejo.

Para encontrar el coeficiente de correlación en

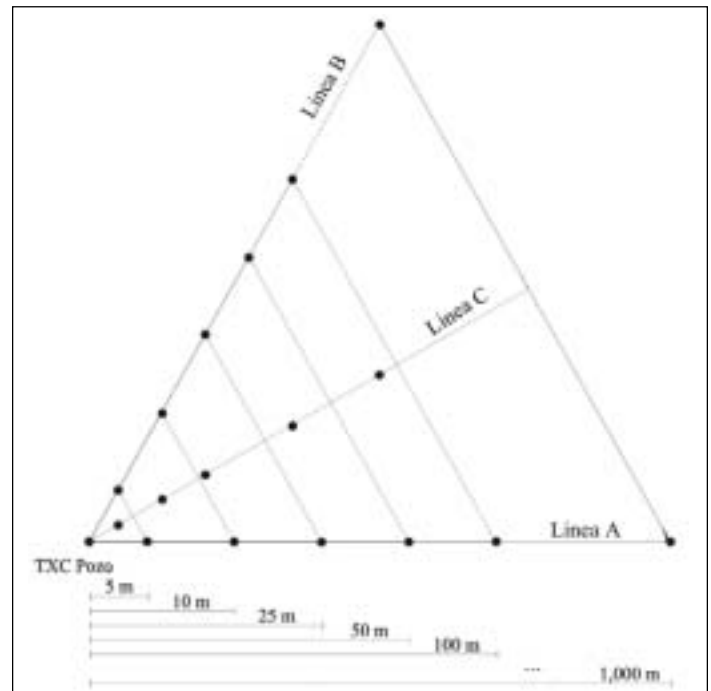


Figura 2. Esquema de los arreglos instrumentales realizados en el Lago de Texcoco, las líneas punteadas representan la distancia entre estaciones: 5, 10, 25, 50, 100, 200, 400, 550 y 1000 m. Los puntos representan los instrumentos.

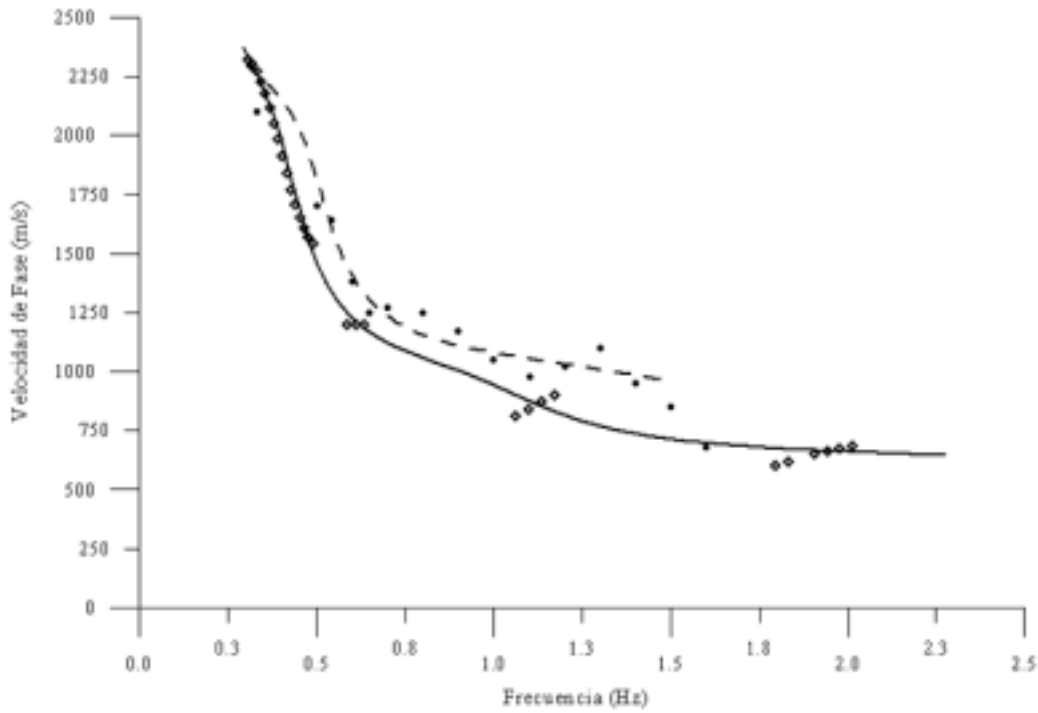


Figura 3. Los rombos y la línea continua muestran los valores de fase obtenidos a partir del análisis con el método SPAC de tres arreglos instrumentales de cuatro estaciones. Los círculos y la línea punteada muestran los valores de velocidad de fase obtenidos con el método F-K (Kagawa, 1996).

todas las direcciones del arreglo instrumental se calcula el promedio azimutal con la siguiente integral:

$$\rho(r, f) = \frac{1}{2} \int_0^{2\pi} \gamma_{oj}(r, \theta, f) d\theta \quad (5)$$

Esta ecuación muestra cómo los coeficientes de auto-correlación espacial son obtenidos mediante el promedio de una función de coherencia normalizada entre dos sitios, respecto a la dirección θ . Además, esta integral se simplifica con la función Bessel de primera especie y orden cero J_0 :

$$\rho(r, f) = J_0\left(\frac{2\pi f}{c(f)} r\right) \quad (6)$$

donde f es la frecuencia, r es la distancia entre estaciones, y $c(f)$ es la velocidad de fase para cada frecuencia. A partir de los coeficientes de correlación calculados $\rho(r, f)$ se interpola el argumento de la ecuación 6 para ajustarlo a la Función Bessel teórica de orden cero, y del argumento interpolado se calcula $c(f)$.

En general, a partir de los arreglos

instrumentales se pueden calcular dos coeficientes de auto-correlación espacial: uno entre las estaciones de los vértices del arreglo, $C_j(r, \theta)$ -correlación externa-; y otro coeficiente entre las estaciones de los vértices, $C_j(r, \theta)$ y la estación central, $C(0,0)$ -correlación interna-.

Otra forma de utilizar el método SPAC, es con las componentes horizontales de los registros de microtremores; la única diferencia es que en vez de usar la función Bessel de orden cero, se considera la función Bessel de orden dos (Yamamoto, 1998). Por otro lado, se ha propuesto una modificación del método SPAC (Rodríguez *et al.*, 2003), que consiste en sustituir la correlación espacial por la estacionaridad temporal de los microtremores, lo cual permite usar cualquier geometría en el arreglo instrumental; sin embargo, se requiere de registros muy largos en tiempo, para que la crosscorrelación temporal entre cualquier par de estaciones sea equivalente a la crosscorrelación espacial en un arreglo equidistante. Así, en vez de registrar simultáneamente en un arreglo circular de radio fijo, se asume que la dirección de propagación predominante rota con el tiempo; de este modo, un par de estaciones que registra durante un periodo de tiempo largo, registra el campo de propagación en un gran número de azimuts,

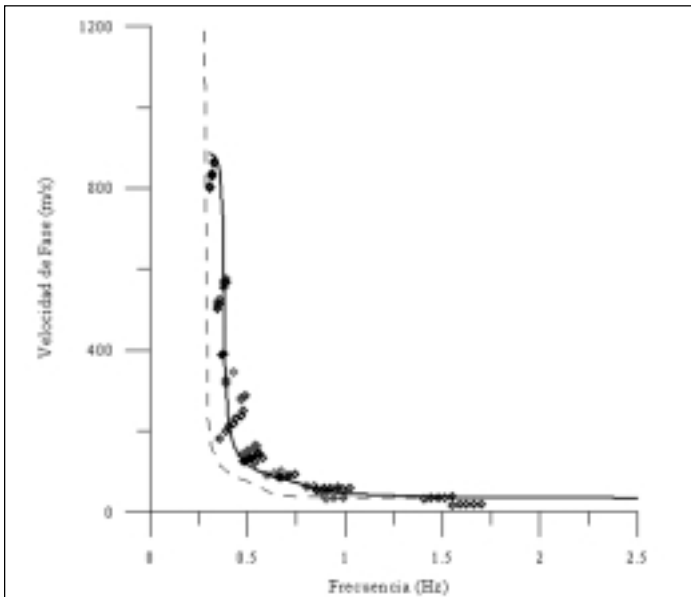


Figura 4. Los rombos corresponden a los valores de velocidad de fase estimados a partir del análisis los datos de los arreglos instrumentales, con el método SPAC; la línea continua corresponde a la velocidad de fase del modelo de velocidades encontrado a partir de un experimento de SCPT (Stephenson y Lomnitz, 2004); por último, la línea discontinua corresponde a la velocidad de fase del modelo de velocidades propuesto por Ramos-Martínez et al. (1997).

lo que sería equivalente al promedio azimutal.

Uno de los problemas del método SPAC es el número de estaciones requeridas (Morikawa *et al.*, 1998); por eso se ha propuesto una modificación de dicho método utilizando solamente dos estaciones, basándose en el hecho de que el método siempre calcula la correlación entre dos estaciones. La comparación de resultados obtenidos con esta modificación respecto a los obtenidos mediante el método SPAC típico y con el método F-K es favorable, y las diferencias se pueden deber más a la naturaleza de los microtemores que al método utilizado en su análisis.

APLICACIONES EN MÉXICO

El método SPAC fue aplicado por primera vez en el Valle de México en dos sitios con condiciones geológicas completamente distintas entre sí: Ciudad Universitaria (CU), en Zona de Lomas, y en el Lago de Texcoco (TXC), en Zona de Lago, según la zonificación propuesta por Marsal y Masari (1969). En el caso de CU se realizaron tres arreglos instrumentales: de 1000 (Flores-Estrella y Aguirre-González, 2001), 300 y 150 m de lado (Flores-Estrella, 2004), todos siguiendo el esquema de la Fig. 1(b). En el caso de TXC se realizaron nueve arreglos instrumentales de 5, 10, 25, 50, 100, 200, 400, 550 y 1000 m de lado (Flores-Estrella, 2004); estos fueron realizados siguiendo el esquema de la Fig. 2, en la cual el principio del arreglo geométrico es el mismo que la Fig. 1(b): un arreglo triangular equilátero con cuatro instrumentos: uno en cada vértice y uno al centro, por lo que la metodología no cambia.

En los arreglos instrumentales se utilizaron sensores triaxiales GURALP CMG 40T y equipos digitalizadores REFTEK, y se registró durante media hora en cada estación a 100 muestras por segundo.

Los resultados obtenidos del análisis de los registros de CU se muestran en la Fig. 3. Los rombos muestran los valores de fase obtenidos en Flores-Estrella y Aguirre-González, (2001), y Flores-Estrella, (2004); la línea continua muestra la curva de dispersión ajustada. Los círculos y la línea discontinua muestran los resultados obtenidos por Kagawa (1996), quien analizó registros de cuatro arreglos instrumentales de siete estaciones (Fig. 1 a) utilizando el método F-K.

Los valores de velocidad de fase entre los dos experimentos son muy similares entre sí, y ambos cumplen con las características geológicas de un sitio en Zona de Lomas del Valle de México. La diferencia radica en el número de instrumentales utilizado para los arreglos de microtemores: cuatro para el análisis con el método SPAC, y siete para el análisis con el método F-K. Además, el análisis con el método SPAC requirió de tres arreglos, mientras que el análisis con el método F-K requirió de cuatro. Por lo tanto, para el caso de CU el método SPAC resulta ser una alternativa más económica y sencilla de aplicar.

En el caso del lecho del antiguo Lago de Texcoco y dadas las condiciones de baja velocidad de las capas más superficiales, se requirió un mayor número de arreglos instrumentales para obtener valores de velocidad de fase en un intervalo amplio de frecuencias. En la Fig. 4 los rombos representan los valores de velocidad de fase obtenidos del análisis con el método SPAC. La línea continua muestra la curva de dispersión propuesta por Stephenson y Lomnitz (2004) a partir de un experimento con *Seismic Cone Penetrometer* (SCPT); estos autores sólo obtuvieron datos de una profundidad de 36.4 m. Los datos de la curva de dispersión a mayor profundidad son propuestos a partir del análisis reportado por Flores-Estrella, 2004. Por último, la línea discontinua muestra la curva de dispersión propuesta por Ramos Martínez *et al.* (1997).

Como se puede ver en la Fig. 4, los valores de velocidad de fase obtenidos del análisis de registros de microtemores con el método SPAC, son muy similares a los propuestos anteriormente. Además, los valores obtenidos mediante el método SPAC pueden servir para completar información, que algunas veces no puede ser obtenida con otros métodos (como en el caso del trabajo con SCPT). La ventaja del uso de registros de microtemores radica básicamente en que la disposición de arreglos instrumentales para obtener este tipo de registros es mucho más económica que los trabajos previos.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Dado que el estudio y análisis de registros de microtemores generalmente se realiza con métodos muy generales que, en las mejores ocasiones, brindan

Tabla 1. Comparación de los distintos métodos de análisis de registros de microtremores. Se muestran: el número de instrumentos, las componentes del movimiento, el tipo de onda y el resultado.

Métodos de análisis de microtremores					
	Método	Número de puntos de observación	Componentes de movimiento usadas	Tipo de onda asumido	Resultado óptimo
Métodos Pasivos	Espectral	1	Horizontal	Ondas S	Periodo predominante
	Cocientes Espectrales	1 - 2	Horizontal Vertical	Ondas Rayleigh	Periodo natural del sitio
	Nakamura H/V	1	Horizontal Vertical	Ondas Rayleigh	Periodo natural del sitio
	F-K	7	Horizontal Vertical	Rayleigh y Love	Velocidad de fase: perfil de velocidades
	SPAC	4 - 7	Horizontal Vertical	Rayleigh y Love	Velocidad de fase: perfil de velocidades
Métodos de fuente activa	SASW	Varios	Horizontal Vertical	Rayleigh y Love	Velocidad de fase: perfil de velocidades

información sobre la frecuencia fundamental del sitio, se tiene la creencia generalizada de que este tipo de registros no son muy útiles. Además, el uso de registros de microtremores es un área poco explorada en nuestro país, lo que la hace muy polémica. Los registros de microtremores son de fácil adquisición, y los métodos para su análisis son relativamente sencillos; esta es la razón por la cual su uso en trabajos de estimación de efectos de sitio se ha incrementado en los últimos años. Sin embargo, algunos de estos métodos no siempre proveen estimaciones completas e incluso confiables; es por ello que el uso de métodos alternativos comienza a adquirir más adeptos.

El método SPAC (Aki, 1957) puede ser visto como una alternativa útil para el análisis de registros de microtremores, ya que provee información más completa sobre el comportamiento del terreno, a partir de registros de microtremores obtenidos en un arreglo instrumental de cuatro estaciones, considerando que los microtremores están conformados básicamente por ondas superficiales, y con base en las características dispersivas de estas ondas.

En el caso del estudio en CU, el análisis de registros de microtremores con el método SPAC permitió obtener la información necesaria para determinar la curva de dispersión de Ondas Rayleigh, que resultó ser similar a la propuesta en trabajos anteriores (Kagawa, 1996); con la ventaja de que el análisis con el método SPAC es más económico que el realizado con el método F-K, ya que se requirieron menos instrumentos y menos arreglos instrumentales para obtener la velocidad de dispersión en el mismo intervalo de frecuencias.

Para el caso de la zona del Lago de Texcoco, fue posible obtener información sobre la curva de dispersión a partir del análisis de registros de microtremores con el método SPAC. Estos resultados fueron similares a la curva de dispersión teórica del modelo de velocidades obtenido con un estudio de exploración realizado previamente en la zona de estudio (Stephenson y Lomnitz, 2004). Además, para este mismo sitio fue posible proponer una velocidad para el semiespacio que no había sido posible encontrar con el método directo antes citado.

De manera general, se puede concluir que el análisis de registros de microtremores con el método SPAC es útil para obtener información sobre la velocidad de fase. Además, el método SPAC también proporciona datos que pueden completar la información sobre la velocidad de capas más profundas, que algunas veces no puede ser obtenida por métodos convencionales de exploración. Sin embargo, hay que considerar que, como en cualquier otro análisis, las limitaciones del método SPAC están en función de las condiciones geológicas del sitio de estudio.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos en especial al Ing. Horacio Mijares, a Edgar Mares y a Ernesto Briones por su colaboración en el trabajo de campo para la obtención de los datos analizados en este trabajo. También agradecemos a los árbitros, cuyos comentarios y revisiones sirvieron para mejorar el trabajo. Las curvas de dispersión mostradas en las figuras 3 y 4 se calcularon con los programas de Herrmann (2002).

REFERENCIAS

- Aki, K., 1957. Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremores. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 35, p. 415-456.
- Asten, M. W., 1976. The use of microseisms in geophysical exploration. Ph. D. Thesis, Macquire University, Australia, p. 178.
- Bard, P., 1998. Microtremor Measurements: A tool for site effect estimation?. The effects of Surface Geology on Seismic Motion, Irikura, Kudo, Okada and Sasatani (Eds.), Balkema, Rotterdam, The Netherlands, p. 1251-1279.
- Capon, J., 1969. High-resolution frequency-wave number spectrum analysis. *Proceedings, IEEE*, 57-8, p. 1408-1418.
- Chávez-García, F. J., Sánchez-Sesma, F. J., Campillo, M y Bard, P. I., 1994. El Terremoto de Michoacán de Septiembre de 1985: efectos de fuente, trayecto y sitio. *Física de la Tierra*, 6. Madrid, España, p. 157-200.
- Chávez-García, F. J. and Cuenca J., 1998. Site Effects and Microzonation in Acapulco. *Earthquake Spectra* 14, p. 75-93.
- Delgado, J., López Casado, C., Giner, J., Estévez, A., Cuenca, A. and Molina, S., 2000. Microtremors as a geophysical exploration tool: Applications and Limitations. *Pure and Applied Geophysics*, 157, p. 1445-1462.
- Diagourtas, D., Tzanis, A. and Makropoulos, K., 2001. Comparative study of Microtremor Analysis Methods. *Pure and Applied Geophysics*, 158, p. 2463-2479.
- Flores-Estrella, H. y Aguirre-González, J., 2001. Método *SPAC*: Otra Alternativa para estimar el efecto de sitio en la Ciudad de México. *Memorias Técnicas del XIII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, Guadalajara, Jalisco, México. Octubre 31 a noviembre 3 del 2001.
- Flores-Estrella, H., 2004. Método *SPAC*: Una Alternativa para la Estimación de Modelos de Velocidades en el Valle de México. Tesis de Maestría, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, UNAM.
- Gutiérrez, C. and Singh, S. K., 1992. A site effect study in Acapulco Guerrero, Mexico: A comparison of Results from Strong Motion and Microtremor Data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82, p. 642-659.
- Herrmann, R. D., 2002. An overview of synthetic seismogram computation. Department of Earth and Atmospheric Sciences, Saint Louis University.
- Horike, M., 1985. Inversion of Phase Velocity of Long-Period Microtremors to the S-wave Velocity Structure down to the basement in urbanized areas. *Journal of the Physics of the Earth*, 33, p. 59-96.
- Kagawa, T., 1996. Estimation of Velocity Structures beneath Mexico City using Microtremor Array data. *Proceeding of the 11th World Conference on Earthquake Engineering*. Acapulco, Mexico.
- Kuroiwa, J., 2002. Reducción de desastres. *Viviendo en armonía con la naturaleza*. Quebecor World Perú S. A. Lima, Perú 2002, 429 pp.
- Lermo, J., Rodríguez, M. and Singh, S. K., 1988. Natural Period of Sites in the Valley of Mexico from Microtremor Measurements and Strong Motion Data. *Earthquake Spectra*, 4, p. 805-814.
- Lermo, J., 1992. Observaciones de microtremores y su aplicación en ingeniería sísmica. Tesis de Maestría, Facultad de Ciencias, UNAM.
- Liu Hsi-Ping, Boore, D. M., Joyner, W. B., Oppenheimer, D. H., Warrick, R. E., Zhang, W., Hamilton, J. C. and Brown, L. T., 2000. Comparison of Phase Velocities from Array Measurements of Rayleigh Waves Associated with Microtremor and Results calculated from Borehole Shear-Wave Velocity Profiles. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90, 3 p. 666-678.
- Marsal, R. J. y Masari, M., 1964. El subsuelo de la Ciudad de México. Facultad de Ingeniería, UNAM, México, 614 pp.
- Morikawa, H., Toki, K., Sawada, S., Akamatsu, J., Miyakoshi, K., Ejiri, J. and Nakayima, D., 1998. Detection of dispersion curves from microseisms observed at two sites. The Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Irikura, Kudo, Okada and Sasatani (Eds.), Balkema, Rotterdam, The Netherlands, p. 719-724.
- Nakamura, Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Quarterly Report of Railway Technical Research Institute*, 30 - I.
- Ordaz, M., Meli, R., Montoya-Dulché, C., Sánchez, Pérez-Rocha, L. E. y Reinoso, E., 1995. Estimación de movimientos fuertes y microzonificación del riesgo sísmico en la Ciudad de México. *La ingeniería Civil a 10 años de los Sismos de 1985*. Simposio Internacional, septiembre de 1985.
- Ramos-Martínez, J., Chávez-García, F. J., Romero-Jiménez, E., Rodríguez Zúñiga, J. L. y Gómez-González, J. M., 1997. Site effects in Mexico City: Constraints from surface wave of shallow refraction data. *Journal of Applied Geophysics*, 36, p. 157-165.
- Rodríguez, M., Chávez-García, F. and Stephenson, B., 2003. Stationarity of seismic noise and *SPAC*. Results of a new approach. 2003 Pacific Conference on Earthquake Engineering.
- Rodríguez, V. H. S. and Midorikawa, S., 2002. Applicability of the H/V spectral ratio of microtremors in assessing site effects on seismic motion. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 31, p. 261-279.
- Scherbaum, F., Hinzen, K. and Ohrnberger, M., 2002. Determination of shallow shear wave velocity profiles in the Cologne/Germany area using ambient vibrations. Submitted to *Geophysical Journal International*.
- Stephenson, B. and Lomnitz, C., 2004. Wave velocity profile at the Texcoco strong-motion array site, Valley of Mexico. Submitted to *Geofísica Internacional*.
- Tokimatsu, K., 1997. Geotechnical site characterization using surface waves. *Earthquake Geotechnical Engineering*, Ishihara (Ed.) Balkema, Rotterdam.
- Trifunac, M. D. and Todorowska, M. I., 2000. Long period microtremors, microseisms and earthquake damage: Northridge, CA, earthquake of 17 January 1994. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 19, p. 253-267.
- Yamamoto, H., 1998. An experiment for estimating S-wave velocity structure from phase velocities of Love and Rayleigh waves in microtremores. The Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Irikura, Kudo, Okada and Sasatani (Eds.), Balkema, Rotterdam, The Netherlands, p. 705-710.

Recepción del manuscrito: 16 de mayo, 2004
Recepción del manuscrito corregido: 19 de octubre, 2004
Aceptación del manuscrito: 15 de diciembre, 2004