

03030



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

---

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

Método SPAC: Una Alternativa para  
la Estimación de Modelos de  
Velocidades en el Valle de México

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:

MAESTRA EN CIENCIAS

P r e s e n t a

Hortencia Citlali Flores Estrella

Director de Tesis: Dr. Cinna Lomnitz Aronsfrau

2004



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**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 esta 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.

ESTA TESIS NO SALE  
DE LA BIBLIOTECA

---

## **Agradecimientos**

En primer lugar, y de manera muy especial al Dr. Cinna Lomnitz por participar en la conclusión de este proyecto, por su apoyo y por sus valiosos y enriquecedores comentarios.

Al Dr. Luis Quintanar por sus palabras de aliento, por revisar el trabajo y por colaborar para su mejoría de manera desinteresada.

A los Dres. Roberto Ortega, Jaime Yamamoto, Jaime Urrutia y Carlos Valdés por la revisión y por los comentarios que sirvieron para enriquecer y mejorar el trabajo y su presentación.

De manera especial a Edgar Mares, Horacio Mijares y Ernesto Briones por su colaboración en el trabajo de campo, y sobre todo por su amistad, sus enseñanzas y por sus aportaciones sanguíneas durante el trabajo en el Lago de Texcoco.

Al Dr. Jorge Aguirre por haberme introducido al estudio y análisis de los microtemores, un campo novedoso en México. Gracias por su apoyo en los trabajos de campo para este estudio, y por haber facilitado el uso de los registros de microtemores que se analizan en esta tesis. Gracias también por permitir la realización de parte de este trabajo en las instalaciones de la Coordinación de Ingeniería Sismológica del Instituto de Ingeniería de la UNAM.

Al Dr. Bill Stephenson por sus comentarios acerca de los resultados y por permitir el uso comparativo de sus resultados no publicados a la fecha.

Al Dr. Carlos Gutiérrez, del CENAPRED, por el préstamo de equipo para la realización de los arreglos instrumentales que se usaron para el registro de datos.

A mis padres, porque sin su apoyo nada de esto hubiera sido posible. A los integrantes de la familia González Flores por ser parte de este y de todos los proyectos importantes. A los Flores Semboloni por compartir parte de la vida.

Y sobre todo al ti que compartes la sabiduría acerca de cómo vivir mejor, de cómo hacer mejor las cosas día con día, y por compartir tu tiempo y tu espacio.

---

---

# Índice

|  |    |
|--|----|
| Resumen.....   | 3  |
| I. Introducción .....  | 5  |
| II. Antecedentes Teóricos .....                                | 7  |
| a. Efecto de Sitio .....                                       | 11 |
| i. Métodos de Estimación del Efecto de Sitio .....             | 15 |
| 1. Cocientes Espectrales .....                                 | 16 |
| 2. Funciones de Receptor .....                                 | 18 |
| 3. Inversión Simultánea.....                                   | 19 |
| b. Microtremores.....  | 19 |
| i. Origen y características de los microtremores .....         | 20 |
| ii. Ondas Superficiales.....                                   | 22 |
| 1. Ondas Rayleigh en un semiespacio elástico y homogéneo ..... | 23 |
| 2. Ondas Rayleigh dispersivas .....                            | 24 |
| iii. Arreglos de Microtremores .....                           | 26 |
| iv. Métodos de análisis de microtremores.....                  | 28 |
| 1. Métodos pasivos.....  | 30 |
| a. Métodos espectrales.....                                    | 31 |
| b. Métodos de cocientes espectrales .....                      | 31 |
| i. Método de Nakamura, H/V.....                                | 32 |
| c. Método de análisis espectral F-K.....                       | 35 |
| d. Método de análisis de auto-correlación espacial (SPAC)..... | 38 |
| 2. Métodos de fuente activa .....                              | 41 |
| a. Método SASW .....   | 41 |
| c. Geología General del Valle de México.....                   | 42 |
| III. Metodología.....  | 47 |
| a. Descripción de los experimentos de campo .....              | 47 |
| i. Ciudad Universitaria .....                                  | 51 |
| ii. Texcoco.....   | 53 |
| b. Método SPAC.....  | 54 |
| c. Programa SPAC.....  | 56 |
| IV. Discusión de Resultados .....                              | 61 |
| a. Variación Diurna.....                                       | 61 |
| i. Ciudad Universitaria .....                                  | 61 |
| ii. Texcoco.....   | 63 |

---

|   |     |
|---|-----|
| b. Relación del coeficiente de correlación con la distancia entre estaciones.....   | 66  |
| i. Ciudad Universitaria.....  | 66  |
| ii. Texcoco .....   | 67  |
| c. Arreglos SPAC.....   | 69  |
| i. Ciudad Universitaria.....  | 69  |
| ii. Texcoco .....   | 75  |
| d. Anexo I: Registros en tiempo del arreglo lineal de CU.....   | 81  |
| e. Anexo II: Coeficientes de correlación promediados acimutalmente, para los arreglos instrumentales de Texcoco .....   | 85  |
| V. Conclusiones y Recomendaciones.....  | 95  |
| VI. Bibliografía y Referencias.....   | 99  |
| VII. Apéndice I: Flores-Estrella, H. and J. Aguirre-González (2003), "SPAC: An alternative method to estimate site effects in Mexico City", <i>Geofísica Internacional</i> , v. 42, no. 2, pp. 227-236..... | 107 |

---

## Resumen

En los últimos años se ha presentado un auge en el uso de los registros de microtemores, los que se han convertido en una importante herramienta, que analizada con los métodos convenientes, provee la información necesaria para estimar el modelo de velocidades, que es un elemento indispensable para estudios de microzonificación, localizaciones epicentrales o para modelar la respuesta de un sitio ante la incidencia de un evento sísmico.

Uno de los métodos frecuentemente utilizados para el análisis de los registros de microtemores en países con un riesgo sísmico elevado, es el desarrollado por Aki (1957), llamado *Spatial Autocorrelation Method* o Método de Autocorrelación Espacial (SPAC, por sus siglas en inglés). Uno de los objetivos de este método es obtener los datos de la velocidad de fase de Ondas Rayleigh, a partir de los cuales se estima el modelo de velocidades del sitio.

En este trabajo se presentan las experiencias obtenidas en el análisis de registros de microtemores en dos sitios de la Ciudad de México: Ciudad Universitaria, localizada en Zona de Lomas, y la zona federal del Lago de Texcoco en el Estado de México, ubicado en Zona de Lago, de acuerdo con la división geotécnica del Valle de México (Marsal y Masari, 1964).

El análisis de los datos de microtemores estuvo dividido en tres etapas: la primera consistió en analizar la variación diurna de la amplitud y del contenido de frecuencias de los registros; la segunda fue estudiar la relación del coeficiente de correlación con la distancia entre estaciones; y, en la última etapa se aplicó el método SPAC a los registros obtenidos, utilizando un programa desarrollado en Matlab6 para tal fin; una ventaja de este programa es su fácil aplicación para obtener datos *in situ* con los que se puede conocer si la distancia entre estaciones del arreglo instrumental es la más adecuada para los objetivos del estudio.

Los resultados obtenidos son comparables con los modelos teóricos propuestos con otras técnicas indirectas (por ejemplo el método F-K) y, particularmente en el caso de la curva de dispersión del Lago de Texcoco se correlaciona con los datos del modelo de velocidades obtenido de manera directa por perforación. En ambos casos los modelos también concuerdan con la geología de ambas zonas.





---

# I Introducción

Uno de los problemas en la Sismología es la estimación de modelos de velocidad confiables, ya sea para estudios de microzonificación, localizaciones epicentrales o para modelar la respuesta de un sitio ante la incidencia de un evento sísmico; este último es uno de los objetivos más frecuentes de los trabajos con registros de microtremores (ruido ambiental generado por fuentes naturales y culturales). En este trabajo se presenta una alternativa para la obtención de datos sobre la velocidad de fase de Ondas Rayleigh, con el método propuesto por Aki en 1957, llamado *Spatial Autocorrelation Method* o Método de Autocorrelación Espacial (SPAC, por sus siglas en inglés), que es aplicado a datos de microtremores. A partir de la curva de dispersión obtenida se estimaron los modelos de velocidades.

Este trabajo pretende estudiar los alcances del método SPAC para obtener información de la curva de dispersión de Ondas Rayleigh y del modelo de velocidades, en dos sitios de la Ciudad de México con condiciones de velocidad completamente distintas entre sí: Ciudad Universitaria localizada en Zona de Lomas, y la Zona Federal del Lago de Texcoco que corresponde a Zona de Lago, de acuerdo a la zonificación geotécnica del Valle de México (Marsal y Masari, 1964).

En la primera parte se presenta la revisión bibliográfica acerca de la importancia del efecto de sitio y de los métodos para su estimación, ya sea partiendo de datos de eventos sísmicos o de registros de microtremores. Más detalladamente se estudian las características de los microtremores, su definición y las ondas que los conforman; del mismo modo se explican los métodos de análisis de registros de microtremores más usados, y los resultados que se pueden obtener con cada uno de ellos. En este mismo apartado se exponen las bases teóricas del método SPAC que se utiliza en la última parte del análisis de los datos de este trabajo. Como parte de los antecedentes se presenta la geología general del Valle de México con el objetivo de ubicar los dos sitios de estudio dentro de un marco regional.

En el capítulo III se presenta la metodología utilizada en este trabajo con una descripción de los experimentos realizados en cada sitio de estudio; también se explica cómo fue aplicado el método SPAC a los registros obtenidos, y el diagrama de flujo del programa desarrollado para el análisis, con las ventajas que ofrece.

En el capítulo IV se realiza la discusión de los resultados obtenidos del análisis de los distintos registros de microtremores. Los resultados obtenidos confirman que el análisis de registros de microtremores con métodos matemática y físicamente robustos es una alternativa en la estimación de modelos de velocidades, que bien puede ser aplicado en el Valle de México.

Por último, en el capítulo V se presentan las conclusiones alcanzadas y las recomendaciones propuestas a partir de las experiencias adquiridas durante la realización del trabajo de campo y el análisis de los registros obtenidos.

---

## II Antecedentes Teóricos

Desde tiempos prehistóricos el hombre se ha visto afectado por distintos fenómenos naturales, ya sean climáticos (huracanes, tormentas, glaciaciones) o geológicos (volcanes, sismos); por lo general todos ellos eran (y algunas veces siguen siendo) atribuidos a fuerzas sobrenaturales, siendo la más común el castigo de dioses por malas actitudes de los hombres, con la ventaja de que de esta forma se podían prevenir, e incluso predecir algunos de estos fenómenos.

Por ejemplo, en el antiguo folclor japonés los sismos se explicaban como resultado de las sacudidas del cuerpo de un gran pez-gato que vivía debajo de la superficie (figura 1.1).



Figura 1.1. En el antiguo folclor japonés los sismos se explicaban por las sacudidas de uno o más peces-gatos. En la figura se muestra a la gente tratando de apaciguar a los causantes de dos grandes terremotos en Japón.

Por otro llado, los griegos fueron los primeros en atribuir los sismos a causas naturales. Tales de Mileto (580 a. C.) creía que los continentes flotaban en los océanos y que el oleaje de éstos causaba los sismos. Anaxímenes (526 a. C.) propuso que lo que ocasionaba los sismos eran las rocas que caían al interior de la Tierra y chocaban con otras masas rocosas causando los sismos<sup>1</sup>.

---

<sup>1</sup> Bolt, 1993.

Aristóteles (384-322 a. C.) fue el primero en proponer una explicación no religiosa o astrológica al origen de los sismos; su idea la basó en analogías con otros fenómenos naturales como rayos y truenos. Propuso la existencia de un fuego central cuyo vapor podía subir por cavernas en el interior de la Tierra (figura 1.2) y, que al quedar atrapado ocasionaba explosiones que a su vez causaban los sismos<sup>2</sup>.

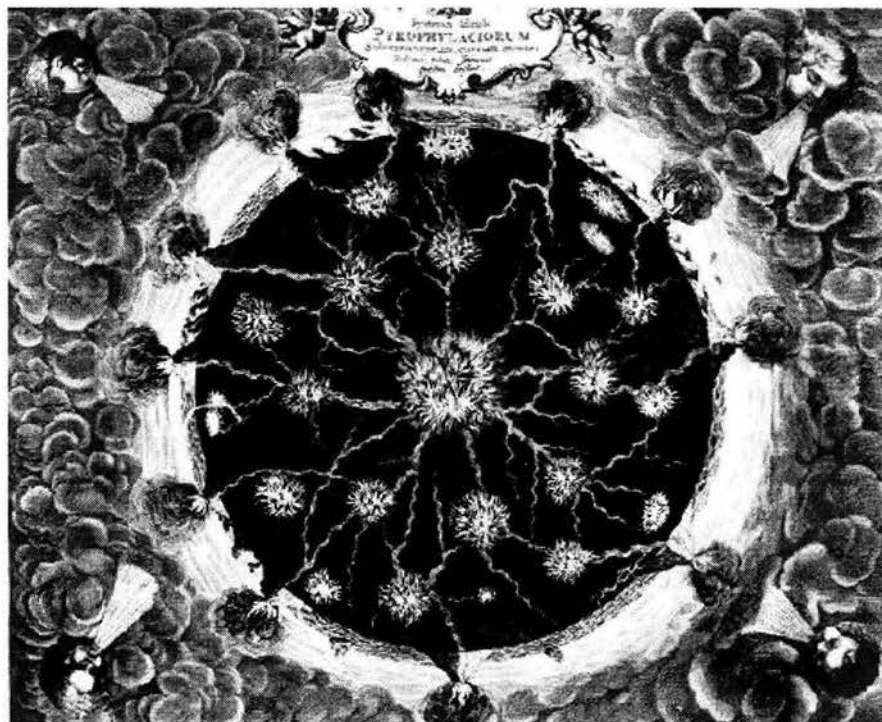


Figura 1.2. Aristóteles propuso la existencia de un fuego central cuyo vapor ascendente ocasionaba sismos.

Dentro de las menciones occidentales de sismos se encuentran las realizadas en la Biblia, la primera de las cuales corresponde a la experiencia de Moisés en el Monte Sinaí; aunque referencias más específicas se refieren a la caída de los muros de la Ciudad de Jericó (~1100 a. C.), y posiblemente a la destrucción de Sodoma y Gomorra como efectos de algún terremoto, consecuencia de las malas acciones de los hombres<sup>3</sup>.

Por otro lado, México es un país de temblores y a lo largo de su historia los habitantes se han visto afectados por los efectos de estos eventos<sup>4, 5</sup>. El primer registro de un sismo en territorio mexicano data del año 1 pedernal (1480), una de las interpretaciones menciona: *hubo un temblor de tierra durante la noche*<sup>4</sup>; en la figura 1.3 se muestra el registro gráfico de este evento.

<sup>2</sup> Bolt, 1993.

<sup>3</sup> Bolt, 2000.

<sup>4</sup> García Acosta y Suárez Reinoso, 1996.

<sup>5</sup> Ordaz et al., 1995.

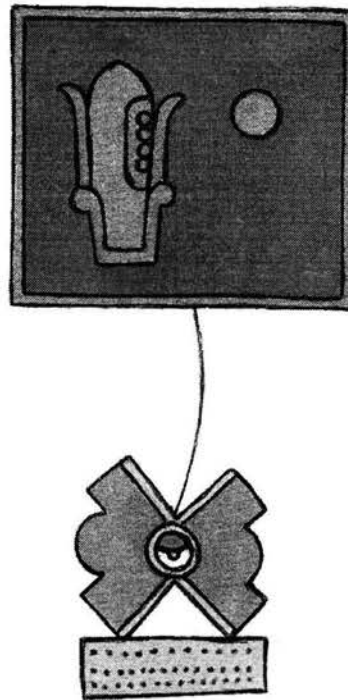


Figura 1.3. El registro data del año 1 pedernal (1480) y una interpretación menciona: *hubo un temblor de tierra durante la noche*<sup>6</sup>.

En la época prehispánica y colonial, los sismos se explicaban como actos de un ser supremo: *a pecados graves castiga D~os con azotes extraordinarios* (Antonio de Herrera, 1601). Pero ya en la primera mitad del siglo XIX (1823- 1850) comenzaba la interpretación “científica”<sup>6</sup>:

*Han anunciado las beatas que habrá multitud de temblores porque D~os está enojado... cuando ninguna persona medianamente instruida ignora que existen en el interior de la tierra y que están en correspondencia con las montañas elevadas... ¡Terca manía de hacer de cada cosa un milagro!*  
(Diario General de la República Mexicana, 1837).

Ahora sabemos que los sismos son fenómenos naturales que ponen de manifiesto la dinámica interna de la Tierra: un sismo o terremoto es un movimiento repentino del terreno causado por la liberación abrupta de energía<sup>7</sup> en el interior de la Tierra; esta energía se transforma y se transmite mediante ondas, que reciben el nombre de ondas sísmicas. La Sismología es la ciencia que estudia estas ondas, qué nos dicen del interior de la Tierra y la física de los terremotos como por ejemplo: su origen, sus manifestaciones y los efectos que éstos tienen en las sociedades.

Conforme la historia, el conocimiento y el estudio de la Tierra avanzaron fue posible predecir la ocurrencia de algunos de los fenómenos naturales citados, ahora sabemos cuando estamos en peligro por un huracán o una tormenta, incluso se puede predecir el nacimiento y/o la erupción de un volcán.

<sup>6</sup> García Acosta y Suárez Reinoso, 1996.

<sup>7</sup> Bates y Jackson, 1984.

Sin embargo, y aún cuando la meta elusiva que tienen algunos sismólogos es la predicción de un futuro evento sísmico (es decir, cuándo, dónde y de qué magnitud se producirá), a comienzos del siglo XXI la predicción de estos eventos está aún lejos de ser confiable y de tener utilidad práctica<sup>8</sup> (aún cuando hay gente que cree que alguien tiene la llave mágica de la información). Una mejor opción sería trabajar más en la prevención informando a la gente: crear una cultura de la prevención más que del miedo.

Además, los terremotos por sí mismos no son peligrosos para los humanos ya que, como los demás fenómenos naturales geológicos forman parte del sistema terrestre: son creadores y niveladores del relieve de la Tierra<sup>9</sup>. Cada día ocurren aproximadamente 50 sismos que pueden ser sentidos localmente<sup>10</sup> sin causar mayores daños; lo que sí resulta peligroso para el hombre son los efectos diversos que causan los sismos: el derrumbe de construcciones urbanas, los desprendimientos de roca en las elevaciones montañosas, los tsunamis y los incendios en ciudades, a los cuales se les considera los responsables de grandes tragedias<sup>9</sup>. Por lo demás, el potencial destructivo de un sismo depende de las aceleraciones máximas que se generan en el terreno, así como de la duración del mismo y de su contenido de frecuencias<sup>8</sup>.

Cada año la ocurrencia de sismos alcanza mayor divulgación a nivel mundial, no tanto como un simple proceso, sino como desastres (humanos, sociales y económicos) que aparentemente, van en aumento, lo que tiene una explicación principal: el crecimiento desmedido de la población<sup>10</sup> que se traduce muchas veces en un cambio en el uso de suelo, debido a la creciente urbanización<sup>11</sup> y a la demanda de infraestructura. Por esta razón los sismos siguen causando un gran número de pérdidas humanas y económicas, sobre todo en los países más pobres ya que, aunque el subdesarrollo y la pobreza no son sinónimos de vulnerabilidad, sí pueden ser factores contribuyentes a esta condición cuando se combinan con elementos específicos relacionados con la falta de recursos para protegerse o responder a los peligros naturales<sup>12</sup>. Un ejemplo claro de esta situación es lo ocurrido con dos sismos ocurridos en diciembre del 2003: el día 22 un sismo de 6.5 de magnitud ocurrió en California, E. U. A., se reportaron tres muertes; cuatro días después, el 26 del mismo mes ocurrió un sismo en Irán, magnitud 6.6, y hasta la fecha se han reportado 40,000 muertes y la Ciudad de Bam (una ciudad histórica de la Ruta de la Seda) destruida casi completamente.

En el mismo sentido, el mayor desastre sísmico en la historia de México ocurrió en 1985 como consecuencia del sismo del 19 de septiembre ( $M_s = 8.1$ ), con distancia epicentral a la Ciudad de México mayor a 300 km. La cifra oficial de pérdidas humanas fue de 4 539, aunque otras fuentes mencionan que fueron 5 000<sup>13</sup>, 9 000<sup>14</sup> y hasta 30 000<sup>15</sup>, además de las 300 000 personas que

---

<sup>8</sup> Kuroiwa, 2002.

<sup>9</sup> Lugo Hubp, 2002.

<sup>10</sup> Shearer, 1999.

<sup>11</sup> Lomnitz, 2002.

<sup>12</sup> Melli, 2002.

<sup>13</sup> Reinoso, 2000.

<sup>14</sup> Melli, 2002.

<sup>15</sup> Press, 1998.

perdieron su vivienda<sup>16</sup>; tal vez una visión más clara de la cantidad de personas que fallecieron, se puede tener si se considera que cada habitante de la ciudad conoció al menos a una persona que falleció por los efectos de los sismos.

En nuestras sociedades es importante recordar los desastres y mantenerlos en la memoria, no con un afán de morbo, sino para tener presente que el suceso puede repetirse, lo que debiera ser justificación para aplicar políticas de prevención; y también porque el tener un registro del tema contribuirá al conocimiento general y será de utilidad para la prevención y mitigación de daños<sup>17</sup>. Por otro lado, hay quien opina que el método más efectivo para mitigar los efectos de los terremotos, es considerar que en las regiones sísmicas tarde o temprano ocurrirá un evento sísmico, por lo que es necesario que el hombre desarrolle sus actividades, seleccione el lugar, construya sus edificaciones y otras obras de acuerdo a las enseñanzas que la naturaleza nos ha dejado de manera reiterativa y muchas veces dolorosa<sup>18</sup>.

### ***EFECTO DE SITIO***

Además de las consecuencias sociales y políticas que puede acarrear un desastre sísmico, como el ocasionado por los sismos del 85 en la Ciudad de México, también puede ocasionar un mayor interés nacional e internacional hacia el estudio de las causas de los daños causados en una ciudad a más de 300 km de distancia epicentral. En el caso de México se emprendió el análisis de los factores que afectan la vulnerabilidad y el riesgo sísmico de una zona dada que ocasionan modificaciones en el movimiento del terreno<sup>19</sup>, y que se conocen como efectos de sitio. En la actualidad los efectos de sitio se proponen como los causantes de los mayores daños a las sociedades<sup>20</sup>, como son pérdidas humanas y económicas.

Ya en la antigüedad, Aristóteles (384-322 a. C.) explicaba la diferencia de comportamiento de un sitio a otro con la siguiente teoría: los lugares con subsuelo pobre se mueven más por la cantidad de vapor que absorben<sup>21</sup>, relacionada con su explicación acerca del origen de los sismos explicada anteriormente.

En general, el efecto de sitio se puede explicar como la respuesta que tiene cada lugar ante un evento sísmico, o bien: como el fenómeno por el cual se observa que para áreas relativamente pequeñas y cercanas entre sí la intensidad del sismo es muy diferente entre una y otra, aún cuando los parámetros del sismo como magnitud, mecanismos de fuente, distancia epicentral, profundidad focal y medio a través del cual viajan las ondas tienen los mismos valores<sup>22</sup>. Sus causas son

<sup>16</sup> Beck y Hall, 1986.

<sup>17</sup> Lugo Hubp, 2002.

<sup>18</sup> Kuroiwa, 2002.

<sup>19</sup> Chávez-García et al. 1995.

<sup>20</sup> Singh et al., 1988 a, Chávez-García et al., 1995, Ramos-Martínez et al., 1997, Liu et al., 2000, Duval et al., 2001, Lomnitz, 2002, Melli, 2002, Kuroiwa, 2002, Woolery and Strret, 2002, Rodríguez y Midorikawa, 2002, Chávez-García y Salazar, 2002, Havenith et al., 2002, Rodríguez et al., 2003.

<sup>21</sup> Bolt, 1993

<sup>22</sup> Kuroiwa, 2002.

principalmente las condiciones geológicas y topográficas de cada área<sup>23</sup> y en gran medida, las existentes en las primeras decenas de metros de la superficie terrestre. Aunque también se ha visto que para algunas zonas, los efectos de sitio son el resultado de varios factores como: las propiedades de los materiales, la topografía sub-superficial, la profundidad del nivel freático, y la amplitud y duración del movimiento sísmico incidente en el basamento; así mismo, la naturaleza de los contactos entre los estratos, y de los contrastes de impedancia pueden llevar a una amplificación o a una desamplificación del movimiento, a efectos de límites en una cuenca y a una pérdida de coherencia espacial en el movimiento del terreno en superficie<sup>24</sup>.

Los principales efectos de sitio se han clasificado como sigue<sup>25</sup>:

- ⌘ Debidos a la topografía del terreno, la superficie del mismo puede provocar amplificación o desamplificación del movimiento.
- ⌘ Debidos a la presencia de depósitos con arena, se puede presentar el fenómeno en el cual el suelo pierde su capacidad de carga debido al aumento en la presión del poro y, en algunos casos la licuación de estratos completos de arena.
- ⌘ Por la presencia de depósitos con arcillas en valles aluviales o lacustres, se presenta amplificación dinámica debido al contraste de velocidad del suelo superficial con respecto a los depósitos profundos.
- ⌘ Debidos a deslizamientos y deslaves.
- ⌘ Y por cambios en la estructura superficial.

En el caso de la Ciudad de México, la distribución de los daños observados por los sismos de 1985 estuvo asociada con la división geotécnica del valle<sup>26</sup> (figura 1.4), en la que se establecen áreas con diferentes grados de riesgo sísmico gracias a la información del comportamiento dinámico del suelo<sup>27</sup> y de la geología del valle<sup>28</sup>. Los mayores daños se observaron en la Zona de Lago<sup>29</sup> (Zona III), seguidos en intensidad por la Zona de Transición (Zona II), y en la Zona de Lomas (Zona I) los daños fueron mínimos sino es que nulos. En general, los daños de los sismos de 1985 rebasaron lo que se consideraba que podía llegar a ocurrir<sup>30</sup> y se produjeron en la capa más superficial de arcilla muy suave y que se extiende horizontalmente por kilómetros, ya que forma el lecho del antiguo lago<sup>31</sup>

---

<sup>23</sup> Chávez-García et al., 1994, Singh et al., 1995, Reinoso, 2000, Liu et al., 2000, Kuroiwa, 2002, Rodríguez y Midorikawa, 2002, Woolwey and Street, 2002, Chávez-García y Salazar, 2002, Lomnitz, 2002.

<sup>24</sup> Woolery y Street, 2002.

<sup>25</sup> Reinoso, 2000.

<sup>26</sup> Propuesta por Marsal y Masari, 1964.

<sup>27</sup> Gutiérrez et al. 1996.

<sup>28</sup> Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989, Yussim-Guarneros y Flores-Estrella, 2002.

<sup>29</sup> Chávez-García et al., 1994, Singh et al., 1995, Reinoso, 2000.

<sup>30</sup> Melli, 2002.

<sup>31</sup> Chávez-García et al., 1995.



sobre el cual fue construida la Gran Tenochtitlán, y que posteriormente se convirtió en la Ciudad de México.

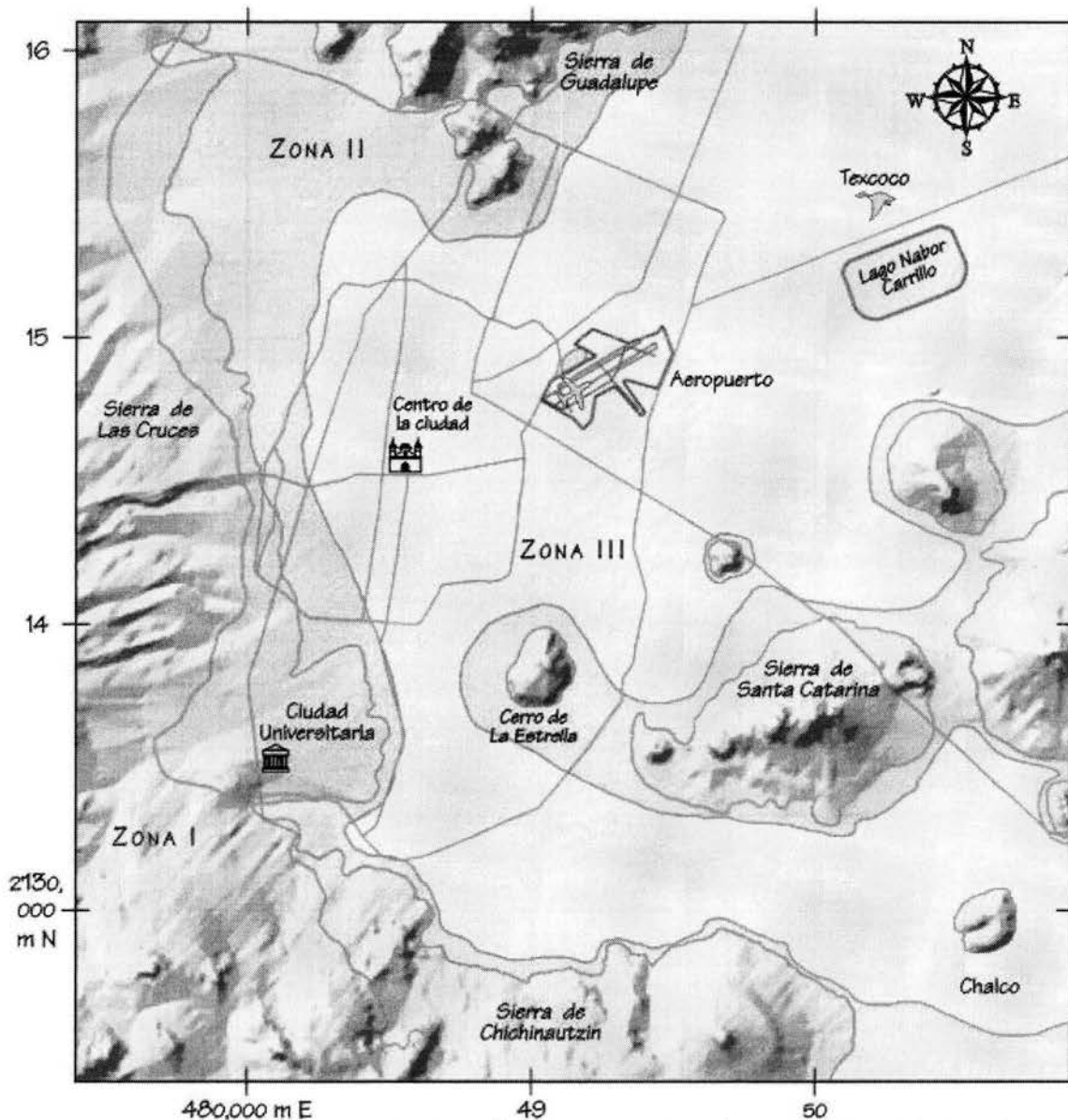


Figura 1.4. Modelo digital de elevación y microzonificación geotécnica del Valle de México<sup>32</sup>. La Zona I corresponde a Zona de Lomas, la Zona II a la Zona de Transición, y la Zona III a la Zona de Lago. Nótese como cerca del aeropuerto se observa el nivel más bajo de la altimetría.<sup>33</sup>

El estudio estadístico de los inmuebles dañados por los sismos de 1985 indica que entre 370<sup>34</sup> y 500 edificios de construcción reciente se colapsaron; además, se observó que factores como la edad de la construcción o el tipo de estructura no ejercieron gran influencia en el porcentaje de daños, sino que la variable que más influyó fue la altura de la construcción, que puede causar que

<sup>32</sup> Yussim-Guarneros y Flores-Estrella, 2002.

<sup>33</sup> Modificada de Marsal y Masari, 1964

<sup>34</sup> Lomnitz, 2002.

ésta tenga una frecuencia de vibración cercana a la frecuencia natural del terreno, y que experimente fuerzas de inercia muy elevadas que puede derribarla<sup>35</sup>.

En general, las dos observaciones más importantes de los registros en la Ciudad de México del sismo de 1985 fueron: la amplificación del movimiento del terreno y la gran duración de los registros<sup>36</sup>.

Las aceleraciones pico registradas en el sismo del 19 de setiembre de 1985 fueron de 0.2 g, tres veces más grandes que las registradas en suelo firme, y cercanas a las registradas en la zona epicentral<sup>37</sup>. Además, los movimientos en la Zona de Lago, donde el suelo consiste de arcillas muy suaves con velocidades de ondas S de 40 m/s que sobreyacen a sedimentos más competentes y rocas volcánicas, fueron amplificados de 8 a 50 veces respecto a la Zona de Lomas<sup>38</sup>.

Existen varios trabajos<sup>39</sup> que han estudiado las causas de los efectos de sitio en la Ciudad de México. Por ejemplo, se ha mencionado la posibilidad de que la principal causa de los daños en suelos blandos por un sismo es la presencia de una onda acoplada; hacia 1950 se descubrió el acoplamiento entre las ondas Rayleigh y las ondas P, que representaba un modo eficiente de propagación de energía sísmica en cualquier interfase, convirtiéndola en una guía de ondas, y que a su vez es responsable de la generación de trenes de ondas monocromáticas de duración finita. Ahora bien, en una cuenca sedimentaria, este modo acoplado está guiado por la interfase entre la capa superior y los sedimentos subyacentes, cuando llega a los bordes de la cuenca rebota y genera un campo de ondas quasi-estacionario. El espesor de la capa blanda suele ser mucho menor que la longitud de onda, y el modo acoplado irradia hacia la superficie libre sin problema alguno. En resumen, la respuesta sísmica de una cuenca, como la de la Ciudad de México, depende esencialmente de la geometría de la capa blanda. Además, en el Valle de México la frecuencia dominante del suelo ante la incidencia de sismos es de 0.4 Hz, y que parece ser la misma que la frecuencia resonante de edificios de 6 a 18 pisos<sup>40</sup>.

Las grandes amplificaciones del movimiento del terreno han sido explicadas como la respuesta unidimensional del valle, combinada con la generación de ondas superficiales y a la interacción con los depósitos profundos<sup>41</sup>; además de que los sedimentos del lago actúan como un amplificador natural de banda angosta.

También se ha reportado que las razones de los intensos movimientos del terreno que se experimentan en la ciudad son por lo menos dos: (a) las grandes amplificaciones de las ondas sísmicas en los estratos blandos de la zona de lago; y (b) una amplificación regional, lo que implica

---

<sup>35</sup> Melli, 2002.

<sup>36</sup> Beck y Hall, 1986, Chávez-García et al. 1994, Singh et al., 1995, Sánchez-Sesma et al., 1995.

<sup>37</sup> Chávez-García et al., 1995.

<sup>38</sup> Singh et al., 1988 a.

<sup>39</sup> Chávez-García et al., 1994, Chávez-García et al., 1995, Sánchez-Sesma et al., 1995, Ordaz et al., 1995, Ramos-Martínez et al., 1997, Chávez-García y Salazar, 2002, Lomnitz, 2002.

<sup>40</sup> Lomnitz, 2002.

<sup>41</sup> Chávez-García et al., 1994, Chávez-García et al., 1995, Sánchez-Sesma et al., 1995, Chávez-García y Salazar, 2002.

que aún en la base de los depósitos blandos, el movimiento del suelo es mayor que el que se esperaría en sitios de terreno firme a distancias epicentrales similares<sup>42</sup>.

Por otro lado, en los sismos de 1985 se observó que las estructuras de la Ciudad de México fueron sometidas a excitaciones de gran duración, y su resistencia y su rigidez se degradaron algunas veces al punto de derrumbarse. Estas largas duraciones se han explicado por trayectos múltiples desde la zona epicentral a la cuenca<sup>43</sup>; o como resultado de la interacción entre la propagación de ondas guiadas por las capas más profundas y la capa de arcilla más superficial, que es posible dada la coincidencia entre la frecuencia fundamental de las capas superficiales y la frecuencia de las ondas guiadas<sup>44</sup>.

Más aún, se ha propuesto un posible escenario para explicar los grandes movimientos observados en los sismos de 1985: que en el intervalo de 3 a 10 s la energía fue conducida por modos de ondas Rayleigh y Love desde la costa del Pacífico de México. Cuando estas ondas arribaron al Valle de México generaron nuevas ondas superficiales con las heterogeneidades laterales del valle, mismas que fueron guiadas por las capas más profundas; y debido a que la frecuencia de estas ondas es cercana a la frecuencia fundamental de las capas más superficiales de la Zona de Lago, entraron en resonancia con estas capas<sup>44</sup>.

#### MÉTODOS DE ESTIMACIÓN DEL EFECTO DE SITIO

Dada la importancia del estudio de los efectos de sitio se han propuesto varios métodos para su estimación que se pueden dividir en: métodos teóricos, métodos experimentales que usan registros de eventos sísmicos o registros de microtemores, y métodos de reflexión o refracción sísmica usados en exploración geofísica.

En el caso del Valle de México se han aplicado varios métodos para estimar el efecto de sitio<sup>45</sup>:

- ⊗ Métodos teóricos que se ven limitados, ya sea por la falta de información, o bien por las dimensiones del valle.
- ⊗ Uso de información sobre los daños ocurridos a estructuras durante sismos pasados; estimaciones limitadas por la incertidumbre en el comportamiento estructural.
- ⊗ Uso de datos de ruido ambiental (microtemores), lo que proporciona información del periodo dominante, pero no de la amplificación dependiente de la frecuencia, aunque pueden proporcionar estimaciones de la estructura de velocidades.

<sup>42</sup> Ordaz et al., 1995.

<sup>43</sup> Sánchez-Sesma et al., 1995.

<sup>44</sup> Chávez-García et al., 1995, Ramos-Martínez et al., 1997, Chávez-García y Salazar, 2002.

<sup>45</sup> Reinoso y Ordaz, 1999.

- ⊗ Usar datos de terremotos, ya sea con funciones de transferencia empíricas, o con cocientes espectrales, que se limita por el número de instrumentos, y por la ocurrencia de eventos sísmicos.

Aunque pareciera que la aproximación más confiable es una combinación de todas las técnicas anteriores<sup>46</sup>.

Los métodos teóricos están basados en modelos matemáticos, cuyos resultados dependen, en gran medida de la información de las características físicas y geotécnicas del suelo (velocidad, densidad, espesor de las capas, módulo de Poisson y amortiguamiento), de la complejidad de la estructura que se busca modelar y de la disponibilidad de información<sup>47</sup>; también pueden utilizar información sobre la estructura de velocidad de ondas  $S$  en el suelo y en el basamento como entrada al modelo, para la predicción empírica del movimiento del terreno<sup>48</sup>.

Como ya se mencionó, en el caso del Valle de México también se han aplicado modelos resueltos analíticamente o mediante procesos numéricos; sin embargo, debido a la complejidad del valle se ha tenido que recurrir a modelos simplificados unidimensionales que no permiten explicar todas las observaciones en el valle, como por ejemplo las largas duraciones<sup>49</sup>, pero sí ha sido posible explicar gran parte de los efectos de amplificación en éste, ya que es relativamente plano y superficial<sup>50</sup>.

Por otro lado, el problema más difícil de solucionar para estimar el efecto de sitio a partir de métodos prácticos y de registros de eventos sísmicos, es que la señal observada de un terremoto, una vez corregida por respuesta instrumental, está constituida por los términos de fuente, trayecto y efecto de sitio, por lo que, para encontrar este último se deben remover o anular los otros dos. Así, si se tienen  $j$  eventos e  $i$  estaciones, el movimiento registrado en la estación  $i$ -ésima debido al evento  $j$ -ésimo está dado por:

$$O_{ij}(f) = E_j(f)P_{ij}(f)S_i(f) \quad (1.1)$$

Donde:  $E_j(f)$  es el término de fuente,  $P_{ij}(f)$  es el término de trayecto y  $S_i(f)$  es el término de efecto de sitio. De manera general, el objetivo de los métodos de obtención del efecto de sitio es remover los términos de fuente y de trayecto.

#### COCIENTES ESPECTRALES

El método de cocientes espectrales respecto a un sitio de referencia<sup>51</sup>, también llamado cocientes espectrales estándar, consiste en dividir el espectro de amplitud de Fourier observado en el sitio de interés, entre el espectro observado en un sitio de referencia cercano; si los dos sitios tienen los

<sup>46</sup> Pérez-Rocha, 1998.

<sup>47</sup> Chávez-García et al., 1995.

<sup>48</sup> Liu et al., 2000.

<sup>49</sup> Chávez-García et al., 1994.

<sup>50</sup> Chávez-García et al. 1994, Sánchez-Sesma et al. 1995, Reinoso, 2000

<sup>51</sup> Borchardt (1970).

mismos términos de fuente y de trayecto, entonces, el cociente espectral resultante será una estimación de la respuesta del sitio de interés. Este método asume que el efecto de sitio es generado por una geología simple (como una capa de sedimento blando sobre un semiespacio rígido) y requiere de una topografía simple<sup>52</sup> (figura 1.5).

Si se retoma la ecuación 1.1 y se aplica el logaritmo natural, obtenemos una ecuación lineal de la cual se puede partir para separar las contribuciones de fuente, de trayecto y de efecto de sitio:

$$\ln O_{ij}(f) = \ln E_j(f) + \ln P_{ij}(f) + \ln S_i(f) \quad (1.2)$$

Además, si tenemos un sitio de referencia ( $i=R$ ) que tiene un efecto de sitio despreciable ( $\ln S_R = 0$ ); y si, por otro lado, la distancia entre el sitio de interés y el sitio de referencia es pequeña en comparación con la distancia epicentral, entonces, la respuesta del sitio de interés está dada por:

$$\ln O_i^{SR} = \sum_{j=1}^J \ln \left( \frac{O_{ij}}{O_{Rj}} \right) = \sum_{j=1}^J (\ln O_{ij} - \ln O_{Rj}) \quad (1.3)$$

Donde  $J$  es el número total de eventos registrados en ambos sitios (por simplicidad se omite la dependencia de la frecuencia)<sup>53</sup>. Se ha visto que los cocientes espectrales son independientes del azimut y de la profundidad de fuentes localizadas a distancias epicentrales mayores o iguales a 200 km<sup>54</sup>.



Figura 1.5. El método de cocientes espectrales asume que el movimiento incidente en una estación de referencia es representativo del movimiento incidente en la interfase roca-sedimento de la estación de interés.

Sin embargo, se ha observado que algunas veces las estaciones de referencia pueden estar afectadas por amplificaciones debidas a características topográficas y/o geológicas<sup>55</sup>, por lo que el cociente espectral se convierte en una estimación relativa del efecto de sitio de interés. Además,

<sup>52</sup> Lermo y Chávez-García, 1993.

<sup>53</sup> Field, 1994.

<sup>54</sup> Singh et al., 1988 b.

<sup>55</sup> Lermo y Chávez-García, 1993, Chávez-García et al. 1994, Singh et al., 1995, Montalvo et al., 2000.

no siempre es posible tener los registros de los mismos eventos en las estaciones de suelo blando y en las estaciones de referencia; por lo que se puede requerir de períodos de observación muy largos.

En el caso de la Ciudad de México, se han reportado amplificaciones de hasta 10 veces en la zona de lomas (al menos para sismos someros (profundidad menor a 35 km) provenientes de la costa), debido posiblemente a que las capas superficiales son de baja velocidad<sup>56</sup>. Por esa razón, se ha estudiado la posibilidad de calcular los cocientes espectrales respecto a un promedio de los sitios en Zona de Lomas de la Ciudad de México. Al comparar estos cocientes con los obtenidos respecto a una sola estación de referencia se observa que las variaciones disminuyen considerablemente, por lo que se recomienda utilizar el promedio de las estaciones en roca<sup>57</sup>.

#### FUNCIONES DE RECEPTOR

Como ya se mencionó, uno de los mayores problemas del método de cocientes espectrales es encontrar una estación de referencia; por esta razón los métodos que no dependen de la existencia de una estación con ciertas características se vuelven importantes. Uno de estos métodos que no requieren de una estación de referencia es el de las funciones de receptor; su objetivo es obtener la estructura de velocidades de la corteza y el manto a partir de registros telesísmicos de ondas P provenientes de eventos profundos simples<sup>58</sup>.

Básicamente se trata de una técnica para estimar la estructura de velocidades subyacente al sitio de interés<sup>59</sup>. Se asume que la componente vertical del registro no está afectada por la estructura local; una observación común en los datos de eventos telesísmicos es que la componente vertical se comporta como una función impulso en el dominio del tiempo convolucionada con la respuesta instrumental.

Como las tres componentes del registro contienen los mismos términos de fuente y de trayecto, la función de transferencia del sitio de interés se puede obtener calculando los cocientes espectrales de cada una de las componentes horizontales, entre el componente vertical, con lo que se obtiene una función de receptor radial y una tangencial.

Los resultados de la aplicación de esta técnica indican que la estructura de velocidades se puede obtener con la instalación de una estación de banda ancha de tres canales, bien calibrada.

Argumentando que en algunas ocasiones puede ser difícil encontrar una estación de referencia sin amplificación, en años recientes se propuso<sup>60</sup> un método de cocientes espectrales con una sola estación para registros de terremotos, utilizando las ondas S; en este método se asume, al igual que en las funciones de receptor, que la componente vertical no está afectada por la respuesta del sitio. Pero, al considerar una geología y una topografía muy simple, las amplificaciones pueden ser

---

<sup>56</sup> Singh et al., 1995. Reinoso y Ordaz (1999)

<sup>57</sup> Reinoso y Ordaz, 1999.

<sup>58</sup> Field, 1994.

<sup>59</sup> Propuesta por Langston, 1979.

<sup>60</sup> Lermo y Chávez-García, 1993.

subestimadas. En algunos trabajos se discute este método ya que no pudo reproducir los resultados encontrados, y se concluye que, tal vez la explicación teórica esté más relacionada con una analogía de las funciones de receptor<sup>61</sup>.

#### INVERSIÓN SIMULTÁNEA

Otros métodos que no requieren una estación de referencia para estimar el efecto de sitio, son los que utilizan la inversión simultánea. Estos métodos se basan, de nuevo, en las ecuaciones 2.1 y 2.2. De manera simple, estos métodos consisten en realizar una inversión simultánea de los términos de fuente y de efecto de sitio.

De manera general, el primer paso es proponer modelos de la fuente y del trayecto, e invertirlos simultáneamente considerando que el efecto de sitio es nulo,  $\ln S_i(f) = 0$ , para todos los eventos registrados y para todas las estaciones. Posteriormente, se corrigen los datos observados  $\ln O_{ij}(f)$  con las estimaciones de los términos de fuente y de trayecto obtenidos de la inversión, para obtener nuevas estimaciones del efecto de sitio a partir del residual promedio entre los datos observados y los términos de fuente y trayecto estimados previamente<sup>61</sup>.

La inversión se puede realizar con distintos métodos (algoritmos genéticos, simulated annealing, mínimos cuadrados) según la conveniencia y los recursos de cómputo con los que se cuenten.

Sin embargo, y ya que los terremotos destructivos no ocurren frecuentemente, se ha tenido que acudir a fuentes distintas de información para interpretar los patrones de daños, y para prevenir futuros desastres, estas fuentes de información alternas incluyen sismos distantes, pequeños sismos cercanos, microsismos y microtemores. También son útiles los trabajos de refracción, reflexión sísmica y de pozos; sin embargo, estos métodos se vuelven extremadamente caros al requerir grandes cantidades de explosivos y/o de mano de obra.

#### **MICROTREMORES**

El hecho de tener que esperar la ocurrencia de un evento sísmico para la estimación del efecto de sitio es una gran desventaja en cuanto a tiempo y seguridad se refiere. Es por ello que en los últimos años el uso de registros de microtemores (o ruido ambiental) en estudios geotécnicos y en la estimación del efecto de sitio, se ha incrementado considerablemente.

Además, en áreas de alto riesgo sísmico, 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 para lo cual, los registros de microtemores resultan ser útiles<sup>62</sup>.

<sup>61</sup> Field, 1994.

<sup>62</sup> Asten, 1976, Chávez-García et al., 1994, Lermo et al., 1988, Chávez-García y Cuenca, 1998, Kuroiwa, 2002, Diagourtas et al., 2001, Delgado et al., 2000, Liu et al., 1994, Ordaz et al., 1995, Rodríguez y Midorikawa, 2002.

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

Algunas de las ventajas<sup>63</sup> que ofrece el uso de registro de microtemblores son:

- ⌘ 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 microtemblores con el fin de estimar los efectos de sitio, se ha reportado similitud con los resultados obtenidos a partir de registros de eventos sísmicos<sup>64</sup>, pero también hay quien no encuentra ninguna correlación entre los resultados<sup>65</sup>, justamente por la diferencia en las propiedades de las fuentes generadoras, de los trayectos de las ondas y de que los microtemblores dependen del tiempo y del sitio donde se registran. No obstante, los registros de microtemblores pueden ser útiles si se analizan con métodos que tienen bases teóricas y físicas sólidas, y si sus resultados se discuten con criterio.

Así, los registros de microtemblores en periodos de 0.1 a 0.5 s 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. En esa banda de periodos, los microtemblores se propagan en el modo fundamental y en modos superiores de ondas Rayleigh<sup>63</sup>. Además, ya que los microtemblores 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 las 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 MICROTREMBORES

La propagación y las características de las fuentes de los microsismos han sido estudiadas desde del siglo XIX<sup>66</sup>, y a partir de entonces se observó la complejidad de la propagación multimodal y multidireccional. Sin embargo, fue hasta mediados del siglo XX cuando se comenzaron a utilizar

---

<sup>63</sup> Bard, 1998.

<sup>64</sup> Lermo *et al.*, 1988, Lermo, 1992, Gutierrez y Singh, 1992

<sup>65</sup> Asten, 1976, Bard, 1998, Trifunac y Todorowska, 2000.

<sup>66</sup> Asten, 1976.



registros de microtemores 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 microtemores, ya que se consideraba que su fuente era ruido blanco y que contenían básicamente ondas de cuerpo<sup>67</sup>.

Pero, debido a la utilidad de los microtemores 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 el campo de microtemores consiste básicamente de ondas superficiales<sup>68</sup> Rayleigh y Love, que están afectadas por la estructura geológica del sitio, dado que las fuentes están distribuidas al azar y en un área considerable.

Los microtemores ocurren en el intervalo de frecuencias de 0.01 a 30 Hz, y la banda de interés en la exploración geofísica es de 0.1 a 10 Hz, en la cual parte de la energía se transmite como ondas Rayleigh, cuyos modos y velocidad 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<sup>69</sup>.

En cuanto a las fuentes que producen los microtemores se señala que<sup>67</sup>:

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

Siempre que se utilicen registros de microtemores en la estimación de efectos de sitio hay que recordar que se asume que los trayectos de las ondas son simples y similares, esto es que no existe dispersión tridimensional, y que los trayectos pueden ser aproximados por la dispersión geométrica elemental y por la atenuación inelástica.

La diferencia entre resultados obtenidos a favor y en contra del uso de microtemores para estimar el efecto de sitio, debería llevar a una presentación más conservadora de los resultados y a una investigación más rigurosa de los métodos de análisis. Frases como que los microtemores “son muy prácticos y atractivos como una herramienta en la ingeniería” son a lo mucho optimistas,

<sup>67</sup> Bard, 1998.

<sup>68</sup> 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.

<sup>69</sup> Asten, 1976.

pero al momento presente no son del todo ciertas. Una conclusión común de que los microtemores pueden estimar la frecuencia fundamental y la amplificación asociada, sólo es cierta para algunas distancias epicentrales, por lo que debe ser verificada comparando los resultados con estimaciones independientes de la amplificación del sitio.

Posiblemente un arreglo instrumental denso (malla de 100 x 100 m<sup>2</sup>) daría ideas de cómo analizar los registros de microtemores para descubrir características de la respuesta de un sitio ante futuros sismos. 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 geológicos en general. Pero para alcanzar esta capacidad, se deben enfocar las energías en métodos de análisis nuevos que sean verificados con resultados independientes, ya que algunos de los resultados pueden no ser útiles en el campo cercano de un terremoto<sup>70</sup>.

### ONDAS SUPERFICIALES

Como ya se mencionó, los microtemores están conformados por ondas superficiales, propagándose en todas direcciones y con distintos modos, por lo que a continuación se describen las propiedades de estas ondas.

La presencia de una superficie libre en un medio elástico introduce una serie de fenómenos que deben ser considerados en el estudio de la propagación de ondas. Uno de estos fenómenos es la generación de ondas superficiales por la interferencia constructiva de las ondas de cuerpo con la superficie libre<sup>71</sup>.

Las ondas superficiales son definidas como las ondas producidas en un medio con una superficie libre. En el caso de la Tierra las ondas superficiales se propagan en todas las direcciones paralelas a la superficie y son generadas por la energía transportada por las ondas de cuerpo incidentes; su amplitud decrece con la profundidad y es estacionaria con la posición horizontal<sup>72, 73</sup>.

Las ondas superficiales son la característica predominante de los sismogramas en el intervalo de 10 a 200 s, y mucha de la información de largo periodo se obtiene del análisis de éstas. Las características de las ondas superficiales como la velocidad de fase, de grupo y la atenuación han sido útiles para delimitar la estructura de la corteza y del manto superior en varias regiones de la Tierra.

Por otro lado, las ondas superficiales también proveen de información básica para distinguir sismos naturales de aquellos provocados por explosiones subterráneas.

---

<sup>70</sup> Trifunac y Todorowska, 2000.

<sup>71</sup> Udías, A., 1999

<sup>72</sup> Aki y Richards, 2002.

<sup>73</sup> Tokimatsu, 1997.

Las ondas superficiales son clasificadas en ondas Rayleigh y ondas Love (figura 1.6), y cada una de ellas viaja en la superficie de un medio; en la figura 1.6 se muestra la trayectoria de las partículas ante el paso de ondas superficiales.

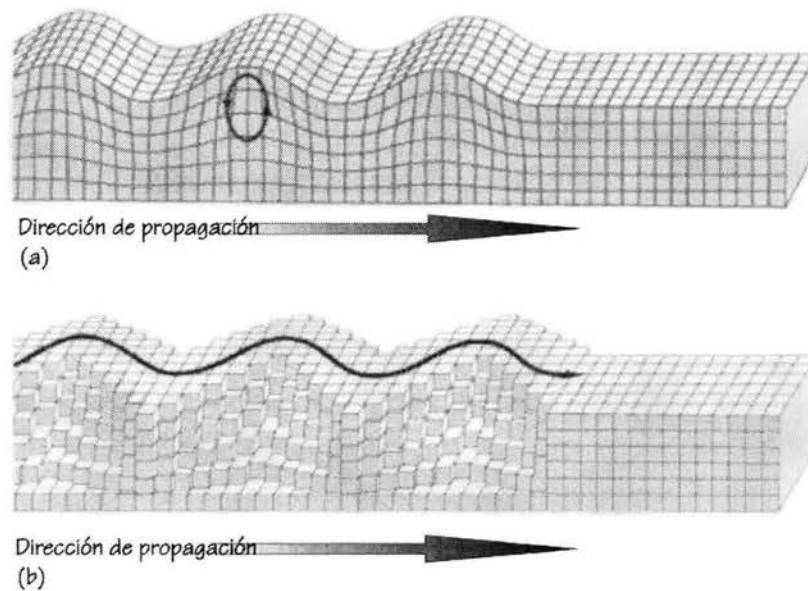


Figura 1.6. Trayectoria de las partículas ante ondas superficiales: (a) Rayleigh, (b) Love<sup>74</sup>.

Las ondas Rayleigh consisten en componentes vertical y radial, y pueden existir en un semiespacio elástico y en un semiespacio estratificado. Las ondas Love consisten solamente de una componente transversal y pueden existir exclusivamente en un semiespacio estratificado. Ya que la mayoría de los métodos de análisis de microtemores registran ondas Rayleigh, la discusión se basa en éstas.

#### ONDAS RAYLEIGH EN UN SEMIESPACIO ELÁSTICO Y HOMOGÉNEO<sup>75</sup>.

La velocidad de las ondas Rayleigh,  $V_R$ , en la superficie de un semiespacio homogéneo, isotrópico y elástico es independiente de la frecuencia o de la longitud de onda, y está definida por:

$$\left\{ 2 - \left( \frac{V_R}{V_S} \right)^2 \right\}^4 = 16 \left\{ 1 - \left( \frac{V_R}{V_P} \right)^2 \right\} \left\{ 1 - \left( \frac{V_R}{V_S} \right)^2 \right\} \quad (1.4)$$

Donde  $V_S$  y  $V_P$  son la velocidad de ondas S y de ondas P, respectivamente. El valor del cociente  $\frac{V_R}{V_S}$  depende del cociente de Poisson,  $\nu$ , en el semiespacio y que se obtiene de la sustitución de la siguiente ecuación en la expresión 1.4:

<sup>74</sup> Modificada de Press, 1998.

<sup>75</sup> Tokimatsu, 1997.

$$\frac{V_P}{V_S} = \sqrt{\frac{2(1-\nu)}{1-2\nu}} \tag{1.5}$$

Por otro lado, el cociente de amplitud del movimiento horizontal y vertical de las ondas Rayleigh en la superficie de un semiespacio es también independiente de la frecuencia, y está dado por:

$$\frac{\dot{u}}{\dot{w}} = -2 \sqrt{\frac{\left\{1 - \left(\frac{V_R}{V_S}\right)^2\right\}}{\left\{2 - \left(\frac{V_R}{V_S}\right)^2\right\}}} \tag{1.6}$$

En donde  $\dot{u}$  y  $\dot{w}$  son las velocidades de las partículas en las componentes horizontal y vertical, respectivamente. Dado que  $\frac{\dot{u}}{\dot{w}}$  es un número imaginario negativo, las componentes horizontal y vertical están fuera de fase, con una diferencia de 90°. Por esta razón el movimiento de la partícula en un punto del terreno durante la propagación de las ondas Rayleigh es elíptico y retrógrado (figura 1.7a). Por otro lado, el valor de  $\frac{\dot{u}}{\dot{w}}$  varía entre 0.54 y 0.79, dependiendo del cociente de Poisson, de la estratificación del terreno y del periodo.

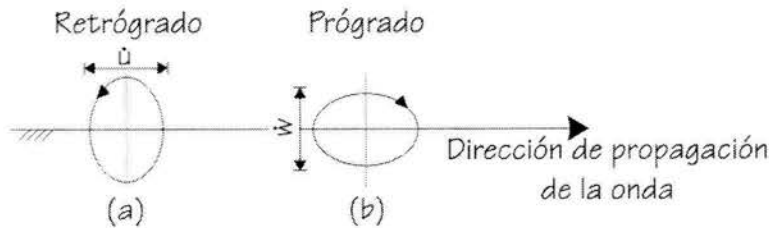


Figura 1.7. Trayectoria de las partículas ante ondas superficiales Rayleigh<sup>76</sup>.

La velocidad de las partículas de las ondas Rayleigh en un semiespacio o en un medio estratificado decae con la profundidad, siendo casi nula a profundidades mayores que la longitud de onda,  $\lambda$ ; por esta razón las ondas Rayleigh con  $\lambda$  corta muestrea las características del terreno somero, mientras que las ondas con  $\lambda$  larga pueden llegar a muestrear grandes profundidades.

#### ONDAS RAYLEIGH DISPERSIVAS

Para un medio elástico estratificado en el que la rigidez aumenta con la profundidad, mientras más grande es la longitud de onda  $\lambda$  también la velocidad de fase  $c$  es más grande. La velocidad de la onda, generalmente llamada velocidad de fase, tiene una relación con  $\lambda$  y con la frecuencia  $f$  definida por:

$$c = f \lambda \tag{1.7}$$

<sup>76</sup> Modificada de Tokimatsu, 1997.

Entonces, para un medio estratificado conforme la frecuencia disminuye la velocidad de fase aumenta; la tendencia con la cual la velocidad de fase varía respecto a la frecuencia se conoce como *dispersión*; esta es una característica distintiva de las ondas superficiales que se propagan en la superficie de un medio estratificado, y no se observa en las ondas de cuerpo. Además, a una gráfica que muestra el cambio de la velocidad de fase respecto a la frecuencia se le da el nombre de: *curva de dispersión*.

A diferencia de las ondas Rayleigh en un medio homogéneo elástico, en un medio estratificado estas ondas muestran distintos modos de propagación, y cada uno de ellos tiene una velocidad de fase diferente. Estas características han sido definidas mediante el método de la matriz de propagación, propuesto por Thomson y Haskell en la década de los 50 del siglo pasado. En la formulación de la matriz de propagación se asume un medio estratificado de N capas (figura 1.8), cada una es homogénea e isotrópica, y se caracteriza por su espesor, H, su densidad,  $\rho$ , su velocidad de ondas P,  $V_P$ , y de ondas S,  $V_S$ .

|     |           |              |            |            |
|-----|-----------|--------------|------------|------------|
| 1   | $H_1$     | $\rho_1$     | $V_{P1}$   | $V_{S1}$   |
| 2   | $H_2$     | $\rho_2$     | $V_{P2}$   | $V_{S2}$   |
| 3   | $H_3$     | $\rho_3$     | $V_{P3}$   | $V_{S3}$   |
| •   | •         | •            | •          | •          |
| •   | •         | •            | •          | •          |
| •   | •         | •            | •          | •          |
| •   | •         | •            | •          | •          |
| N-1 | $H_{N-1}$ | $\rho_{N-1}$ | $V_{PN-1}$ | $V_{SN-1}$ |
| N   | $H_N$     | $\rho_N$     | $V_{PN}$   | $V_{SN}$   |

Figura 1.8. Modelo del suelo para el método de matriz de propagación.

La velocidad de fase,  $c_m$ , o el número de onda,  $k_m$ , para el modo fundamental ( $m = 0$ ), o para modos superiores ( $m > 0$ ) a una frecuencia,  $f$ , está definida implícitamente por:

$$\left(\frac{\dot{u}}{\dot{w}}\right)_m = \frac{J_{22} - J_{12}}{J_{11} - J_{21}} = \frac{J_{42} - J_{32}}{J_{31} - J_{41}} \quad (1.8)$$

O bien:

$$F_R = (J_{12} - J_{22})(J_{31} - J_{41}) - (J_{11} - J_{21})(J_{32} - J_{42}) = 0 \quad (1.9)$$

En donde  $J_{ij}$  son los elementos de la matriz de propagación, y es función de H,  $\rho$ ,  $V_P$ ,  $V_S$  y  $c_m$  o  $k_m$ ;  $\left(\frac{\dot{u}}{\dot{w}}\right)_m$  es un número imaginario del modo m-ésimo que define el cociente entre las velocidades de la componente horizontal y vertical en la superficie. Las relaciones entre  $c$ ,  $k$ ,  $f$ , y  $\lambda$  están definidas por:

$$\lambda_m = \frac{2\pi}{k_m}$$

$$c_m = \frac{2\pi f}{k_m} \quad (1.10)$$

Dado que el valor de  $\left(\frac{u}{w}\right)_m$  es imaginario, nos indica que el movimiento vertical de cada modo está desfasado del movimiento horizontal  $90^\circ$ , lo que implica que la órbita de la partícula sea elíptica retrógrada o prógrada (figura 1.7) en el plano vertical que contiene la dirección de propagación de la onda, y los ejes mayor y menor de la elipse coinciden con los ejes horizontal y vertical.

Se ha observado que el modo fundamental de las ondas Rayleigh está afectado principalmente por la velocidad de cizalla ( $\beta$ ), y que la velocidad de fase es prácticamente insensible a la velocidad de ondas P ( $\alpha$ )<sup>77</sup>.

De manera particular, en la Ciudad de México se ha observado que en bajas frecuencias se tiene el modo fundamental de ondas Rayleigh en las componentes vertical y radial de los instrumentos registradores y, el modo fundamental de ondas Love en la componente transversal; el primer modo superior de ondas Rayleigh también se observa en la componente vertical<sup>78</sup>.

#### ARREGLOS DE MICROTREMORES

Una de las formas de registrar microtremores con el fin de estimar efectos de sitio es utilizar arreglos de microtremores, también llamados arreglos instrumentales, que son disposiciones geométricas sobre la superficie de sensores, equipos digitalizadores, algunas veces amplificadores y equipo de cómputo para registrar microtremores.

En la figura 1.8 se muestra esquemáticamente un arreglo de microtremores, la letra (a) muestra la geometría del arreglo, y la letra (b) el hardware utilizado en campo para el análisis in situ de los registros (figura 1.9). Este esquema es el utilizado en países como Perú y Japón.

Si se cuenta con el equipo mostrado en las figuras 1.8 y 1.9 el análisis de los registros de microtremores se realiza en el mismo sitio del experimento. Incluso, antes de almacenar los registros de microtremores en el disco duro de la pc, se realizan los análisis de coherencia, de autocorrelación espacial, cocientes espectrales y el cálculo de la velocidad de fase. El tiempo que se tarda en completar la observación y el cálculo de la velocidad de fase de un sitio, es de aproximadamente 15 minutos si el arreglo tiene un radio menor a 50 m<sup>79</sup>

<sup>77</sup> Asten, 1976.

<sup>78</sup> Chávez-García et al., 1995.

<sup>79</sup> Tokimatsu, 1997.

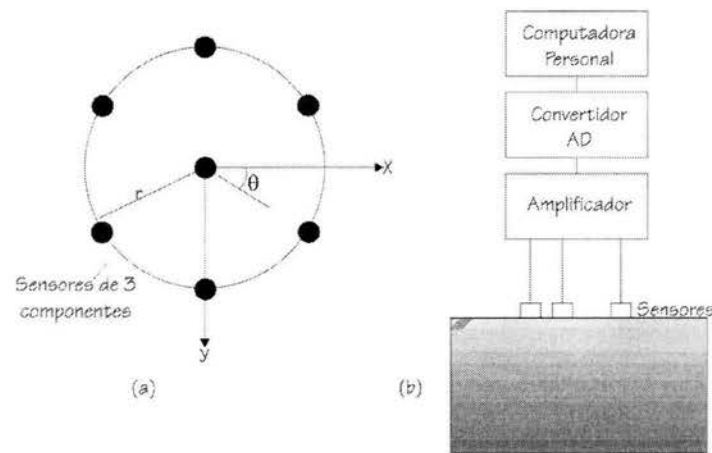


Figura 1.8. Diagrama esquemático para mediciones de microtremores, utilizado en algunos experimentos. (a) Arreglo de sensores; (b) Hardware utilizado en campo<sup>80</sup>.

La geometría del arreglo 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<sup>77</sup>.

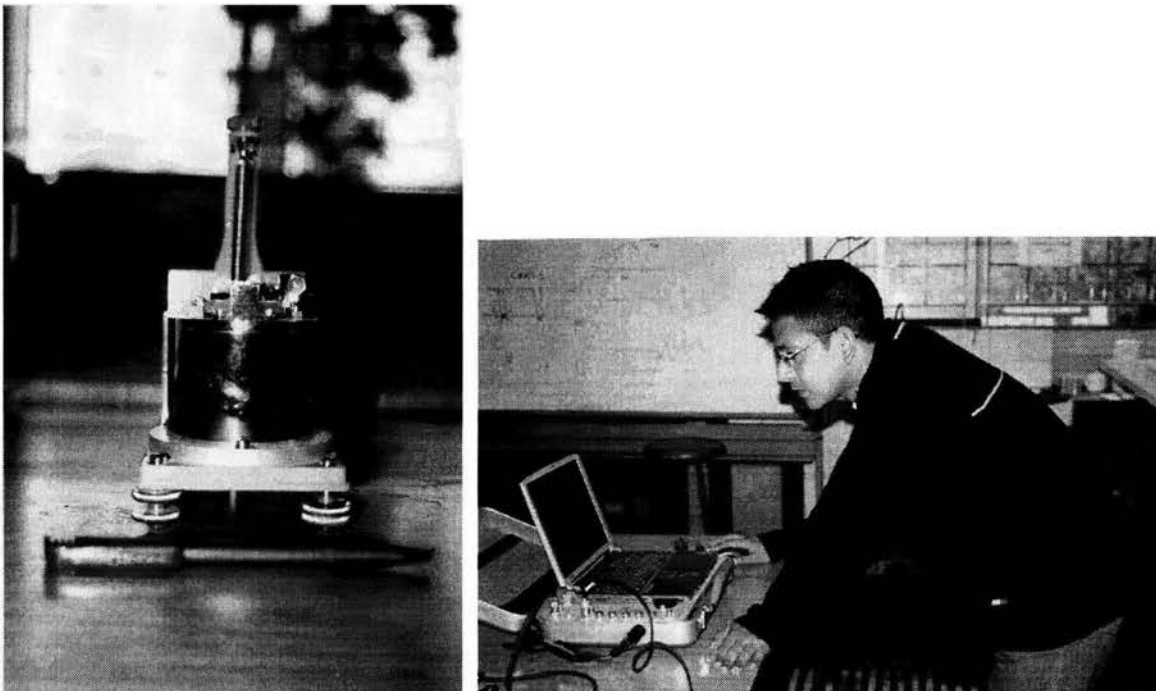


Figura 1.9. Sensores y equipo de cómputo utilizado en trabajos de microtremores en Perú; donado por la Agencia de Cooperación Internacional del Japón (JICA). Este equipo es el mismo que el utilizado en algunos estudios en Japón.

<sup>80</sup> Modificada de Tokimatsu, 1997.

Una forma de conocer la distancia entre sensores necesaria para realizar un arreglo instrumental que arroje resultados satisfactorios, es tomar en cuenta la longitud de onda que se espera registrar, con lo que la geometría del arreglo debe cumplir<sup>81</sup>:

$$D_{Max} > \frac{\lambda_{Max}}{3} \quad (1.11)$$

$$D_{min} > \frac{\lambda_{min}}{2} \quad (1.12)$$

Así por ejemplo, para el arreglo mostrado en la figura 1.9 (a), la longitud de onda efectiva está limitada a dos a seis veces el radio del círculo usado.

La ventaja de los registros obtenidos a partir de arreglos de microtremores es que se pueden utilizar métodos de análisis como el método de auto-correlación espacial, SPAC<sup>82</sup>, el método F-K<sup>83</sup>, o el método de análisis espectral de ondas superficiales<sup>81</sup>, SASW, que proporcionan información acerca de la estructura de velocidades, y se puede calcular el efecto de las condiciones del subsuelo en las características del movimiento del suelo. También se pueden utilizar métodos más simples como los cocientes espectrales H/V<sup>84</sup> que sólo proporcionan información de la frecuencia fundamental del sitio, y algunas veces de la amplificación esperada.

Los métodos que utilizan arreglos instrumentales, hacen uso de las características dispersivas de las ondas superficiales en un medio estratificado. La mayoría de los estudios utilizan la componente vertical, ya que se puede asumir fácilmente que están dominadas por ondas Rayleigh. De esta forma, se han obtenido perfiles de velocidad hasta varios metros de profundidad de manera exitosa<sup>85</sup>.

#### MÉTODOS DE ANÁLISIS DE MICROTREMORES

Más allá del análisis de los registros de arreglos de microtremores, existen otros métodos de análisis para los registros de microtremores, que también se conocen como métodos de ondas superficiales.

Uno de los parámetros clave para evaluar la respuesta dinámica del suelo es el perfil de velocidades de ondas S, por lo que es necesario buscar métodos que permitan su estimación sin la necesidad de perforar un pozo, esto es posible a partir del análisis de microtremores, debido a que la inversión de la curva de dispersión de ondas Rayleigh permite obtener un modelo de velocidades del sitio.

<sup>81</sup> Tokimatsu, 1997.

<sup>82</sup> Propuesto por Aki, 1957.

<sup>83</sup> Propuesto por Capon, 1969.

<sup>84</sup> Propuesto por Nakamura, 1989.

<sup>85</sup> Horike, 1985, Tokimatsu, 1997, Yamamoto, 1998, Liu et al., 2000, Flores-Estrella 2001, Rodríguez et al., 2003.



Los métodos de ondas superficiales consisten en: la observación de ondas superficiales, la determinación de sus características dispersivas, y finalmente, la estimación de la estructura de velocidades.

En general, estos métodos analizan registros de ondas Rayleigh (es decir, de la componente vertical del registro); además los métodos de análisis de microtemores se pueden dividir en<sup>86</sup>:

- ⌘ Métodos activos, que registran la componente vertical, es decir ondas Rayleigh inducidas por una fuente impulsiva o por una fuente oscilatoria con movimiento vertical armónico; en estos métodos los sensores 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 a profundidades de 10 a 20 m, ya que para llegar a conocer profundidades mayores se necesitaría un peso muy grande.
- ⌘ Métodos pasivos, que registran microtemores usando un arreglo instrumental bidimensional sobre la superficie, ya sea sólo en la componente vertical o en 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.

Los métodos arriba citados tienen las siguientes bases:

- ⌘ Los microtemores se consideran como una superposición de ondas, que constituyen un campo homogéneo;
- ⌘ El movimiento vertical de los microtemores consiste básicamente en ondas Rayleigh, mientras que las componentes horizontales contienen ambas: ondas Rayleigh y ondas Love;
- ⌘ Las ondas que se propagan en un proceso aleatorio estacionario se pueden caracterizar por una función de autocorrelación espacial, o bien por una función de densidad espectral frecuencia-número de onda. Estas funciones proporcionan información acerca de la velocidad de fase de las ondas registradas.

Otra clasificación de los métodos de ondas superficiales se muestra en la tabla 1.1, en la que se muestran los métodos de análisis, la cantidad de puntos de observación, las componentes utilizadas en el análisis, el tipo de ondas que se asume forman el campo de microtemores, y el resultado óptimo que se puede obtener.

---

<sup>86</sup> Tokimatsu, 1997.

| Método                       | Número de puntos de observación | Componentes del movimiento utilizadas | Tipo de ondas asumido | Resultado Óptimo            |
|------------------------------|---------------------------------|---------------------------------------|-----------------------|-----------------------------|
| Métodos Espectrales          | 1                               | Horizontal                            | Ondas S               | Periodo predominante*       |
|                              | 1                               | Horizontal/Vertical                   | Ondas Rayleigh        | Periodo natural del sitio** |
| Métodos de Velocidad de Fase | Varios                          | Vertical                              | Ondas Rayleigh        | Perfil de Ondas S           |
|                              | Varios                          | Horizontal                            | Ondas Rayleigh y Love | Perfil de Ondas S           |

\* Puede reflejar las características de la fuente más que las características de respuesta del terreno.

\*\* Puede no identificarse si el contraste de impedancia del depósito es bajo, y puede reflejar la profundidad de la interfase entre capas con contraste de impedancia alto, por lo que puede no coincidir con el periodo natural del sitio.

Tabla 1.1. Clasificación de los métodos que usan microtremores para la caracterización de sitios<sup>87</sup>.

Como se puede ver en la tabla 1.1, los datos de arreglos de microtremores que son analizados con métodos de velocidad de fase proveen más información acerca del terreno, que puede ser útil para la estimación de efectos de sitio. Incluso, se ha encontrado que los perfiles de velocidades de ondas S estimados a partir del análisis de datos de arreglos de microtremores, 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 de microtremores se pueden realizar en cualquier momento, casi en cualquier lugar, a un bajo costo económico y de manera simple<sup>88</sup>.

Como se verá, una conclusión común de los trabajos de microtremores es la necesidad de realizar más estudios acerca de su aplicación, sobre todo en áreas donde se tenga bien establecida la respuesta del terreno<sup>89</sup> con el objetivo de comparar los resultados.

#### MÉTODOS PASIVOS

Consisten en el registro de ondas superficiales generadas por fuentes naturales y/o culturales distribuidas espacialmente, ya sea con un instrumento o con un arreglo instrumental de dos o más estaciones.

<sup>87</sup> Modificada de Tokimatsu, 1997.

<sup>88</sup> Tokimatsu, 1997.

<sup>89</sup> Gutiérrez y Singh, 1992, Bard, 1998, Trifunac y Todorowska, 2000, Flores-Estrella, 2001, Sherbaum et al., 2002, Kuroiwa, 2002.

## MÉTODOS ESPECTRALES

Uno de los métodos de análisis más simple es el del análisis espectral de los registros de microtemores. Incluso algunos autores<sup>90</sup> han estimado la respuesta de sitio a partir del análisis espectral de los microtemores, ya sea por medio del espectro de amplitud de Fourier o bien con la densidad espectral de potencia; sin embargo, también mencionan que es frecuente que los espectros no muestren un solo máximo, lo que dificulta su interpretación. Con lo que concluyen que con los espectros de microtemores sólo se puede obtener una estimación burda de la respuesta de sitio (una estimación de la banda en la cual podría encontrarse la frecuencia fundamental de vibración de las capas superficiales, y no aporta información útil sobre la amplificación). Estos autores señalan la necesidad de realizar mediciones de microtemores en sitios cuya respuesta se conozca, para determinar los alcances de esta técnica.

Tal vez la deficiencia más importante de este método es que en ningún momento se considera la separación de los términos de fuente. Además, se ha confirmado que el análisis espectral convencional de microtemores da más información sobre la fuente que sobre las características de la respuesta del sitio<sup>91</sup>.

## MÉTODOS DE COCIENTES ESPECTRALES

El método de cocientes espectrales, también conocido como cocientes espectrales estándar respecto a un sitio de referencia, fue propuesto para el análisis de datos de sismos<sup>92</sup>, que están compuestos por los términos de fuente, trayecto y sitio. En la actualidad este es uno de los métodos más utilizados para la estimación de funciones de transferencia empíricas tanto con datos de eventos sísmicos, como con datos de microtemores. Para la aplicación de este método se requieren registros de microtemores en dos estaciones, una de las cuales debe cumplir con las características de una estación de referencia, es decir, que su respuesta de sitio sea despreciable (figura 1.5).

Por cocientes espectrales entendemos la razón entre los espectros de amplitud de Fourier de los componentes horizontales de la estación de interés y de la estación de referencia. Se asume que el movimiento en la estación de referencia representa el movimiento incidente en la interfase estrato-sedimento (figura 1.5) que contiene las contribuciones de fuente y de trayecto en la estación de interés<sup>93</sup>, y que los términos de trayecto y de fuente son similares para los dos sitios. Este último punto sería cierto para microtemores de largo periodo, cuyo origen se asocia con el oleaje lejano y con perturbaciones atmosféricas<sup>94</sup>.

Una de las dificultades para aplicar este análisis es la selección de ventanas para calcular los cocientes<sup>93</sup>, para lo cual se han propuesto dos maneras de solucionarlo: una es considerar

<sup>90</sup> Lermo et al., 1992, Gutiérrez y Singh, 1992.

<sup>91</sup> Tokimatsu, 1997.

<sup>92</sup> Borchardt, 1970.

<sup>93</sup> Lermo y Chávez-García, 1994 b.

<sup>94</sup> Field, 1994.

ventanas en tiempo absoluto<sup>95</sup>, sin importar el aspecto de la ventana; o bien, considerar que el promedio de varias ventanas es representativo del movimiento del sitio. Para cualquiera de las dos opciones es recomendable hacer un estudio acerca de la estabilidad temporal y espacial de la señal<sup>95, 96</sup>.

Cuando esta técnica es aplicada a registros de eventos sísmicos, compensa las contribuciones de fuente y de trayecto, debido a que la distancia entre las dos estaciones es despreciable en comparación con la distancia epicentral. Sin embargo, en el apartado anterior se mencionó cómo los registros de microtemores dependen en su mayoría de fuentes locales; entonces, el cálculo de cocientes espectrales de registros de microtemores respecto a un sitio de referencia, no necesariamente compensa la contribución de fuente en los registros; aun así, ha sido posible obtener una función de transferencia empírica para la estación de interés<sup>96</sup>.

Sobre las conclusiones del uso de este método hay reportes contradictorios acerca de la obtención de la frecuencia fundamental del sitio, hay quien opina que si los registros son estacionarios será posible estimar este parámetro<sup>90</sup>; pero hay quien reporta que esta técnica no siempre garantiza la obtención de la frecuencia fundamental y, en general, sobreestima la amplificación<sup>95</sup>.

#### MÉTODO DE NAKAMURA, H/V<sup>97</sup>

Otro método que utiliza cocientes espectrales es el conocido como H/V, ya que realiza el cociente de las componentes horizontales del registro entre la componente vertical. Este es tal vez el método más utilizado para analizar registros de microtemores por su bajo costo y porque se puede aplicar en corto tiempo; también es el más discutido por sus bases teóricas, y el más controvertido por sus resultados. La aplicación indiscriminada de este método y los análisis faltos de criterio de sus resultados, han llevado también a una falta de confiabilidad respecto a la utilidad de los microtemores.

Cuando fue propuesto, el método asumía que los microtemores estaban conformados por ondas de cuerpo, aunque se acepta la existencia de ondas superficiales (Rayleigh) en los registros de microtemores, en particular, en la componente vertical, la finalidad del método es eliminar el efecto de las ondas superficiales, ya que considera que son simplemente ruido, todo con el objetivo de obtener un "resultado directamente relacionado con la función de transferencia para ondas S"<sup>98</sup>; se asume también que las componentes horizontales del registro son amplificadas por multirreflecciones de ondas S.

Siguiendo la metodología utilizada en el artículo original<sup>99</sup>, la función de transferencia de las capas superficiales se puede definir como el cociente:

---

<sup>95</sup> Field, 1994.

<sup>96</sup> Lermo y Chávez-García, 1994 b.

<sup>97</sup> Propuesto por Nakamura, 1989.

<sup>98</sup> Bard, 1998.

<sup>99</sup> Nakamura (1989).

$$S_T = \frac{S_{HS}}{S_{HB}} \quad (1.13)$$

Donde  $S_{HS}$  es la componente horizontal del tremor en la superficie y,  $S_{HB}$  es la componente horizontal del tremor en el sustrato.

Se asume que la componente vertical del tremor refleja el efecto de las fuentes locales, que no es amplificado por las capas superficiales, y que el efecto de las ondas Rayleigh,  $E_S$ , puede ser estimado por el cociente:

$$E_S = \frac{S_{VS}}{S_{VB}} \quad (1.14)$$

Donde  $S_{VS}$  es la componente vertical del tremor en la superficie y,  $S_{VB}$  es la componente vertical del tremor en el sustrato.

Si  $E_S = 1$  no existe contribución de ondas Rayleigh; y si  $E_S > 1$  el efecto de las ondas Rayleigh también es mayor. Por lo que una función de transferencia del sitio sin efecto de las ondas Rayleigh, estaría dada por el cociente:

$$S_{TT} = \frac{S_{HS}/S_{VS}}{S_{HB}/S_{VB}} = \frac{R_S}{R_B} \quad (1.15)$$

De observaciones en dos estaciones donde se cuentan con datos de pozos el cociente  $R_B \cong 1$ , por lo que se define la función de transferencia  $S_{TT} \cong R_S$ . Esto significa que la función de transferencia para ondas S puede ser estimada tomando en cuenta solamente los registros en superficie. En el trabajo original<sup>93</sup> también se afirma que la máxima amplificación del terreno puede calcularse a partir del valor máximo del cociente espectral entre los componentes horizontal y vertical en la superficie.

Sin embargo, en el trabajo que propone esta técnica<sup>100</sup> no se aclara qué componente horizontal considerar para calcular los cocientes espectrales, es por eso que algunos autores<sup>101</sup> han analizado el uso de las componentes horizontales por separado, o bien una combinación de éstas como se observa en las siguientes expresiones:

<sup>100</sup> Nakamura (1989).

<sup>101</sup> Steidl, 1993, Tokimatsu, 1997, Bard, 1998, Flores-Estrella, 2001.

$$H/V = S_{NS} / S_V \quad (a)$$

$$H/V = S_{EW} / S_V \quad (b)$$

$$H/V = \frac{\left( \frac{S_{NS} + S_{EW}}{2} \right)}{S_V} \quad (c) \quad (1.16)$$

$$H/V = \frac{\sqrt{(S_{NS})^2 + (S_{EW})^2}}{S_V} \quad (d)$$

$$H/V = \frac{\sqrt{S_{NS} \cdot S_{EW}}}{S_V} \quad (e)$$

Los resultados de analizar las expresiones de 1.16 han llevado a la conclusión de que es más conveniente combinar el efecto de las componentes horizontales<sup>102</sup>.

La discusión de los resultados de los trabajos que han aplicado el método H/V se basa en la estimación de la frecuencia fundamental del sitio y la amplificación asociada. Son varios los autores que encuentran en los cocientes H/V un método para definir la frecuencia fundamental de un sitio sin mayor complicación, como un solo pico o como una banda de frecuencias<sup>103</sup>; sin embargo también hay trabajos que cuestionan la capacidad de este método para obtener la frecuencia fundamental<sup>104</sup>, ya que en algunos sitios los resultados no coinciden con los encontrados a partir de registros de eventos sísmicos, y recomiendan que los cocientes H/V sean utilizados más como un complemento de cualquier estudio geotécnico que como el estudio geotécnico en sí.

Sobre la estimación de la amplificación, se acepta en general que es sobrestimada con los cocientes H/V<sup>103, 104</sup>.

Dadas estas diferencias entre resultados de un mismo método, se han propuesto algunas "ideas para principiantes"<sup>105</sup>, acerca de la adquisición de datos sugiere:

- ⊗ Utilizar sensores de velocidad de 5 o 10 segundos;
- ⊗ Evitar los cables de conexión largos, ya que pueden ocasionar interferencias o ruido no deseado;
- ⊗ Evitar las mediciones durante días lluviosos o con mucho aire;
- ⊗ Evitar las mediciones cerca de caminos con vehículos pesados.

<sup>102</sup> Steidl, 1993, Tokimatsu, 1997, Bard, 1998, Flores-Estrella, 2001.

<sup>103</sup> Diagourtas et al., 2002, Delgado et al., 2000, Gutierrez et al., 1996, Tokimatsu, 1997, Reinoso, 2000, Field, 1994, Chávez-García y Cuenca, 1998.

<sup>104</sup> Lermo 1992, Cotton y Volant, 1998, Woolery y Street, 2002, Rodríguez y Midorikawa, 2002.

<sup>105</sup> Bard, 1998.

Acerca del procesado de los datos propone:

- ☞ Utilizar 10 ventanas de 10 segundos y realizar un estudio estadístico;
- ☞ Combinar de algún modo el efecto de los componentes horizontales;
- ☞ Suavizar los espectros con una ventana triangular logarítmica;
- ☞ Tomar el promedio geométrico de los cocientes de cada ventana

A pesar de los problemas que presenta el método H/V, hay información valiosa que sí se puede obtener de estos cocientes<sup>106</sup>:

- ☞ Si el cociente H/V tiene un valor máximo o mínimo distintivo, el contraste de impedancia es de moderado a alto; y el periodo natural podrá ser de 10 a 20 puntos porcentuales más grande que el pico de H/V, o aproximadamente el doble de ese valor. Así el periodo estimado puede no coincidir con el periodo fundamental del sitio, pero puede reflejar la profundidad de la interfase entre capas con contraste de impedancia alto.
- ☞ Si dicho cociente no tiene un valor distintivo, el contraste de impedancia es bajo. Entonces, el periodo natural no podrá ser estimado a partir de registros de microtemores en una sola estación.

En los años recientes, una de las tendencias acerca de los cocientes H/V es relacionarlos con el cociente de amplitud de ondas Rayleigh  $\frac{u}{w}$  para el modo fundamental y cuya inversión podría proporcionar el modelo de velocidades del sitio de interés. Sin embargo, se ha observado que el valor de H/V es consistentemente más grande que el cociente de amplitud para ondas Rayleigh, lo que puede ser explicado por la inclusión de ondas Love en las componentes horizontales, o bien de modos superiores de ondas Rayleigh. Además, el valor de H/V cercano al periodo fundamental es consistentemente más pequeño que el cociente de amplitud, esto probablemente se deba a la inclusión de modos superiores de ondas Rayleigh a la componente vertical<sup>107</sup>.

#### MÉTODO DE ANÁLISIS ESPECTRAL F-K<sup>108</sup>

Este método tiene como objetivo obtener la estructura de velocidades de un sitio a partir de registros obtenidos en un arreglo instrumental como el de la figura 1.7. En el análisis se asume que los registros son espacialmente estacionarios, lo cual es razonable dados los siguientes puntos<sup>109</sup>:

<sup>106</sup> Tokimatsu, 1997.

<sup>107</sup> Tokimatsu, 1997, Sherbaum et al., 2002.

<sup>108</sup> Capon, 1969.

<sup>109</sup> Asten, 1976.

- ⊗ Las fuentes generadoras están alejadas del arreglo una distancia mucho mayor al diámetro del arreglo, y;
- ⊗ La localización del arreglo es no dispersivo para la propagación de las ondas.

Asumiendo que hay  $M$  sensores disponibles y que el  $i$ -ésimo sensor está localizado en la posición  $x_i$ , el espectro  $f$ - $k$ ,  $P(f, k)$ , puede ser calculado de la siguiente forma:

$$P(f, k) = \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^M A_i^*(f, k) A_j(f, k) G_{ij}(f) \exp[ik \cdot (x_i - x_j)] \quad (1.17)$$

Donde  $*$  denota el complejo conjugado,  $f$  es la frecuencia;  $k$  es el vector número de onda en ciclos por metro, definido por:

$$\vec{k} = |\vec{k}| \exp(i\theta) \quad (1.18)$$

En donde  $\theta$  denota el azimut del vector número de onda medido en el sentido de las manecillas del reloj, como se muestra en la figura 1.10. Por otro lado, el cross-espectro de potencia entre los sensores  $i$ -ésimo y  $j$ -ésimo, en una frecuencia  $f$ ,  $G_{ij}$ , está dado por:

$$G_{ij}(f) = \sum_{n=1}^M S_{in}(f) S_{jn}^*(f) \quad (1.19)$$

Donde  $N$  denota el número total de segmentos de datos,  $S_{in}$  es la transformada de Fourier de los datos para el sensor  $i$ -ésimo y el segmento  $n$ -ésimo.

Posteriormente, el espectro  $f$ - $k$  se grafica en un espacio bidimensional ( $k_x$ ,  $k_y$ ) para cada frecuencia, como en la figura 1.10 donde el eje  $k_y$  positivo apunta hacia el norte. Los picos del espectro  $f$ - $k$  proveen información respecto a la velocidad de fase y al azimut de la fuente. Así por ejemplo, si un pico ocurre a una distancia  $|\vec{k}_p|$  del origen y a una frecuencia  $f$ , la velocidad de fase  $c$  y la longitud de onda  $\lambda$  se pueden estimar con:

$$c = \frac{2\pi f}{|\vec{k}_p|} \quad (1.20)$$

$$\lambda = \frac{2\pi}{|\vec{k}_p|} \quad (1.21)$$



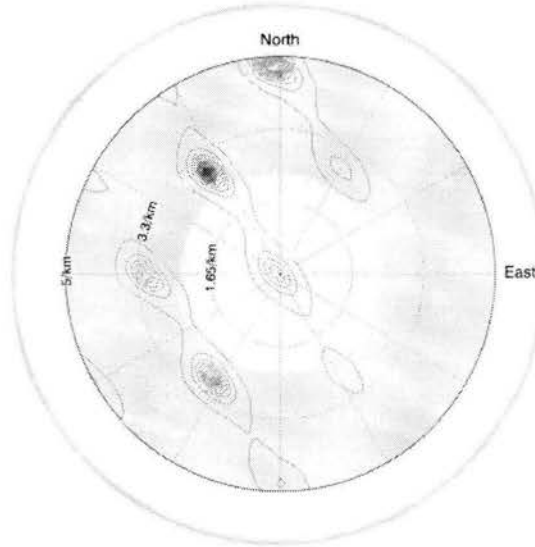


Figura 1.10. Espectro f-k. Gráfica cortesía de Bill Stephenson, obtenida a partir de registros de microtremores en Texcoco, México.

Si las ecuaciones 1.20 y 1.21 se aplican sobre un intervalo de frecuencias para todos los datos de arreglos instrumentales con distintos diámetros, se obtiene una curva de dispersión.

Si además de la componente vertical de movimiento, se consideran también las componentes horizontales, se tiene que las ondas Rayleigh tienen una componente radial, y las ondas Love una componente transversal; entonces, las componentes horizontales pueden descomponerse en:

$$\begin{Bmatrix} R_i(f) \\ T_i(f) \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} \cos\theta & \text{seno}\theta \\ -\text{seno}\theta & \cos\theta \end{Bmatrix} \begin{Bmatrix} X_i(f) \\ Y_i(f) \end{Bmatrix} \quad (1.22)$$

Donde  $\theta$  es el azimut del vector número de onda, definido en (1.19). Por otro lado, los cross-espectros de potencia para la componente radial,  $R_i(f)$ , y para la componente transversal,  $T_i(f)$ , están dados por:

$$G_{r,ij}(f) = \frac{R_i(f)R_j^*(f)}{\left(|R_i(f)|^2|R_j(f)|^2\right)^{1/2}} \quad (1.23)$$

$$G_{t,ij}(f) = \frac{T_i(f)T_j^*(f)}{\left(|T_i(f)|^2|T_j(f)|^2\right)^{1/2}} \quad (1.24)$$

Donde:

$$\begin{aligned} R_i(f)R_j^*(f) &= X_i^*(f)X_j(f)\cos^2\theta + Y_i^*(f)Y_j(f)\text{seno}^2\theta \\ &\quad + (X_i^*(f)Y_j(f) + Y_i^*(f)X_j(f))\text{seno}\theta\cos\theta \end{aligned} \quad (1.25)$$

$$\begin{aligned} T_i(f)T_j^*(f) &= X_i^*(f)X_j(f)\text{seno}^2\theta + Y_i^*(f)Y_j(f)\cos^2\theta \\ &\quad + (X_i^*(f)Y_j(f) + Y_i^*(f)X_j(f))\text{seno}\theta\cos\theta \end{aligned} \quad (1.26)$$

Si se sustituyen (1.23) o (1.24) en (1.17) se obtienen los espectros f-k para la componente radial o para la transversa, respectivamente.

Se ha observado que por lo general es difícil descomponer el movimiento horizontal, ya que se trata de ondas polarizadas<sup>110</sup>. En esos casos es mejor determinar las características del movimiento horizontal en el que existen ondas Rayleigh y Love combinadas.

Este método ha sido utilizado con buenos resultados de la velocidad de fase, comparables con los modelos de velocidades de pozos. Por lo que se recomienda el uso de registros de microtremores sin tener una fuente de generación, y su posterior análisis con el método F-K<sup>111</sup>.

#### MÉTODO DE ANÁLISIS DE AUTO-CORRELACIÓN ESPACIAL, SPAC

Usando un arreglo instrumental circular o semicircular es posible, en teoría, obtener una función de correlación promedio acimutal, y por lo tanto una estimación de la velocidad de fase, sin importar la dirección de propagación. La utilidad de esta aproximación promedio es clara si se considera el caso de múltiples ondas propagándose por el arreglo.

El método de auto-correlación espacial<sup>112</sup>, SPAC (por sus siglas en inglés *Spatial Autocorrelation*), fue propuesto como una técnica innovadora para utilizar registros de ruido (microtremores) con el fin de determinar la estructura del subsuelo. Este método se basa en el hecho de que la función de correlación de registros de ruido entre estaciones equidistantes, y promediada espacialmente, tiene la forma de una función Bessel de orden cero de primera clase (para el caso de la componente vertical); de ahí que una de las restricciones más importantes de este método sea la equidistancia entre instrumentos (figura 1.8)

El método SPAC permite procesar registros de microtremores para obtener curvas de dispersión de velocidades de fase para ondas superficiales. En la versión original del método se usan las componentes verticales, por lo que las curvas de dispersión corresponden a ondas Rayleigh.

El procedimiento asume que existe una dirección de propagación predominante, por lo que se requiere del promedio azimutal para eliminar el ángulo desconocido entre esta dirección y la orientación de cualquier estación<sup>113</sup>. También considera que el campo de ondas es estacionario en el tiempo y en el espacio. El análisis se lleva a cabo en ventanas de tiempo que generalmente duran unos minutos

A continuación se describen la teoría del método SPAC, tal como es realizado en países como Japón o Perú, ya que cuentan con el equipo mostrado en las figuras 1.8 y 1.9<sup>114</sup>.

---

<sup>110</sup> Aki, 1957, Tokimatsu, 1997.

<sup>111</sup> Liu *et al.* 2000.

<sup>112</sup> Propuesto por Aki, 1957.

<sup>113</sup> Rodríguez *et al.* 2003.

<sup>114</sup> Tokimatsu, 1997.

El procedimiento para analizar registros de microtemores con el método SPAC es el siguiente:

$$\rho_{ave} = J_0(rk^R) \quad (1.26)$$

Donde  $k^R$  es el número de onda de la componente vertical, esto es para la onda Rayleigh, para una frecuencia  $f$ ,  $J_0$  es la función Bessel de primer clase de orden cero,  $r$  es el radio del arreglo instrumental, y  $\rho_{ave}$  es el coeficiente de auto-correlación espacial promediado azimutalmente y que está definido por:

$$\rho_{ave} = \sum_{i=01}^{M-1} \frac{\phi_v(f, i)}{\phi_v(f, M)} \quad (1.27)$$

Donde  $\phi_v(f, i)$  es el coeficiente de auto-correlación espacial entre las componentes verticales de los sensores  $i$ -ésimo y  $M$ -ésimo ubicado en el centro del arreglo. Una vez calculado  $\rho_{ave}$  y dado que  $r$  es conocido, el número de onda se puede calcular a partir de (1.26); para estimar la velocidad de fase y la longitud de onda el número de onda se sustituye en:

$$\lambda = \frac{2\pi}{k} \quad (1.28)$$

O en:

$$c = \frac{2\pi f}{k} \quad (1.29)$$

Aunque esta velocidad de fase es válida sólo para ondas unidireccionales e isotrópicas, su cálculo *in situ* permite entender la tendencia de la estructura de velocidades del sitio, aumentando así la confiabilidad y la calidad del experimento.

Este método fue ampliado para calcular la velocidad de fase de la componente transversal<sup>115</sup>, ondas Love,  $c_L$ , y también permite calcular el cociente de las densidades espectrales de potencia entre la componente radial y la transversal, ondas Rayleigh y Love,  $\frac{h^R}{h^L}$ . Si el número de onda del movimiento horizontal radial  $k^L$  es idéntico al de la componente vertical encontrado con (1.26) para la misma frecuencia, los valores desconocidos  $k^L$  y  $\frac{h^R}{h^L}$  se determinan con:

$$\rho_r = \frac{\{J_0(rk^R) - J_2(rk^R)\}h^R + \{J_0(rk^L) + J_2(rk^L)\}h^L}{h^R + h^L} \quad (1.30)$$

$$\rho_t = \frac{\{J_0(rk^R) + J_2(rk^R)\}h^R + \{J_0(rk^L) - J_2(rk^L)\}h^L}{h^R + h^L} \quad (1.31)$$

<sup>115</sup> Tokimatsu, 1997, Yamamoto, 1998, Chouet *et al.*, 1998.

Donde  $J_2$  es la función Bessel de primera clase de orden dos,  $\rho_r$  y  $\rho_t$  se definen:

$$\rho_r = \frac{\sum_{i=0}^{M-1} \phi_r(f, i)}{\phi_r(f, M)} \quad (1.32)$$

$$\rho_t = \frac{\sum_{i=0}^{M-1} \phi_t(f, i)}{\phi_t(f, M)} \quad (1.33)$$

Donde  $\phi_r(f, i)$  y  $\phi_t(f, i)$  son las funciones de auto-correlación espacial de la componente radial y de la componente transversal, entre los sensores  $i$ -ésimo y  $m$ -ésimo. Nuevamente, la velocidad de fase calculada a partir de (1.26) y (1.27) es válida para ondas isotrópicas y unidireccionales y para cuando los números de onda de las componentes vertical y horizontal radial son iguales.

Una modificación que se ha hecho del método SPAC es proponer la sustitución de la correlación espacial por la estacionaridad temporal de los microtremores, lo cual permite usar cualquier geometría en el arreglo instrumental, pero 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, lo que sería equivalente al promedio azimutal<sup>116</sup>.

Este método también ha sido utilizado para procesar datos de tremores volcánicos tomando las siguientes consideraciones: el campo de ondas se interpreta como un campo estacionario y estocástico. Para datos de volcanes, el método SPAC ha sido utilizado en el volcán Aso, Japón; para inferir la composición del campo de ondas de los tremores en el volcán Puu Oo, en Hawai; para estimar el modelo de velocidades en el volcán Masaya, Nicaragua; y para cuantificar la contribución de ondas superficiales en el campo de ondas de los tremores generados por la actividad somera del volcán Stromboli<sup>117</sup>.

Uno de los problemas del método SPAC es el número de estaciones requeridas<sup>118</sup>; 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 microtremores que al método utilizado en su análisis.

<sup>116</sup> Rodríguez et al., 2003.

<sup>117</sup> Chouet, 1998.

<sup>118</sup> Morikawa, 1998.

## MÉTODOS DE ONDAS SUPERFICIALES DE FUENTE ACTIVA, SASW

El método de análisis espectral de ondas superficiales SASW (por sus siglas en inglés *Spectral Analysis of Surface Waves*) también es muy utilizado para la exploración de las condiciones del subsuelo<sup>119</sup>. Una disposición típica de los instrumentos para utilizar este método se muestra en la figura 1.11.

Para sondeos someros de suelo se deben ubicar al menos dos sensores en la superficie alineados con la fuente, se pueden utilizar sensores con frecuencia natural entre 4.5 y 1 Hz.

Una fuerza vertical impulsiva o movimientos armónicos son generados por un martillo o un oscilador, y las ondas generadas son registradas por los sensores. Los registros son amplificados y digitalizados por el convertidor AD, a éstos se les define como  $Z_1(t)$  y  $Z_2(t)$ , los subíndices corresponden al número de los sensores. Se sugiere que sólo se utilicen las señales con coherencia alta para el análisis de velocidad de fase. A partir de los cross-espectros de las señales, se calcula la diferencia de fase entre los dos movimientos  $\phi$ , a partir del cual se calcula la diferencia de tiempo; la velocidad de fase se calcula de manera directa con estos dos parámetros.

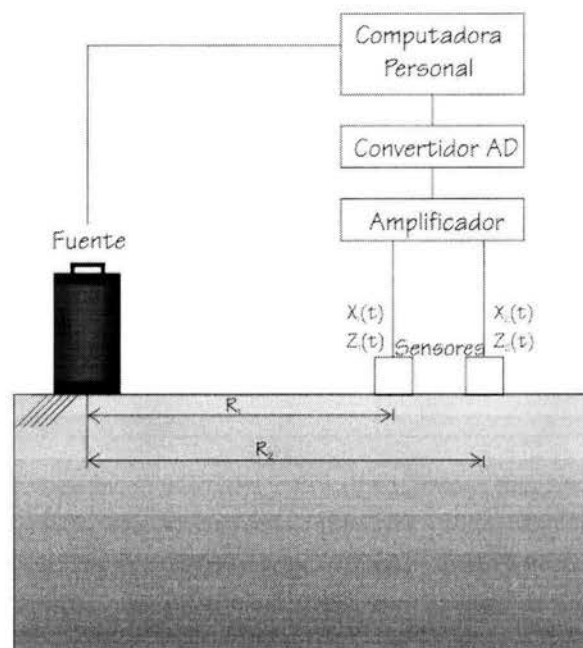


Figura 1.11. Disposición típica para métodos de ondas superficiales de fuente activa<sup>120</sup>.

Se ha observado que la distancia entre la fuente y el primer sensor debe ser igual a la distancia entre sensores, y que las longitudes de onda tres veces más grandes que el espaciamiento entre sensores no deben ser consideradas. Esto indica, tácitamente, que la distancia entre la fuente y el primer sensor debe ser más de un tercio de la máxima longitud de onda medida.

<sup>119</sup> Tokimatsu, 1997.

<sup>120</sup> Modificada de Zywicki, 1999.

Se sugiere que después de cada experimento se mueva la fuente del lado opuesto de la línea imaginaria que existe al centro de los sensores, y que el experimento se repita; con este proceso se cancela el cambio de fase entre sensores, y se promedia el efecto de inclinación de las capas a lo largo del arreglo.

Por otro lado, si además se registran las componentes horizontales también se puede calcular la velocidad de fase de éstas. En los equipos más avanzados la velocidad de fase de las componentes vertical y horizontal, la órbita de las partículas y el cociente de amplitud se muestran en el monitor durante el experimento.

### ***GEOLOGÍA GENERAL DEL VALLE DE MÉXICO***

A continuación se describe la geología general del Valle de México, con el objetivo de ubicar los dos sitios de estudio dentro de un marco regional.

La Cuenca de México presenta un contorno irregular, con el eje mayor de aproximadamente 150 km alargado en la dirección NE-SW. Presenta una superficie aproximada de 9,600 km<sup>2</sup>, extendiéndose desde la Sierra de las Cruces en el suroeste hasta la Sierra de Pachuca al noroeste, atravesando el Lago de Texcoco; en su porción meridional, que es la más estrecha, se extiende unos 65 km desde la Sierra de Tezontlalpan al noroeste hasta el Cerro Tlaloc al sureste. Esta región es una cuenca endorreica, que pertenece a la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), limitada al norte por las Sierras de Pachuca y de Tezontlalpan, al sur por la Sierra del Ajusco-Chichinautzin, al oriente por las Sierras Nevada, de Río Frío y Calpulalpan, y al poniente por las Sierras de Las Cruces y de Tepozotlán.

Morfológicamente, el Valle de México se expresa como una extensa altiplanicie lacustre a una elevación promedio de 2,240 msnm, la cual se encuentra limitada por sierras volcánicas, abanicos y llanuras aluviales. Esta región es particularmente compleja tanto por sus características geológicas, como son el controvertido origen de la FVTM y el cierre de la cuenca, como por su acelerado crecimiento urbano e industrial, que ha dado como resultado la explotación y en muchos casos la sobreexplotación de los recursos naturales, locales y aledaños, tales como los hidráulicos, los silvícolas, etc.

La secuencia estratigráfica del Valle de México consiste de un conjunto Mesozoico (Cretácico) de rocas calcáreas y calcáreo arcillosas, sobreyacidas discordantemente por rocas volcánicas, depósitos aluviales, fluviales y lacustres del Cenozoico al Cuaternario<sup>121</sup>. La distribución de las unidades es errática tanto de manera horizontal, como verticalmente, y gran parte de la información estratigráfica se ha recabado a partir de los pozos profundos perforados por PEMEX y el Departamento del Distrito Federal.

La unidad más antigua que se ha identificado en el Valle de México corresponde a los depósitos calcáreos limosos y arcillosos de edad Albiano Medio-Cenomaniano Temprano, que corresponden a

---

<sup>121</sup> Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989.

la Formación Morelos. Estas rocas no afloran y se han ubicado por las perforaciones de los pozos Mixhuca-1 y Tulyehualco-1 a 1 550 y 2 100 m de profundidad, respectivamente. Sobre esta unidad se encuentran los depósitos resultado de la regresión marina de edad Cenomaniano Tardío-Turoniano Tardío, que corresponden a las Formaciones El Doctor (facies de banco) y Cuautla (facies de banco y litoral). El Coniaciano-Campaniano está representado por la secuencia flysch de la Formación Mezcala, que posiblemente se depositó por levantamiento y erosión, durante el inicio de la orogenia Laramide.

La ausencia de depósitos entre las rocas del Cretácico y las del Cenozoico queda expuesta por una gran discordancia, limitada por el fin de la orogenia Laramide en el Eoceno Superior-Oligoceno. Al término de la actividad tectónica se depositaron las secuencias clásticas continentales de los Grupos Balsas y El Morro, acompañadas de efusiones fisurales de basaltos alcalinos. El primer grupo se depositó en el sur del valle, mientras que el grupo El Morro se depositó en la porción norte. Ambos grupos consisten de conglomerados rojos de clastos calcáreos bien consolidados, en estratos masivos y lenticulares de origen fluvio-aluvial, que localmente presentan intercalaciones de tobas y lavas de composición andesítica y basáltica. El pozo Texcoco-1 cortó una sección de 85 m del conglomerado El Morro, a 1,980 m de profundidad, en donde los sedimentos se encuentran asociados con evaporitas y arcillas, lo que indica la presencia de depresiones endorréicas locales, producto del fallamiento distensivo en bloques de la secuencia cretácica, durante el Eoceno Tardío.

Durante el Mioceno Inferior y Medio la cuenca presentó una actividad tectónica representada por fracturamiento y fallamiento en un sistema conjugado; un sistema SW-NE, representado por la Falla Apan-Tlaloc y otro SE-NW, representado por los alineamientos Popocatepetl-Cerro De Chimalhuacán y Sierra de Guadalupe. Asociados a estos sistemas de fracturamiento se emplazaron rocas volcánicas calci-alcalinas, de variada composición, desde andesitas y riocácitas, hasta dacítas, que forman parte del arco volcánico del Terciario Medio.

En el Mioceno Tardío, los procesos fluviales que actuaban sobre las unidades expuestas dieron lugar a los conglomerados de la Formación Tepoztlán. La formación de la FVTM se presenta como periodos de actividad seguidos por hiatos magmáticos. Estos periodos están representados por los siguientes eventos: Secuencias calci-alcalinas constituidas por depósitos piroclásticos de caída -tipo "surge"- y de flujo, derrames lávicos y domos, de composiciones que varían de andesita basáltica a dacita, durante el Mioceno Medio-Tardío, Plioceno Temprano, Plioceno Tardío y Cuaternario. Durante el Plio-Cuaternario se emplazaron basaltos fisurales, de carácter alcalino a calci-alcalino, y finalmente coladas de basaltos, andesitas basálticas y andesitas, con tefra de caída, de composición calci-alcalina de edad Cuaternaria. Estos conjuntos volcánicos conforman las Sierras Nevada y Río Frío al oriente, y las Sierras De Las Cruces y Zempoala al poniente, que son denominadas como "Grupo de las Sierras Mayores".

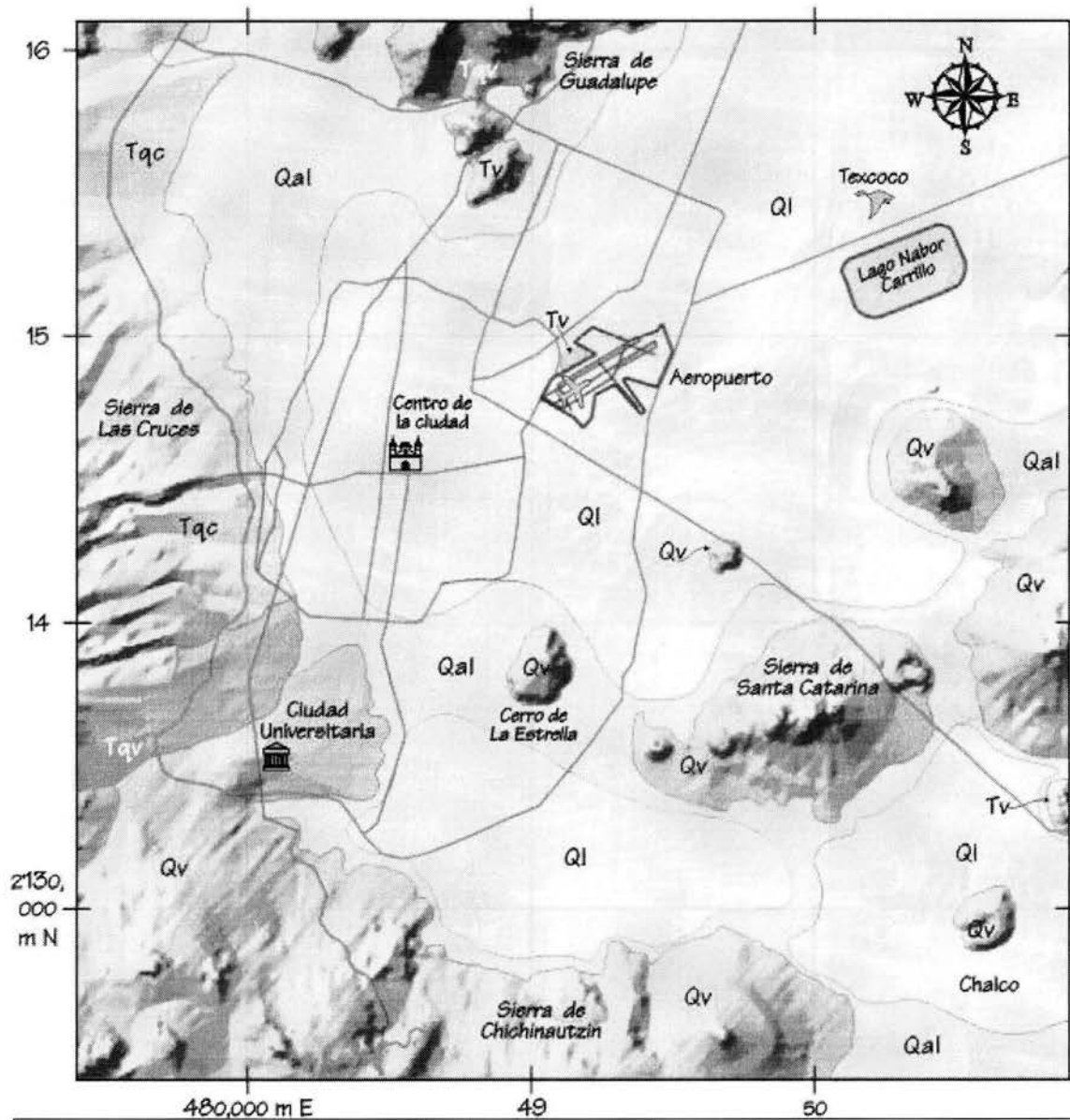
Posteriormente a los eventos volcánicos, se depositan abanicos aluviales y lahares, intercalados con capas de pómez, cenizas, paleosuelos, gravas y arenas de origen fluvial; a todo este complejo volcano-sedimentario se le conoce como Formación Tarango, cuya localidad tipo se definió en el surponiente de la Ciudad de México. La principal característica de esta formación es el estado caótico en el cual aparecen depositadas las series clásticas.

El vulcanismo pleistocénico y holocénico de tipo monogenético formó conos cineríticos y derrames de lava muy extensos, vesiculares y masivos, asociados con materiales piroclásticos, siendo la Sierra de Chichinautzin, al sur de la Cuenca de México, el área en la que se presenta con mayor extensión: con algo más de 120 conos cineríticos. El resultado de esta actividad volcánica tiene la apariencia megascópica de basalto de olivino, clasificado como andesita o andesita basáltica, aplicando el nombre de Formación Chichinautzin a todo el vulcanismo monogenético que cubre discordantemente a las unidades estratigráficas desde cretácicas marinas plegadas hasta cuaternarias lacustres. El área de Tizayuca-Atzompa-Texcoco también presenta características petrográficas y morfológicas muy semejantes a la Formación Chichinautzin.

Del Cuaternario Tardío al Reciente la actividad volcánica y lacustre cerró los valles entre el Popocatepetl, al este, y la Sierra de Zempoala al sur, así como las cabeceras del sistema hidrográfico al norte. La gran sedimentación clástica aluvial del Plio-Cuaternario en la Cuenca de México, estuvo supeditada al bloqueo parcial del desagüe por el último sistema de fallamiento normal y por el emplazamiento de derrames lávicos de la misma edad. Los espesores máximos de los depósitos aluviales son de alrededor de 500 m, en el centro de las depresiones, que se adelgaza hacia las márgenes de la llanura. Están compuestos por fragmentos que varían de tamaño de gravas a arcillas, y localmente margas, diatomitas, turba, loess y travertino.

Por último, los depósitos más recientes de la cuenca agrupan los sedimentos clásticos y productos piroclásticos relacionados con la actividad del Popocatepetl y de la Sierra del Chichinautzin, depositados en un ambiente lacustre. Estos depósitos forman una gran altiplanicie lacustre con una elevación media de 2,200 msnmm, que se extiende desde Zupango hasta Chalco, y desde Texcoco hasta el Cerro Chapultepec, con espesores entre los 30 y los 300 m ubicando los depocentros en el centro de la Ciudad de México, Texcoco y Chalco, adelgazándose hacia las márgenes de las planicies. Los depósitos están descritos como arcillas bentoníticas y montmorilloníticas con carbonato de calcio, diatomeas, ostracodos e interestratificaciones de ceniza y pómez, así como dos horizontes de tobas líticas consolidadas; al sureste de la cuenca se han reconocido secuencias piroclásticas andesíticas y basálticas de caída, con materia orgánica e intercalaciones de arena de playa, turba, paleosuelos y diatomeas. Diversas perforaciones muestran que los depósitos lacustres se encuentran interdigitados con la Formación Chichinautzin y con los depósitos aluviales.





| Depósitos Cuaternarios  |   |   |
|---|---|---|
| Ql. Depósitos lacustres   | Qal. Depósitos aluviales  | Qv. Lavas cenizas y epiclástos basálticos y andesíticos |
| Depósitos Plio-Cuaternarios   |   |   |
| Tqc. Depósitos epiclasticos y de lahares que forman abanicos aluviales coalescentes | Tqv. Domos y flujos de lava con material piroclástico asociado, de composición andesítica a riolítica |   |
| Rocas Volcánicas del Terciario Superior   |   |   |
| Tv. Derrames de lava andesítica y dacítica  |   |   |

Figura 1.11. Modelo Digital de Elevación y Geología General del Valle de México<sup>122</sup>. Si se observa la figura 1.4, se observa una buena correlación de la geología superficial con la zonificación del valle.

<sup>122</sup> Yussim-Guarneros y Flores-Estrella, 2002.



---

### **III. Metodología**

En esta sección se describen los experimentos de campo realizados, la variación del método SPAC<sup>123</sup> que se utiliza para el análisis de los datos, y el programa realizado para dicho análisis.

#### ***DESCRIPCIÓN DE LOS EXPERIMENTOS DE CAMPO***

Con el objetivo de conocer los alcances del método SPAC<sup>114</sup> para estimar la estructura de velocidades en la Ciudad de México se realizaron experimentos en dos sitios: Ciudad Universitaria (CU) en Zona de Lomas, y en la zona federal del antiguo Lago de Texcoco, en Zona de Lago en el Estado de México.

La parte fundamental de los experimentos consistió en el registro de microtemores con arreglos instrumentales de 4 estaciones cada uno. Además, registros de 24 horas para analizar la variación diurna de los microtemores, registros lineales para estudiar la relación del coeficiente de correlación con la distancia entre estaciones, y registros con los cuatro sensores usados juntos para verificar la consistencia de los datos.

Los instrumentos que se utilizaron fueron sensores GURALP modelo CMG-40T, de banda ancha de tres canales y equipos digitalizadores REFTEK (figura 2.1). Los arreglos instrumentales fueron de cuatro estaciones, cada una con un sensor y un digitalizador; tres de los equipos son propiedad del Instituto de Ingeniería de la UNAM, y uno fue prestado por el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED).

Como se observa en la figura 2.1, en el caso de Texcoco los sensores fueron ubicados dentro de excavaciones de aproximadamente 30 o 40 cm de profundidad sobre lozetas para facilitar su nivelación; en el caso de CU se ubicaron solamente sobre lozetas, y en ambos sitios los sensores fueron cubiertos con cubetas para aislarlos del efecto de la temperatura y del viento. Además, en cada punto los sensores se estabilizaron durante 20 minutos, después de los cuales se registró durante media hora, dividida en archivos de 10 minutos a 100 muestras por segundo.

---

<sup>123</sup> Aki, 1957.

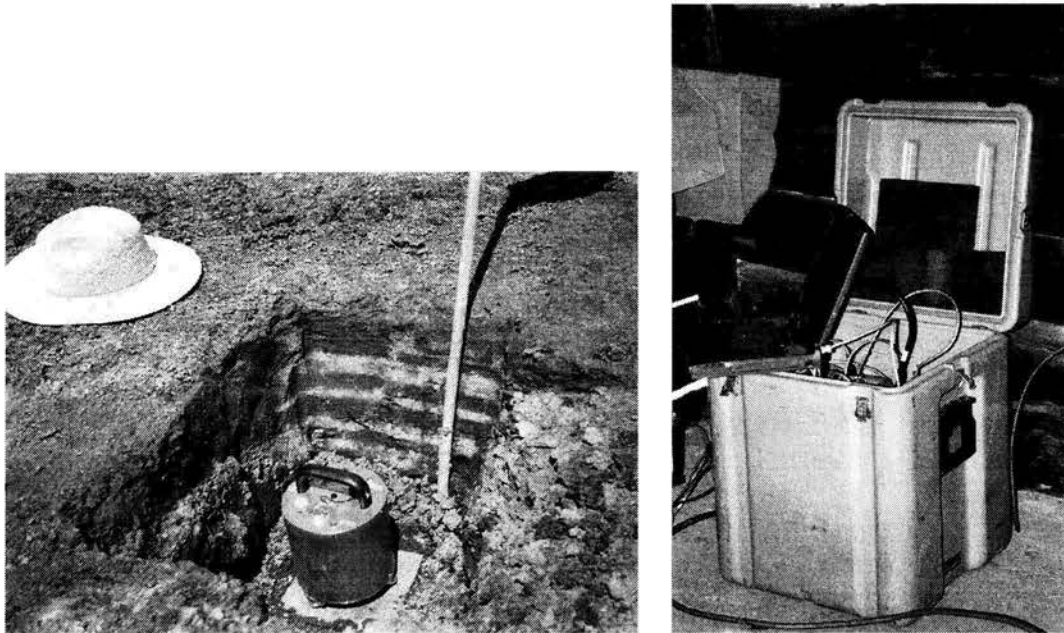


Figura 2.1. Sensor, equipo digitalizador y equipo de cómputo utilizado en el trabajo de campo de este trabajo.

Los experimentos de campo de este trabajo fueron diseñados a partir de resultados de trabajos previos en las zonas de estudio. Para CU se consideraron los resultados reportados en los trabajos de Kagawa, (1996) y Flores-Estrella y Aguirre-González, (2003).

En la figura 2.2 se muestran las velocidades de fase obtenidas por Kagawa (1996) en línea punteada, y por Flores-Estrella y Aguirre-González (2003) en línea continua. También se puede observar que en el trabajo de Flores-Estrella y Aguirre-González (2003) sólo se obtuvieron datos hasta 0.7 Hz, por lo que una de sus conclusiones fue la necesidad de realizar arreglos instrumentales más pequeños para obtener datos en altas frecuencias, y se propusieron arreglos de 150 y 300 m.

En la misma figura (2.2), las rectas punteadas representan los abanicos de confiabilidad para datos obtenidos de arreglos instrumentales de 150 y 300m. Los límites superior e inferior del abanico de confiabilidad están dados respectivamente, por:

$$l_s = r * 10 * f \tag{2.1}$$

$$l_i = r * 2 * f \tag{2.2}$$

Donde  $r$  es la distancia entre instrumentos y  $f$  es la frecuencia. Las expresiones para definir estos abanicos de confiabilidad son citadas de la tesis doctoral de Miyakoshi por Flores-Estrella (2001) y por Flores-Estrella y Aguirre González (2001 y 2003).

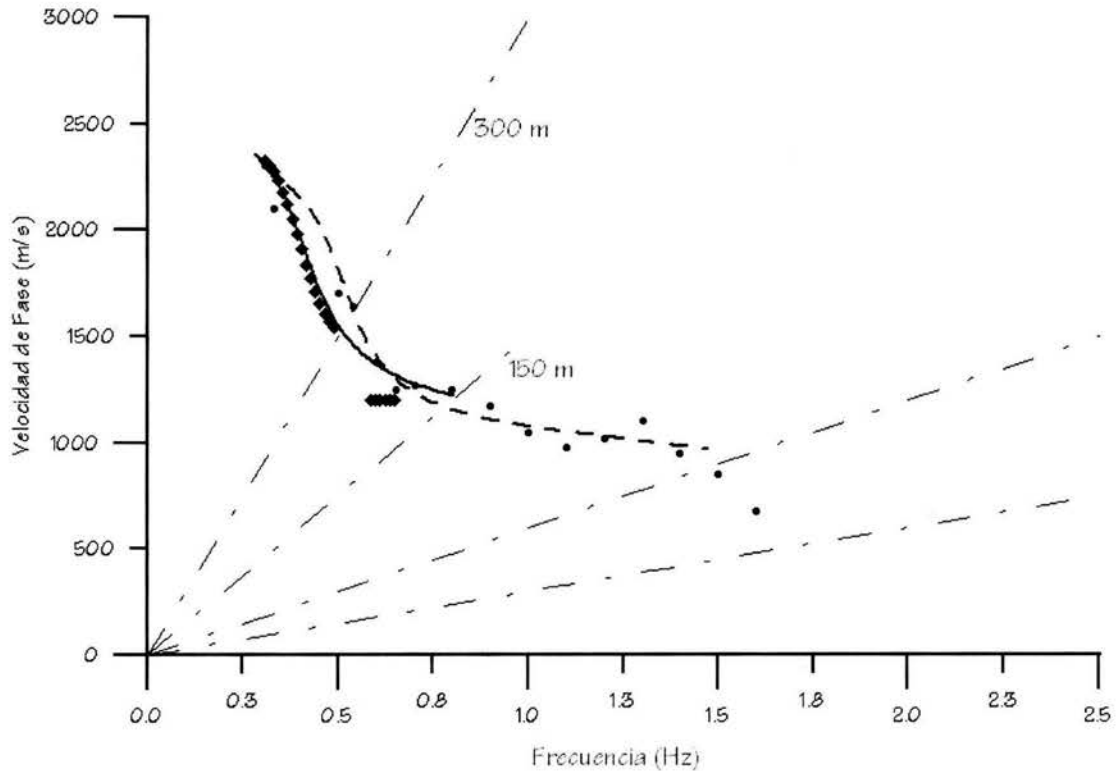


Figura 2.2. Curvas de dispersión obtenidas por Kagawa (1996) en línea punteada y círculos; y en línea continua y diamantes la obtenida por Flores-Estrella y Aguirre-González (2003). Las rectas punteadas muestran los abanicos de confiabilidad para datos obtenidos de arreglos instrumentales de 150 y 300m.

Para el caso del estudio en el Lago de Texcoco se consideraron los resultados obtenidos por Flores-Estrella y Aguirre-González (2001), y a partir de las expresiones de los abanicos de confiabilidad (expresiones 2.1 y 2.2) se propuso llevar a cabo arreglos instrumentales con distancias de 5, 10, 25, 50, 100, 200, 400, 550 y 1000 metros para cubrir la curva de dispersión (figura 2.3)

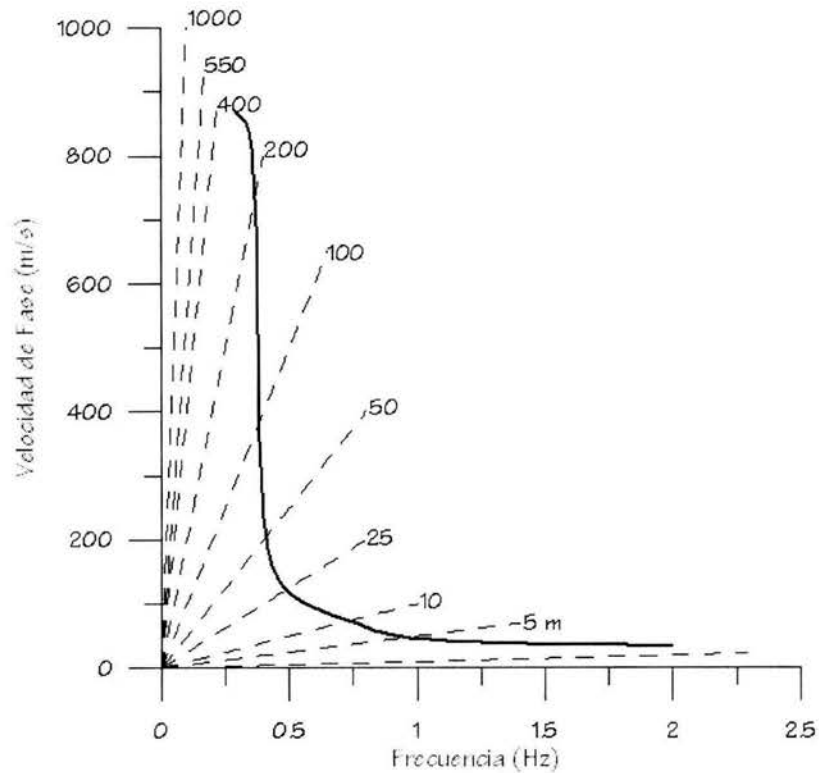


Figura 2.3. Curva de dispersión reportada por Flores-Estrella y Aguirre-González (2001) Las rectas punteadas muestran los límites superiores de los abanicos de confiabilidad de los arreglos instrumentales propuestos y realizados en este trabajo.

En la figura 2.3 se muestra la velocidad de fase del modelo de velocidades reportado por Flores-Estrella y Aguirre-González (2001), y las rectas punteadas muestran los límites superiores de los abanicos de confiabilidad de los experimentos realizados para obtener datos útiles a lo largo de toda la curva de dispersión.

Una vez definidas las distancias de los arreglos instrumentales, se procedió al trabajo de campo utilizando un esquema de arreglo de microtemores como el que se muestra en la figura 2.4. Como se puede ver es ligeramente distinto al mostrado en el capítulo I (figuras 1.7 y 1.8) ya que se contó con sólo cuatro sensores y no se contaba con el hardware ni con el software para realizar el análisis *in situ*.

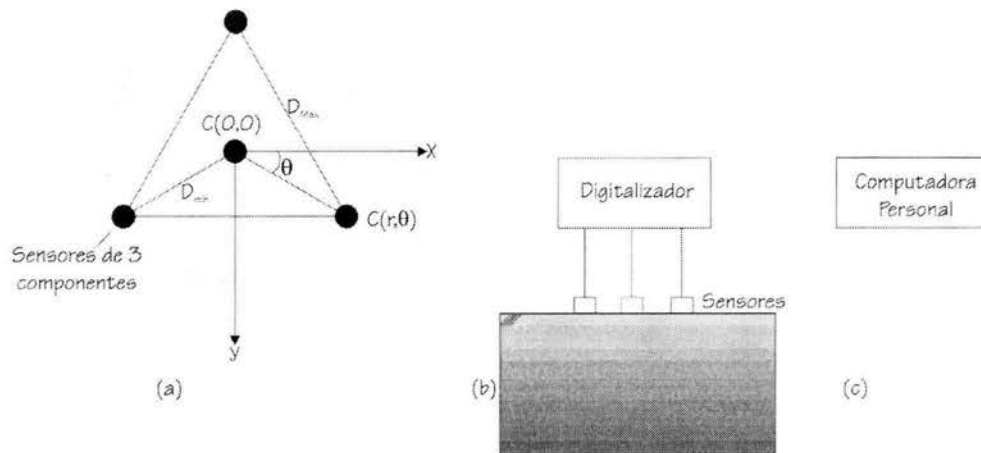


Figura 2.4. Diagrama esquemático del arreglo instrumental utilizado en el trabajo de campo. Los incisos (a) y (b) son utilizados en campo, el procesado con la computadora personal (c) se realiza en gabinete.

#### CIUDAD UNIVERSITARIA, CU

En Ciudad Universitaria, CU se realizaron dos arreglos instrumentales de 150 y 300 m (figura 2.5). Además se realizó un registro continuo durante 24 horas para analizar la variación diurna de los registros de microtemores, para lo cual una estación (sensor GURALP y digitalizador) se ubicó durante un fin de semana en el Laboratorio de la Coordinación de Ingeniería Sismológica del Instituto de Ingeniería.

Para estudiar la relación del coeficiente de correlación con la distancia entre estaciones se realizó el experimento mostrado en la figura 2.6, las estaciones se ubicaron en el circuito Mario de la Cueva de CU a un costado de la zona deportiva, iniciando su operación a las 14:10 horas (20:10 GMT); se utilizaron tres instrumentos: uno se quedó fijo en el punto de cero metros y los otros dos se fueron moviendo para cubrir las distancias.

En ambos casos se tomaron registros de media hora dividida en ventanas de 10 minutos para cada una de las distancias. Sin embargo, el tiempo útil de los registros disminuyó debido a que no hubo tiempo de estabilización para los sensores.

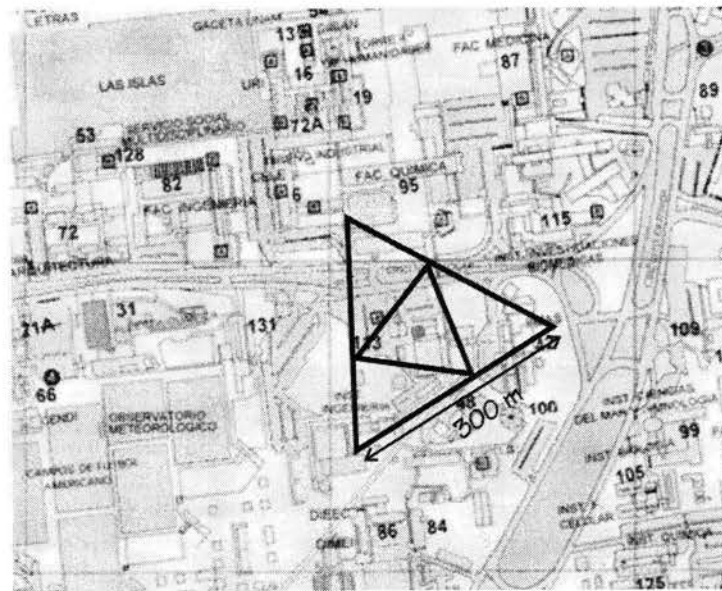


Figura 2.5. Arreglos Instrumentales realizados en CU, con distancias de 150 y 300 m entre estaciones.

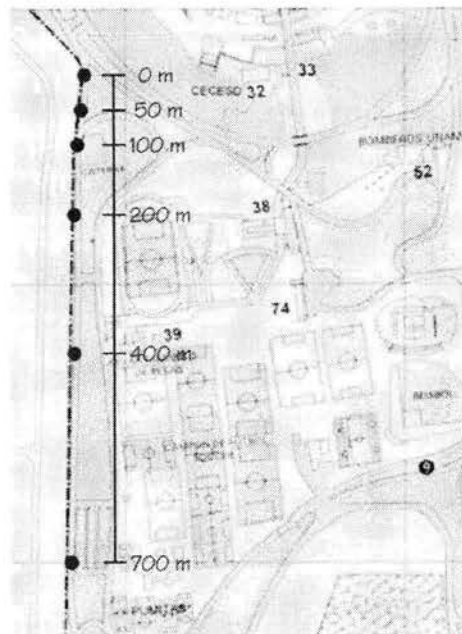


Figura 2.6. Arreglos Instrumentales realizados en CU, con distancias de 150 y 300 m entre estaciones.

La campaña de registros de microtemores en CU tuvo una duración de dos días, uno para el experimento lineal, y otro para los dos arreglos instrumentales realizados. Las distancias de los arreglos instrumentales se ubicaron en el mapa de CU, y las estaciones se ubicaron con GPS portátil.



## TEXCOCO

Durante el mes de abril del 2002 se realizaron nueve arreglos instrumentales en la Zona Federal del Lago de Texcoco, en el Estado de México, en la figura 2.7 se muestran esquemáticamente los arreglos. También se realizó un registro de 24 horas para analizar la variación diurna de los microtemores en la zona de estudio.

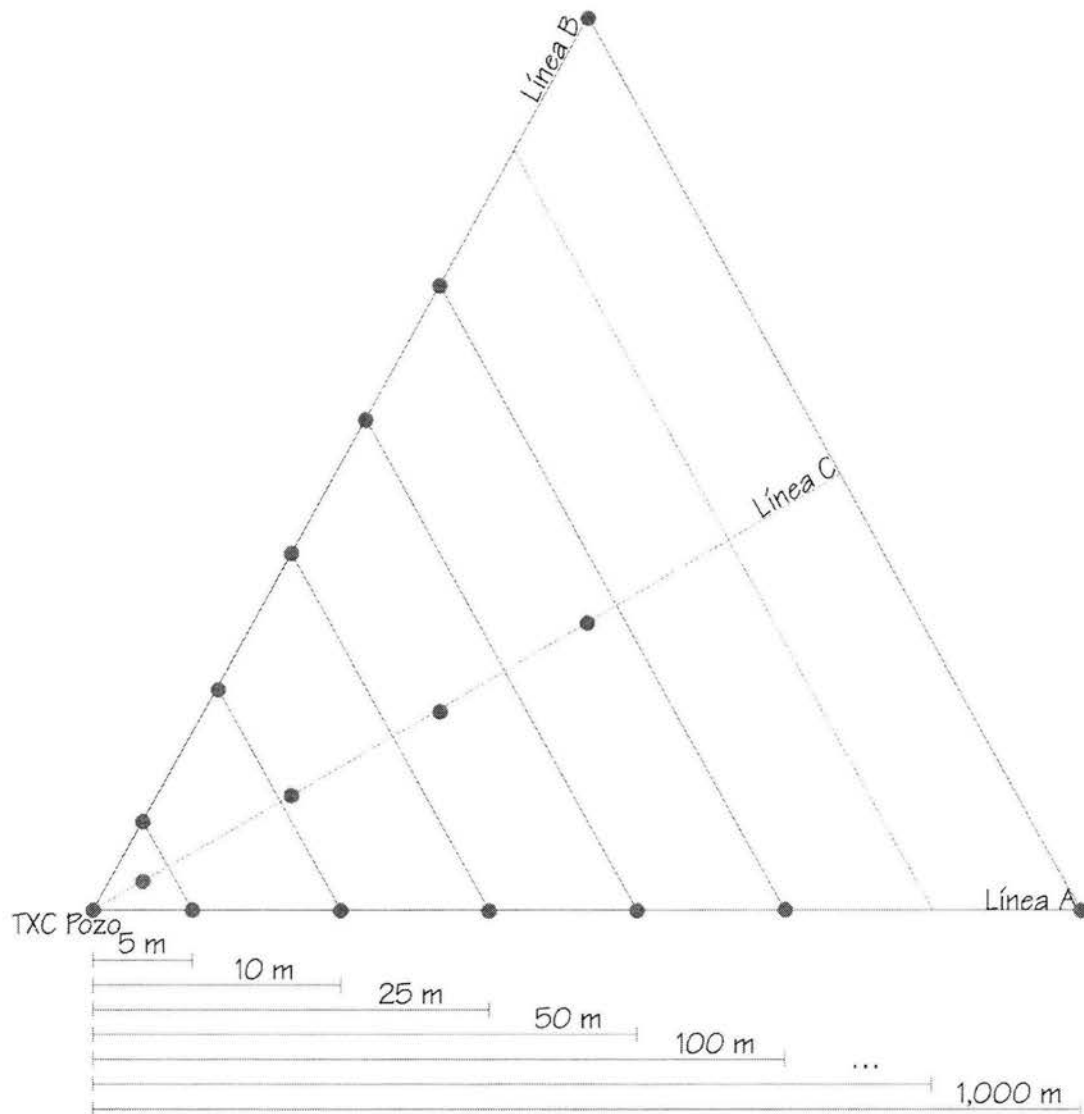


Figura 2.7. Esquema de los arreglos instrumentales realizados en la Zona del Lago de Texcoco con distancias entre estaciones de 5, 10, 25, 50, 100, 200, 400, 550, 1000. Los puntos representan las estaciones.

En la figura 2.7 se muestra la geometría de los arreglos realizados en la zona del Lago de Texcoco, la estación ubicada en TXC Pozo se quedó fija y las otras estaciones se fueron moviendo para cubrir los nueve triángulos con sus respectivos centros (cada estación estuvo compuesta por un sensor triaxial GURALP CMG 40T y un equipo digitalizador REFTEK). Esta disposición de las estaciones también permitió estudiar la relación de los coeficientes de correlación con la distancia entre estaciones.

El comienzo temprano de la temporada de lluvias ocasionó que algunas zonas del área de Texcoco se inundaran más de lo normal, además trabajos de mantenimiento a cargo de la Comisión Nacional del Agua, CNA (figura 2.8) hicieron prácticamente imposible otra geometría para el arreglo instrumental.

El registro con arreglos instrumentales en esta zona duró cinco días, los primeros dos para medir, ubicar los triángulos y hacer excavaciones de 30 o 40 cm. de profundidad; los registros de microtemores en los arreglos instrumentales se realizaron en tres días; en cada estación se dejó estabilizar el instrumento por 10 minutos y posteriormente se registró durante 30 minutos a 100 muestras por segundo.

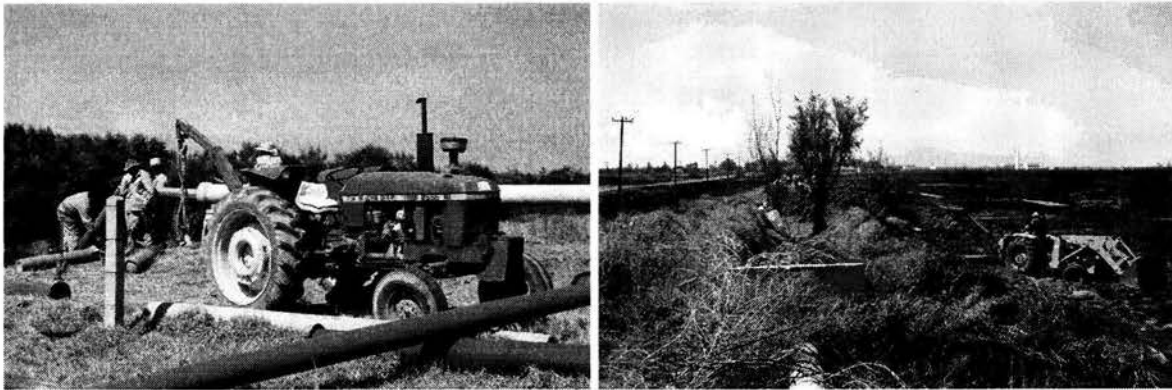


Figura 2.8. Trabajos de mantenimiento de la CNA en la Zona Federal del Lago de Texcoco que hicieron prácticamente imposible otra disposición de los arreglos instrumentales.

### ***MÉTODO SPAC (SPATIAL AUTOCORRELATION METHOD)***

El efecto de sitio en la Ciudad de México ha jugado un papel muy importante en los desastres sísmicos que la población ha padecido. Una forma de evaluar los efectos de sitio es a partir de la estructura de velocidades del sitio de interés, la cual se puede conocer a partir pozos, de experimentos de reflexión o refracción sísmica, o bien a partir de registros de microtemores analizados con métodos como el F-K o el SPAC.

Los registros verticales de microtemores de los trabajos de campo de este trabajo fueron analizados con el método SPAC, con el fin de obtener datos sobre la velocidad de fase. Sin embargo, el esquema del arreglo instrumental y el enfoque del análisis son ligeramente distintos a los descritos en el capítulo I, por lo que se describen a continuación.

A partir de datos obtenidos de un arreglo instrumental como el mostrado en la figura 2.4, la función de auto-correlación para el sensor ubicado en  $C(0,0)$  está dada por:

$$S_0(f) = E[X_0^*(f) \cdot X_0(f)] \quad (2.3)$$

Donde:

$X_0(f)$  es el espectro de potencia,

$X_0^*(f)$  es el complejo conjugado.

Para el punto exterior  $C_j(r, \theta)$ , la función de autocorrelación está dada por:

$$S_j(r, \theta, f) = E[X_j^*(r, \theta, f) \cdot X_j(r, \theta, f)] \quad (2.4)$$

Donde:

$X_j(r, \theta, f)$  es el espectro de potencia del punto exterior,

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

La función de cross-correlación entre la estación del centro y la estación en el punto externo está definida por:

$$S_{0j}(r, \theta, f) = E[X_0^*(f) \cdot X_j(r, \theta, f)] \quad (2.5)$$

Finalmente, el coeficiente de correlación espacial entre las dos estaciones está dado por:

$$\gamma_{0j}(r, \theta, f) = \text{Re} \left[ \frac{S_{0j}(r, \theta, f)}{\sqrt{S_0(f) \cdot S_j(r, \theta, f)}} \right] \quad (2.6)$$

Donde  $\text{Re}[\bullet]$  significa la parte real de un número complejo. Esta ecuación se obtiene de manera directa para registros de microtemores utilizando la Transformada Rápida de Fourier (FFT).

Para encontrar el coeficiente de correlación en todas las direcciones del arreglo instrumental se calcula el promedio azimutal con la siguiente integral:

$$\rho(r, f) = \frac{1}{2} \int_0^{2\pi} \gamma_{0j}(r, \theta, f) d\theta \quad (2.7)$$

Esta ecuación significa que los coeficientes de auto-correlación espacial son obtenidos por medio del promedio de una función de coherencia normalizada entre dos sitios con respecto a la dirección  $\theta$ . Además, esta integral se simplifica con la Función Bessel de primera especie y orden cero,  $J_0$ :

$$\rho(r, f) = J_0 \left( \frac{2\pi f}{c(f)} r \right) \quad (1.30)$$

Donde  $f$  es la frecuencia,  $r$  es la distancia entre estaciones, y  $c(f)$  es la velocidad de fase para cada frecuencia.

Los datos de  $c(f)$  se utilizan en CU para completar la curva de dispersión que había sido reportada por Flores-Estrella (2001); en Texcoco los datos de  $c(f)$  se comparan con las curvas de dispersión obtenidas de los modelos de velocidades reportados por Bill Stephenson a partir de un experimento con *Seismic Cone-Pentrometer*, SCPT (comunicación personal), por Flores-Estrella y Aguirre-González (2001) y por Ramos-Martínez et al., 1997.

### **PROGRAMA SPAC**

Para el análisis de los registros obtenidos se desarrolló un programa en el lenguaje Matlab®, el cual realiza todo el procesado de los datos. En la figura 2.9 se muestra el diagrama de flujo general de dicho programa.

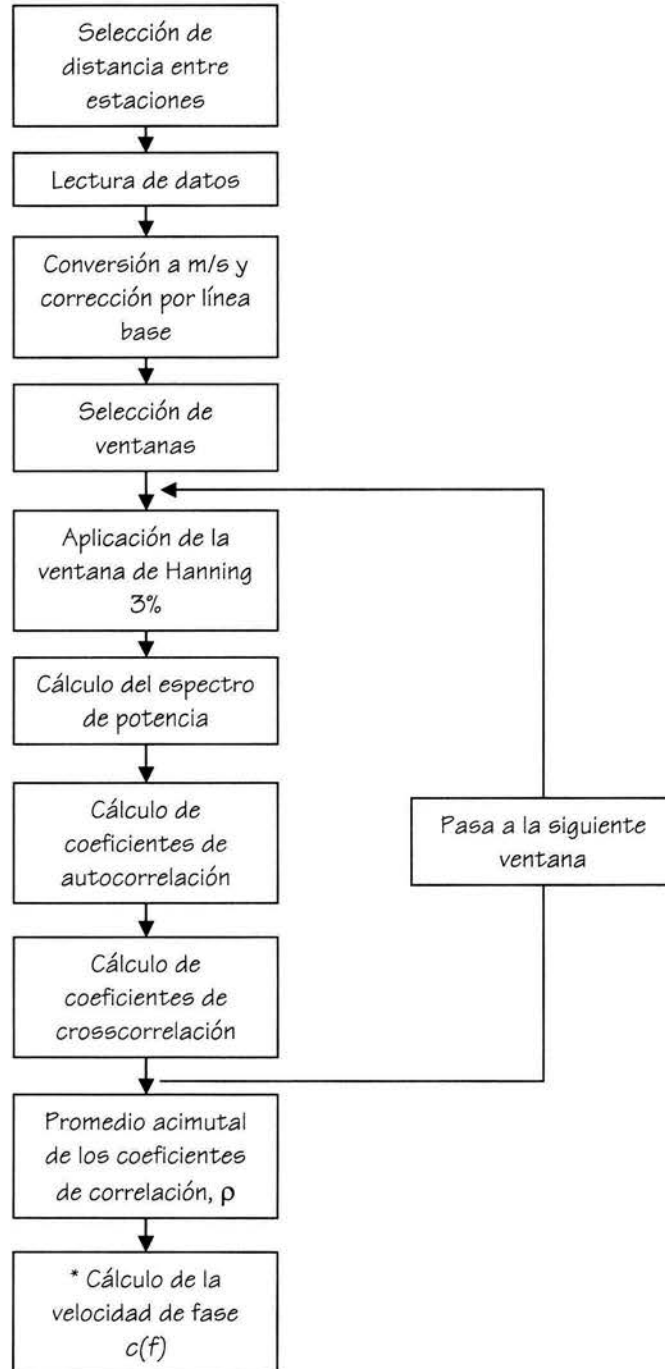


Figura 2.9. Diagrama de flujo general del programa SPAC. \* El diagrama de flujo de este ciclo se muestra más adelante.

La sección más importante del programa SPAC es la que calcula la velocidad de fase con base en la teoría del método SPAC<sup>124</sup>, interpolando el argumento de la Función Bessel de orden cero. En la figura 2.10 se muestra el diagrama de flujo de este ciclo.

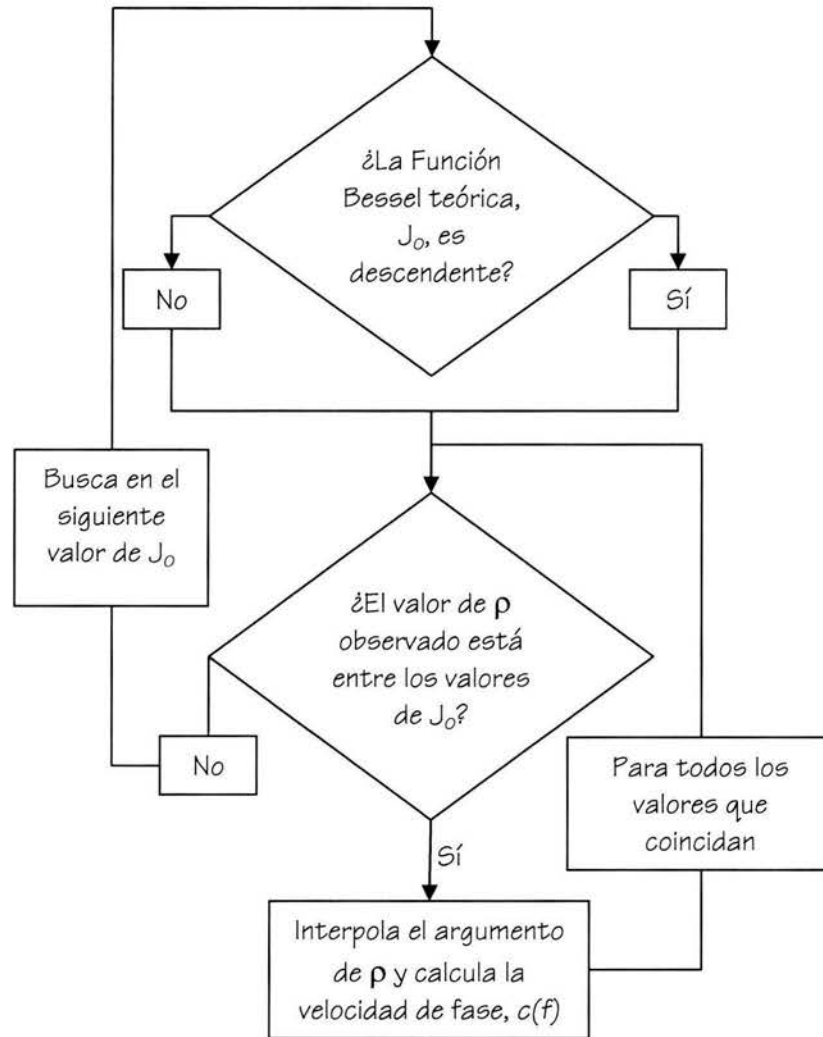


Figura 2.10. Diagrama de flujo de la interpolación del argumento y cálculo de la velocidad de fase.

El programa SPAC realiza el procesamiento para ventanas de 80 segundos (8192 muestras) que corresponden a siete ventanas por cada diez minutos de registro, y se utilizó para cada uno de los registros obtenidos de los arreglos instrumentales descritos en el primer apartado de este capítulo. En la figura 2.11 se muestran los registros de una ventana de 80 segundos de las componentes verticales de las cuatro estaciones de un arreglo instrumental, corregidos por línea base y convertidos a unidades de velocidad (m/s).

<sup>124</sup> Aki, 1957.

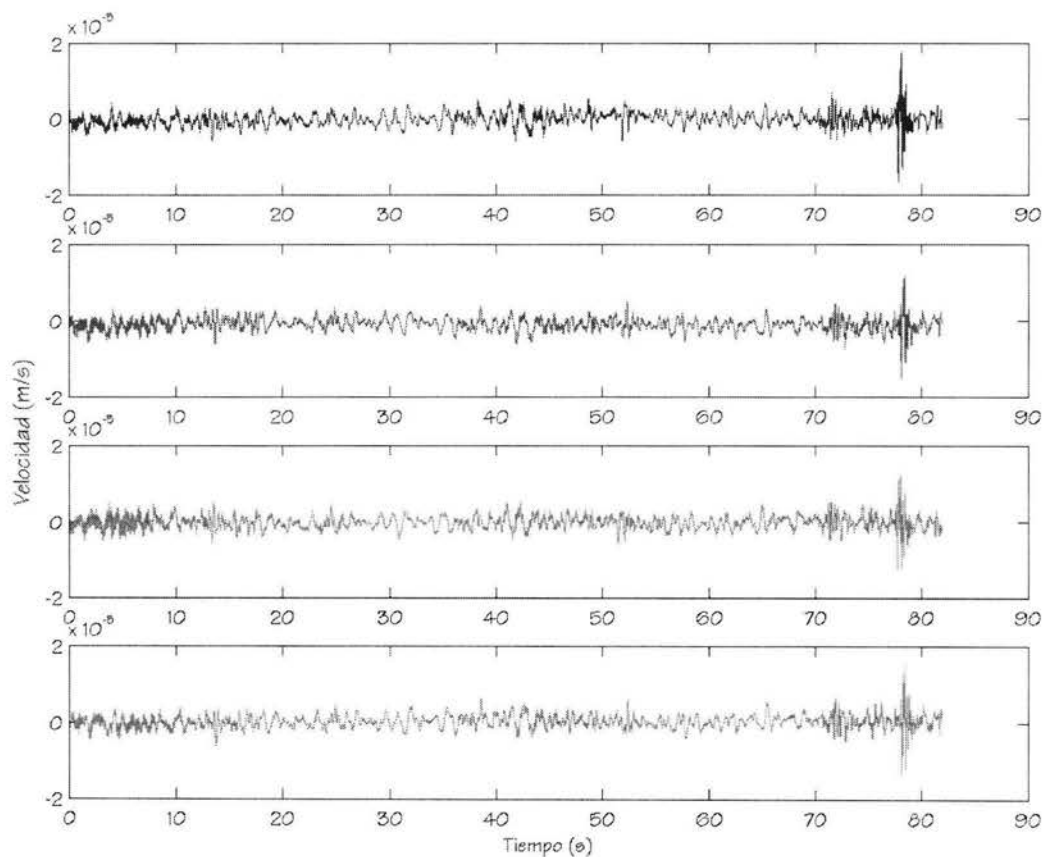


Figura 2.11. Registros en el dominio del tiempo de las componentes verticales corregidos por línea base y convertidos a m/s.

En la figura 2.12 se muestran los espectros de potencia de la ventana de la figura 2.11 obtenidos usando la Fast Fourier Transform, FFT, para cada uno de los registros del arreglo instrumental.

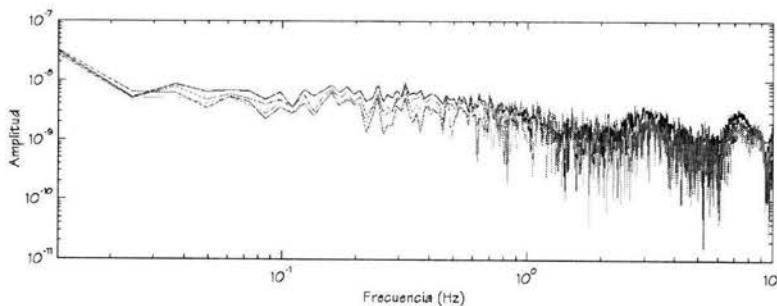


Figura 2.12. Espectros de potencia de las componentes verticales de los registros de una ventana.

En la figura 2.13 se muestran los coeficientes de correlación,  $\rho$ , interna y externa para cada ventana de 80 segundos, en línea punteada se muestra la Función Bessel teórica,  $J_0$ .

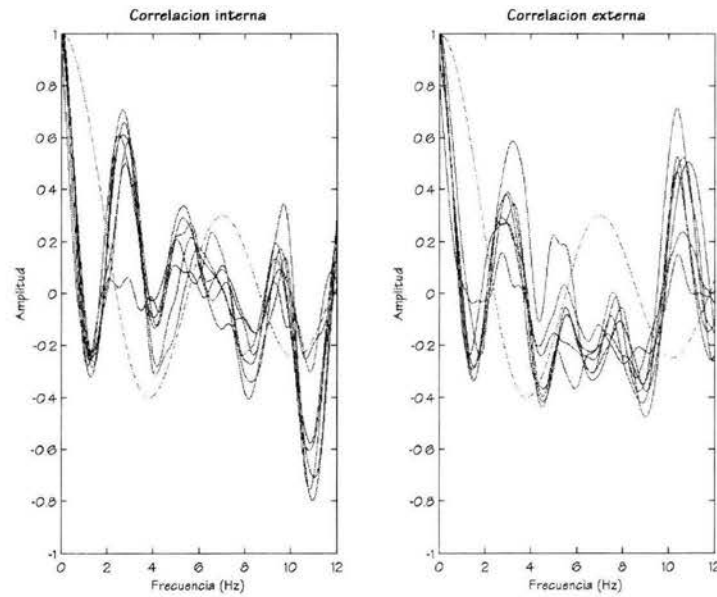


Figura 2.13. Coeficientes de correlación  $\rho$ , para cada ventana; en línea punteada la Función Bessel teórica,  $J_0$ .

En la figura 2.14 se muestran los coeficientes de correlación interna y externa promediados acimutalmente, nuevamente las cruces indican los puntos invertidos del argumento de la Función Bessel, a partir de los cuales se estimará la velocidad de fase.

Una de las ventajas que presenta el programa SPAC es que realiza la búsqueda de valores del coeficiente de correlación similares a la Función Bessel de orden cero y de primera clase, y sólo considerará estos valores para estimar la velocidad de fase, por lo que no es indispensable que el coeficiente de correlación tenga valores cercanos a 1.0 en bajas frecuencias, ni tampoco se debe hacer una selección previa de los coeficientes de correlación. Además puede ser utilizado en campo para obtener valores de la velocidad de fase en el mismo sitio del experimento, y verificar que las distancias entre estaciones son las adecuadas.

Por último, para obtener las curvas de dispersión de los modelos de velocidad, se utilizaron los programas de Herrman (2002) cuyos resultados se exponen en el siguiente capítulo.

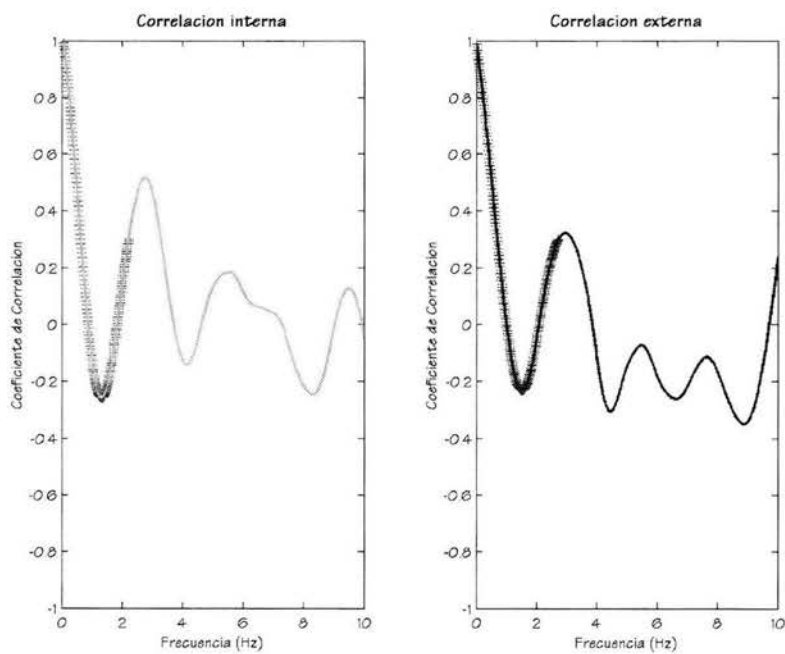


Figura 2.14. Coeficientes de correlación promediados acimutalmente, las cruces indican los puntos encontrados a partir de la interpolación del argumento de la Función Bessel.



---

## IV. Discusión de Resultados

### **VARIACIÓN DIURNA**

Con el objetivo de estudiar la variación diurna de los registros de microtremores, se realizaron registros continuos durante 24 horas en los dos sitios de estudio, a continuación se reportan los resultados obtenidos.

#### CIUDAD UNIVERSITARIA, CU

Para analizar la variación diurna de los microtremores en Ciudad Universitaria (CU) se realizó un registro de 48 horas, a 100 muestras por segundo con un sensor triaxial GURALP modelo CMG-40T y un equipo registrador REFTEK. El eje horizontal de las figuras se representa la hora del día (horario local). El análisis de la variación diurna se realiza para las tres componentes de cada registro.

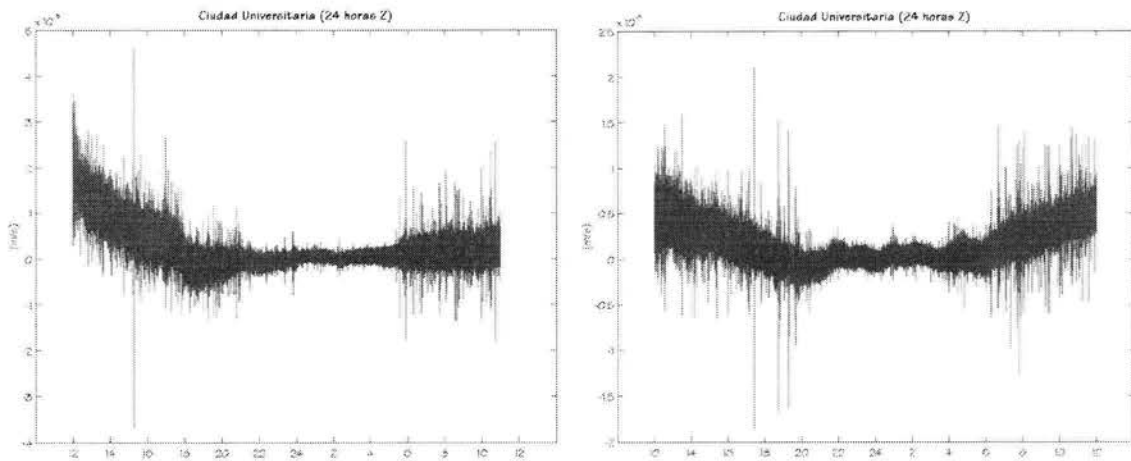


Figura 3.1. Registros de la componente vertical Z.

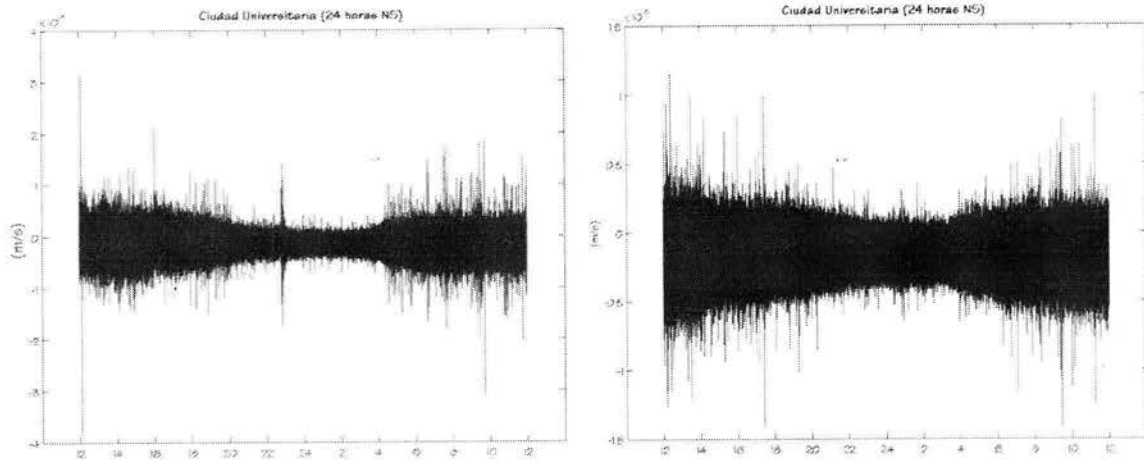


Figura 3.2. Registros de la componente NS.

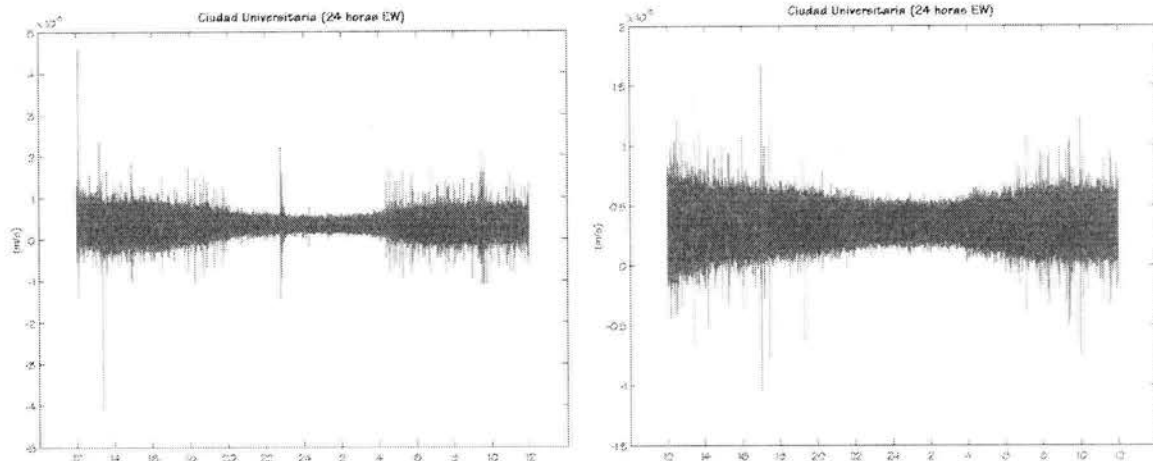


Figura 3.3. Registros de la componente EW.

En las figuras 3.1, 3.2 y 3.3 se muestran los registros de la componente vertical, norte sur y este oeste (Z, NS y EW, respectivamente). Se observa un claro cambio de amplitud entre la noche y el día: la amplitud disminuye considerablemente a partir de las 20 horas, y se mantiene en el mismo nivel hasta las 4 horas cuando comienza a aumentar.

En la figura 3.4 se muestran los espectros de amplitud para ventanas de 80 segundos, considerados al inicio de cada hora, durante 24 horas de registro. Se seleccionaron ventanas de 80 segundos para obtener información en las mismas frecuencias que se utilizarían en el análisis con el método SPAC. Se observa que los espectros no varían en amplitud. En los espectros se observa un pico muy claro cerca de 0.2 Hz que puede ser debido a mareas lejanas. Cerca de 10 Hz se observan algunos cambios pequeños de amplitud, sin embargo estos cambios no afectan las frecuencias de interés al trabajar con registros de microtremores. Las variaciones debajo de 0.1 Hz pueden ser debidas a variaciones de temperatura y presión, a las que son sensibles los sensores GURALP.

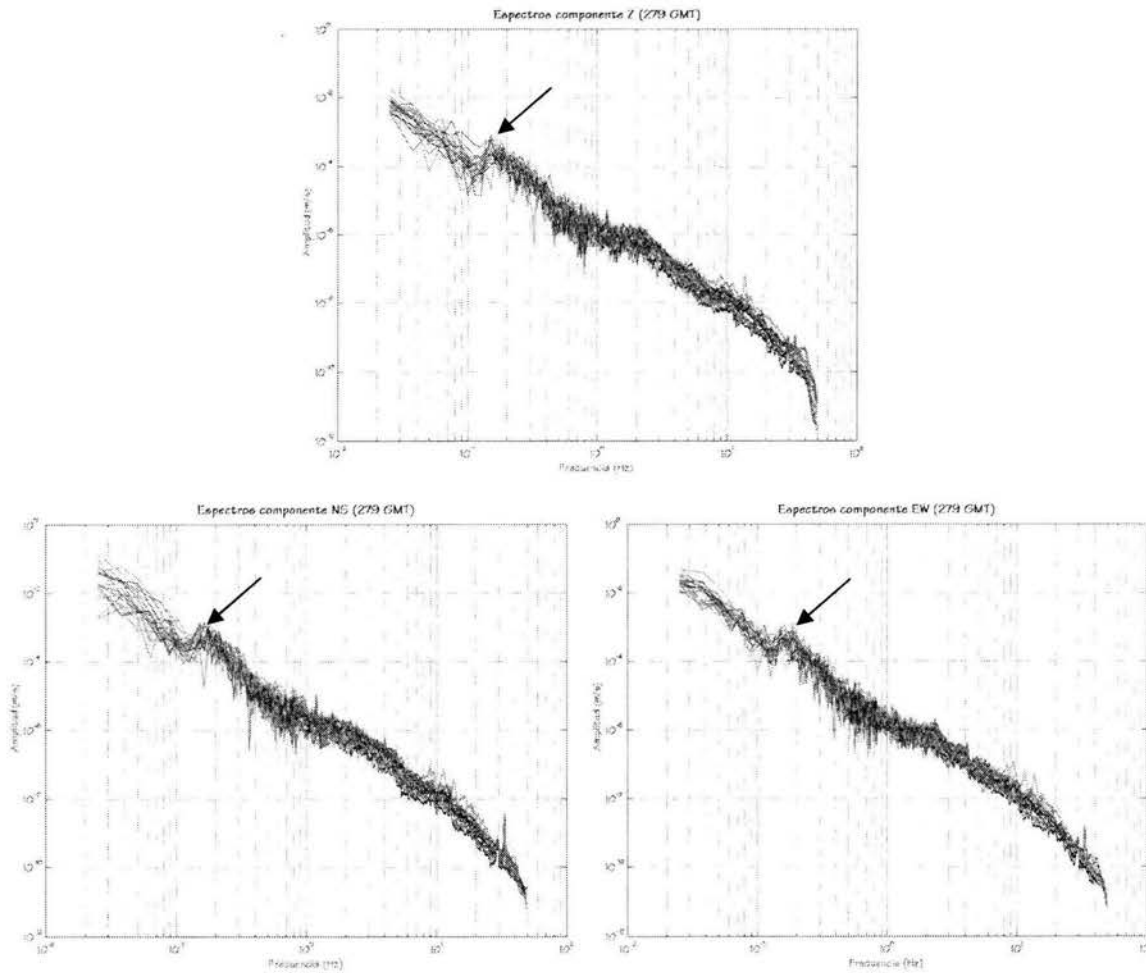


Figura 3.4. Espectros de amplitud para ventanas de 80 segundos durante 24 horas, componente Z, N-S y E-W. Nótese el pico en bajas frecuencias que puede ser debido a mareas lejanas.

### TEXCOCO

En Texcoco se registraron microtemores de manera continua durante 24 horas. En las figuras 3.5, 3.6 y 3.7 se muestran los registros en el dominio del tiempo, donde la figura derecha muestra la amplitud registrada, y la izquierda muestra un acercamiento de la misma.

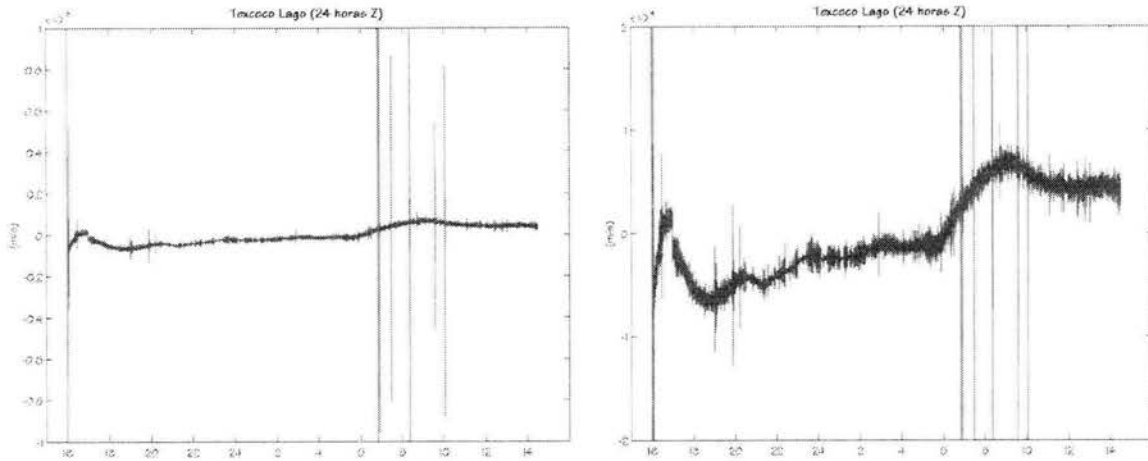


Figura 3.5. Registro de la componente Z.

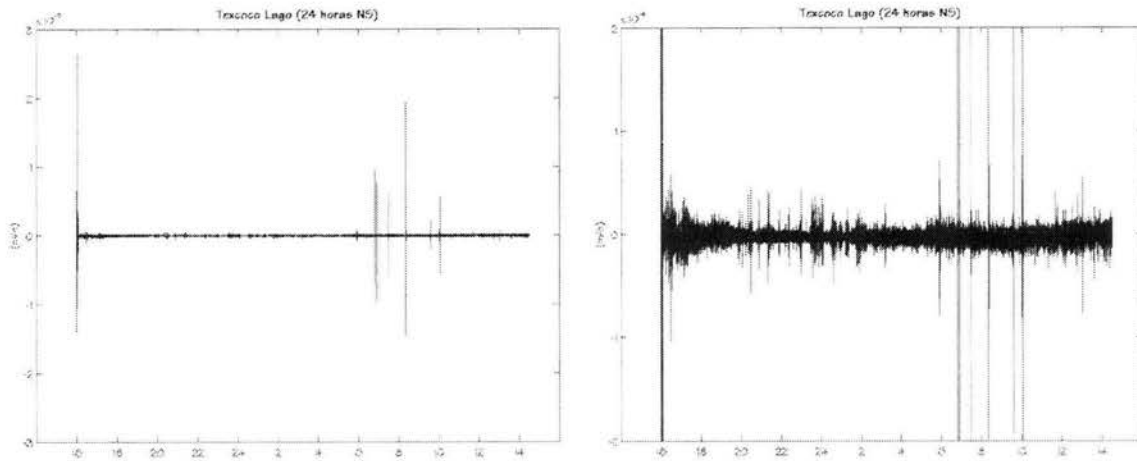


Figura 3.6. Registro de la componente N-S.

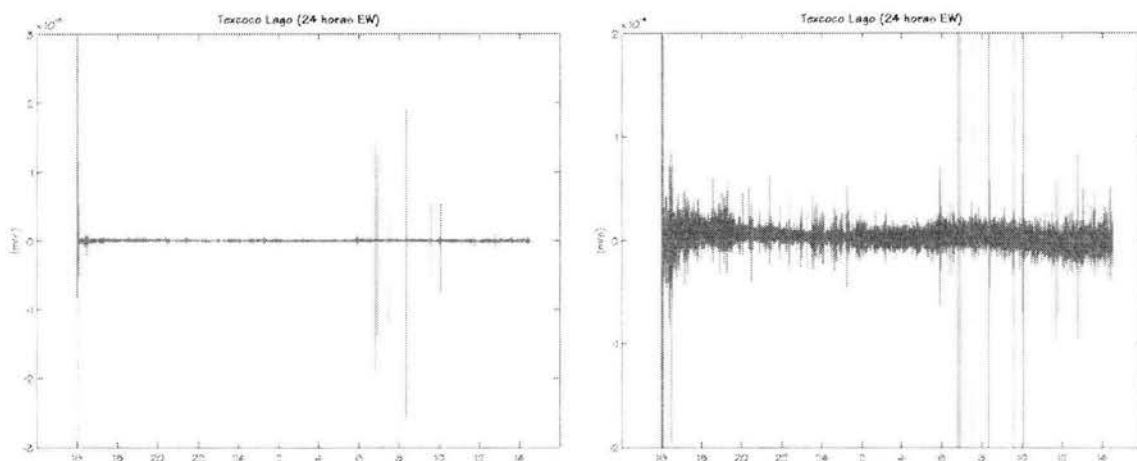


Figura 3.7. Registro de la componente E-W.

En las figuras 3.5, 3.6 y 3.7 se observan algunas señales de gran amplitud durante las horas hábiles del día, esto es a partir de las 6 de la mañana, hora en que comienzan los trabajos de mantenimiento en la zona por personal de la CNA (usando tractores, pipas y camiones de volteo), y

hasta las 4 de la tarde, hora en que los trabajadores abandonan la zona. Sin embargo, no se nota un cambio notable en la amplitud de los registros a lo largo del día, como en el caso de CU.

En las gráficas de los espectros de ventanas de 80 segundos cada hora, durante 24 horas (figura 3.8) se observan cambios de amplitud respecto a la hora del día hábil en la componente vertical del registro.

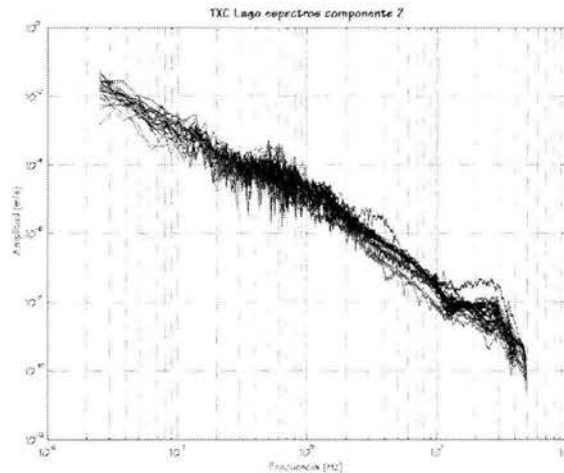


Figura 3.8. Espectros de amplitud para ventanas de 80 segundos durante 24 horas, componente Z. Nótense los cambios de amplitud de los espectros, relacionados con la hora del día del registro.

En la figura 3.8, de 2 a 10 Hz se observan 3 grupos con distinta amplitud. La menor amplitud se observa de las 04 a las 07 horas, momento en el que la actividad humana disminuye considerablemente. El segundo grupo está compuesto por los espectros de las 00 a las 03 horas. Las amplitudes más grandes se encuentran de las 19 a las 23 horas (donde va disminuyendo la amplitud conforme avanza la hora), y de las 09 horas a las 15 horas (donde la amplitud va aumentando conforme avanza la hora). Sin embargo se observa que de las 16 a las 18 horas la amplitud no es tan grande como la observada durante las horas hábiles del día.

Por otro lado, en las componentes horizontales (figura 3.9) no se observan los mismos grupos de amplitud por horas observados en la componente vertical. Por el contrario, los espectros tienen amplitudes similares durante las 24 horas del registro. Sólo se observan algunos picos en frecuencias mayores a 1 Hz, provocadas tal vez por fuentes de ruido con una dirección preferencial y que la variación en la amplitud no está relacionada con la hora del día. En la componente NS se nota un pico cerca de 0.15 Hz, que no se observa en las otras componentes y que puede ser debido a alguna fuente puntual en esa dirección, ocasionada posiblemente por los trabajos de mantenimiento de la zona.

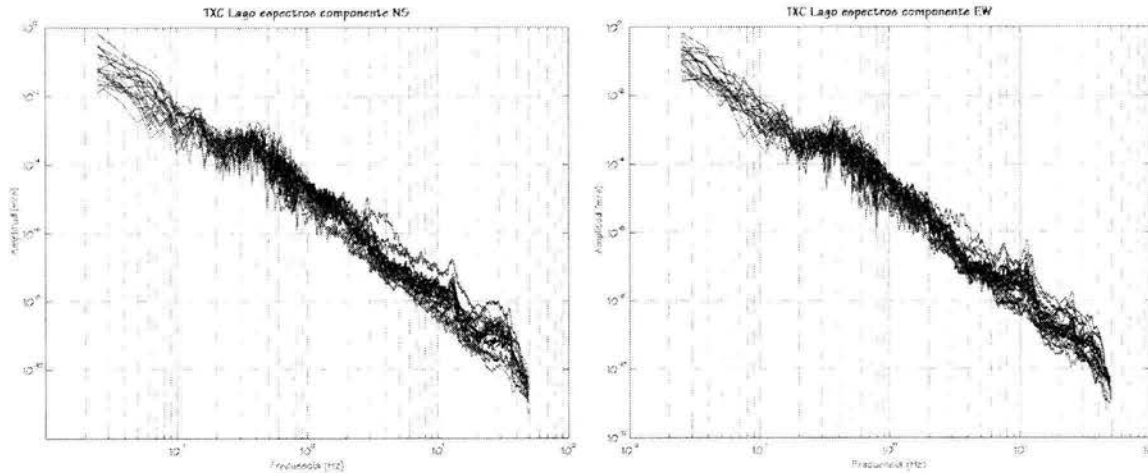


Figura 3.9. Espectros de amplitud para ventanas de 80 segundos durante 24 horas, componentes N-S y este-oeste. La amplitud de los espectros no está relacionada con la hora del día del registro.

### ***RELACIÓN DEL COEFICIENTE DE CORRELACIÓN CON LA DISTANCIA ENTRE ESTACIONES***

#### **CIUDAD UNIVERSITARIA, CU**

A partir de los registros de microtemores obtenidos con el arreglo instrumental de la figura 2.6, se analizó la relación del coeficiente de correlación con la distancia entre estaciones de registro. En las figuras 3.10, 3.11 y 3.12 del anexo I se muestran los registros de las estaciones convertidos a m/s y corregidos por línea base.

En general, se observa que los registros de la estación cero tienen una amplitud menor que la de las otras dos estaciones a distancias de 50, 100, 200, 400 y 700 m. Esto es debido a que un auto de seguridad UNAM desvió el paso de automóviles cerca del sensor de esta estación, lo que no sucedió con el resto. La ganancia definida para los 3 instrumentos es la misma, por lo que la diferencia de amplitudes entre estaciones no puede ser debida a esta causa.

Durante la primera hora de registro (20:20 – 21:20 GMT) se observó cierta variación en el registro de la estación cero que puede ser debida a la estabilización del sensor. Esta observación hace suponer la necesidad de un periodo de estabilización de los instrumentos antes de realizar los registros que se utilizarán en el análisis. El mismo fenómeno de variación se observa en los primeros 10 minutos de registro de la última abertura (0, 400 y 700 m, 21:50 GMT) sin embargo, a partir de las 22:00 GMT el comportamiento de los 3 sensores es más estable.

En la figura 3.13 se muestran los coeficientes de correlación de cada estación respecto a la estación situada en el punto de cero metros. Se observa que para distancias menores se tienen coeficientes de correlación altos en altas frecuencias, para distancias mayores estos valores disminuyen. Además, para distancias entre 50 y 100 m los intervalos de variación del coeficiente de correlación (cambios de signo) son más suaves y abarcan más frecuencias; a diferencia de las

distancias mayores donde los cambios de signo de los coeficientes de correlación son más frecuentes.

Aunque la geometría de este arreglo instrumental no permitió estudiar de manera objetiva los coeficientes de correlación que serían útiles para aplicar el método SPAC, si arrojó resultados acerca de la necesidad de un periodo de estabilización para los sensores. Por otro lado, la relación del coeficiente de correlación con la distancia entre estaciones, es un punto no aclarado dada la geometría de este arreglo, y puede ser mejor comprendido a partir del análisis de los datos de los arreglos instrumentales realizados en la zona de Texcoco.

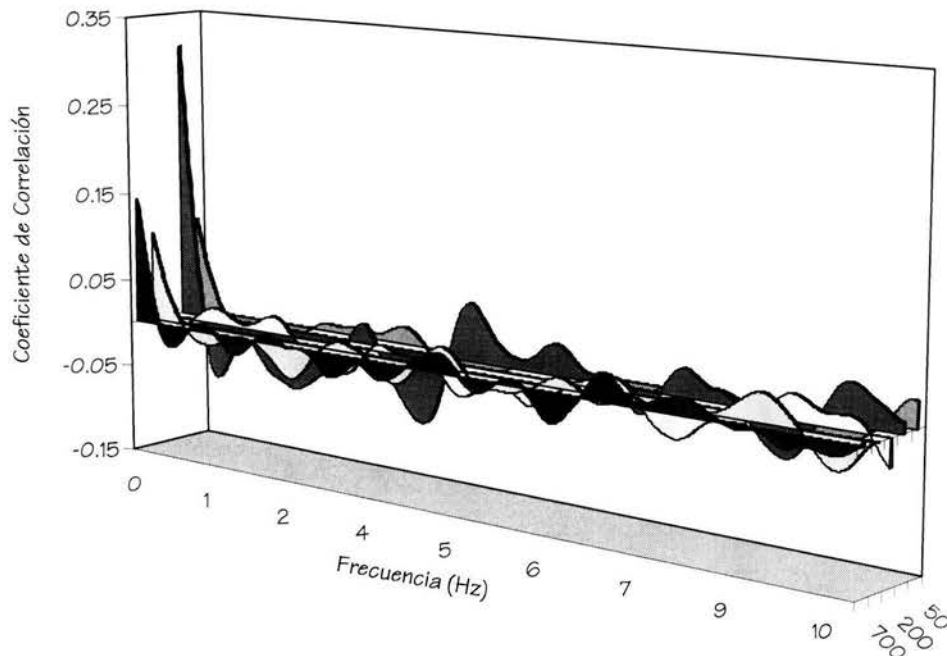


Figura 3.13. Coeficientes de correlación en función a la distancia de registro realizados en CU, con el arreglo de la figura 2.6.

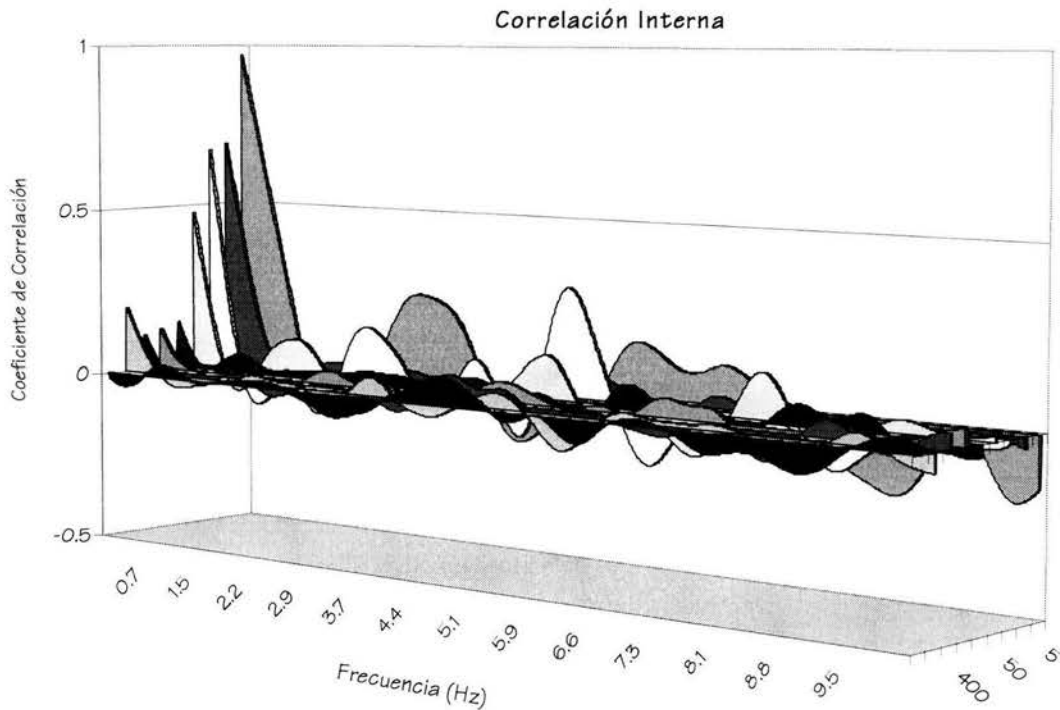
### TEXCOCO

Dada la geometría del arreglo instrumental realizado en Texcoco, fue posible comparar el coeficiente de correlación con la distancia entre estaciones. En la figura 3.14, se muestra cómo varían los coeficientes de correlación espacial del arreglo instrumental con la distancia entre estaciones, de atrás hacia delante se grafican los coeficientes de los arreglos de 5, 10, 25, 50, 100, 200, 400, 550 y 1000 m.

En el arreglo instrumental de 5 metros de lado se observan altos coeficientes de correlación en bajas frecuencias, también hasta una distancia de 25 m los coeficientes de correlación interna son mayores a 0.5 en la frecuencia baja; mientras que para la correlación externa los coeficientes son mayores a 0.5 hasta los 10 m de distancia; esto obviamente está relacionado con la distancia entre estaciones, dado que para la correlación interna la distancia entre estaciones es menor.

También se observa que en general la frecuencia del primer cruce por cero es inversamente proporcional a la distancia entre estaciones: a distancias cortas el primer cruce por cero se da a frecuencias mayores, y conforme aumenta la distancia el primer cruce por cero se da a más bajas frecuencias.

Aunque la distancia entre estaciones es un factor que afecta los valores del coeficiente de correlación, es obvio pensar que la estructura de velocidades también afectará este valor ya que en sitios como Texcoco los coeficientes de correlación para distancias mayores a 50 m son muy pequeños; y por otro lado, para CU se observa que para distancias grandes (1 km) los coeficientes de correlación son muy altos, aunque para distancias menores (150 y 300 m) los coeficientes de correlación son menores a 0.5. Por lo que no es conveniente decir que la distancia entre instrumentos sea el factor más importante en el valor del coeficiente de correlación.





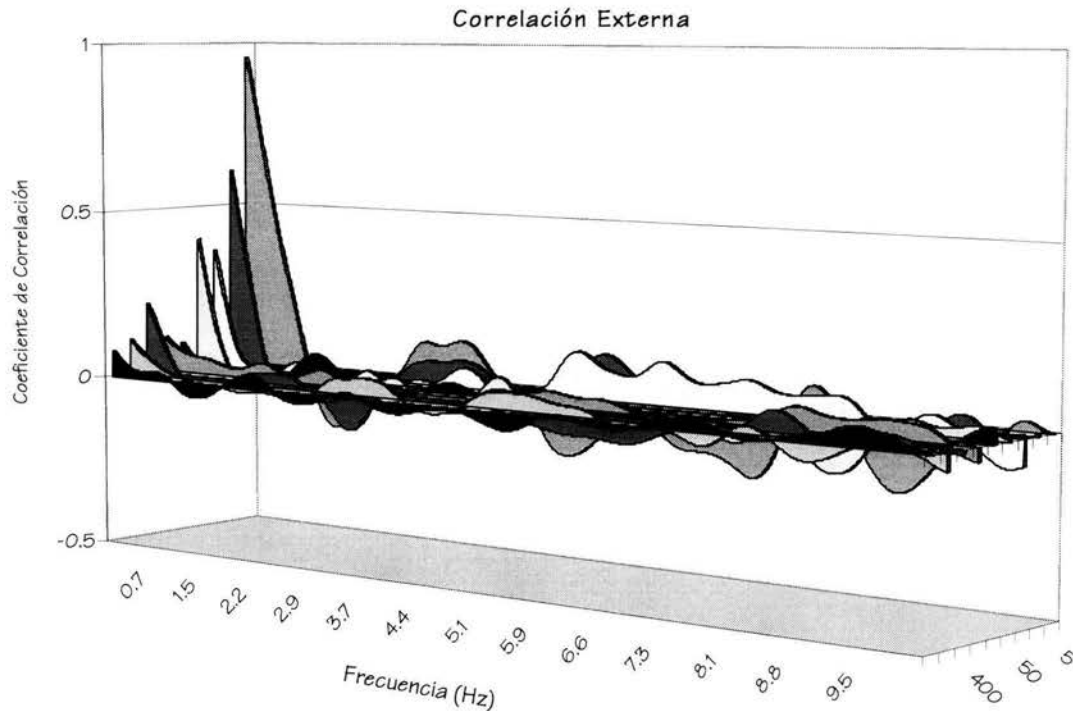


Figura 3.14. Coeficientes de correlación interna y externa, en función de la distancia entre estaciones para los arreglos instrumentales realizados en Texcoco.

### **ARREGLOS SPAC**

El objetivo de realizar arreglos instrumentales para aplicar el método SPAC en dos sitios de la Ciudad de México, fue distinto para cada sitio. Por un lado, para CU el objetivo era completar la curva de dispersión obtenida previamente con el método SPAC con un arreglo instrumental de 1 km de lado, para lo que fueron necesarios dos arreglos de 150 y 300 m.

Para el caso de Texcoco, el objetivo fue estudiar los alcances del método SPAC para un sitio con las condiciones de baja velocidad y con la dispersión tan alta de esta zona.

Antes de realizar los dos arreglos, se realizó un registro corto con los cuatro sensores usados, uno al lado del otro, para verificar que estuvieran registrando de manera similar.

A continuación se reportan los resultados obtenidos en cada sitio de estudio.

#### **CIUDAD UNIVERSITARIA, CU**

Los espectros de los registros de la componente vertical con los sensores juntos se muestran en la figura 3.15, en la cual se puede observar que los sensores están registrando de manera muy similar

a partir de 0.2 Hz; las diferencias en bajas frecuencias se pueden deber a la estabilización del sensor y no son de interés para el estudio.

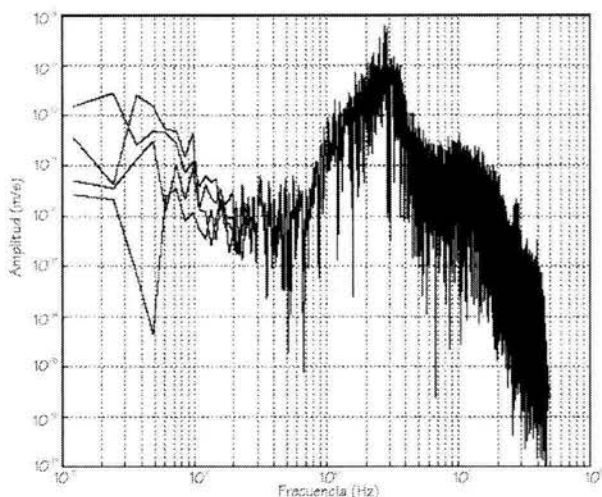


Figura 3.15. Espectros para los registros con los cuatro sensores juntos. Las diferencias en bajas frecuencias se pueden deber a la estabilización de cada sensor.

El análisis de los registros obtenidos con los arreglos instrumentales realizados en CU (figura 2.5) se realizó utilizando el programa SPAC desarrollado en este trabajo.

En las figuras 3.16 y 3.17 se muestran en línea continua los coeficientes de correlación interna (línea clara) y externa (línea oscura) observados para los arreglos de 150 y 300 m. respectivamente; en ambos casos las cruces sobrepuestas indican los puntos resultantes de la Función Bessel calculada a partir del argumento interpolado.

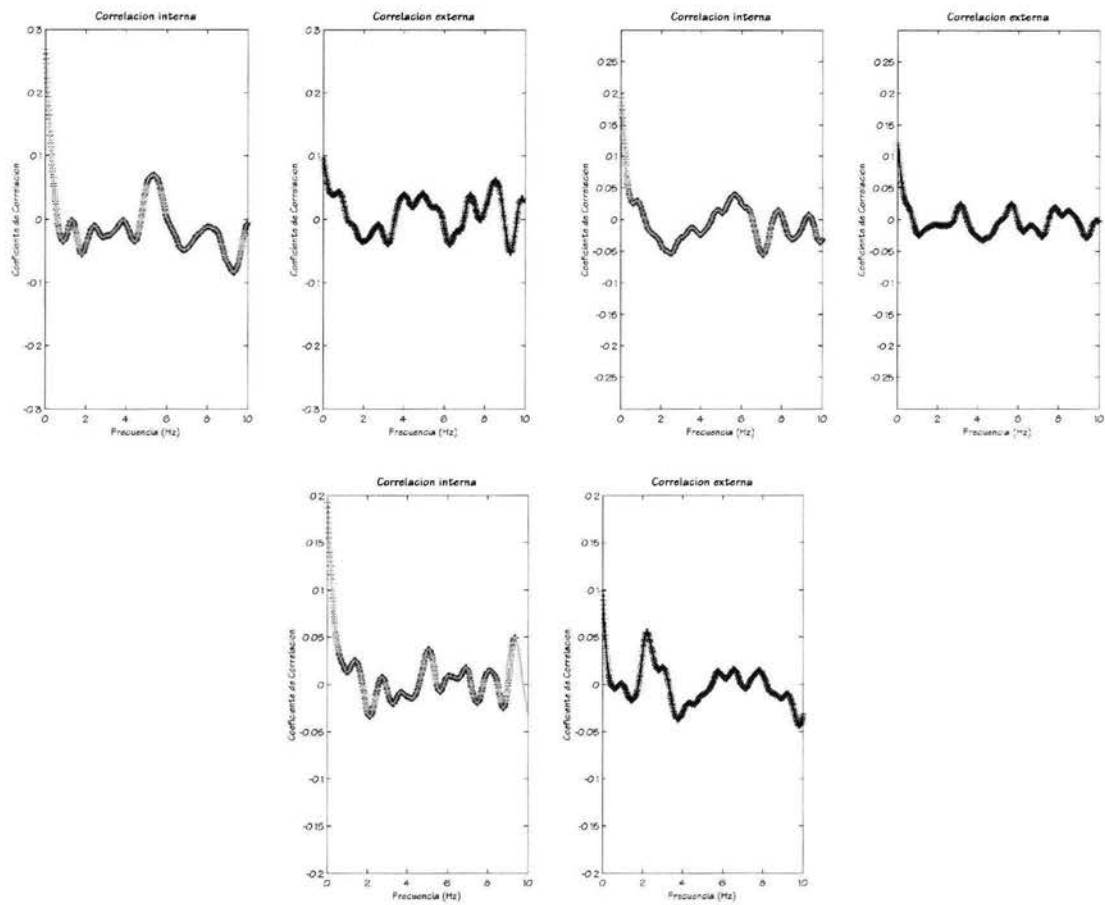


Figura 3.16. Coeficientes de correlación observados para una distancia de 150 m (línea continua). Las cruces indican los puntos invertidos a partir de la Función Bessel de orden cero y de primera clase (método SPAC).

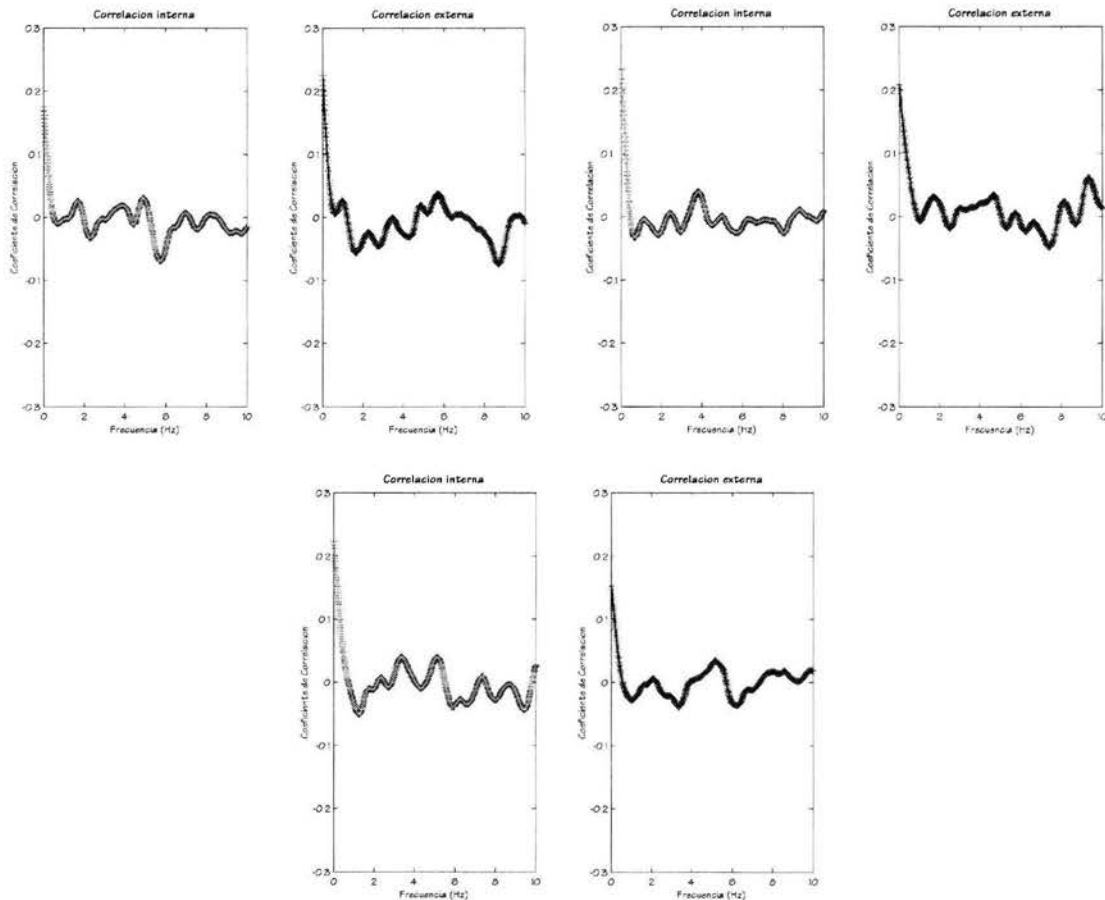


Figura 3.17. Coeficientes de correlación observados para una distancia de 300 m (línea continua). Las cruces indican los puntos invertidos a partir de la Función Bessel.

En la figura 3.18 se muestran: en línea continua el modelo de velocidades estimado a partir del análisis de microtremores con el método SPAC de tres arreglos instrumentales (150, 300 y 1000 m), y en línea discontinua el modelo de velocidades propuesto por Kagawa (1996) y estimado a partir del método F-K. Los sitios de registros de ambos estudios fueron cercanos (dentro de CU) aunque no iguales. Las velocidades son muy similares para ambos casos; las diferencias son básicamente de espesor, y de detalle en las capas más superficiales.

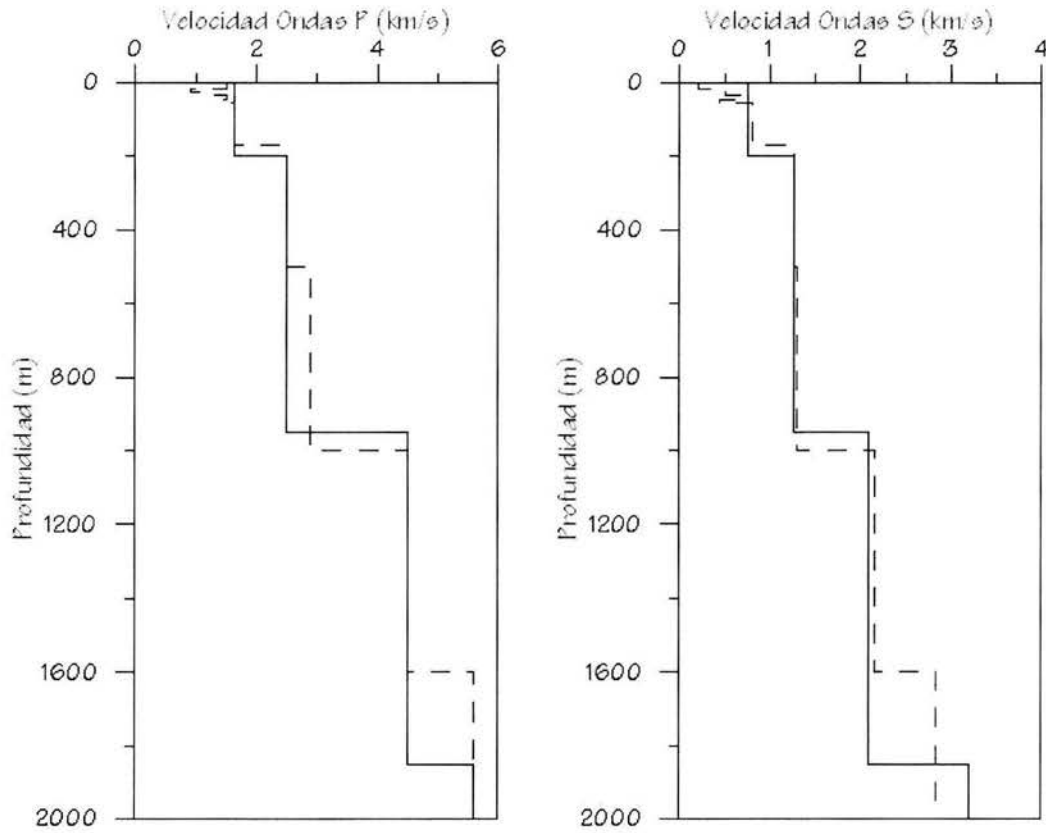


Figura 3.18. Modelos de velocidad para CU, en línea continua el estimado en este trabajo y en línea punteada el reportado por Kagawa (1996).

| Espesor (m) | $\alpha$ (km/s) | $\beta$ (km/s) | $\rho$ (g/cm <sup>3</sup> ) | $Q_p$ | $Q_s$ |
|-------------|-----------------|----------------|-----------------------------|-------|-------|
| 200         | 1.63            | 0.75           | 2.0                         | 562   | 250   |
| 750         | 2.5             | 1.263          | 2.2                         | 675   | 300   |
| 900         | 4.5             | 2.1            | 2.5                         | 675   | 300   |
| $\infty$    | 5.6             | 3.2            | 3.2                         | 5000  | 2200  |

Tabla 3.1. Modelo de velocidad para CU de los resultados de este trabajo y de Flores-Estrella y Aguirre-González (2003)

En la tabla 3.1 se muestran los valores del modelo de velocidades para CU estimado a partir de los datos de la curva de dispersión de este trabajo y de Flores-Estrella y Aguirre-González (2003). Los valores de  $Q_s$  se obtuvieron de Singh *et al.* (1995), y los de  $Q_p$  a partir de la relación dada por Lay y Wallace (1995):

$$Q_p = \frac{9}{4} Q_s \quad (3.1)$$

En la figura 3.19 se grafican las curvas de dispersión obtenidas con los programas de Herrmann (2002) a partir de los modelos de velocidades de la figura 3.18, en línea continua la curva de dispersión del modelo estimado en este trabajo, y en línea punteada la curva de dispersión del modelo de velocidades reportado por Kagawa (1996). Los diamantes son los puntos encontrados

previamente con un arreglo instrumental de 1 km de distancia (Flores-Estrella, 2001) y los encontrados a partir del análisis de registros de microtemores de este trabajo con el método SPAC.

En la figura 3.19 se puede observar que los valores de la curva de dispersión encontrados para las capas más superficiales son similares a las reportadas por Kagawa (1996). Sin embargo, el método SPAC sigue teniendo ventaja sobre el método F-K, utilizado por Kagawa (1996), ya que en el trabajo de este autor fueron necesarios siete arreglos instrumentales con siete instrumentos cada uno, mientras que para obtener la curva de dispersión de este trabajo fueron necesarios solamente tres arreglos instrumentales con cuatro instrumentos cada uno.

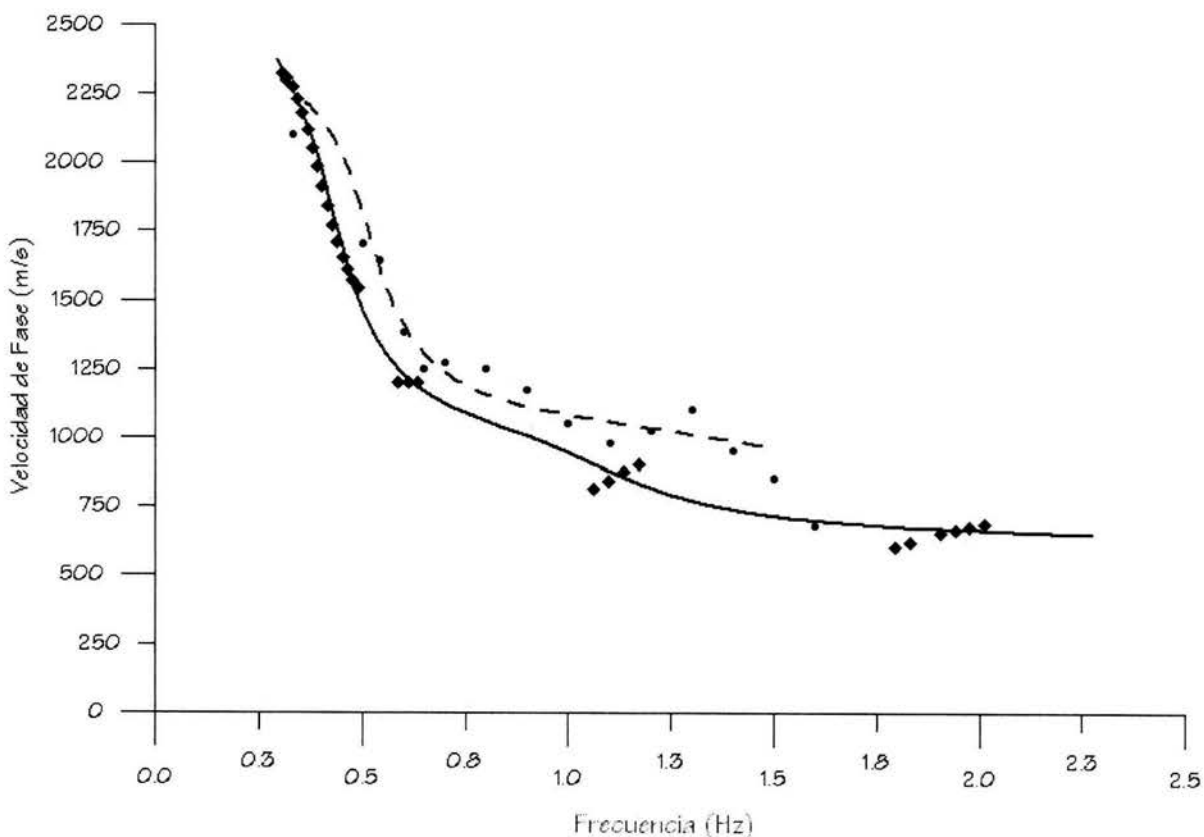


Figura 3.19. Curvas de dispersión de los modelos de velocidades de Flores-Estrella (2001) (línea continua), y de Kagawa (1996) (línea punteada), obtenidas de con los programas de Herrmann (2002). Los diamantes son los puntos encontrados a partir de los registros de este trabajo y del arreglo previamente realizado de 1 km de distancia (Flores-Estrella, 2001).

## TEXCOCO

El objetivo de aplicar el método SPAC en la zona de Texcoco fue estudiar sus alcances dadas las condiciones de baja velocidad del sitio y de la alta dispersión observada. Además se cuenta con tres modelos de velocidades de la zona (Ramos-Martínez *et al.*, 1997, Stephenson y Lomnitz, 2004, y Flores-Estrella y Aguirre-González, 2001), con los que se compararán los resultados.

Del mismo modo que en CU, antes de realizar los registros con los arreglos instrumentales, se realizó un registro con los cuatro sensores usados, uno al lado del otro, para verificar que se estuvieran obteniendo registros similares de cada sensor. La figura 3.20 muestra los espectros de la componente vertical de este registro. De manera similar, las diferencias en bajas frecuencias se pueden deber a la estabilización del sensor, sin embargo, en el intervalo de interés los cuatro sensores registran de manera muy similar.

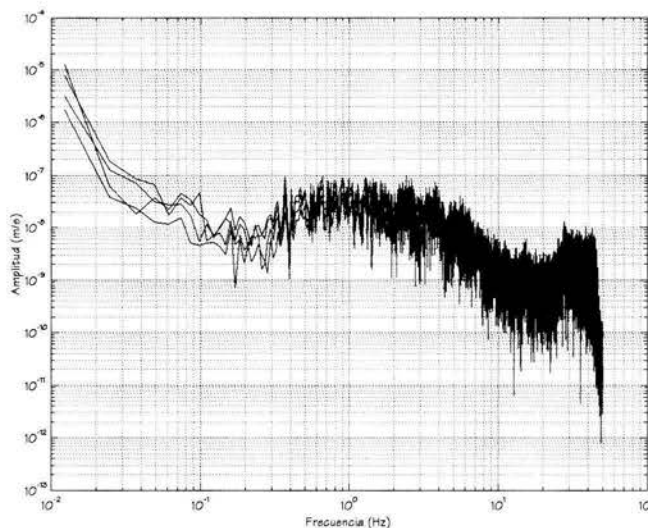


Figura 3.20. Espectros de la componente vertical del registro con los cuatro sensores juntos. Las diferencias en bajas frecuencias se pueden deber a la estabilización del sensor.

Para cada uno de los triángulos de los arreglos instrumentales realizados en Texcoco (figura 2.7) se procesaron los datos con el programa desarrollado SPAC. En las figuras 3.21 – 3.29 del anexo II se muestran los coeficientes de correlación promediados acimutalmente para los nueve arreglos instrumentales realizados y para cada media hora de registro; en cada gráfica, las cruces indican los puntos encontrados a partir de la interpolación del argumento de la Función Bessel.

Es importante hacer notar que aunque el valor de los coeficientes de correlación fue disminuyendo conforme aumentó la distancia entre estaciones (debido posiblemente a la presencia de una capa de baja velocidad) esto no afectó en la selección de datos para el análisis con el método SPAC, ya que el programa desarrollado realiza la búsqueda de valores similares a la Función Bessel a lo largo del coeficiente observado, y no es indispensable que los coeficientes tengan un valor cercano a uno en bajas frecuencias. El efecto de un coeficiente de correlación bajo (menor a 0.5) sobre los datos

de velocidad de fase, fue la cantidad de datos útiles siendo ésta mayor para las distancias más cortas (coeficientes de correlación altos).

En la figura 3.30 se muestra con línea continua el modelo de velocidades encontrado de manera directa por Stephenson y Lomnitz (2004) a partir de un experimento de *seismic cone-penetrometer*, cuyo problema principal fue que sólo se llegó a una profundidad de 36.4 metros, debido a la presencia de una capa de baja velocidad, por lo que no se pudo obtener la velocidad del semiespacio. En línea discontinua se muestra el modelo de velocidades reportado por Ramos-Martínez *et al.* (1997); y en línea gris punteada el estimado por Flores-Estrella y Aguirre-González (2001) obtenido con el análisis de arreglos de microtremores.

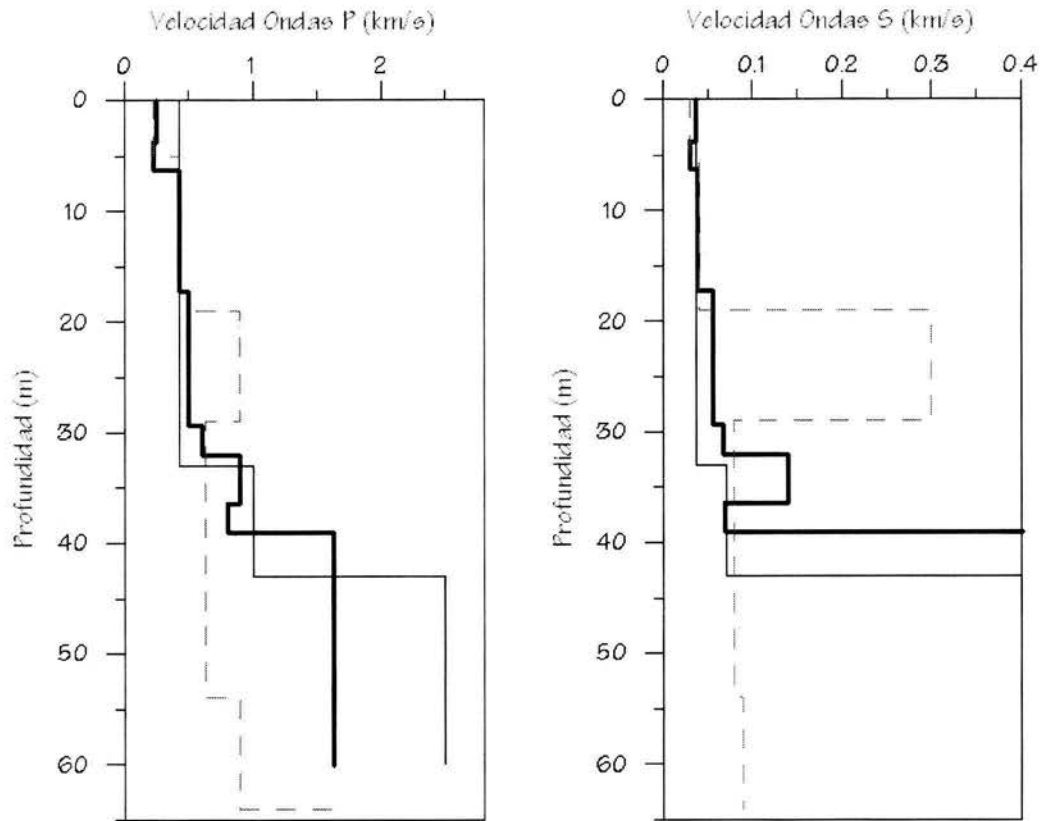


Figura 3.30. Modelos de velocidades para la zona de estudio, en línea continua gruesa el encontrado por Stephenson y Lomnitz (2004), en línea continua el propuesto por Ramos-Martínez *et al.* (1997), y en línea punteada gris el propuesto por Flores-Estrella y Aguirre-González (2001).

Como se puede ver en la figura 3.30 los modelos de Stephenson y Lomnitz (2004) y el de Ramos-Martínez *et al.* (1997) son similares, con la diferencia de que Stephenson y Lomnitz (2004) sí proponen una inversión en la velocidad a una profundidad de 36.4 m. El modelo propuesto por Flores-Estrella y Aguirre-González (2001) también encontró una inversión en la velocidad, pero se ubicó a una profundidad menor y con un contraste muy alto que no se observa en el modelo obtenido de manera directa (Stephenson y Lomnitz, 2004), esto puede ser debido al procesamiento de los datos y/o a un modelo de velocidades propuesto erróneo.



| Espesor (m) | $\alpha$ (m/s) | $\beta$ (m/s) | $\rho$ (g/cm <sup>3</sup> ) | $Q_p$ | $Q_s^*$ |
|-------------|----------------|---------------|-----------------------------|-------|---------|
| 3.8         | 250            | 36.7          | 1.1                         | 94.5  | 42      |
| 2.5         | 230            | 30.5          | 1.1                         | 94.5  | 42      |
| 10.9        | 430            | 39.3          | 1.1                         | 94.5  | 42      |
| 12.1        | 500            | 55.2          | 1.15                        | 94.5  | 42      |
| 2.8         | 600            | 67.1          | 1.15                        | 94.5  | 42      |
| 4.3         | 900            | 139.0         | 1.3                         | 94.5  | 42      |
| 2.7         | 800            | 68.9          | 1.2                         | 94.5  | 42      |
| $\infty$    | 1500           | 1000          | 1.4                         | 225   | 100     |

Tabla 3.2 Modelo de velocidades de Stephenson y Lomnitz (2004), con los valores de velocidad estimados a partir de los datos de este trabajo para el semiespacio. \*Valores obtenidos por Ramos-Martínez et al. (1997).

En la tabla 3.2 se muestran los valores del modelo de velocidades de Stephenson y Lomnitz (2004), y los estimados, a partir de los datos de velocidad de fase de este trabajo, para el semiespacio. Los valores de  $Q_s$  son los reportados por Ramos-Martínez et al. (1997) para la zona, los valores de  $Q_p$  son encontrados a partir de la relación 3.1.

| Espesor (m) | $\alpha$ (m/s) | $\beta$ (m/s) | $\rho$ (g/cm <sup>3</sup> ) | $Q_p$ | $Q_s$ |
|-------------|----------------|---------------|-----------------------------|-------|-------|
| 33          | 425.7          | 37            | 1.18                        | 84    | 42    |
| 10          | 1000           | 701           | 1.18                        | 84    | 42    |
| $\infty$    | 2500           | 1700          | 1.8                         | 200   | 100   |

Tabla 3.3 Modelo de velocidades de Ramos-Martínez et al. (1997).

| Espesor (m) | $\alpha$ (m/s) | $\beta$ (m/s) | $\rho$ (g/cm <sup>3</sup> ) | $Q_p$ | $Q_s$ |
|-------------|----------------|---------------|-----------------------------|-------|-------|
| 5           | 230            | 30            | 1.1                         | 94.5  | 42    |
| 14          | 430            | 40            | 1.1                         | 94.5  | 42    |
| 10          | 900            | 300           | 1.3                         | 94.5  | 42    |
| 25          | 630            | 80            | 1.1                         | 94.5  | 42    |
| 10          | 900            | 90            | 1.2                         | 94.5  | 42    |
| $\infty$    | 1630           | 1000          | 1.4                         | 225   | 100   |

Tabla 3.4. Modelo de velocidades de Flores-Estrella y Aguirre-González (2001).

En la tabla 3.3 se pueden leer los valores del modelo de Ramos-Martínez et al. (1997), los valores de  $Q_p$  son considerados como el doble de  $Q_s$ , que fueron medidos *in situ* en el trabajo citado. Por otro lado, en la tabla 3.4 se reporta el modelo de Flores-Estrella y Aguirre-González (2001), los valores de  $Q_s$  son los estimados por Ramos-Martínez et al. (1997) y los de  $Q_p$  son calculados con la expresión 3.1.

En la figura 3.31 se muestran las curvas de dispersión calculadas con los programas de Herrman (2002) para los modelos de la figura 3.30 (tablas 3.2, 3.3 y 3.4), en línea continua la correspondiente al modelo de Stephenson y Lomnitz (2004), en línea discontinua la del modelo de

Ramos-Martínez *et al.* (1997), y en línea punteada gris la del modelo de Flores-Estrella y Aguirre-González (2001). Los diamantes oscuros corresponden a las velocidades de fase estimadas en el análisis de los datos de este trabajo, a partir de los coeficientes de correlación externa, y los diamantes claros corresponden a las estimadas a partir de los coeficientes de correlación interna.

En la figura 3.31 se observa que los datos de velocidad de fase calculados a partir de registros de microtremores analizados con el método SPAC, están dentro de los intervalos de las velocidades de fase teóricas de los modelos de velocidades. Además, a partir de los datos de velocidad de fase en bajas frecuencias de este trabajo fue posible proponer una velocidad para el semiespacio para el modelo de Stephenson y Lomnitz (2004), que no había sido posible encontrar a partir del estudio de SCPT.

Es importante hacer notar que la profundidad a la que se asignan los valores de velocidad del semiespacio, no es el contacto entre los sedimentos blandos y el basamento. En estudios previos (Oviedo, 1970; Pérez-Cruz, 1988) se ha reportado, a partir de métodos directos, la existencia de un depósito arcilloso desde la superficie hasta los 180 metros y una alternancia de tobas, conglomerados, arenas y arcillas hasta los 330 metros. La resolución del método SPAC en la zona del Lago de Texcoco se ve afectada por las condiciones de baja velocidad y por la presencia de inversiones de velocidad, lo que no permite obtener información acerca de capas más profundas a las ya reportadas en este trabajo.

Sin embargo, el método SPAC resulta útil para obtener datos de la velocidad de fase en zonas con muy baja velocidad y con una gran dispersión, como la zona de Texcoco. Además, los datos obtenidos pueden servir para delimitar las características de capas más profundas a las que no se accede mediante los experimentos de *seismic cone-penetrometer*, como es el caso del trabajo de Stephenson y Lomnitz (2004).

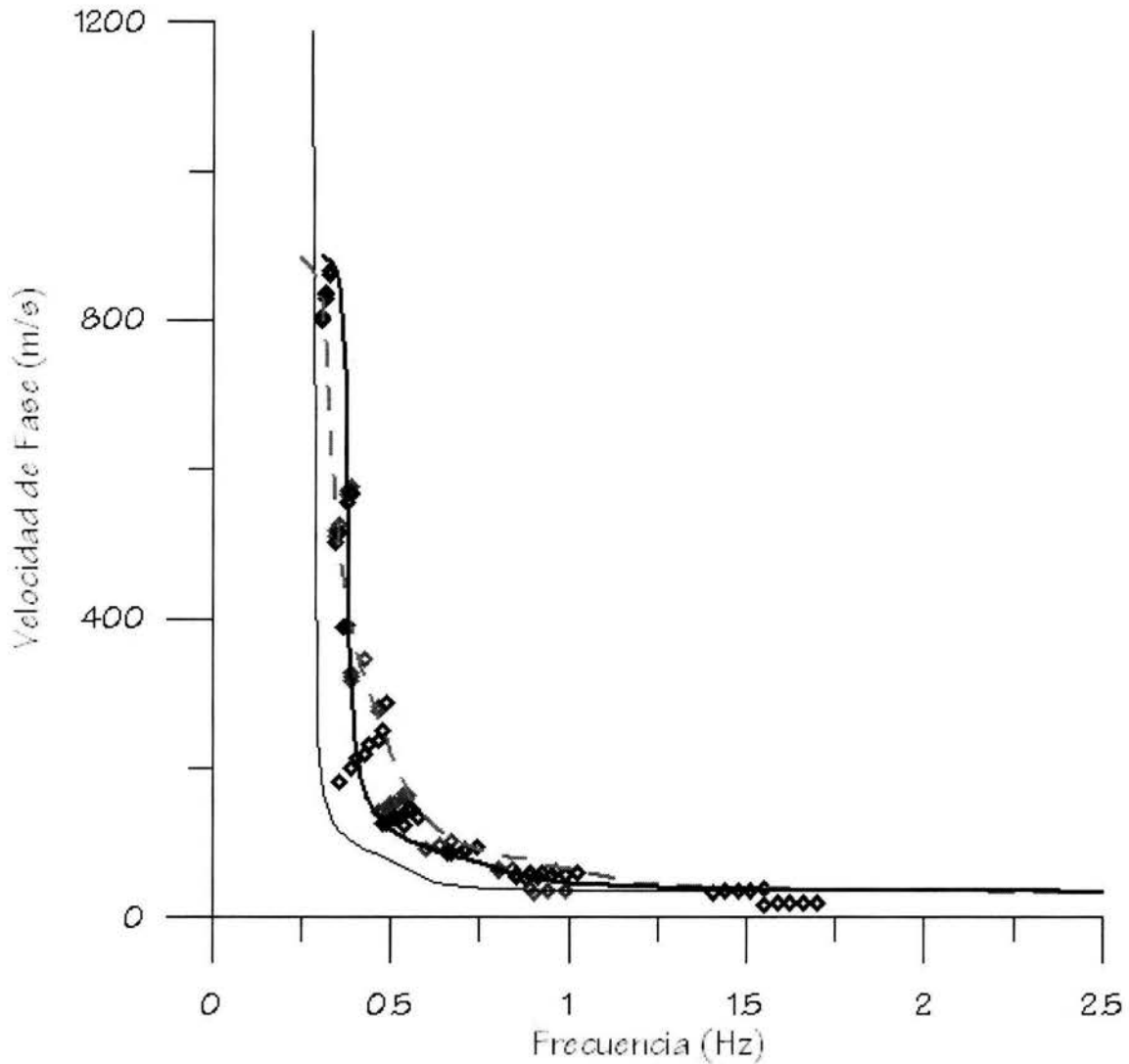


Figura 3.31. Curvas de dispersión teóricas para los modelos de velocidades de la figura 3.30, los diamantes indican los puntos encontrados a partir de los registros de este trabajo, los más oscuros corresponden a los puntos estimados a partir de los datos de los coeficientes de correlación externa, y los diamantes claros corresponden a los estimados a partir de los coeficientes de correlación interna. La línea sólida indica la curva de dispersión del modelo de velocidades de Stephenson y Lomnitz (2004), la punteada corresponde al modelo de Ramos-Martínez et al. (1997), y en línea punteada gris la del modelo de Flores-Estrella y Aguirre-González (2001).



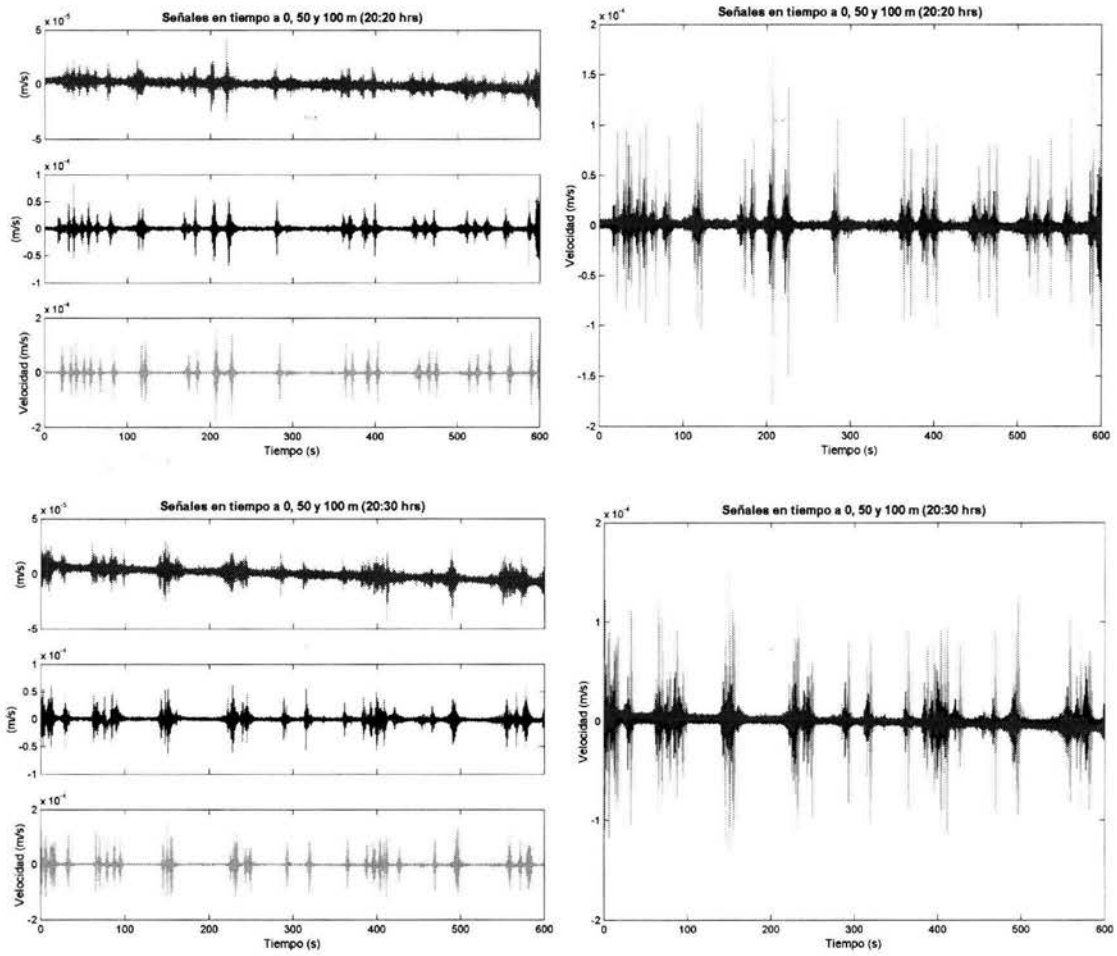


Figura 3.10. Señales en tiempo, registradas en las estaciones a 0, 50 y 100 m.

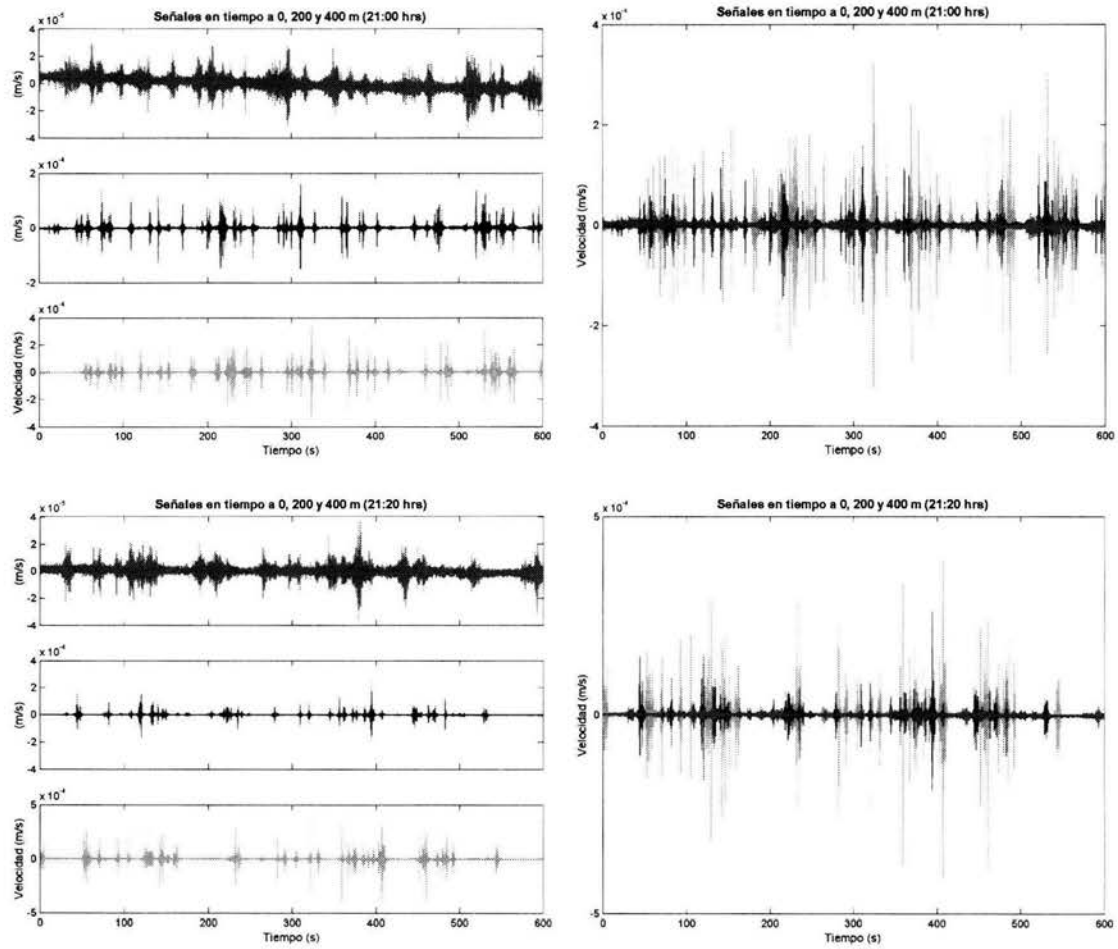


Figura 3.11. Señales en tiempo, registradas en las estaciones a 0, 200 y 400 m.

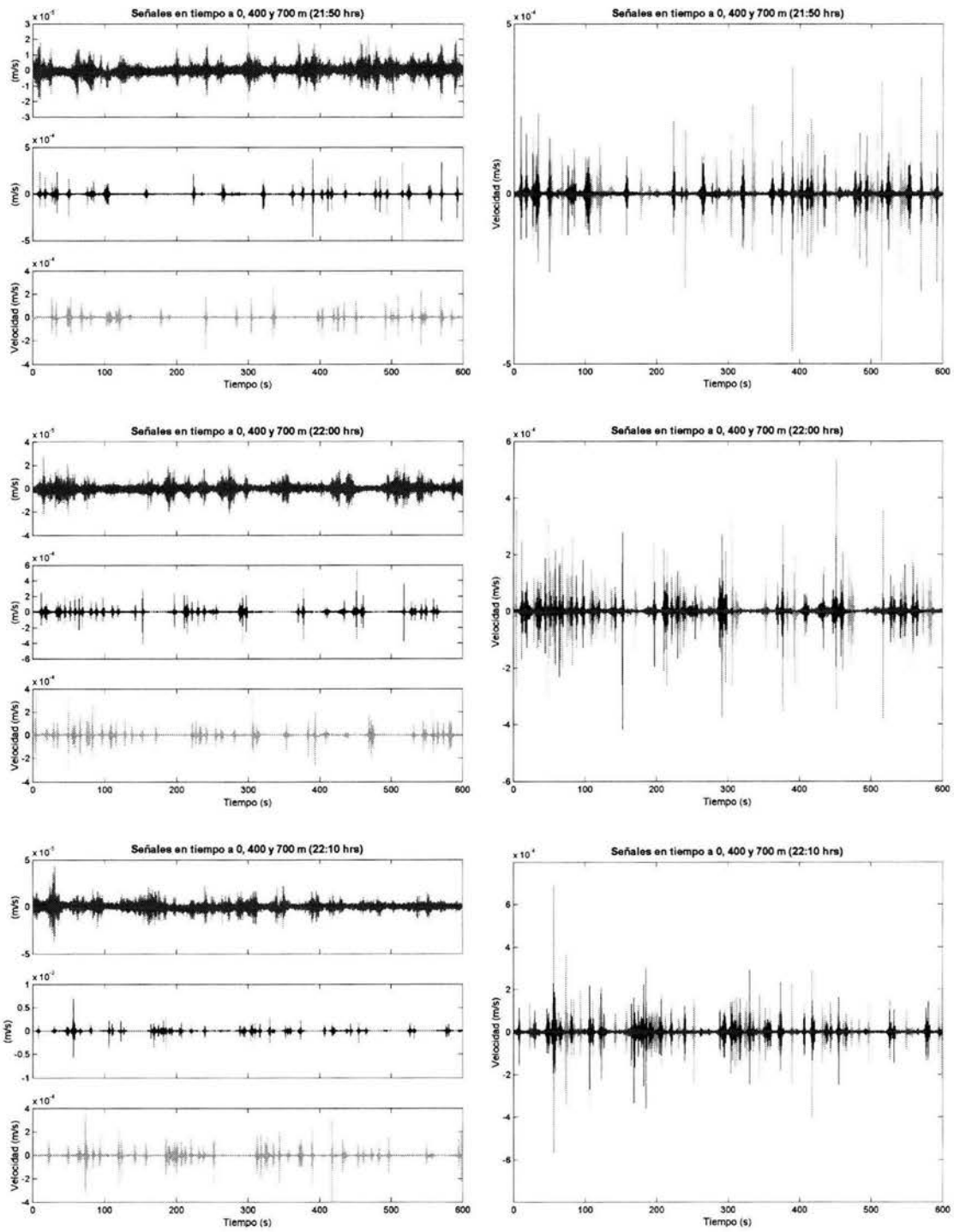


Figura 3.12. Señales en tiempo, registradas en las estaciones a 0, 400 y 700 m.





5 m

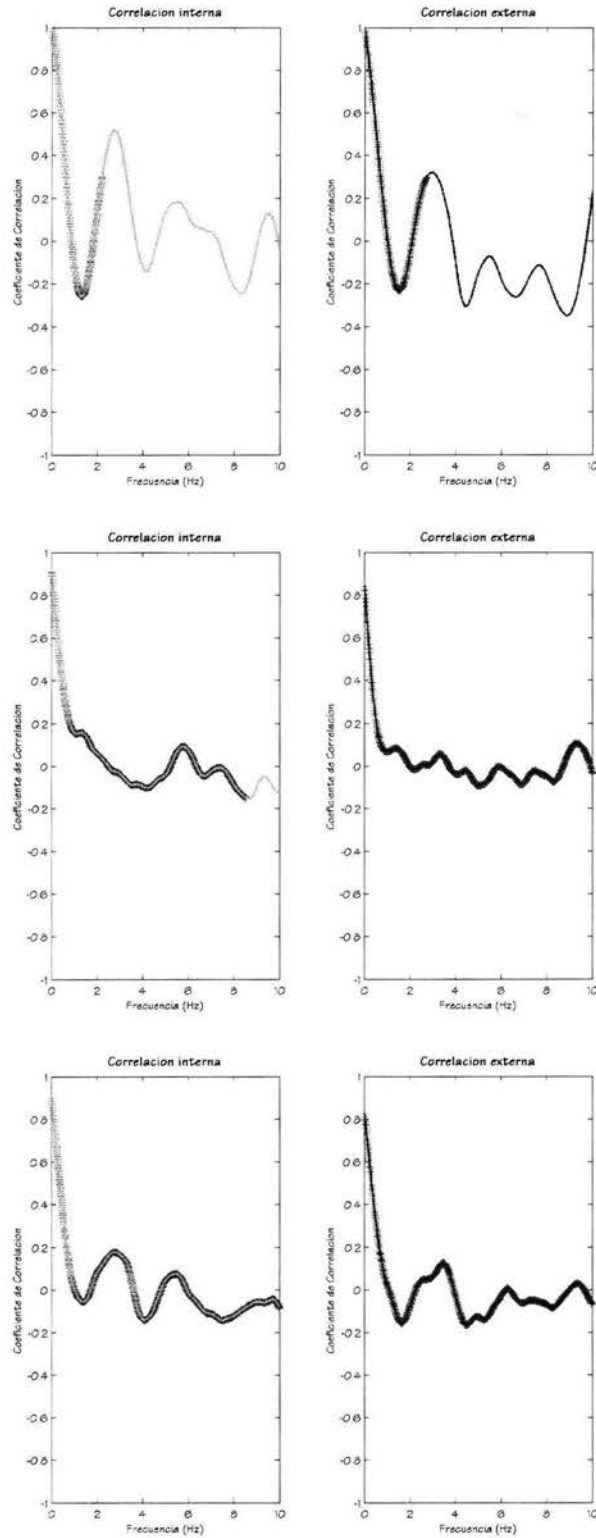


Figura 3.21. Coeficientes de correlación observados, promediados acimutalmente; las cruces indican los puntos encontrados a partir de la interpolación del argumento de la Función Bessel.

10 m

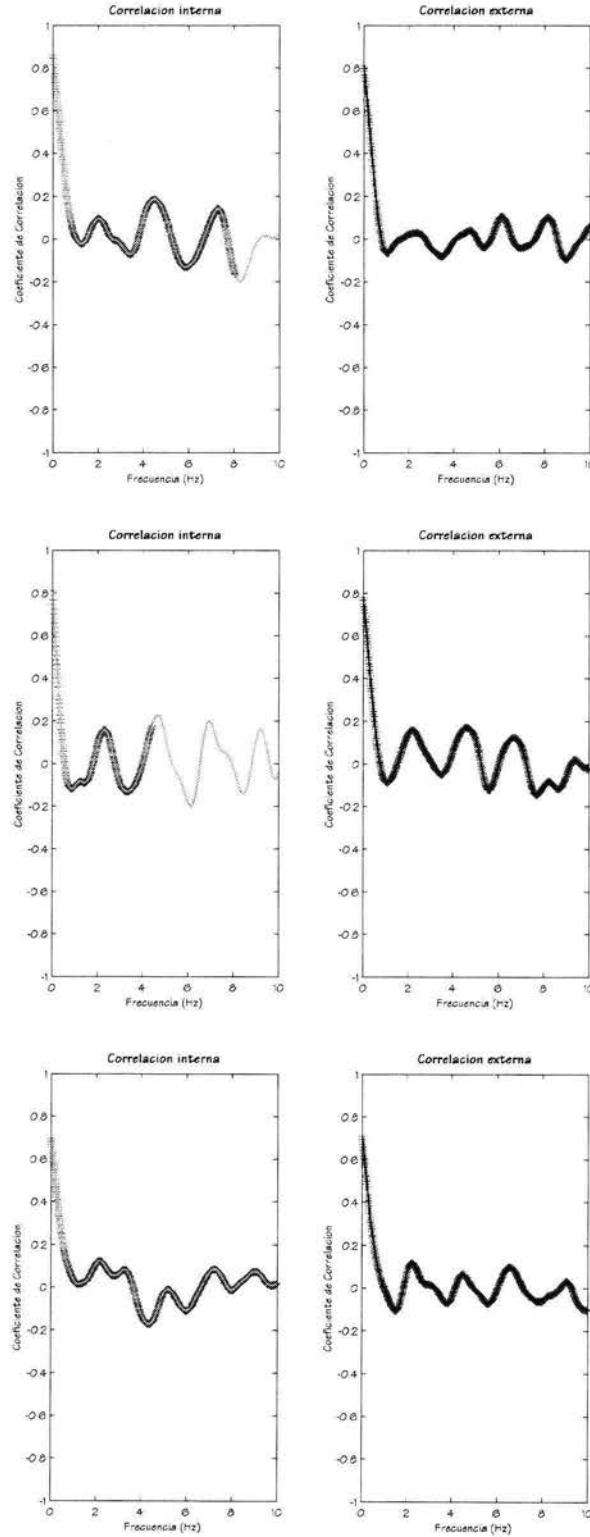


Figura 3.22. Coeficientes de correlación observados, promediados acimutalmente; las cruces indican los puntos encontrados a partir de la interpolación del argumento de la Función Bessel.

25 m

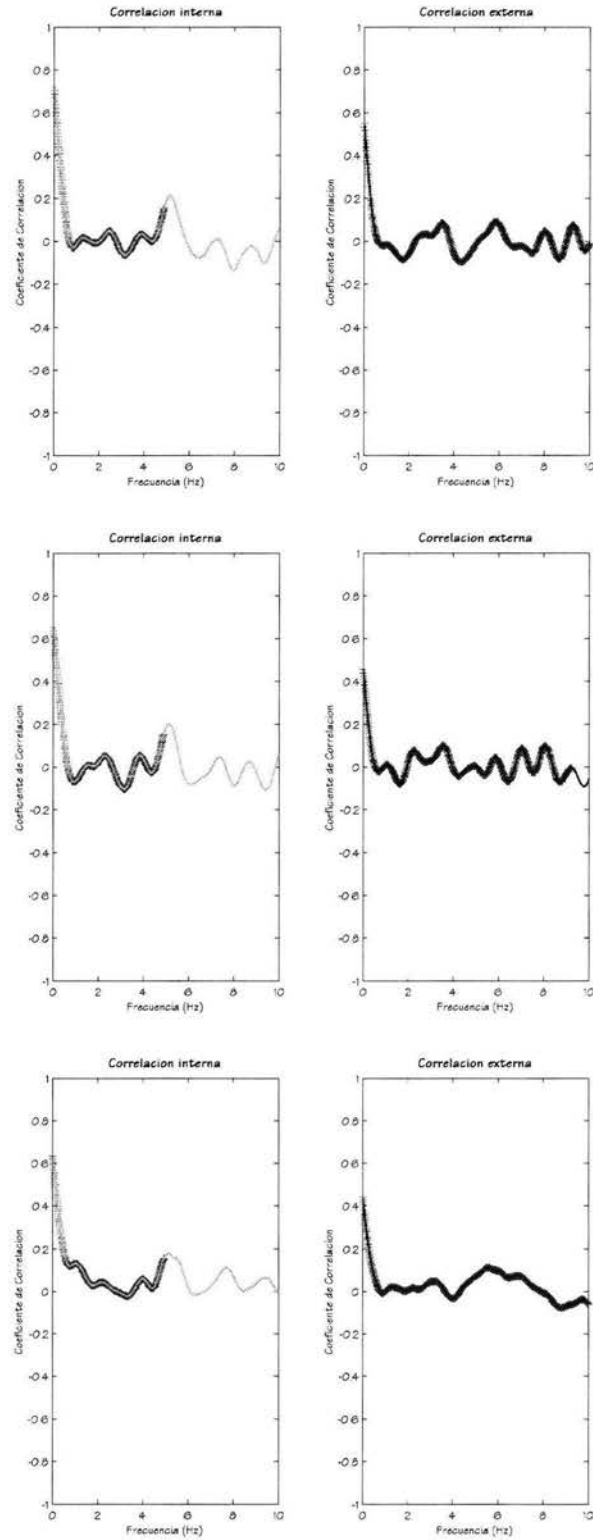


Figura 3.23. Coeficientes de correlación observados, promediados acimutalmente; las cruces indican los puntos encontrados a partir de la interpolación del argumento de la Función Bessel.

50 m

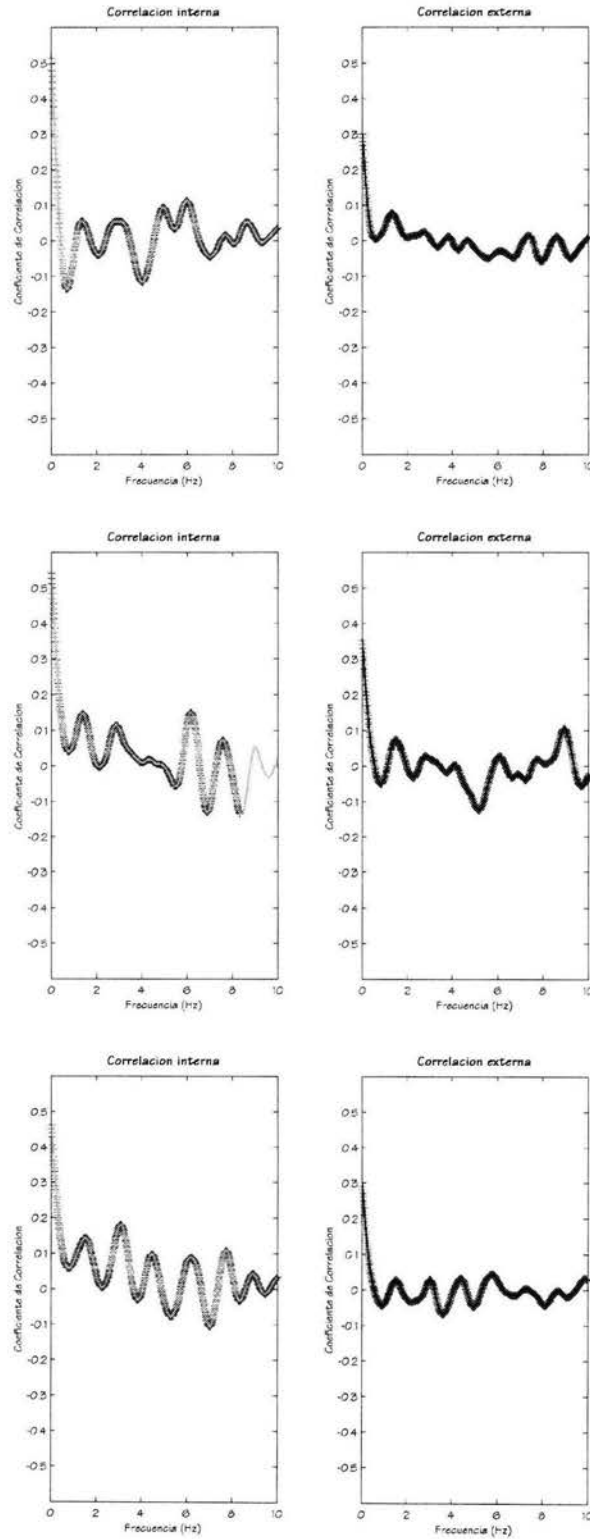


Figura 3.24. Coeficientes de correlación observados, promediados acimutalmente; las cruces indican los puntos encontrados a partir de la interpolación del argumento de la Función Bessel.

100 m

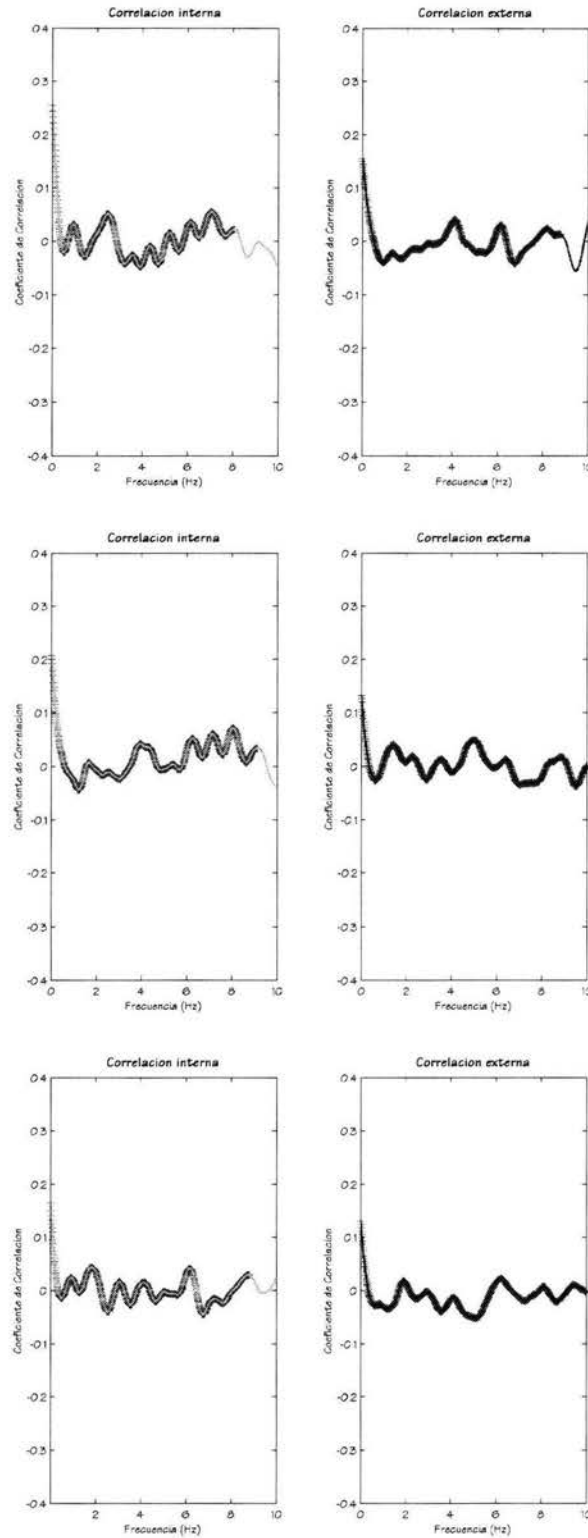


Figura 3.25. Coeficientes de correlación observados, promediados acimutalmente; las cruces indican los puntos encontrados a partir de la interpolación del argumento de la Función Bessel.

200 m

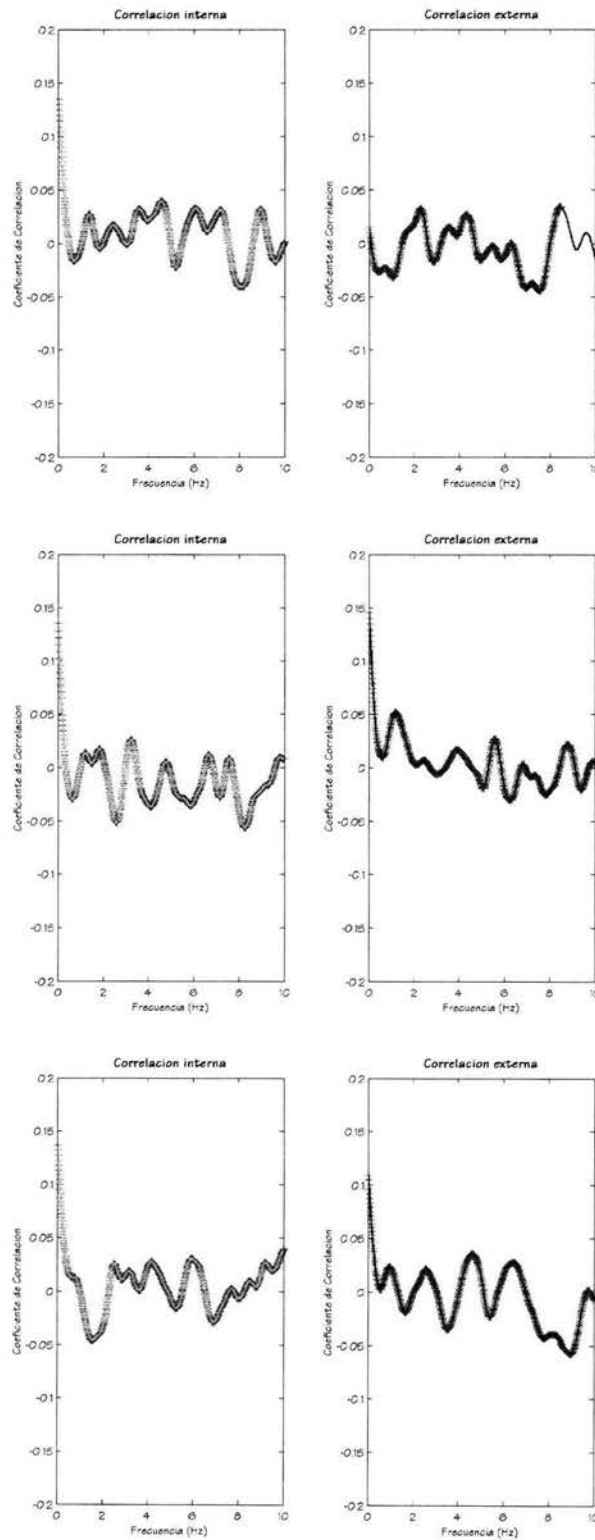


Figura 3.26. Coeficientes de correlación observados, promediados acimutalmente; las cruces indican los puntos encontrados a partir de la interpolación del argumento de la Función Bessel.

400 m

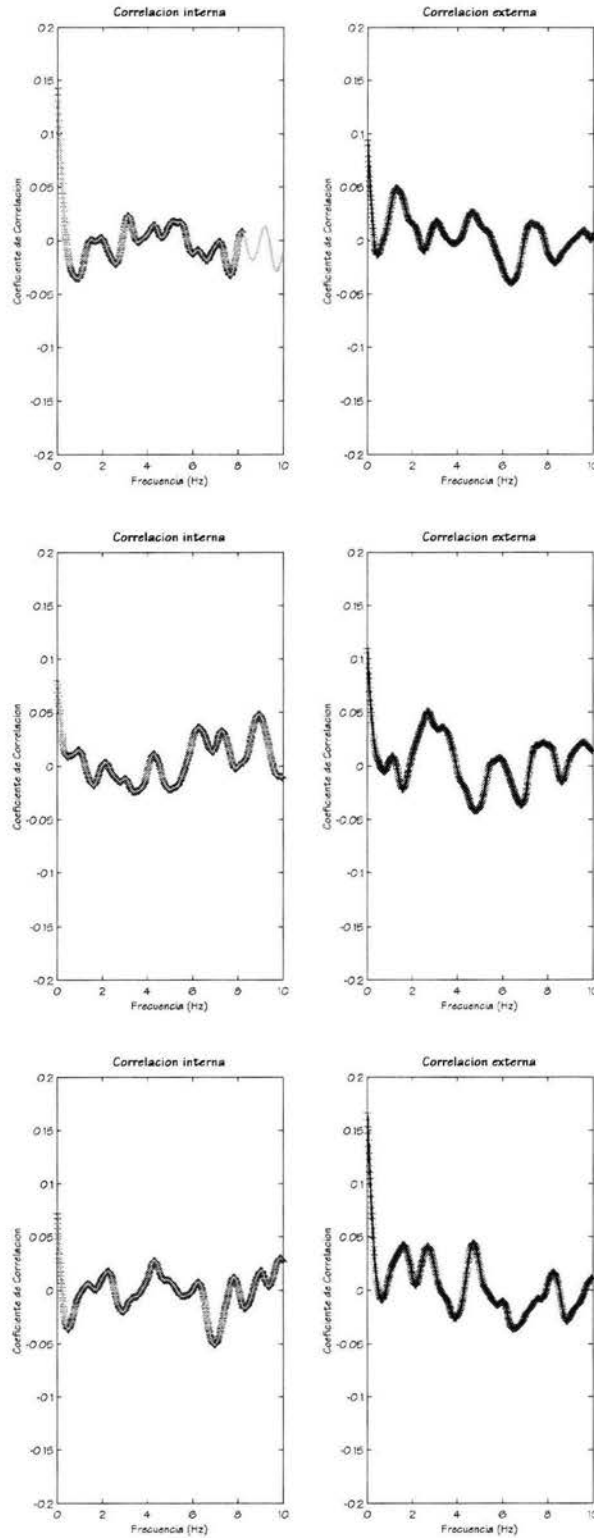


Figura 3.27. Coeficientes de correlación observados, promediados acimutalmente; las cruces indican los puntos encontrados a partir de la interpolación del argumento de la Función Bessel.

550 m

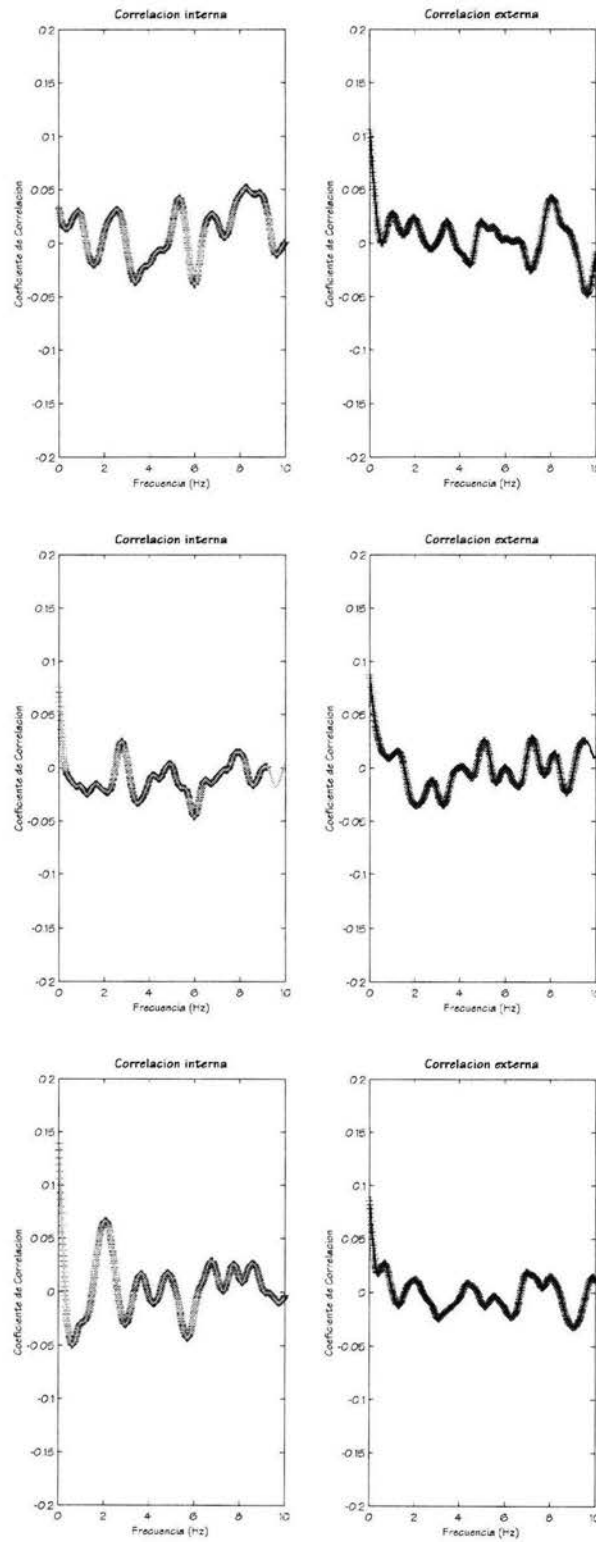


Figura 3.28. Coeficientes de correlación observados, promediados acimutalmente; las cruces indican los puntos encontrados a partir de la interpolación del argumento de la Función Bessel.



1000 m

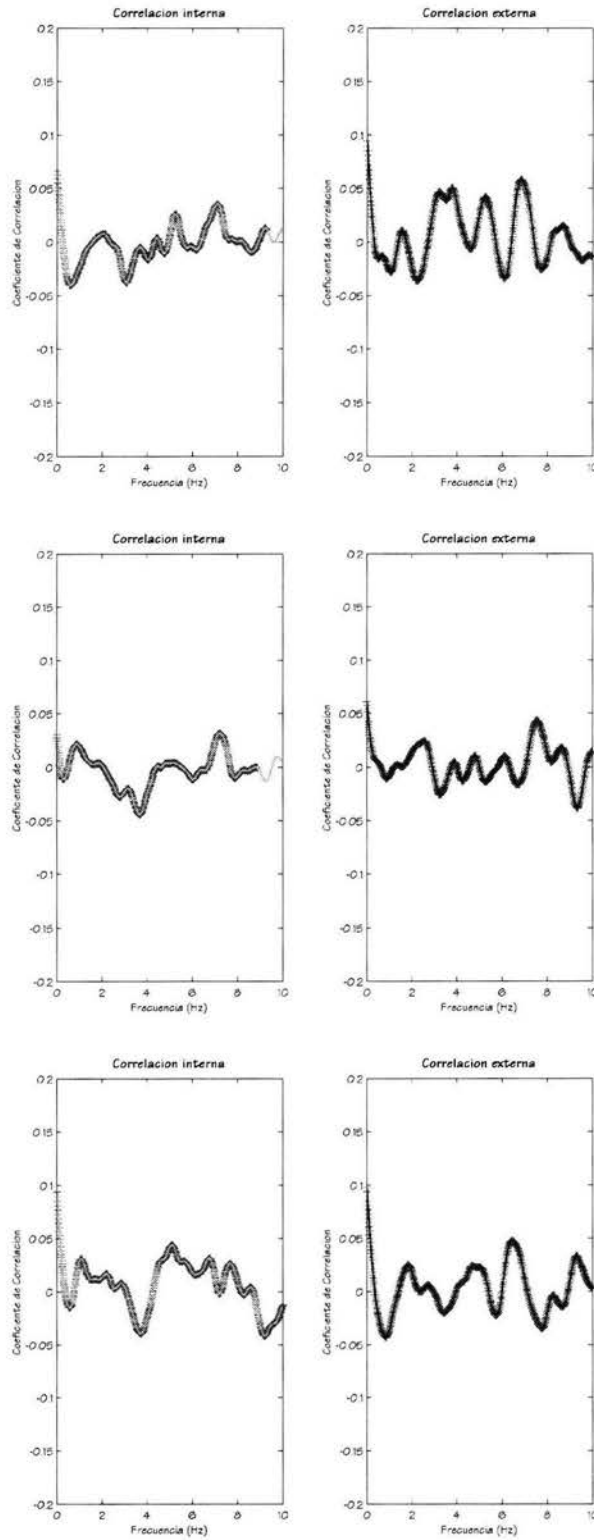


Figura 3.29. Coeficientes de correlación observados, promediados acimutalmente; las cruces indican los puntos encontrados a partir de la interpolación del argumento de la Función Bessel.



---

## **V Conclusiones y Recomendaciones**

### ***CONCLUSIONES***

Para este trabajo se realizaron registros de microtemores en dos sitios de la Ciudad de México, en ambos casos se estudió cómo la variación diurna de las fuentes de ruido afecta la amplitud y el contenido de frecuencias de los microtemores; también cómo varía el coeficiente de correlación entre dos estaciones con la distancia entre ellas; finalmente, se aplicó el Método SPAC a los registros de microtemores obtenidos con arreglos instrumentales de varios tamaños, para obtener una estimación de los modelos de velocidades de cada sitio. A continuación se presentan las conclusiones de estos análisis.

Del estudio de la variación diurna de los registros de microtemores para las dos zonas de estudio, se puede concluir que la variación diurna en la distribución de fuentes generadoras de microtemores no ocasiona cambios importantes en la amplitud de los espectros en las frecuencias de interés de este trabajo (0.3 – 2 Hz). Esta conclusión es aplicable tanto a los registros en Ciudad Universitaria, CU, como los de la zona del Lago de Texcoco.

Sobre las observaciones de los arreglos instrumentales realizados para estudiar la relación del coeficiente de correlación con la distancia entre estaciones se puede concluir que: aunque la distancia entre instrumentos sí es un factor que influye en el valor de la correlación, el factor más importante en los valores de este coeficiente es la estructura de velocidades ya que, es muy posible que aún para distancias cortas los coeficientes de correlación sean menores a 0.5 en bajas frecuencias, como se mostró en el caso del Lago de Texcoco.

Por otro lado, para CU se cumplió con el objetivo de obtener información de la curva de dispersión en altas frecuencias con los dos arreglos instrumentales realizados; además, el modelo de velocidades correspondiente es similar al propuesto anteriormente para la misma zona por otros estudios.

Se puede decir que en el caso de CU, el método SPAC sigue siendo más económico que 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 microtemores 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 (SCPT, 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 microtemores con el método SPAC es útil para obtener información sobre la velocidad de fase, a partir de la cual se puede estimar un modelo de velocidades. 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.

Uno de los aportes de este trabajo es el programa SPAC, desarrollado para el análisis de registros de microtemores y que ofrece las siguientes ventajas:

- ⌘ No requiere una selección previa de las ventanas de coeficientes de correlación, dada la forma en la que realiza la búsqueda de similitud con la Función Bessel teórica para el cálculo de la velocidad de fase;
- ⌘ Y puede ser utilizado en campo para obtener datos de la velocidad de fase *in situ*, y verificar si las distancias entre estaciones proporcionarán datos útiles, según el objetivo del estudio.

## **RECOMENDACIONES**

Dado que el estudio y análisis de registros de microtemores generalmente se realiza con métodos muy generales que, en las mejores ocasiones, brindan información sobre la frecuencia fundamental del sitio, se tiene la creencia generalizada de que este tipo de registros no son muy útiles. Sin embargo, y como se mostró en este trabajo, el análisis de microtemores con métodos matemática y físicamente bien planteados puede ser una alternativa para la estimación de la velocidad de fase en el Valle de México. Esta información puede resultar en la evaluación de modelos de velocidades con la finalidad de estudiar efectos de sitio y/o para estudios de microzonificación, sin olvidar que, como en cualquier otro estudio, se debe contar con criterio para discutir los resultados.

Considero que análisis como el realizado en este trabajo pueden ser parte de estudios sobre la estructura de velocidades, y deben ser parte de estudios de microzonificación sísmica. Sin embargo, no es posible pensar que una sola herramienta (como lo es el análisis con el método SPAC) dará todos los resultados, dadas las limitaciones que las condiciones geológicas imponen a cualquier estudio geofísico.

Por otro lado, y ya que este es el primer trabajo sobre la aplicación del Método SPAC en dos sitios en la Ciudad de México, con condiciones de velocidad completamente distintas entre sí, y sobre todo en un sitio de Zona de Lago, se recomienda seguir trabajando con los datos con que se cuenta y utilizar las componentes horizontales de los registros para obtener la curva de dispersión de Ondas Love, y conseguir un mayor control para la estimación de las estructuras de velocidades.

Para el punto anterior, el programa SPAC desarrollado en este trabajo puede ser modificado para utilizar la Función Bessel de segundo orden y obtener datos de la velocidad de fase de ondas Love, según la teoría propuesta por Aki (1957).













Es conveniente decir que el uso de registros de arreglos instrumentales de microtemores es un área poco explorada en nuestro país, por lo que es un campo fértil para trabajos futuros sobre su aplicación en la estimación de velocidades de fase. Se recomienda que mientras no haya más estudios ni referencias de la aplicación del método SPAC en Zona de Lago, éste sea aplicado de preferencia en sitios donde se quiera tener más información sobre las capas más profundas, o bien se quiera completar la información de trabajos previos.



---












## VI. Bibliografía y Referencias









- 📖 Aki, K. (1957), "Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremors", *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 35, pp.415-456.
- 📖 Aki, K. and P. Richards (2002), "Quantitative Seismology", University Science Books, pp. 700, 2<sup>nd</sup> edition.
- 📖 Asten, M. W. (1976), "The use of microseisms in geophysical exploration", Ph. D. Thesis. Macquire University, Australia, pp. 178.
- 📖 Bard, P. (1998), "Microtremor Measurements: A tool for site effect estimation?", *The effects of Surface Geology on Seismic Motion*, Irikura, Kudo, Okada & Sasatani (eds), Balkema, Rotterdam, The Netherlands, pp. 1251-1279.
- 📖 Bates, R. L. and J. A. Jackson (1984), "Dictionary of geological terms", American Geological Institute, Anchor Books, pp. 571, 3<sup>rd</sup> edition.
- 📖 Beck, J. L. y F. Hall (1986), "Factors contributing to the catastrophe in Mexico City during the earthquake of September, 1985", *Geophys. Res. Lett.*, v. 13, no. 6, pp. 593-596.
- 📖 Bolt, B. A. (1993), "Earthquakes and Geological Discovery", Scientific American Library, pp. 229.
- 📖 Bolt, B. A. (2000), "Earthquakes", W. H. Freeman and Company, pp. 366, 2<sup>nd</sup> edition.
- 📖 Borchardt, R. D. (1970), "Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay", *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol. 60, pp. 29-61.
- 📖 Capon, J. (1969), "High-resolution frequency-wave number spectrum analysis", *Proceedings, IEEE*, 57 (8), 1408-1418.
- 📖 Chávez-García, F. J., F. J. Sánchez-Sesma, M. Campillo y P. I. Bard (1994), "El Terremoto de Michoacán de Septiembre de 1985: efectos de fuente, trayecto y sitio", *Física de la Tierra*, 6. Madrid, España pp. 157-200.
- 📖 Chávez-García, F. J., J. Ramos-Martínez and E. Romero-Jimenez (1995), "Surface wave dispersion analysis in Mexico City", *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol. 85, pp. 1116-1126.

-  Chávez-García, F. J. and J. Cuenca (1998), "Site Effects and Microzonation in Acapulco", *Earthquake Spectra* 14, pp. 75-93.
-  Chávez-García, F. J. and L. Salazar (2002), "Strong motion in Central Mexico: A model based on data analysis and simple modeling", *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol. 92, No. 8, pp. 3087-3101.
-  Chouet, B., G. De Luca, G. Milana, P. Dawson, M. Martini and R. Scarpa (1998), "Shallow Velocity Structure of Stromboli Volcano, Italy, Derived from Small- Aperture Array Measurements of Strombolian Tremor", *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol. 88, No. 3, pp. 653-666.
-  Cotton, F. y P. Volant, (1998), "Observed and simulated noise at Garner Valley Downhole Array: A test of possibilities and limitations of Nakamura's technique". *The Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, Irikura, Kudo, Okada and Sasatani (eds.), Balkema, Rotterdam, The Netherlands, pp. 625-633.
-  Delgado, J., C. López Casado, J. Giner, A. Estévez, A. Cuenca, and S. Molina (2000) "Microtremors as a geophysical exploration tool: Applications and Limitations". *Pure appl. geophys.* 157, pp. 1445-1462.
-  Diagourtas, D., A. Tzanis and K. Makropoulos (2001), "Comparative study of Microtremor Analysis Methods". *Pure appl. geophys.* 158, pp. 2463-2479.
-  Duval A. M., S. Vidal, J. -P. Méneroud, A. Singer, F. De Santis, C. Ramos, G. Romero, R. Rodríguez, A. Pernia, N. Reyes y C. Grimán (2001), "Caracas, Venezuela, Site Effect Determination with Microtremors". *Pure appl. geophys.* 158, pp. 2153-2523.
-  Field, E. H., (1994), "Earthquake Site Response Estimation". Ph. D. Thesis, Columbia University, E. U. A.
-  Flores-Estrella, H. (2001), "Métodos alternativos para la estimación del efecto de sitio a partir de registros de microtremores", Tesis Profesional, Facultad de Ingeniería, UNAM. México.
-  Flores-Estrella, H. y J. Aguirre-González (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. and J. Aguirre-González (2003), "SPAC: An alternative method to estimate site effects in Mexico City.", *Geofísica Internacional*, v. 42, no. 2, pp. 227-236.
-  García Acosta, V. y Suárez Reinoso, G. (1996), "Los sismos en la historia de México.", Fondo de Cultura Económica, México, pp. 718.






- 📖 Gutiérrez, C., S. K. Singh, (1992), "A site effect study in Acapulco Guerrero, Mexico: A comparison of Results from Strong Motion and Microtremor Data". *Bull. Seism. Soc. Am.* 82, pp. 642-659.
- 📖 Gutiérrez, C., K. Mazaki, J. Lermo y J. Cuenca (1996). "Microzonificación sísmica de la Ciudad de Colima". CENAPRED. Cuadernos de Investigación #3, Abril 1996, México.
- 📖 Havenith H. -B., D. Jongmans, E. Faccioli, K. Abdrakhmatov, P. -Y. Bard (2002). "Site effect analysis around the seismically induced Ananevo Rockslide, Kyrgystan". *Bull. Seism. Soc. Am.* 92, pp. 3190-3209.
- 📖 Herrman, 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", *J. Phys. Earth*, 33, pp. 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.
- 📖 Langston, C. A. (1979), "Structure under Mount Rainier, Washington, Inferred from Teleseismic Body Waves", *Journal of Geophysical Research*, 84, pp. 4749-4762.
- 📖 Lay T. y T. C. Wallace, (1995) "Modern Global Seismology", Academic Pres, E. U. A., 521 pp
- 📖 Lermo, J., M. Rodríguez y S. K. Singh, (1988), "Natural Period of Sites in the Valley of Mexico from Microtremor Measurements and Strong Motion Data". *Earthquake Spectra*, 4, pp. 805-814.
- 📖 Lermo, J. (1992), *Observaciones de Microtremores y su aplicación en Ingeniería Sísmica*. Tesis de Maestría, Facultad de Ciencias, UNAM.
- 📖 Lermo, J. y F. Chávez-García, (1993), "Site Effect Evaluation Using Spectral Ratios with Only One Station". *Bull. Seism. Soc. Am.* 83, pp. 1574-1594.
- 📖 Lermo, J. y F. Chávez-García, (1994, a), "Are Microtremors Useful in Site Response Evaluation?". *Bull. Seism. Soc. Am.* 84, pp. 1350-1364.
- 📖 Lermo, J. y F. Chávez-García, (1994, b), "Site effect evaluation at Mexico City: dominant period and relative amplification from strong motion and microtremor records". *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*. 13, pp. 413-423.

-  Liu Hsi-Ping, D. M. Boore, W. B. Joyner, D. H. Oppenheimer, R. E. Warrick, W. Zhang, J. C. Hamilton and L. T. Brown. (2000). "Comparison of Phase Velocities from Array Measurements of Rayleigh Waves Associated with Microtremor and Results calculated from Borehole Shear-Wave Velocity Profiles". Bull Seis. Soc. Am. 90, 3 pp. 666-678.
-  Lomnitz, C., (1995). "Diez años después: una reinterpretación de la Catástrofe de 1985". La Sismología en México: 10 años después del temblor de Michoacán del 19 de septiembre de 1985 ( $M_s=8.1$ ). Monografía no. 2 Unión Geofísica Mexicana. F. Medina-Martínez, L. A. Delgado Argote y G. Suárez-Reynoso, editores. pp. 33-37.
-  Lomnitz C. (2002). "Chile 1960 y Managua 1972: Rumbo a la seguridad sísmica total", en "Desastres Naturales en América Latina", Fondo de Cultura Económica. México 2002, 501 pp.
-  Lugo Hubp H. y M. Invar., Compiladores (2002). "Desastres Naturales en América Latina", Fondo de Cultura Económica. México 2002, 501 pp.
-  Matlab 6, The Mathworks Inc. Copyright 1984-2001. Version 6.1.0.450, Release 12.1, May 18 , 2001.
-  Marsal, R. J. y M. Masari (1964), "El subsuelo de la Ciudad de México", Facultad de Ingeniería, UNAM, México, pp. 614.
-  Melli R. (2002). "El Sismo de 1985 en México" en "Desastres Naturales en América Latina", Fondo de Cultura Económica. México 2002, 501 pp.
-  Montalvo J.C., E. Reinoso y F. J. Sánchez-Sesma (2000), "Diferencias en el movimiento sísmico observado en la zona de lomas, Ciudad de México". Memorias del Primer Simposio de Riesgos Geológicos y Ambientales en la Ciudad de México. Ciudad Universitaria, México, octubre 2000.
-  Morikawa, H., K. Toki, S. Sawada, J. Akamatsu, K. Miyakoshi, J. Ejiri, D. Nakayima, (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, pp. 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 – 1.
-  Ordaz, M., R. Melli, C. Montoya-Dulché, L. Sánchez, L. E. Pérez-Rocha y E. Reinoso. (1995), "Estimación de movimientos fuertes y microzonificación del riesgo sísmico en la Ciudad de México"; en La ingeniería Civil a 10 años de los Sismos de 1985. Simposio Internacional, septiembre de 1985.

-  Oviedo, A. (1970), "El Conglomerado Texcoco y el posible origen de la Cuenca de México"; Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, julio de 1970, p.p. 5-20.
-  Pacheco, J. F. y S. K. Singh (1995), "Estimation of Ground Motions in the Valley of Mexico from Normal-Faulting, Intermediate-Depth Earthquakes in the Subducted Cocos Plate". Earthquake Spectra, vol. 2, no. 2, pp. 223-247.
-  Pérez-Rocha, L. E. (1998), "Respuesta Sísmica Estructural: Efectos de Sitio e Interacción Suelo-Estructural". Tesis Doctoral, UNAM, México.
-  Pérez-Cruz, G. (1988), "Estudio Sismológico de Reflexión del Subsuelo de la Ciudad de México". Tesis de Maestría, Facultad de Ingeniería, UNAM, México.
-  Press F. and R. Siever (1998), "Understanding Earth". Freeman 2<sup>nd</sup>. edition. U. S. A. 1998, 682 pp.
-  Ramos-Martínez, J., F. J. Chávez-García, E. Romero-Jimenez, J. L. Rodríguez Zúñiga, J. M. Gómez-Gozález, (1997), "Site effects in Mexico City: Constraints from surface wave of shallow refraction data". Journ. of Applied Geophysics, 36, pp. 157-165.
-  Reinoso, E. y M. Ordaz, (1999), "Spectral Ratios for Mexico City from Free-Field Recordings". Earthquake Spectra, 15, no.2.
-  Reinoso, E. (2000). "Estudios para la Microzonificación". Memorias del VI Simposio Nacional de Ingeniería Sísmica y II reunión sobre la Enseñanza de la Ingeniería Sísmica en México. Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica, A.C.
-  Rodríguez, M., F. Chávez-García and B. Stephenson (2003). "Stationarity of seismic noise and SPAC. Results of a new approach". 2003 Pacific Conference on Earthquake Engineering.
-  Rodríguez, V. H. S., S. Midorikawa (2002). "Applicability of the H/V spectral ratio of microtremors in assessing site effects on seismic motion". Earthquake Engineering and Structural Dynamics, 31, pp. 261-279.
-  Sánchez-Sesma, F. J., L. E. Pérez-Rocha, J. L. Rodríguez-Zúñiga y F. Flores-Cruz (1995), "Efectos de Sitio en la Ciudad de México a 10 años de los sismos de 1985". La Ingeniería Civil a 10 años de los sismos de 1985. Simposio Internacional, septiembre de 1995.
-  Semblat, J. F., R. Paolucci, and A. M. Duval (2003), "Simplified characterization of alluvial basins". C. R. Geoscience 335.
-  Shearer, P. M. (1999), "Introduction to Seismology". Cambridge University Press, pp 260.

- 📖 Sherbaum, F., K. Hinzen and M. Ohrnberger (2002), "Determination of shallow shear wave velocity profiles in the Cologne/Germany area using ambient vibrations". Submitted to *Geophys. Journ. Int.*
- 📖 Singh, S. K., E. Mena y R. Castro, (1988 a), "Some aspects of the 19 September 1985 Michoacan Earthquake and Ground motion amplification in and near Mexico City from Strong Motion Data". *Bull. Seism. Soc. Am.* 78, pp. 451-477
- 📖 Singh, S. K., J. Lermo, T. Domínguez, M. Ordaz, J. M. Espinosa, E. Mena y R. Quass, (1988 b), "A Study of Amplification of Seismic Waves in the Valley of Mexico with respect to a Hill Zone Site". *Earthquake Spectra* 4, pp. 653-673.
- 📖 Singh, S. K., R. Quass, M. Ordaz, F. Mooser, D. Almora, M. Torres y R. Vázquez, (1995), "Is there a truly "hard" rock site en the Valley of Mexico?". *Geophysical Research Letters*, 22, pp. 481-484.
- 📖 Steidl, J. H., (1993), "Variation of Site Response at the UCSB Dense Array of Portable Accelerometers". *Earthquake Spectra*, Vol. 9, No. 2, pp. 289-302.
- 📖 Stephenson, B. and C. Lomnitz., (2004), "Wave velocity profile at the Texcoco strong-motion array site, Valley of Mexico" In preparation to be submitted to *Geofísica Internacional*.
- 📖 Tapia-Varela, G. y López-Blanco, J. (2002), "Mapeo geomorfológico analítico de la porción central de la Cuenca de México: unidades morfogénicas a escala 1:100,000", *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 19, Num. 1, pp. 50-65.
- 📖 Tokimatsu, K. (1997), "Geotechnical site characterization using surface waves". *Earthquake Geotechnical Engineering*, Ishihara (ed.) Balkema, Rotterdam.
- 📖 Trifunac, M. D. and M. I. Todorowska. (2000), "Long period microtremors, microseisms and earthquake damage: Northridge, CA, earthquake of 17 January 1994". *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 19, pp. 253-267.
- 📖 Udías, A. (1999), "Principles of Seismology". Cambridge University Press, pp. 475.
- 📖 Vázquez-Sánchez, E. y Jaimes-Palomera L. R. (1989), "Geología de la Cuenca de México", Simposio sobre Tópicos Geológicos de la Cuenca del Valle de México. *Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos*, A. C. pp. 1 – 24.
- 📖 Woolery, E. W. and R. Street. (2002), "3D near-surface soil response from H/V ambient-noise ratios". *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 22, pp. 865-876.

-  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, pp. 705-710.
  
-  Yussim-Guarneros, S. y H. C. Flores-Estrella (2002), "Perspectiva de los Materiales Didácticos Digitales". Tercera Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra. Educación en Geociencias; sesión póster. Puerto Vallarta, Jalisco. Noviembre 2002.
  
-  Zywicki, D. J. (1999), "Advanced Signal Processing Methods Applied To Engineering Analysis Of Seismic Surface Waves", Ph. D. Thesis, Georgia Institute of Technology, pp. 226.



# SPAC: An alternative method to estimate earthquake site effects in Mexico City

Hortencia Flores Estrella and Jorge Aguirre González

*Instituto de Ingeniería, UNAM, México D.F., MEXICO*

Received: January 22, 2001; accepted: March 13, 2002

## RESUMEN

Debido a la sencillez de su registro y a la facilidad relativa de su análisis, los microtremores se han convertido en una herramienta de gran utilidad para los estudios de microzonificación sísmica.

El método SPAC propuesto por Aki (1957) permite obtener información sobre la estratigrafía del sitio en estudio, a partir de registros de microtremores obtenidos con un arreglo instrumental. El efecto de sitio, caracterizado por el periodo dominante y la amplificación, se estima con la estratigrafía obtenida.

En este artículo se presentan las generalidades del método SPAC, su aplicación a registros de un arreglo instrumental en Ciudad Universitaria, México, y se realiza una comparación con los resultados obtenidos con el método de F-K por Kagawa (1996). La estructura de velocidades obtenida en este trabajo es consistente con la obtenida por Kagawa (1996). También se concluye que el método SPAC es más eficiente que el método F-K, pues requiere menor número de arreglos y menor número de estaciones por arreglo para obtener los mismos resultados.

También se presenta la función de transferencia del modelo de velocidades obtenido, y se compara con la función de transferencia del modelo de velocidades de Kagawa, y también con la obtenida con cocientes espectrales de datos de terremotos.

Este ejemplo muestra que a partir de registros de microtremores y el método SPAC es posible realizar una estimación confiable de la estructura de velocidades.

**PALABRAS CLAVE:** Microtremores, arreglo de microtremores, arreglo instrumental, estructura de velocidades, efecto de sitio.

## ABSTRACT

Microtremor recordings are a very useful tool for microzonation studies because of simple data acquisition and analysis. The Spatial Autocorrelation Method (SPAC) proposed by Aki (1957), may be used to constrain the velocity structure underlying the site with microtremor array measurements, and the site effect (dominant period and amplification) can be calculated. In this paper the SPAC method is applied to Ciudad Universitaria, Mexico City. Results are compared with those obtained by Kagawa (1996) with the F-K method. The velocity structure inferred using SPAC method is consistent with Kagawa's results.

We compare the transfer function obtained from the velocity model estimated by SPAC method with the transfer function from Kagawa's velocity model, and from spectral ratios of earthquake data.

We conclude that the velocity structure of a site can be estimated from microtremor recordings by the SPAC method.

**KEY WORDS:** Microtremors, microtremor array, SPAC method, velocity structure, site effect.

## INTRODUCTION

The use of environmental vibration recordings (microtremors) to produce microzonation maps is becoming very popular throughout the world. After the September 19, 1985 earthquake, the role of site effects in inducing damage in Mexico City has become evident.

Nakamura (1989) has proposed a practical and inexpensive procedure for estimating information about the fundamental frequency of a site using microtremor recordings. However, this method has generated some reservations by other authors (see Kudo, 1995).

Other methods using microtremor recordings are less popular because they are more expensive and more compli-

cated both for observation and analysis. These methods are based on microtremor at several stations located at fixed distances, forming arrays.

In this work we briefly comment on the history of microtremor techniques. We describe the SPAC method and we apply it to an example in Mexico City. We also discuss possible applications in other cities, where subsoil conditions are different from those of Mexico City.

## MICROTREMORS

Kanai *et al.* (1954) was the first to use microtremor recordings with the objective of studying site effects. However Kanai and his coauthors thought that the source of microtremors was white noise, and that they were mostly

body waves. Bard (1998) showed that microtremors are about 70% surface waves. At long periods, below 0.3 to 0.5 Hz, they are caused by oceanic waves at large distances. It is possible to find good correlation of microtremors in those periods with large scale meteorological conditions at sea. For intermediate periods, between 0.3-0.5 Hz and 1 Hz or less, microtremors are generated by waves near coast and their stability is significantly smaller than at long periods. For short periods, at frequencies larger than 1 Hz, microtremors are due to human activities. The microtremor spectrum will have several peaks related to different frequencies.

Traditionally, noise of natural origin at frequencies smaller than 1 Hz, is called microseisms. It is different from the noise caused by human activity called microtremors. In Mexico City, as in other larger urban areas, the boundary between these two types of noise is about 0.5 Hz. We consider microtremors to be produced by environmental vibrations caused by natural sources or by human activity.

In the early years most microtremor observations and investigations were carried out in Japan. It was not until the eighties when microtremors were used in other countries, such as United States, Mexico, Chile and China.

Over the last decade at least two-thirds of the papers on microtremors in these countries used the H/V method, or Nakamura method (Nakamura, 1989). This technique assumes that the spectral ratio of horizontal to vertical components, called quasi-transfer spectrum (QTE) yields an estimation of site effects. Nakamura reformulated his original method by making slight modifications (Nakamura, 1996). While his semi-qualitative theoretical explanation remains questionable to many scientists, the method has been widely used in practical applications. It has been found that this method is successful in finding the fundamental frequency though the amplitudes often show significant inconsistencies (Bard, 1998).

Prior to Nakamura's work, Nogoshi and Igarashi (1971) had proposed a similar method relating the H/V ratio with a measure of the ellipticity of Rayleigh waves as an indicator of the fundamental resonance frequency of a structure. The method proposed by Nogoshi and Igarashi is more accurate, but Nakamura's procedure is attractive by its simplicity.

Assuming that microtremors contain surface waves, Aki (1957) proposed the Spatial Autocorrelation Method (SPAC). This method began to be used in the last decade. A similar method is the F-K method (Horike, 1985). Both methods require microtremor measurements at several stations, at least seven for F-K and four for SPAC, located at fixed distances, accordingly with the research characteristics, forming an array. These methods can estimate the velocity structure from

dispersion curves of Rayleigh waves, but do not determine the fundamental frequency directly, which can be obtained by Haskell-Thomson method.

Microtremor arrays have rarely been used in Mexico. In one case a Japanese team jointly with Mexican researchers from CENAPRED and from Instituto de Ingeniería of the National University of Mexico (UNAM), applied the F-K method to data obtained in arrays at three sites of Mexico City: Presa Madín, Central de Abasto and Ciudad Universitaria (CU). The results obtained in the present paper will be compared with those obtained in 1991 for CU in the latter study.

## SPAC

The purpose of the SPAC method is to obtain a velocity structure from microtremor recordings. It is necessary to simultaneously record microtremors at several stations to conform an instrumental array. The method requires at least three stations. Following the process described below, the dispersion curve for the Rayleigh waves is obtained and used to determine the velocity structure.

Aki (1957) considered a circular array of stations for microtremor observation. Let us represent harmonic waves of frequency  $\omega$  of microtremors by the velocity wave forms  $u(0,0,\omega,t)$  and  $u(r,\theta,\omega,t)$ , observed at the center of the array  $C(0,0)$  and at point  $X(r,\theta)$  of the array. The spatial autocorrelation function is defined as

$$\phi(r,\theta,\omega) = \overline{u(0,0,\omega,t) \cdot u(r,\theta,\omega,t)}, \quad (1)$$

where  $\overline{u(t)}$  is the average velocity of the wave form in the time domain. The spatial autocorrelation coefficient  $\rho$  is defined as the average of the autocorrelation function  $\phi$  in all directions over the circular array:

$$\rho(r,\omega) = \frac{1}{2\pi \cdot \phi(0,\omega)} \int_0^{2\pi} \phi(r,\theta,\omega) d\theta, \quad (2)$$

where  $\phi(0,\omega)$  is the SPAC function at the center  $C(0,0)$  of the circular array. By integration of equation (2) we find

$$\rho(r,\omega) = J_0\left(\frac{\omega r}{c(\omega)}\right), \quad (3)$$

where  $J_0(x)$  is the zero-order Bessel function of first kind of  $x$  and  $c(\omega)$  is the phase velocity at frequency  $\omega$ . The SPAC coefficient  $\rho(r,\omega)$  may be obtained in the frequency domain using the Fourier Transform of the observed microtremors:



$$\rho(r, \omega) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \frac{Re[S_{CX}(\omega, r, \theta)]}{\sqrt{S_C(\omega) \cdot S_X(\omega, r, \theta)}} d\theta, \quad (4)$$

where  $S_C(\omega)$  and  $S_X(\omega; r, \theta)$  are the power spectral densities of microtremors at sites C and X respectively, and  $S_{CX}(\omega, r, \theta)$  is the cross spectrum between ground motions at these two sites. Thus the SPAC coefficients may be obtained from averaging normalized coherence function defined as the co-spectrum between points C and X in the direction  $\theta$ . From the SPAC coefficients  $\rho(r, \omega)$ , the phase velocity is obtained for every frequency from the Bessel function argument of equation (3), and the velocity model can be inverted.

### AN APPLICATION IN MEXICO CITY

Microtremor array measurements were carried out in several sites of Mexico City. Here we present the results for the university campus (CU), and we compare them with the results obtained by Kagawa (1996) from the F-K analysis of records obtained during the campaign of 1991.

The CU array consisted of four REFTEK instruments with Guralp broadband sensors. Three instruments were de-

ployed in the vertices of an equilateral triangle with 1 Km sides and the fourth instrument was placed at the center of the triangle. The records are 40 minutes long with 100 samples per second. Figure 1 shows the location of the array in CU. Figure 2 shows all the elements that compose a station. Figure 3 displays a sample of measured microtremors at the four stations. The records are adjusted to the same reference time, using the GPS initial time for each station. Six windows were selected for stationarity, and their power spectral densities were calculated (Figure 4). Using equation (4), the autocorrelation coefficients were calculated for the internal array comprising the central station and each station at the vertices of the triangle; and the external array comprising the three stations at the vertices of the triangle. The autocorrelation coefficients for the external array are more stable (Figure 5). Using equation (3) we obtain the dispersion curves for the internal array and the external array including the uncertainty associated to the dispersion of the coefficients in each direction. Figure 6 shows the dispersion curves obtained from the autocorrelation coefficients of Figure 5. Straight lines define the reliability range according to Miyakoshi (1995). Using the dispersion curve within the interval of confidence the stratigraphy was obtained as shown in Figure 7 (see Table 1). The dispersion curve for this stratigraphic model is shown as a solid line in Figure 6. Notice the well-constrained density of data points.

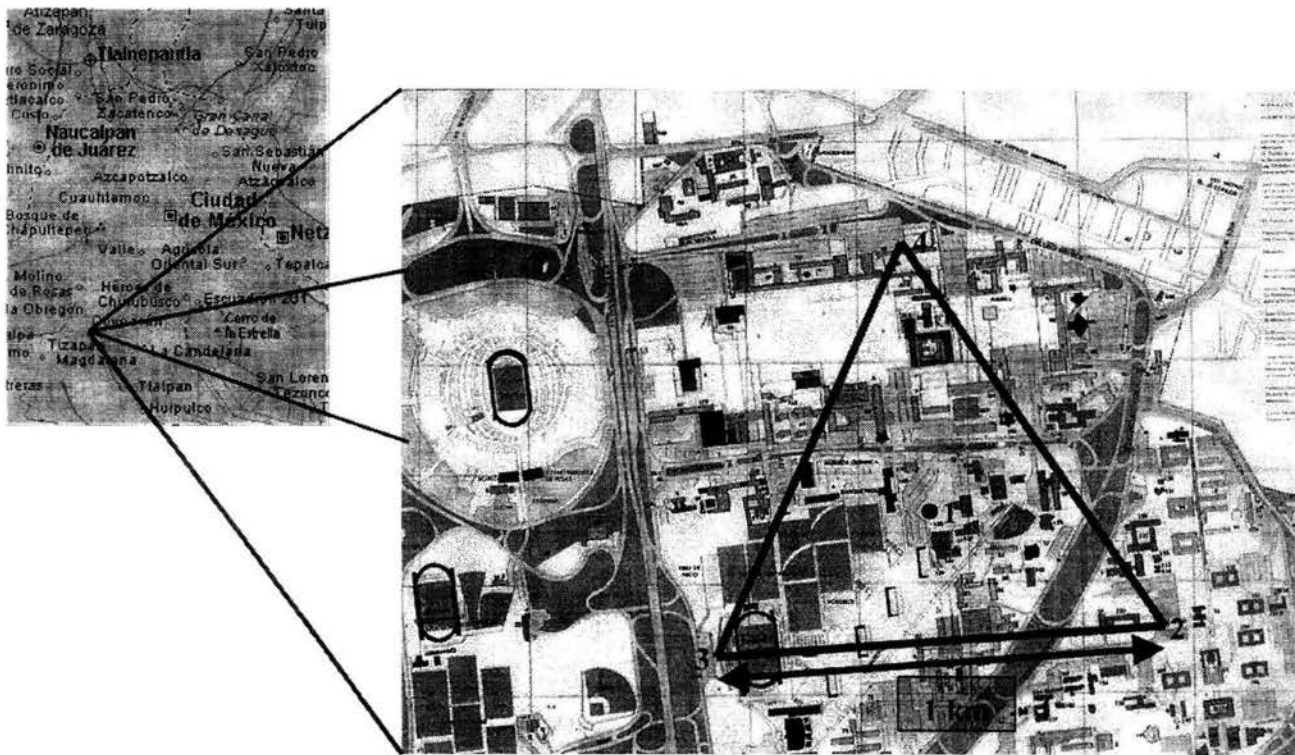


Fig. 1. CU array location.

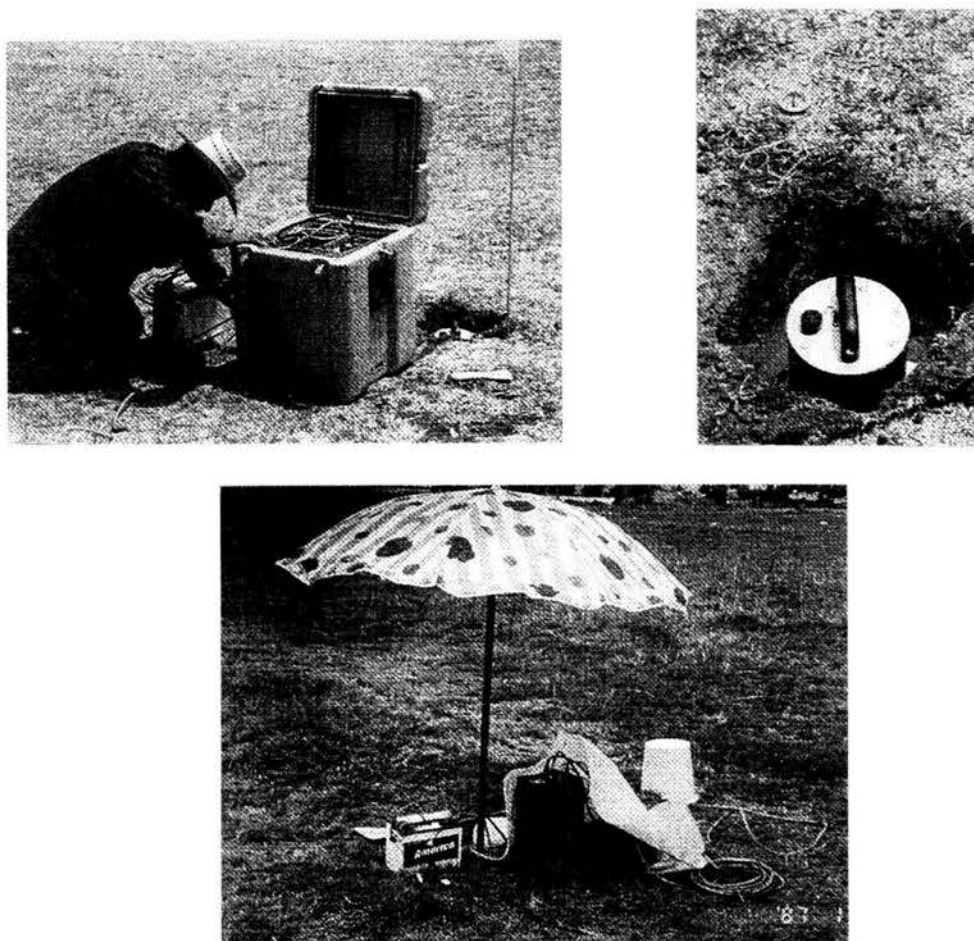


Fig. 2. Used equipment. Digitalizer and recording equipment REFTEK, GURALP sensor and a view of a station.

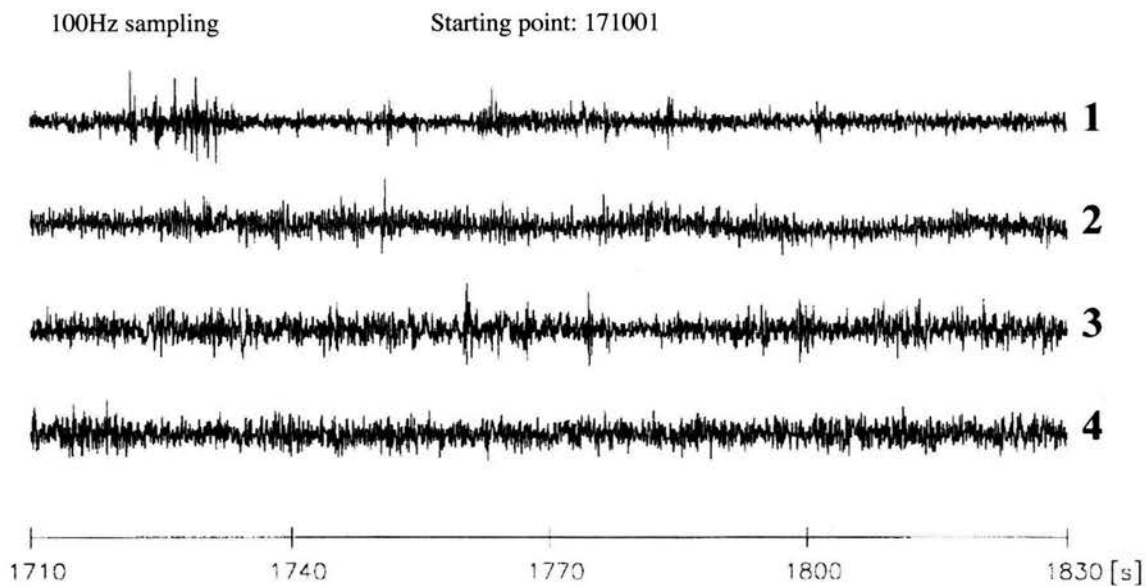


Fig. 3. Example of microtremor recording from CU array. The numbers correspond to the stations from one to four, from top to bottom respectively.

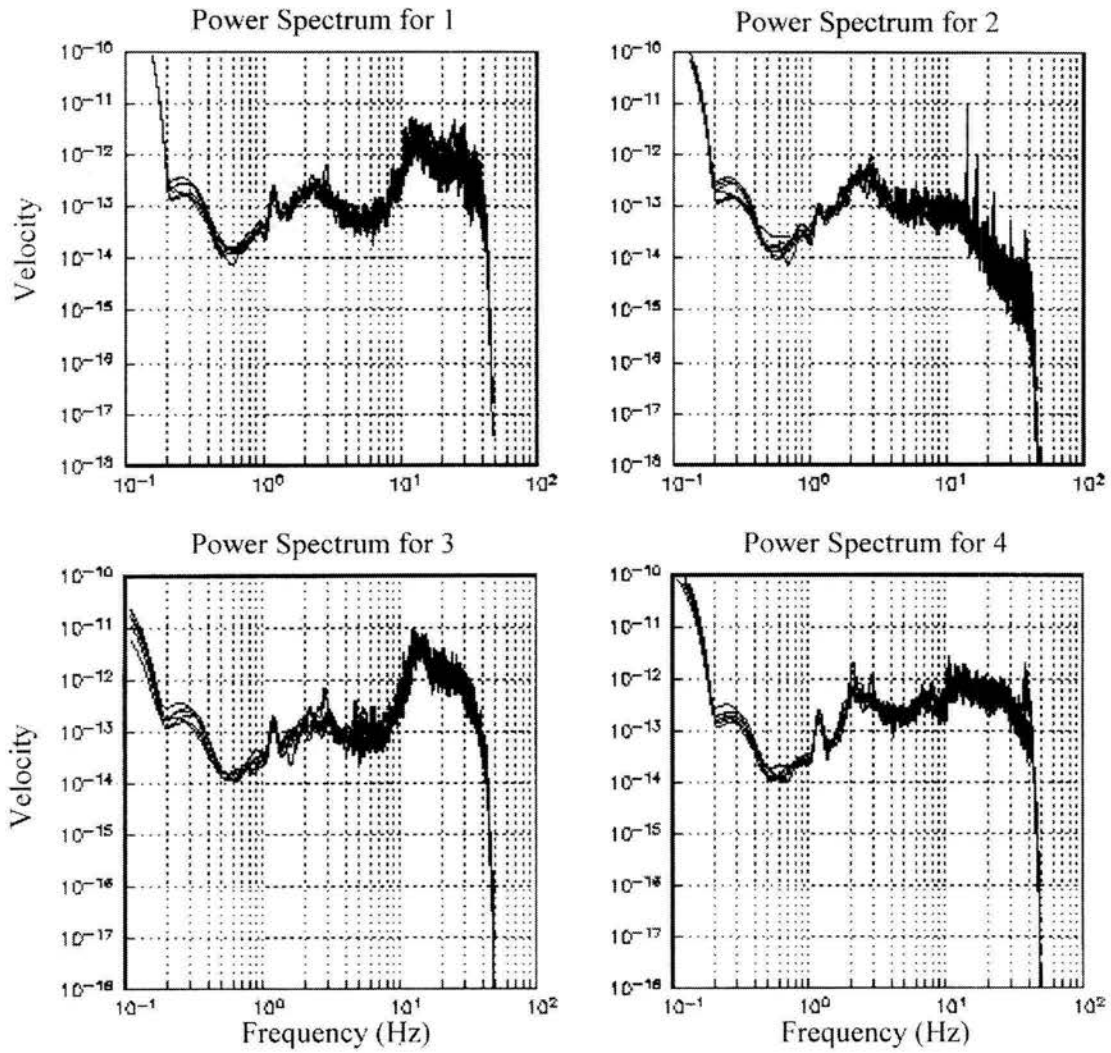


Fig. 4. Power spectrum for 6 windows for each station.

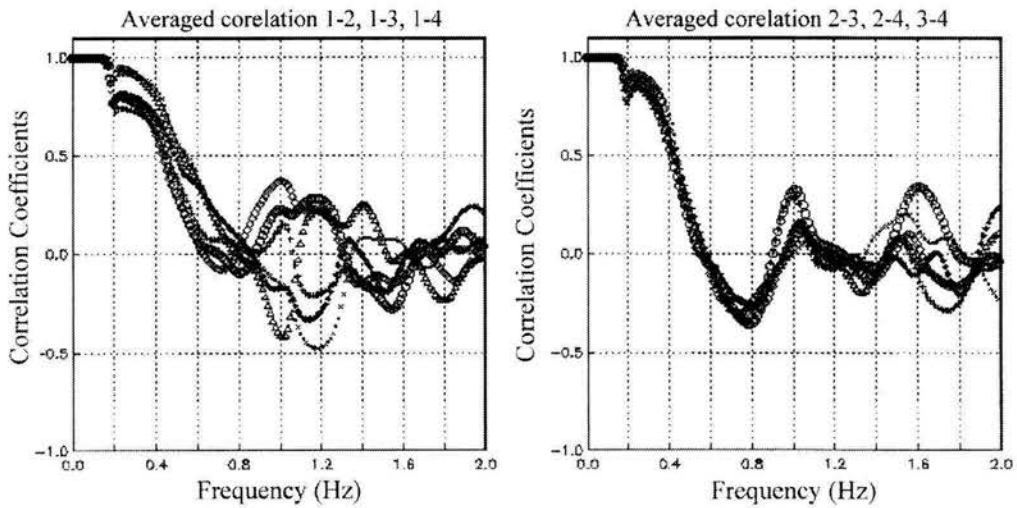


Fig. 5. Averaged Correlation Coefficient for internal stations (left) and for external stations (right).

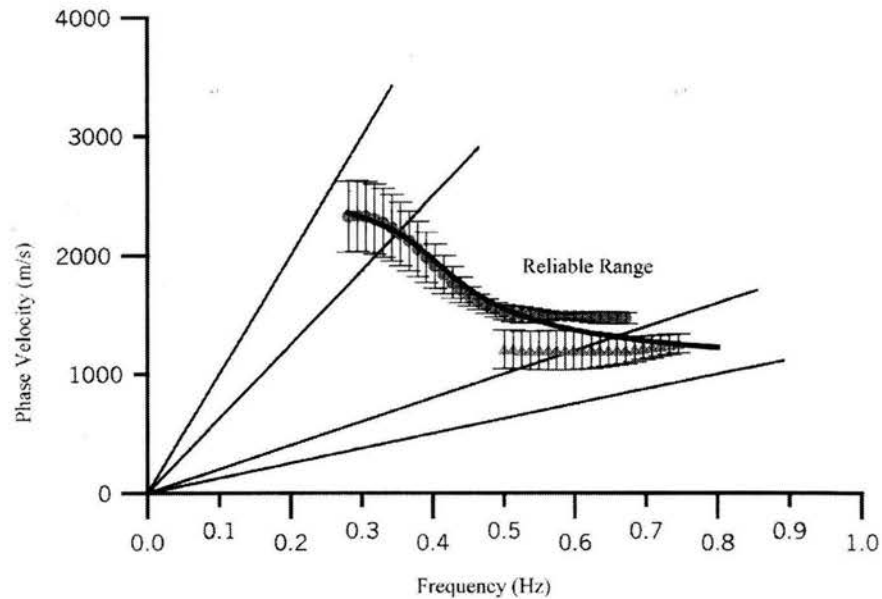


Fig. 6. Dispersion curves obtained from the correlation coefficients of external (circles) and internal (triangles) average. The right lines indicate the reliable range from Miyakoshi (1995) that depends on the maximum and minimum distance between stations. The continues line is the inverted velocity model.

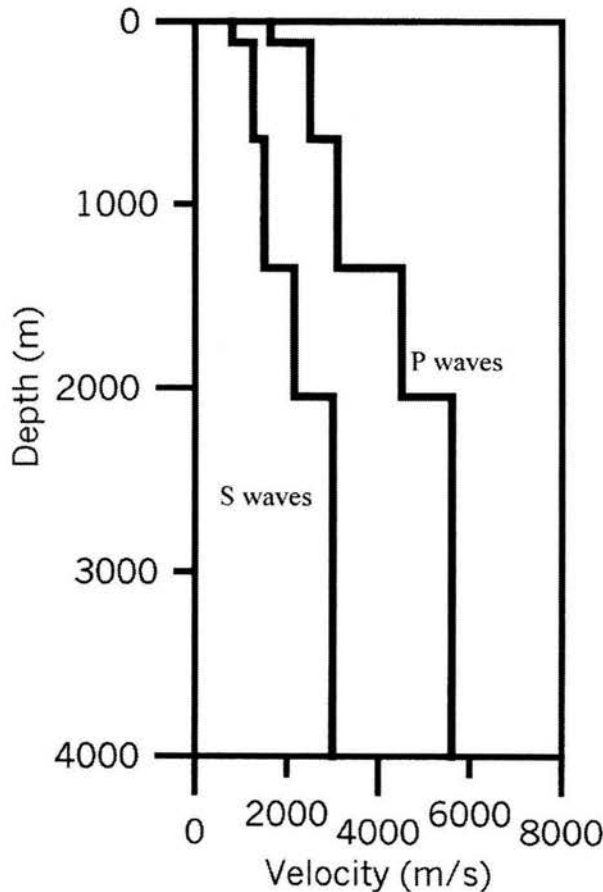


Fig. 7. Velocity model inverted from the dispersion curve of Fig. 6.

Let us compare the dispersion curve obtained with this method with the one obtained by Kagawa (1996) using the F-K method. In Figure 9 the stratigraphic models are compared for P and S waves. Solid lines refer to the SPAC method, and dashed lines show the model obtained by Kagawa. The difference is basically the thickness of the layers. We are not confident of the information from the array at frequencies larger than 0.8 Hz. A smaller array would allow us to achieve a better definition of shallower layers. For the same range of frequencies obtained with a single SPAC array, it was necessary to use three arrays in the F-K method. The transfer function for each model was calculated by the Haskell-Thompson method. The results are shown in Table 2 for SPAC results, and Table 3 for the F-K method. QS values are as obtained by Singh *et al.* (1995) and QP values were obtained from the relationship (Lay and Wallace, 1995):

$$Q_p = \frac{9}{4} Q_s .$$

This assumes that Qp is more than twice Qs. These two transfer functions are compared with the empirical transfer function based on the spectral ratio between CU and Estanzuela stations for the Tehuacan earthquake (June 15, 1999) as calculated by Montalvo *et al.* (2002).

The solid line in Figure 10 shows the transfer function for the SPAC method, while the dotted line shows the transfer function for the Kagawa model (F-K method). A dashed

**Table 1**

Inverted model from the dispersion curve of Figure 6. This values are also plotted in Figure 7

| Thickness (m) | Density (t/m <sup>3</sup> ) | P wave velocity (m/s) | S wave velocity (m/s) |
|---------------|-----------------------------|-----------------------|-----------------------|
| 116           | 2.0                         | 1630                  | 804                   |
| 530           | 2.0                         | 2500                  | 1263                  |
| 700           | 2.2                         | 3100                  | 1500                  |
| 700           | 2.2                         | 4500                  | 2153                  |
| ∞             | 2.5                         | 5600                  | 3000                  |

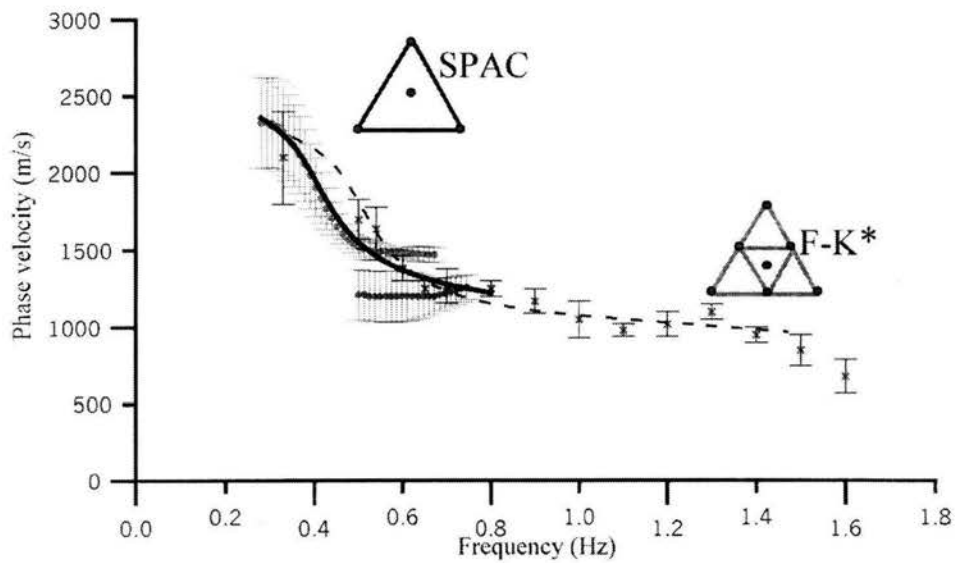


Fig. 8. Comparison between the results obtained in this study (continuous line and points) and those obtained by Kagawa *et al.* (1996) using the F-K method (dashed line).

line shows the empirical transfer function by Montalvo *et al.* (2002). The transfer function for Kagawa's model leads to very high amplifications relative to the hill zone. It appears out of range for this kind of geotechnical zone. However, the empirical transfer function by Montalvo *et al.* (2002) compares well with the SPAC model, particularly for frequencies 1.25, 1.75, 2.25 and 3.2 Hz. The amplitude differences can be explained by the fact that the transfer function by Montalvo *et al.* (2002) does not consider local characteristics of CU. These authors found a clear site effect at CU for frequencies between 1 to 4 Hz; this effect is also found in the transfer function of the SPAC model.

**CONCLUSIONS**

It appears that the SPAC method is more efficient and more economic than the F-K method, as it requires at most

four stations. It produces a larger density of samples per frequency interval, for a better adjustment of the dispersion curve. For a given interval of frequencies the SPAC method requires fewer instrumental arrays than the F-K method.

Transfer functions calculated for the SPAC model were compared with the empirical transfer function calculated by Montalvo *et al.* (2002). We conclude that the SPAC method is useful to estimate a structure that yields information about the amplification interval from microtremors recordings. Note that the computed amplifications are very similar to those calculated from spectral ratios of earthquake recordings.

A smaller array is required for the shallow velocity structure. Also, the possible relation between distance among stations and the quality of the correlation coefficients needs further study.

**Table 2**

Structure model obtained with SPAC method

| Thickness (m) | Density (t/m <sup>3</sup> ) | P wave velocity (m/s) | S wave velocity (m/s) | QP   | QS   |
|---------------|-----------------------------|-----------------------|-----------------------|------|------|
| 116           | 2.0                         | 1630                  | 804                   | 562  | 250  |
| 530           | 2.0                         | 2500                  | 1263                  | 562  | 250  |
| 700           | 2.2                         | 3100                  | 1500                  | 562  | 250  |
| 700           | 2.2                         | 4500                  | 2153                  | 675  | 300  |
| ∞             | 2.5                         | 5600                  | 3000                  | 5000 | 5000 |

**Table 3**

Structure model obtained by Kagawa *et al.* (1996) using F-K method

| Thickness (m) | Density (t/m <sup>3</sup> ) | P wave velocity (m/s) | S wave velocity (m/s) | QP   | QS   |
|---------------|-----------------------------|-----------------------|-----------------------|------|------|
| 15            | 1.8                         | 1500                  | 205                   | 562  | 250  |
| 10            | 1.8                         | 900                   | 402                   | 562  | 250  |
| 9             | 1.9                         | 1250                  | 506                   | 562  | 250  |
| 10            | 1.9                         | 1500                  | 714                   | 675  | 300  |
| 10            | 1.9                         | 1400                  | 432                   | 675  | 300  |
| 116           | 2.0                         | 1630                  | 804                   | 675  | 300  |
| 330           | 2.0                         | 2500                  | 1263                  | 675  | 300  |
| 500           | 2.2                         | 2900                  | 1294                  | 675  | 300  |
| 600           | 2.5                         | 4500                  | 2153                  | 675  | 300  |
| ∞             | 2.5                         | 5600                  | 2841                  | 5000 | 5000 |

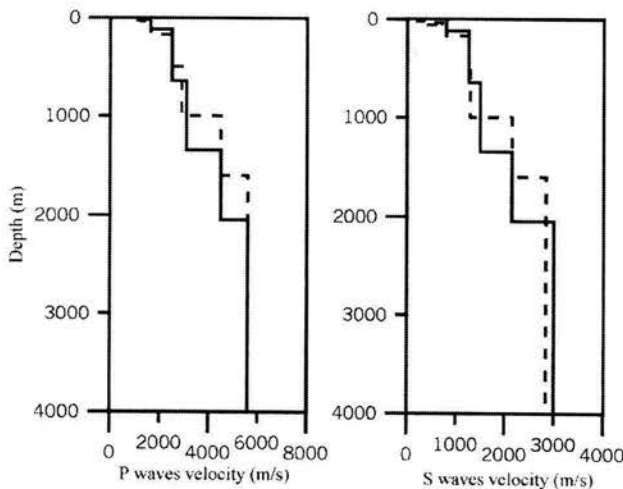


Fig. 9. Comparison between the velocity structure for P and S wave propagation obtained in this study (continuous line) and the one obtained by Kagawa *et al.* (1996) (dashed line).

The SPAC method requires a good time control, and simultaneous recordings at least for two instruments. This may be a disadvantage in comparison with Nakamura's technique, which uses recordings from a single instrument and does not require a common time base. However, the information obtained with the SPAC method is more complete than that obtained by Nakamura's method.

In conclusion SPAC may be a valuable alternative method to estimate site effects in Mexico City. It is worth testing in other lake zone sites where a more complicated velocity structure exists, and where the amplification of the ground motions is larger.

**ACKNOWLEDGMENTS**

We are indebted to Horacio Mijares, Ernesto Briones, and Edgar Mares for their valuable contribution in the field

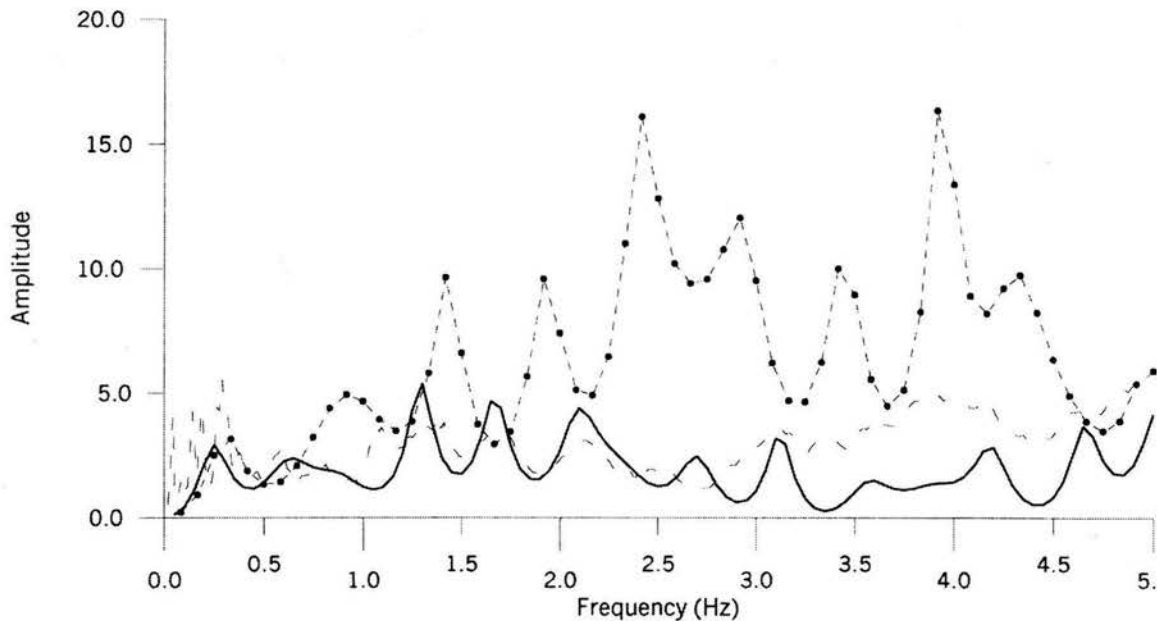


Fig. 10. Comparison between transfer functions for the model obtained in this work with SPAC method (continuous line); for the model by Kagawa *et al.* (1996) using F-K method; and empirical transfer function obtained by Montalvo *et al.* (2002) using spectral ratios for the Tehuacan earthquake (June 15, 1999).

work, and to Dr. Ken Miyakoshi and Dr. Toshiaki Yokoi for teaching us the SPAC method. We thank CENAPRED and particularly to M.C. Carlos Gutiérrez for lending us part of the instruments used in the microtremor measurement campaigns. We thank John Boatwright for his kind revision that helped us to improve this paper. Two anonymous referees helped to improve the original manuscript. This work was partially supported by CONACYT, Mexico, under grant J27740T and EQTAP project.

## BIBLIOGRAPHY

- AKI, K., 1957. Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 35, 415-456.
- BARD, P., 1998. Microtremor Measurements: A tool for site effect estimation? The effects of Surface Geology on Seismic Motion, Irikura, Kudo, Okada & Sasatani (eds), 1251-1279.
- HORIKE, M., 1985. Inversion of Phase Velocity of Long-Period Microtremors to the S-wave Velocity Structure down to the basement in urbanized areas. *J. Phys. Earth*, 33, 59-96.
- KANAI, K., T. TANAKA and K. OKADA, 1954. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 32 (1954), 199.
- 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.
- KUDO, K., 1995. Practical estimates of site response, State-of-the-Art report, *Proceedings of the Fifth International Conference on Seismic Zonation*, Nice, October 1995.
- LAY, T. and T. C. WALLACE, 1995. *Modern Global Seismology*. Academic Pres, USA, 521 pp.
- MIYAKOSHI, 1995. Doctoral thesis (in Japanese), Hokaido University.
- MONTALVO, J. C., E. REINOSO-ANGULO and F. J. SÁNCHEZ-SESMA, 2002. Observations of strong ground motions at hill sites in Mexico City from recent earthquakes, *Geoffs. Int.*, in press.
- NAKAMURA, Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Quarterly Report of Railway Technical Research Institute (RTRI)*, 30-1.
- NAKAMURA, Y., 1996. Real-time information systems for hazard mitigation UREDAS, HERAS and PIC,

*H. Flores Estrella and J. Aguirre González*

Quarterly Report of Railway Technical Research Institute (RTRI), 37-3.

NOGOSHI, M. and T. IGARASHI, 1971. On the amplitude characteristics of microtremor (Part 2). *J. Seism. Soc. Japan*, 24, 26-40 (in Japanese with English abstract)

SINGH, S. K., R. QUASS, M. ORDAZ, F. MOOSER, D. ALMORA, M. TORRES and R. VÁZQUEZ, 1995. Is there a truly "hard" rock site in the Valley of Mexico?. *Geophys. Res. Lett.*, 22, 481-484.

---

Hortencia Flores Estrella<sup>1</sup> and Jorge Aguirre González<sup>2</sup>

*Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Apdo. Postal 70-472, 04510 México D.F., México*

<sup>1</sup> *hcfe@gea.iingen.unam.mx*

<sup>2</sup> *jag@euler.iingen.unam.mx*