

00363
1
2ej.

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO
FACULTAD DE CIENCIAS

OBSERVACIONES DE MICROTREMORES EN MEXICO Y SU APLICACION
EN LA INGENIERIA SISMICA

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS (GEOFISICA)

P R E S E N T A

ING. JAVIER FRANCISCO LERMO SAMANIEGO

MEXICO, D.F.

ENERO 1992



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 está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

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

I N D I C E

RESUMEN

1. INTRODUCCION.....	1
2. ADQUISICION DE DATOS.....	5
3. CARACTERISTICAS DE LOS MICROTREMORES EN EL VALLE DE MEXICO	
3.1 Microtremores y su relación con la estratigrafía superficial.....	8
3.2 Microtremores y su relación con registros de movimientos fuertes. Estimación de periodos naturales.....	9
3.3 Estabilidad de los espectros de microtremores y su relación con el tráfico vehicular.....	10
3.4 Mapa de isoperiodos para el Valle de México a partir de mediciones de microtremores y datos de movimientos fuertes....	11
4. ESTIMACION DEL EFECTO DE SITIO	
4.1 Aplicación del espectro de amplitud	
4.1.1 Ciudad de México.....	20
4.1.2 Ciudad Guzmán, Jal.....	27
4.2 Aplicación de las técnicas de cocientes espectrales y Nakamura	
4.2.1 Oaxaca, Oax.	31
4.2.2 Acapulco, Gro.	57
5. CONCLUSIONES.....	68
REFERENCIAS.....	71
RECONOCIMIENTOS.....	75

RESUMEN

El objetivo principal de este trabajo es evaluar las ventajas y limitaciones del uso de los microtemblores para estimar efectos de sitio. Para ello hemos utilizado datos sismológicos (acelerogramas y sismogramas) con el objeto de comparar los resultados obtenidos con microtemblores. Presentamos resultados para cuatro ciudades de México: Distrito Federal, Ciudad Guzmán, Jal., Oaxaca, Oax., y Acapulco, Gro. Tomando en consideración las dudas existentes en la literatura sobre la aplicación de microtemblores, exploramos tres formas diferentes de interpretar estas mediciones: la interpretación directa de la densidad espectral de potencia; la técnica de los cocientes espectrales calculados entre un sitio sobre suelo blando respecto a otro sitio en roca y; la razón espectral entre las componentes horizontales y la vertical (técnica de Nakamura). En la primera técnica, la señal de los microtemblores incluye efectos de la fuente y del sitio, lo que dificulta reconocer los máximos espectrales asociados a la frecuencia fundamental del sitio. Este problema se agudiza cuando esta frecuencia toma valores mayores de un herz. Las otras dos técnicas permiten compensar, al menos parcialmente, el efecto de la fuente en los registros de microtemblores. Cada una de ellas está basada en hipótesis diferentes sobre la naturaleza de los microtemblores. Los resultados indican que los cocientes espectrales de microtemblores no garantizan la obtención del periodo dominante y en general sobrestiman los valores de amplificación relativa medida con sismogramas. La técnica de Nakamura, en cambio, proporciona en casi todos los casos una estimación del periodo dominante muy similar a la obtenida con temblores y, una estimación de la amplificación relativa también cercana a la obtenida con sismogramas.

Nuestros resultados indican que la medición de microtemblores es útil en Ingeniería Sísmica para la evaluación del periodo dominante de los sedimentos superficiales. Los mejores resultados fueron obtenidos utilizando la técnica de Nakamura. La técnica de los cocientes

espectrales no dió buenos resultados. Nosotros concluimos que es posible estimar frecuencias dominantes de sitio con buena precisión en un dominio de frecuencias mayor (0.2 a 5 Hz) al que se acepta generalmente en la literatura.

1. INTRODUCCION

La importancia de la amplificación local, los efectos de sitio, es bien conocida tanto desde un punto de vista observacional como teórico. Los efectos de sitio son un factor determinante en la distribución de daños durante sismos importantes (p. ej., caso de México durante los sismos de 1985, San Francisco durante el sismo de Loma Prieta en 1989), y esto es reconocido así por la comunidad internacional (Aki, 1988). Sin embargo, aún subsisten desacuerdos sobre cuáles son las técnicas más adecuadas para tomarlos en cuenta para fines de microzonificación. Por ejemplo, una de las formas más confiables para la evaluación de la amplificación local es la utilización de registros de aceleración, pues la fuerza lateral que deben resistir los edificios durante sismos fuertes le es proporcional. Sin embargo la utilización de acelerógrafos para estimar la respuesta de sitio tiene serios inconvenientes, entre los que podemos destacar la necesidad de instrumentar la zona de interés durante un tiempo considerable para obtener registros significativos y en cantidad suficiente, lo que implica un alto costo de operación. Otra técnica propuesta es la utilización de modelos matemáticos de propagación de ondas, particularmente adaptada a zonas de baja sismicidad. La desventaja más importante en este caso es la necesidad de contar con información confiable y muy detallada de la estructura y de las propiedades mecánicas de los materiales del subsuelo. Ello implica la necesidad de una campaña de exploración geofísica y geotécnica, en general con un costo elevado. Adicionalmente, la aplicación de esta técnica requiere importantes recursos de cómputo.

En lugares donde la sismicidad es moderada a alta, una alternativa interesante para evaluar la amplificación relativa del movimiento sísmico debida a las condiciones locales es utilizar cocientes espectrales de registros de temblores pequeños. Existe un gran número de estudios recientes que han aplicado con éxito esta técnica, obteniendo resultados relevantes para fines de microzonificación sísmica (p. ej. King y Tucker, 1984; Tucker *et al.*, 1984; Jarpe *et al.*, 1988; Chávez-García *et al.*, 1990). Sin embargo, la utilización de

temblores pequeños implica al menos dos desventajas importantes. En primer lugar, interesa más evaluar el efecto de sitio en temblores fuertes que en temblores pequeños. La extrapolación de los resultados obtenidos con registros de poca amplitud a movimientos más intensos depende fuertemente de la linealidad que pueda suponerse para el comportamiento de los materiales del subsuelo. Resultados recientes, sin embargo, indican que una gran variedad de materiales se comporta linealmente en un amplio rango de valores de deformación (Jarpe *et al.* 1988, Chávez-García *et al.* 1990). En segundo lugar, aunque el tiempo necesario para la obtención de datos en cantidad suficiente es menor a la necesaria con un arreglo de acelerógrafos, sí se requieren varias semanas de registro en cada sitio. La razón de ello es el alto nivel de ruido ambiental en las zonas urbanas, lo que limita el periodo de obtención de registros útiles a las horas en que el ruido disminuye (p. ej. la madrugada). Una técnica diferente y complementaria es el análisis espectral de registros de vibración ambiental, que aquí denominaremos microtemblores.

El registro de microtemblores presenta un alto atractivo para la caracterización de la respuesta de sitio, tanto por su sencillez de operación y su bajo costo como por la rapidez con que permite obtener resultados. Esta técnica, propuesta inicialmente por Kanai *et al.* (1954), ha sido empleada con éxito en gran cantidad de sitios (p. ej. Lermo *et al.*, 1988a, en el valle de México; Field *et al.*, 1990, en Flushing Meadows, Nueva York; Seo *et al.*, 1991, en el área de San Francisco; Morales *et al.*, 1991, en Granada, España; Aguilar, 1991, en Arequipa, Perú). Sin embargo, a pesar de sus ventajas, el registro de microtemblores no garantiza la obtención de buenos resultados. Varios estudios recientes han arrojado dudas sobre su aplicación indiscriminada y sobre la forma más adecuada de procesar e interpretar los registros (p. ej. Liam, 1991; Gutiérrez y Singh, 1991).

Si idealizamos las condiciones geológicas locales para reducir a un modelo sencillo como una capa plana sobre un semiespacio homogéneo y elástico, el efecto de sitio está caracterizado por dos parámetros: una frecuencia de resonancia y sus múltiplos, y un valor de amplificación con respecto al movimiento sísmico en roca. Es sorprendente ver que un

modelo tan simple, se ajuste a las funciones de transferencia empíricas obtenidas a partir de registros de movimientos fuertes. Por ejemplo, Singh *et al.* (1988a) muestran que la frecuencia asociado al máximo de la razón espectral de aceleración de algunos sitios donde se tenía registros de movimientos fuertes en la zona del lago de la ciudad de México, con respecto a un sitio ubicada en la zona de lomas, es, aproximadamente igual a la frecuencia de resonancia de estos sitios. Así mismo, Kobayashi *et al.* (1986) y posteriormente Lermo *et al.* (1988a), en la misma zona del lago de la ciudad de México, observaron que el máximo del espectro de Fourier de la velocidad de los microtemores registrados en estaciones acelerográficas, ocurren aproximadamente, en las mismas frecuencias que el máximo de las razones espectrales de aceleración mencionadas. Esto implica, que a partir de los espectros de microtemores podemos estimar el periodo de resonancia de un sitio.

Sin embargo, como veremos más adelante, el análisis espectral de microtemores, presenta problemas en la interpretación de los resultados. Por ejemplo, Udvardi y Trifunac (1973) comparan espectros de registros de movimientos fuertes con espectros de señales de microtemores observados sobre depósitos del Valle Imperial, California, y mencionan que la variación de la amplitud espectral durante 24 horas refleja más la naturaleza de la fuente que el efecto de sitio. Otros autores, con el objeto de compensar el efecto de la fuente, obtienen cocientes espectrales de microtemores, usando el registro simultaneo de un sitio en suelo blando con respecto a otro en roca (Seo *et al.*, 1990; 1991). Nakamura (1989), también con el objetivo de reducir el efecto de la fuente en las señales de los microtemores, utiliza la razón espectral de microtemores, entre las componentes horizontales y la vertical de un mismo registro en suelo blando, suponiendo que la vertical no refleja el efecto de sitio observada en las horizontales, pero sí el efecto de fuente (Omachi *et al.*, 1989).

En este trabajo, con el objeto de evaluar las ventajas y limitaciones de la estimación del periodo de resonancia y factores de amplificación del efecto de sitio usando microtemores, se utilizará el análisis espectral de microtemores en cuatro ciudades de México:

Distrito Federal; Ciudad Guzmán, Jal.; Oaxaca, Oax.; y Acapulco, Gro. En las dos primeras zonas urbanas se analizará la estimación de periodos dominantes, utilizando directamente la densidad espectral de potencia de microtemores, con el objeto de determinar bajo que condiciones es posible identificar un solo máximo espectral del registro y en que casos se requiere un análisis más detallado. En la Oaxaca, Oax. y Acapulco, Gro. se analizará la estimación de periodos dominantes y factores de amplificación del efecto de sitio, utilizando cocientes espectrales de microtemores entre sitios en suelo blando con respecto a una estación de referencia en roca (técnica cocientes espectrales de microtemores), y la razón espectral entre las componente horizontales y la vertical en sitios de suelo blando (técnica de Nakamura). En tres de las cuatro ciudades mencionadas se dispone de información sismológica (acelerogramas y sismogramas), lo que permitirá comparar los resultados obtenidos con registros de microtemores.

2. ADQUISICION DE DATOS

El sistema de adquisición de datos que se utilizó para el registro de microtemores consiste de tres sensores marca Kinematics con periodo natural de 5 segundos. La grabación de las señales se efectua en cinta magnética (cassette) con un registrador digital (Sprengnether tipo DR-100), tomando 100 muestras por segundo en cada componente y grabando cada muestra en 12 bits. La curva de magnificación del sistema para la velocidad del terreno es plana de 0.2 a 20 Hz como se observa en la figura 1 (Lermo *et al.*, 1988b).

La manera en que se realizan los registros de microtemores dentro de una ciudad es la siguiente. Los sitios se seleccionan con anterioridad, y de preferencia en parques, escuelas, deportivos y casas abandonadas. En estos sitios se instalan los sismómetros. Los horizontales bien orientados, uno este-oeste y otro norte-sur separados al menos un metro entre ellos. Se nivelan los sismómetros, y en el registrador se seleccionan las ganancias para la grabación durante tres minutos. Durante este tiempo se evita el paso de peatones y vehículos cerca de los sismómetros.

La transferencia de datos, se realiza a través de una reproductora de cassettes conectada a una computadora personal, mediante una interfase y un paquete de programas que recibe, demultiplexa, convierte a un formato accesible y crea archivos. Estos archivos contienen un encabezado informativo de registro, y a continuación la serie de tiempo correspondiente a cada uno de los tres canales. Cada serie se divide en tramos de 41 s con objeto de seleccionar visualmente aquella que tenga la mejor señal. El espectro de Fourier o de potencia del segmento seleccionado se suaviza calculando el promedio de las amplitudes en una banda de $1/3$ o $1/6$ de octava, y se corrige por la curva de magnificación previamente obtenida para cada una de las componentes. Una gráfica típica de la señal de un registro de microtemores con su espectro de Fourier, para la zona de lomas y del lago del Distrito Federal, se muestra en la figura 2.

CURVA DE MAGNIFICACION DEL SISTEMA (sismómetro + registrador)

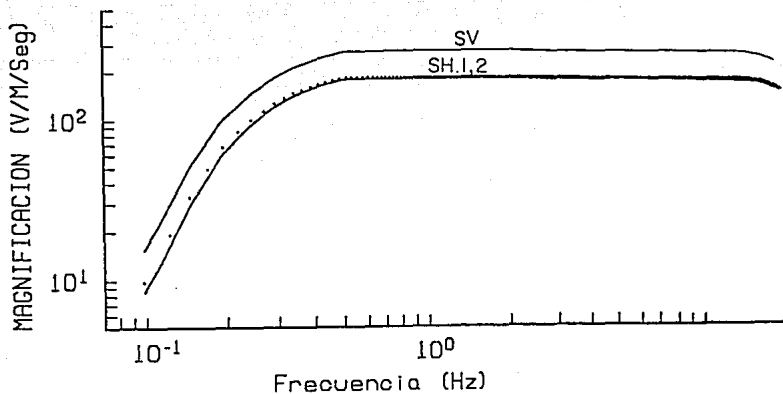


Figura 1. Curvas de magnificación del sistema. SV corresponde al sismómetro vertical. SH.1 y SH.2 corresponden a los sismómetros horizontales EW y NS.

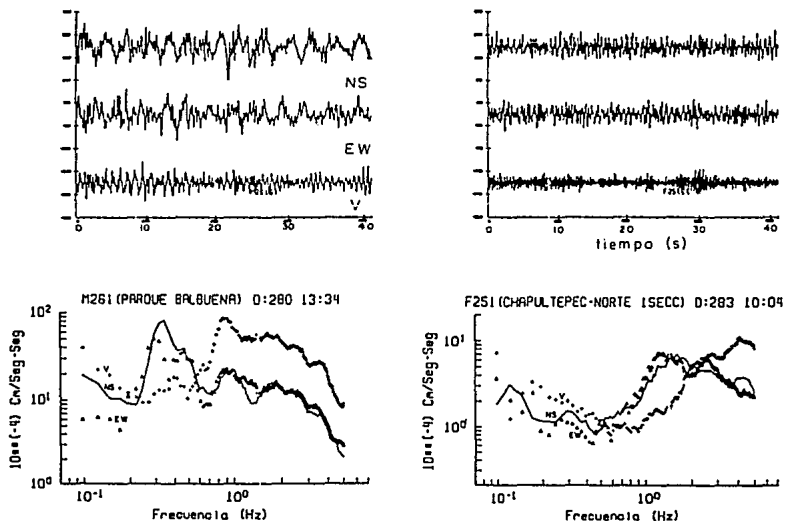


Figura 2. Gráficas típicas de las ventanas seleccionadas. La primera (M261) corresponde a la zona del lago, note las diferencias con respecto a un registro (F251) de la zona de transición.

3. CARACTERISTICAS DE LOS MICROTREMORES EN EL VALLE DE MEXICO

A raíz de los daños causados en la Ciudad de México, por el sismo de Michoacán del 19 de Septiembre de 1985, un grupo de científicos Japoneses realizaron estudios de microtremores en la Ciudad de México. Kobayashi *et al.* (1986), observaron que existía cierta similitud en la forma, entre el espectro de Fourier de velocidad de los registros de microtremores y el espectro de respuesta de aceleración, en algunos sitios del Valle de México. Kobayashi *et al.*, convirtieron los registros de microtremores, obtenidos de varios sitios de la ciudad, a espectros de respuesta usando una curva de escalamiento empírica. Singh *et al.* (1986), cuestiona esta técnica y presenta las condiciones para que esta técnica sea válida: a) la función de transferencia en dos sitios es igual para los microtremores y para la aceleración sísmica y, b) la amplitud de los microtremores se mantiene constante para toda la zona del lago. Lermo *et al.* (1988b), comparan los espectros de respuesta de aceleración obtenidos en cuatro sitios de la zona del lago (TLHB, TLHD, CDAO y TXSO), con espectros de respuesta estimados, utilizando la técnica propuesta por Kobayashi *et al.* Ellos observaron una gran diferencia en la amplitud y forma de los espectros estimados, con respecto a los espectros de respuesta calculados a partir de registros de movimientos fuertes (figura 3), y concluyeron que ello se debe a variaciones de la amplitud del espectro de los microtremores con respecto a la hora de registro. Díaz de León *et al.* (1990), realizaron un último intento para reevaluar la técnica de Kobayashi *et al.* con las siguientes consideraciones: i) obtener registros de microtremores al mismo tiempo en la estación base y en el punto donde se quiere estimar el espectro de respuesta, con el objeto de minimizar el efecto de la variación temporal de los registros de microtremores y, ii) que los sitios seleccionados tengan un periodo dominante similar al de la estación base ($T = \pm 0.3$ s), con lo que se reduce el efecto de las diferencias en las propiedades dinámicas del suelo. Ellos obtienen una buena estimación del espectros de Fourier y de respuesta para el temblor del 8 de febrero de 1988 ($M_s=5.8$), en cuatro estaciones acelerográficas (D05, D58, D45 y D62) de la Fundación Javier Barros

Sierra, tomando como base la estación acelerográfica de A101 de la Fundación ICA, para una pequeña zona alrededor de la Alameda central del Distrito Federal (figura 4). Diaz de León *et al*, concluyen que la técnica de Kobayashi *et al*, solo será válida para áreas pequeñas (\approx un kilómetro) dentro de la zona del lago, donde el periodo dominante del registro de microtemores de la estación base, sea similar (± 0.2) al de la estación donde se quiere estimar el espectro de Fourier o de respuesta.

Aunado a este estudio, se realizaron una serie de experimentos en el Valle de México, con el objeto de observar la relación de los microtemores con la estratigrafía superficial del Valle; la relación con registros de movimientos fuertes, y la estimación de periodos naturales a partir de espectros de velocidad de microtemores; la estabilidad de los espectros de microtemores y su relación con el tráfico vehicular; y la obtención de un mapa de isoperiodos para el Valle de México a partir de mediciones de microtemores y datos de movimientos fuertes. Estos experimentos seran desarrollados brevemente a continuación.

3.1 MICROTREMORES Y SU RELACION CON LA ESTRATIGRAFICA SUPERFICIAL

Para observar la relación entre la amplitud y periodo dominante de los microtemores y la estratigrafía superficial del valle de México, basta con graficar sus registros a lo largo de líneas que crucen al valle. Vea por ejemplo la figura 5 que muestra 18 registros tomados a lo largo de una línea que va desde Ciudad Universitaria hasta el Cerro de la Estrella. En la columna central de esta figura se observa 60 s de registro para cada punto, graficados a una misma escala. Los primeros cuatro registros se han asociado a la zona de lomas, por sus periodos largos (≈ 5 s) y su pequeña amplitud. En los tres registros siguientes (5, 6 y 7) se observa una onda armónica de aproximadamente 0.8 s de periodo, la cual puede estar relacionada con la parte última y más delgada de los derrames basálticos. Continúan ocho registros que

presentan una mayor amplitud y un periodo de aproximadamente 1.2 s, los cuales pueden ser clasificados como de una zona de transición (Lermo y Becerra, 1991). Finalmente los tres restantes (16, 17 y 18) muestran un cambio importante en amplitud y periodo, que difieren con los cuatro primeros registros por tener mayor amplitud que éstos. Se denomina como zona alta volcánica a estos tres últimos registros porque se midieron en la cima del cerro de la Estrella. En la figura 6 se presenta otra línea de registros de microtemores que principia en el Cerro de la Estrella y termina en el Centro Deportivo de Xochimilco. En esta línea se realizarán 12 observaciones. El primero corresponde a un punto observado en Ciudad Universitaria (Instituto de Ingeniería) con objeto de comparar nuevamente el registro de esta estación con los registros 2 y 3 obtenidos en el Cerro de la Estrella. El cuarto registro presenta una onda armónica, que también puede estar asociada a la parte final de la capa basáltica, mientras que el quinto registro por su periodo dominante de aproximadamente 1.2 s, puede corresponder a la zona de transición. A partir del registro séptimo al onceavo tanto el periodo dominante y las amplitudes aumentan progresivamente, lo que correspondería a una zona del lago. Por último el punto 12 presenta un registro que por su amplitud y periodo dominante puede ser asociado a una zona de transición o de lomas.

3.2 MICROTREMORES Y SU RELACION CON REGISTROS DE MOVIMIENTOS FUERTES. ESTIMACION DE PERIODOS NATURALES

Ahora para observar su relación con los movimientos fuertes, Lermo *et al.* (1988a), comparan espectros de velocidad de microtemores (curva superior) y cocientes espectrales (curva inferior) entre algunos sitios donde se registro el temblor de Michoacán, con respecto a la estación CU sobre suelo firme en la zona de lomas de la ciudad. El cociente espectral con respecto a CU es definido como la función de transferencia empírica del sitio (Singh *et al.*, 1988b). La figura 7 muestra esta comparación, donde la línea continua representa la

componente NS y la línea discontinua la EW. Note que los máximos en el espectro de los microtremores y cocientes espectrales ocurren aproximadamente en las mismas frecuencias. Esta observación se corrobora en la figura 8, donde se graficó los periodos naturales estimados a partir de espectros de microtremores versus periodos obtenidos a partir de datos de movimientos fuertes, para 35 sitios cercanas a estaciones acelerográficas que registraron movimientos fuertes.

3.3 ESTABILIDAD DE LOS ESPECTROS DE MICROTREMORES Y SU RELACION CON EL TRAFIÑO VEHICULAR

Hasta este momento, se ha observado que los cambios en amplitud y periodo dominante de los registros de microtremores están íntimamente relacionados con la estratigrafía superficial del Valle, lo que convierte a los microtremores en una alternativa importante para estimar periodos dominantes, utilizando espectros de velocidad de microtremores. Sin embargo falta observar la estabilidad temporal de los espectros de velocidad. Con este objetivo, Lermo *et al.* (1988a) midieron microtremores durante 24 horas en un sitio cerca a la estación acelerográfica de SCT1 dentro de la zona del lago. La figura 9, muestra los espectros de velocidad de microtremores para diferentes tiempos. Estos espectros forman dos grupos distintos. Los espectros entre las 06 y 22 horas son más energéticos que entre las 02 y 04 horas. Claramente la amplitud de los espectros dependen del tráfico vehicular. El periodo dominante (1.8 s) del primer grupo (06 a 22 horas), está relacionado con el periodo dominante observado en espectros de movimientos fuertes de la estación SCT1. Lo que sugiere que las mediciones de microtremores se realicen durante las horas de tráfico vehicular, con el objeto de estimar el periodo natural del sitio a partir de los espectros de velocidad de microtremores. La figura 9, también muestra un segundo máximo aproximadamente en 6.7 s, que no muestra ninguna variación durante las 24 horas, sin embargo, mediciones de microtremores

realizados durante varios días por Yamasaki (1988), en esta misma estación (SCT1), muestra variaciones de la amplitud de espectros de microtemores en este rango de frecuencia (≈ 5.0 s). Yamasaki (1988), relaciona esta variación de la amplitud en los espectros de microtemore con la variación de la presión admosférica observada durante el mismos lapso de tiempo.

3.4 MAPA DE ISOPERIODOS PARA EL VALLE DE MEXICO A PARTIR DE MEDICIONES DE MICROTREMORES y DATOS DE MOVIMIENTOS FUERTES

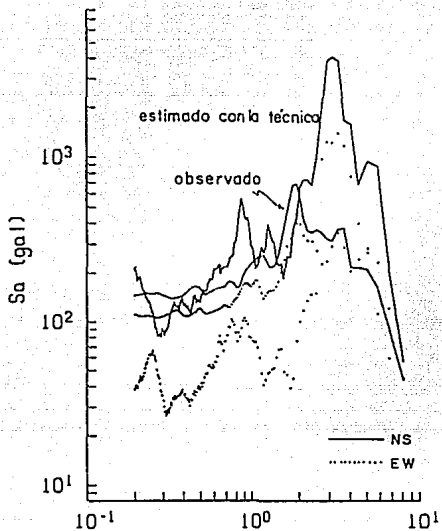
Dados los resultados positivos que se encontraron en las diversas pruebas efectuadas, se realizaron mediciones de microtemores en un gran número de puntos en la ciudad de México, con el objeto de estimar periodos dominantes y trazar curvas de igual período. Lermo et al.(1988a), publicaron un mapa de isoperiodos para el D.F., utilizando datos de mediciones de microtemores y de registros de movimientos fuertes (Singh et al.,1988b). Sin embargo este mapa no abarcó toda la zona del lago, por lo que a fines de 1989 se inicio una nueva campaña de medición de microtemores en la zona del ex-lago de Xochimilco, y se estimaron periodos dominantes en 123 sitios. Ocho de estos corresponden a estaciones acelerográficas, lo que permitió comparar la estimación de periodos dominantes obtenidos a partir de los espectros de microtemores y de datos de movimientos fuertes.

La figura 10 presenta los 123 periodos dominantes estimados, que junto con los obtenidos en una publicación anterior (Lermo et al., 1988a), muestran una mayor densidad de puntos para la zona del lago. Se ha respetado la misma simbología para identificar los datos estimados con microtemores (circulo abierto: datos del Instituto de Ingeniería, UNAM; cerrados: datos estimados por científicos Japoneses, Kobayashi et al., 1986; Masaki y Lermo, 1988; y Seo, 1987) y con movimientos fuertes (triángulos). Los contornos de isoperiodos se trazaron de 1.0 a 4.5 s con un intervalo de 0.5 s en las zonas con mayor densidad de datos. En la figura 10 se muestran los perfiles AA', BB', CC', y DD' donde se

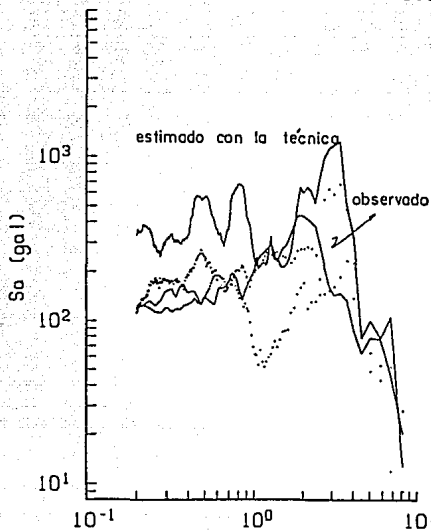
registraron microtemores con el objeto de observar la variación espacial de la amplitud y el periodo de éstos a largo de líneas, y compararlas con la estratigrafía superficial del Valle.

El plano de isoperiodos presentado en la figura 10, tiene pocos puntos observados en la zona de transición y casi ninguno en la zona de lomas. Esto se debe simplemente a la dificultad de interpretar los espectros de microtemores de sitios cuyo periodo dominante es menor a un segundo. En efecto, en este rango se presentan, en la mayoría de los casos, otros máximos asociados a perturbaciones de fuentes cercanas que pueden ocultar el máximo asociado a la frecuencia de resonancia de la estratigrafía local. Este problema será tratado en el siguiente capítulo, donde analizaremos el espectro de microtemores en varias ciudades de México.

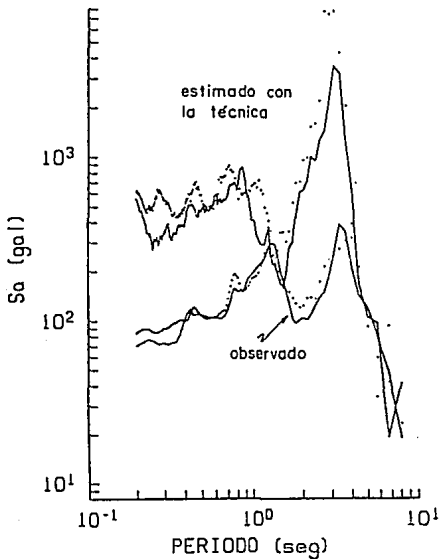
TLHB ESPECTRO DE RESPUESTA (h=0.05)



TLHD ESPECTRO DE RESPUESTA (h=0.05)



CDAO ESPECTRO DE RESPUESTA (h=0.05)



TXSO ESPECTRO DE RESPUESTA (h=0.05)

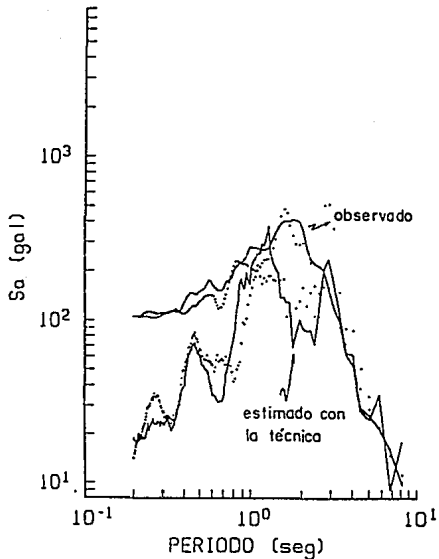
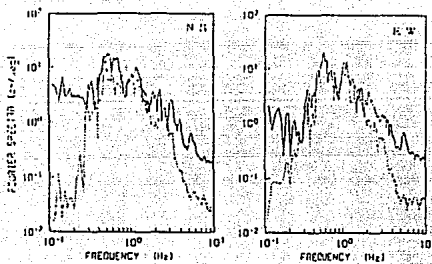
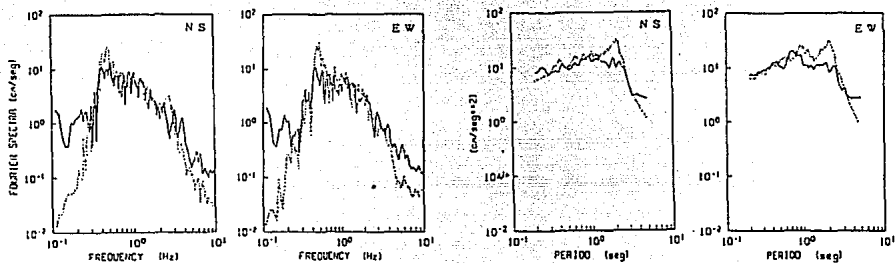


Figura 3. Estimaciones del espectro de respuesta utilizando la técnica de Kobayashi para las estaciones: TLHD, TLHB, TXSO y CDAO.

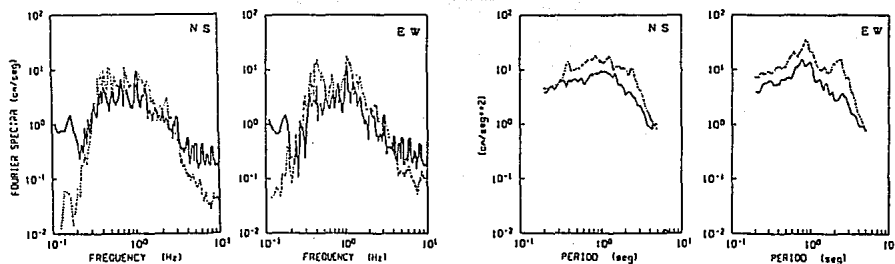
D 0 5



D 5 8



D 4 5



D 6 2

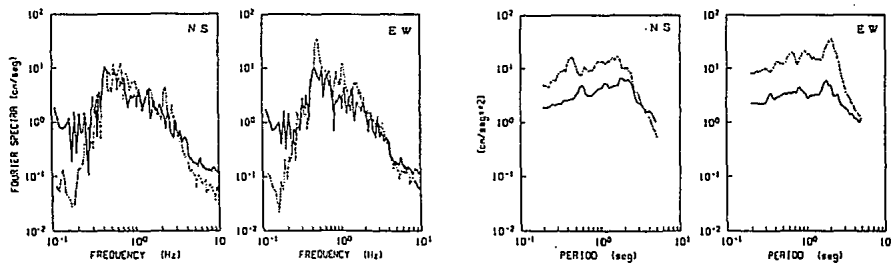


Figura 4. Estimaciones del espectro de Fourier (parte izquierda) y de respuesta (parte derecha) utilizando la técnica de Kobayashi para las estaciones: D05, D58, D45 y D62. Estimados, línea discontinua; observados, línea continua.

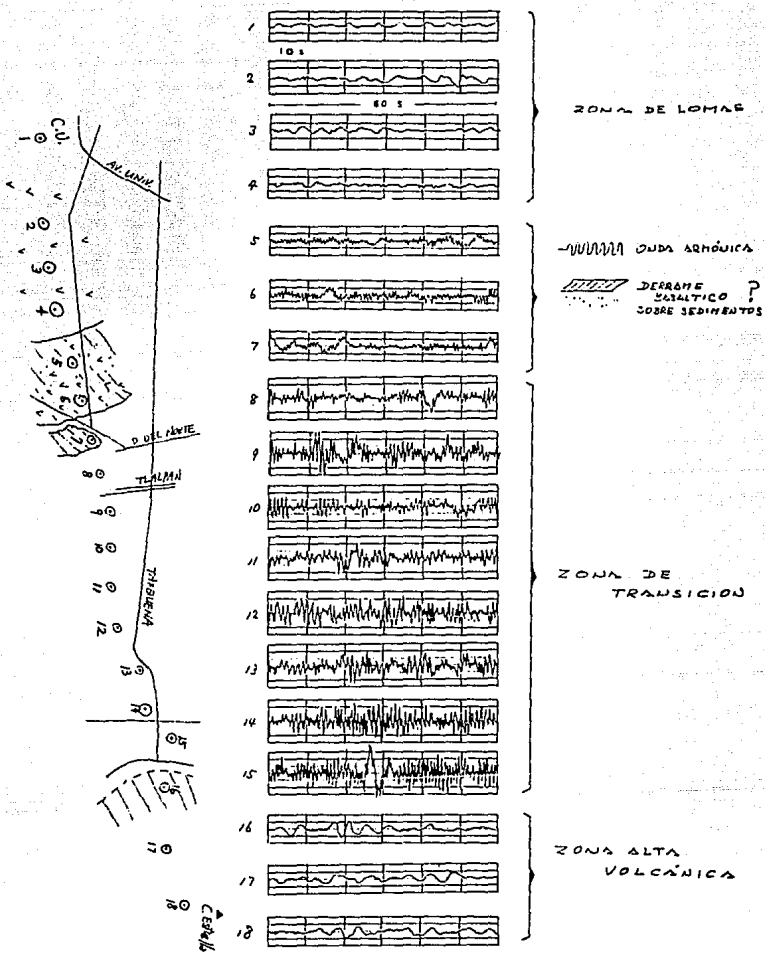


Figura 5. Mediciones de microtemores en 18 puntos a lo largo de una línea que va desde Ciudad Universitaria hasta Cerro de la Estrella (columna izquierda). Los registros de 60 s se muestran en la columna central. Columna derecha, comentarios y posible asociación con las zonas geotécnicas del Valle.

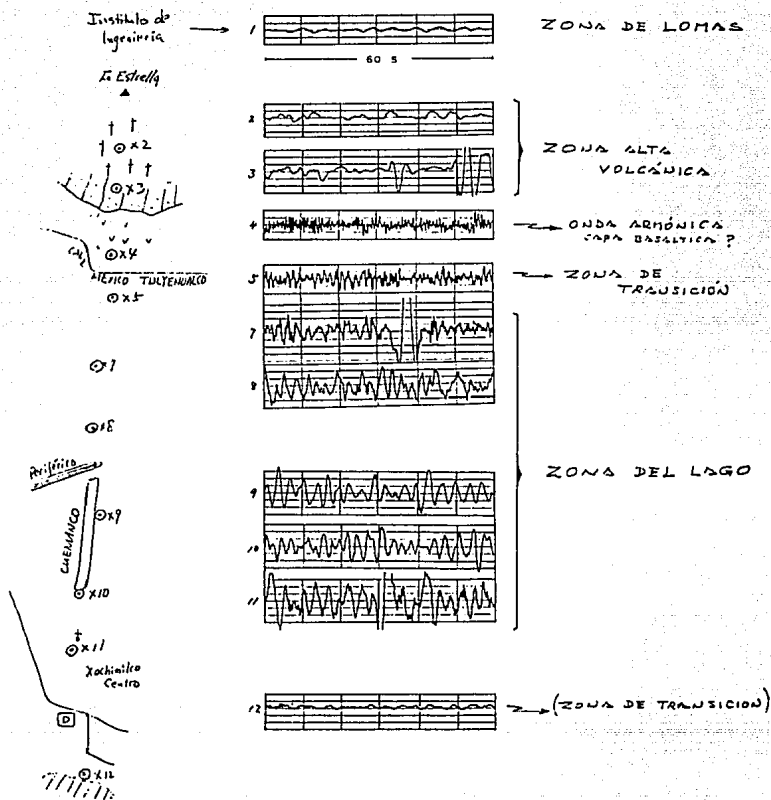


Figura 6. Mediciones de microtremores en 12 puntos a lo largo de una línea que va desde Cerro de la Estrella hasta Xochimilco (columna izquierda). Los registros de 60 s se muestran en la columna central. Columna derecha, comentarios y posible asociación con las zonas geotécnicas del Valle.

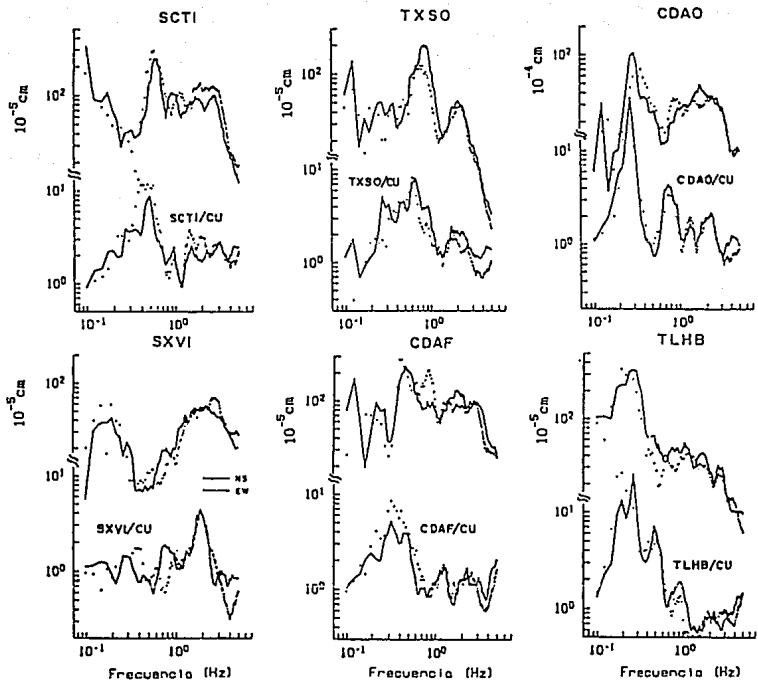


Figura 7. Espectro de velocidad de microtemores (curva superior) y cociente espectral (curva inferior) con respecto a CU de algunos sitios donde se registraron movimientos fuertes del temblor de Michoacán. Línea continua, componente NS; Línea discontinua, componente EW.

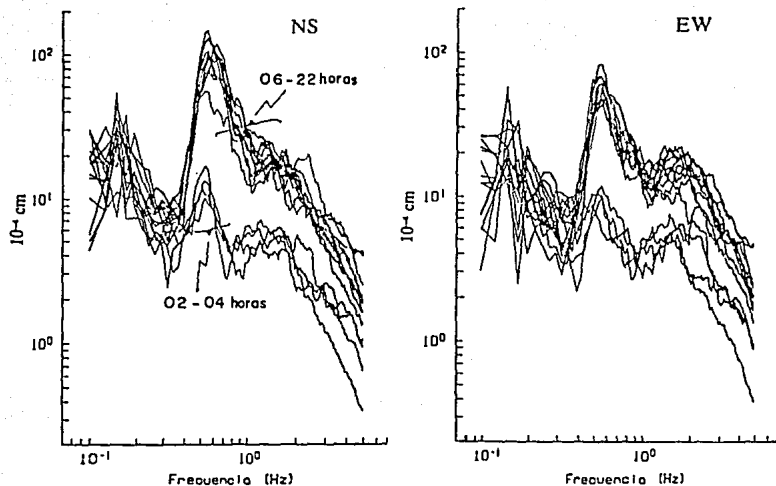


Figura 9. Espectros de velocidad de microtremores en las direcciones NS y EW en un sitio cerca a la estación SCT1 medidos en un periodo de 24 horas.

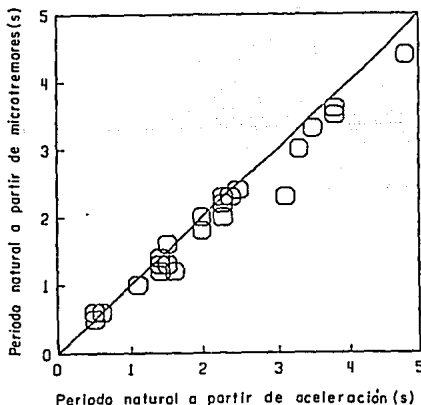


Figura 8. Periodo natural estimado desde espectros de microtremores versus periodo natural obtenido desde datos de movimientos fuertes.

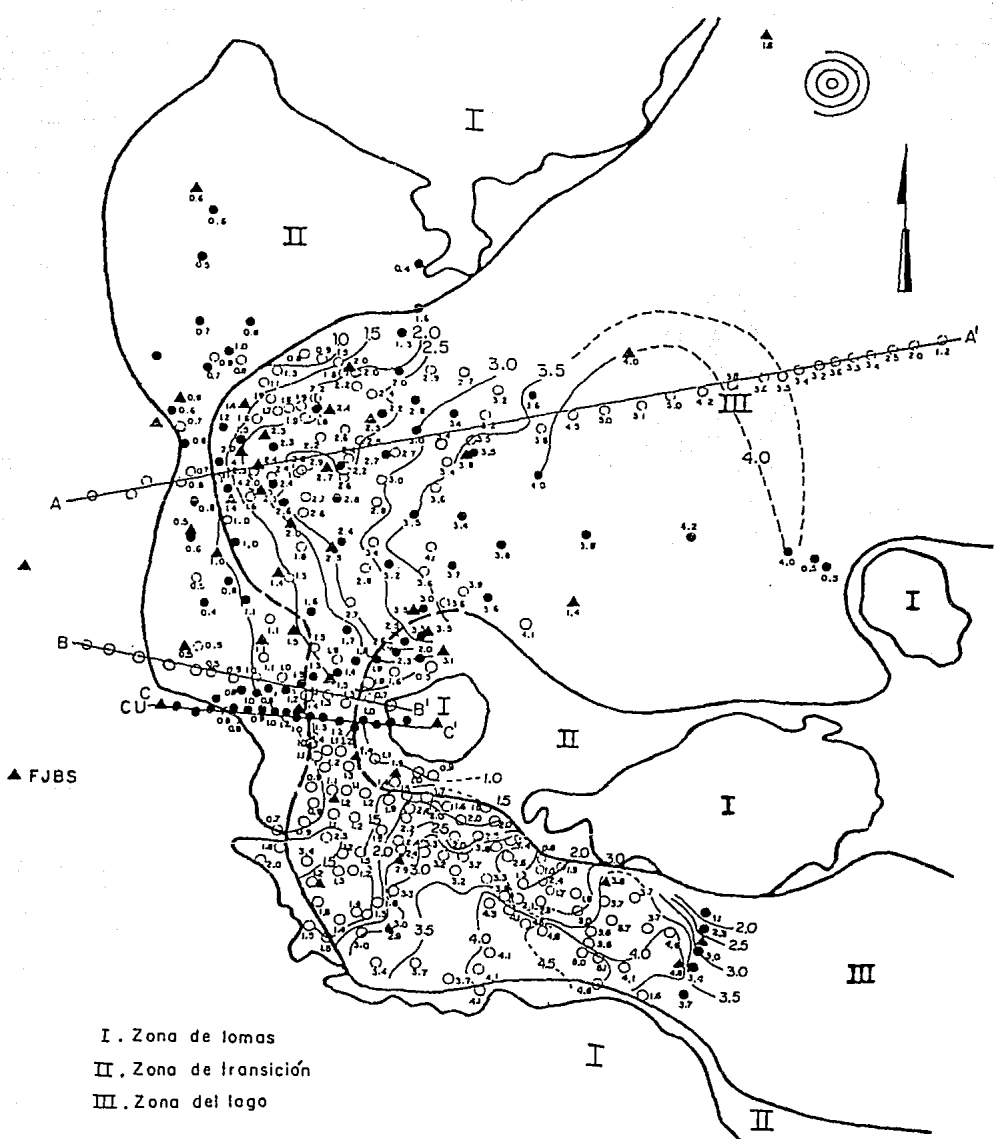


Figura 10. Períodos naturales de sitios en el Distrito Federal. Triángulos: a partir de datos de movimientos fuertes (Singh et al., 1988b). Círculos: a partir de espectros de microtemores (abiertos: Instituto de Ingeniería, UNAM; cerrados: científicos Japoneses). Contornos de isoperiodos cada 0.5 segundos.

4. ESTIMACION DEL EFECTO DE SITIO

4.1 APLICACION DEL ESPECTRO DE AMPLITUD

Tradicionalmente, el periodo dominante de registros de microtremores se a estimado utilizando el espectro de Fourier o la densidad espectral de potencia. Sin embargo, es frecuente que estos espectros no muestren un solo máximo, lo que dificulta la interpretación de un periodo dominante. Mas aún, el problema se agudiza cuando este periodo toma valores inferiores a un segundo.

En esta sección presentaremos resultados que ejemplifican estas dos situaciones: aquellas en las que es posible identificar un máximo en el espectro de Fourier o en la densidad espectral de potencia del registro de microtremores, y aquellas en las que se requieren un análisis más profundo. Los resultados que presentamos corresponden a mediciones realizadas en la Ciudad de México y en Ciudad Guzmán, Jal.

En lo que concierne la estimación de factores de amplificación, un gran número de publicaciones (por ejemplo Lermo *et al.*, 1988 a,b) han mostrado que este valor presenta una variación mayor que la del periodo dominante. Es por ello que este factor no será discutido en esta sección.

4.1.1 Ciudad de México

Con el objeto de evaluar la estimación que puede obtenerse para el periodo dominante directamente de la densidad espectral de potencia de microtremores, hemos elegido ocho sitios en la Ciudad de México. En cada una de ellas se encuentra una estación acelerográfica operada por las siguientes instituciones: Instituto de Ingenieria (I de I), Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), y Fundación Javier Barros Sierra (FBS). Siete de éstas se encuentran en la zona del lago y una en la zona de transición. Para estas estaciones se han obtenido funciones de transferencias empíricas a partir de registros de

movimientos fuertes, usando como estación de referencia Ciudad Universitaria (CU, figura 11). La ubicación de los ocho sitios se presentan en la figura 11. Los temblores analizados, que fueron registrados en los 8 sitios mencionados, se listan en la tabla 1, donde para cada evento se da la fecha, su localización hipocentral, y su magnitud.

Las funciones de transferencia empíricas obtenidas con datos de movimientos fuertes se muestran en las figuras 13a, 13b, ...13h. En los casos en que existan registros de más de un temblor en una misma estación (CDAO, CDAF y SXVI), se obtuvo el promedio geométrico. Este promedio se graficó con línea continua, mientras que para las razones espectrales individuales se graficaron con línea punteada. No se incluyó el evento número uno (temblor del 19 de septiembre de 1985, $M_s=8.1$) para obtener el promedio, debido a que Singh et al. (1988 b) observaron, que el registro obtenido en CDAO durante este temblor presenta evidencias de no linealidad. Sin embargo, su espectro si se graficó con línea discontinua. Para los casos donde solo se obtuvo un registro, la componente NS se graficó con línea continua y la EW con línea discontinua.

En lo que concierne a los microtemblores, se obtuvieron para cada sitio varios registros con una duración de dos minutos cada uno. Con estos datos se calcularon los promedios logarítmicos de la densidad espectral de potencia de velocidad, obtenidos para cada registro y para cada una de las componentes horizontales (NS y EW). Estos espectros con sus promedios se muestran en las figuras 12a, 12b, ...12h. Se han graficado los espectros de cada una de las componentes con líneas punteadas, mientras que el promedio se muestra con línea continua.

Podemos observar que para las estaciones CDAO, SCT1, 12, 09 y D22 el promedio de la densidad espectral de potencia de las componentes horizontales (figuras 12a, 12b, 12e, 12f y 12g) muestran un máximo bien definido. La frecuencia de ocurrencia corresponde bien con la frecuencia dominante del sitio, como puede observarse de la comparación con las funciones de transferencia empíricas obtenidos de datos de movimientos fuertes. Sin embargo no siempre se observan resultados tan claros. Por ejemplo, en las curvas correspondientes a las estaciones

CDAF y TLHD, este máximo espectral se encuentra a frecuencias mayores de 2 Hz. Sin embargo, también muestran un segundo máximo a frecuencias bajas que sí están relacionadas con la frecuencia dominante del sitio, por la comparación con las funciones de transferencia empíricas de movimientos fuertes. Es importante hacer notar este problema, ya que representa una indesección para el interpretador, cuando no tiene manera de corroborar el resultado. Aún cuando se tiene este problema en la interpretación de la frecuencia dominante con esta técnica, cabe destacar, que en ningún caso para la zona del lago, se contradicen los resultados obtenidos con temblores.

Para la zona de transición de la Ciudad de México, la estimación de periodos dominantes utilizando el promedio de la densidad espectral de potencia de las componentes horizontales de microtemblores no es recomendable su uso, porque en la mayoría de los casos presenta una banda de frecuencias máximas, imposibilitando la interpretación del periodo dominante. Por ejemplo, en la estación SXVI de la zona de transición (figura 12h), el promedio de la densidad espectral de potencia de las componentes horizontales nos muestran una banda de frecuencias máximas entre 2 y 5 Hz aproximadamente. Mientras que el promedio de las funciones de transferencia empíricas de registros de movimientos fuertes para la misma estación SXVI (figura 13h), muestran un solo máximo en la frecuencia de 2 Hz.

Por lo tanto, no es recomendable la aplicación directa de la densidad espectral de potencia o espectros de Fourier para estimar periodos dominantes en la zona del lago de la Ciudad de México. Para esta zona se sugiere complementar estos resultados con los obtenidos mediante otras técnicas. En lo que concierna la zona de transición el uso de la densidad espectral de potencia o espectros de Fourier para estimar periodos dominantes no es útil y se recomienda recurrir a otras técnicas.

Tabla 1. Temblores registrados con acelerógrafos en el Valle de México que se utilizaron en este estudio.

Evento No.	Fecha	Lat. (°N)	Long. (°W)	Prof. (km)	Mag.
1	19/IX/85	18.14	102.71	16	8.1(Ms)
2	21/IX/85	17.62	101.82	22	7.6(Ms)
3	30/IV/86	18.40	102.97	21	7.0(Ms)
4	08/II/88	17.50	101.14	20	5.8(Ms)
5	25/IV/89	16.58	99.46	17	6.8(Ms)
6	31/ V/90	17.14	100.71	20	5.8(Ms)

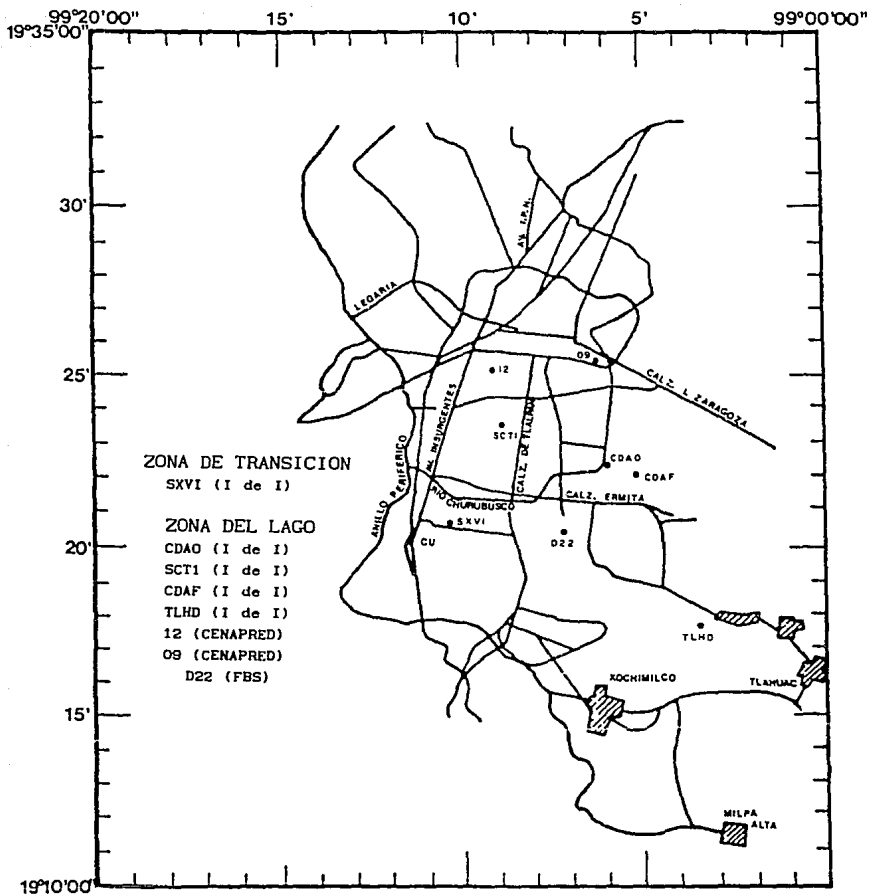


Figura 11. Mapa del Valle de México que muestra la localización de los 8 estaciones acelerográficas.

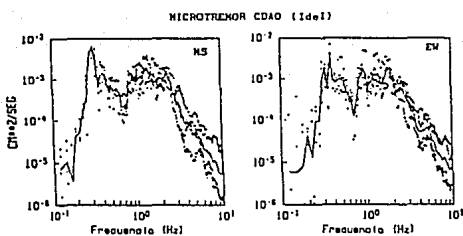


FIGURA 12a. Espectros de potencia de velocidad para el sitio CDAO. Espectros, línea punteada; promedio, línea continua.

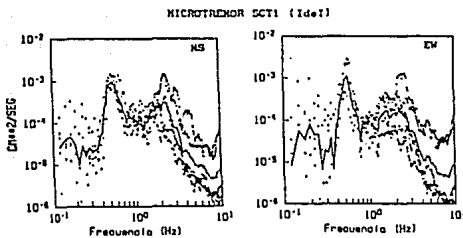


FIGURA 12b. Mismo que figura 12a para el sitio SCT1.

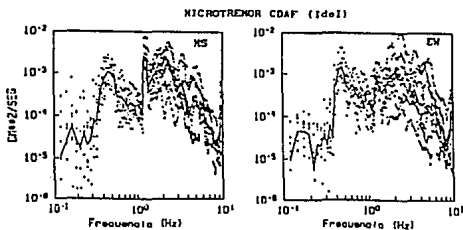


FIGURA 12c. Mismo que figura 12a para el sitio CDAF.

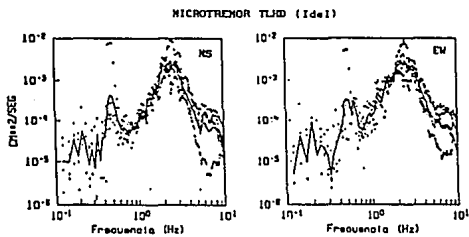


FIGURA 12d. Mismo que figura 12a para el sitio TLHD.

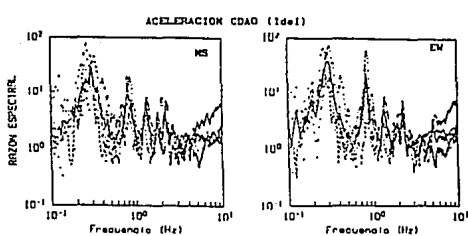


FIGURA 13a. Cocientes espectrales del sitio CDAO. Eventos 2, 3, 4 y 5 línea punteada. Promedio, línea continua. Evento 1, línea discontinua.

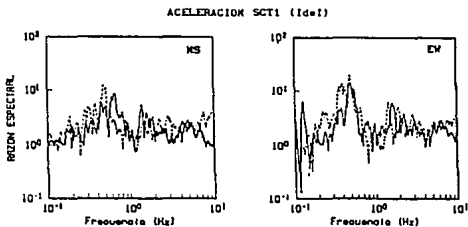


FIGURA 13b. Cocientes espectrales del sitio SCT1. Evento 5 línea continua. Evento 1, línea discontinua.

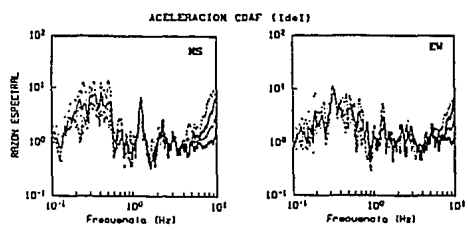


FIGURA 13c. Cocientes espectrales del sitio CDAF. Eventos 2 y 3 línea punteada. Promedio, línea continua. Evento 1, línea discontinua.

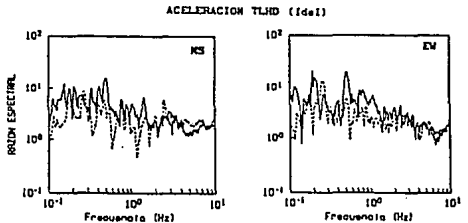


FIGURA 13d. Cocientes espectrales del sitio TLHD. Evento 2 línea continua. Evento 1, línea discontinua.

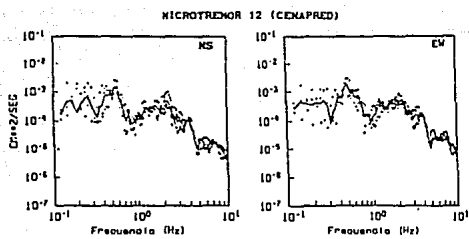


FIGURA 12e. Mismo que figura 12a para el sitio 12.

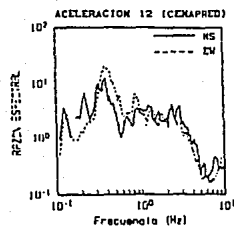


FIGURA 13e. Cocientes espectrales del sitio 12. Evento 8.

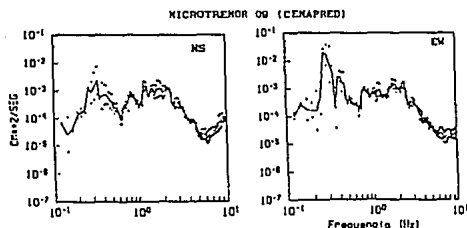


FIGURA 12f. Mismo que figura 12a para el sitio 09.

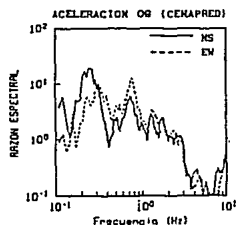


FIGURA 13f. Cocientes espectrales del sitio 09. Evento 8.

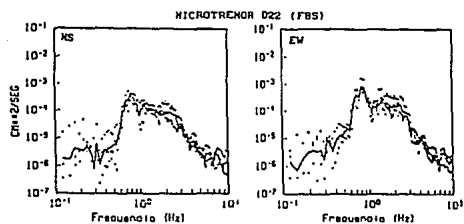


FIGURA 12g. Mismo que figura 12a para el sitio D22.

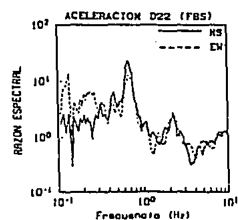


FIGURA 13g. Cocientes espectrales del sitio D22. Evento 4.

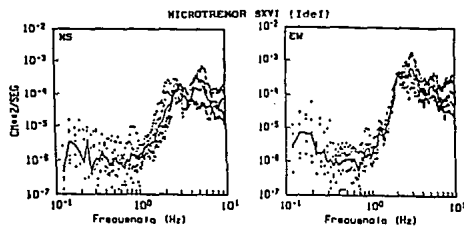


FIGURA 12h. Mismo que figura 12a para el sitio SXVI.

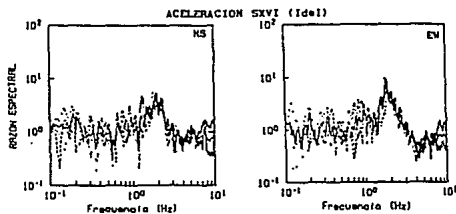


FIGURA 13h. Cocientes espectrales del sitio SXVI. Eventos 2 y 5 línea punteada. Promedio, línea continua. Evento 1, línea discontinua.

4.1.2 Ciudad Guzmán, Jal.

Ciudad Guzmán, Jal., ha sido dañada, repetidamente, durante temblores de subducción, al parecer debido a efectos de amplificación del movimiento local (García de Alba, 1988). Con el objeto de analizar estos efectos, Lermo *et al.* (1989), registraron microtemblores en 52 sitios de la zona urbana, siguiendo tres líneas de este a oeste (A, B, C,) y una cuarta de norte a sur (D). A partir de la densidad espectral de potencia de microtemblores, ellos estimaron los periodos dominantes para cada sitio, y trazaron curvas de igual periodo para esta zona (figura 14).

Con el propósito de observar la resolución de los máximos espectrales de microtemblores, y su estimación del periodo dominante, se seleccionaron cuatro espectros de potencia de microtemblores, en tres de las líneas de observación mencionadas (A, B y C). En la figura 15 se presentan grupos de 4 espectros de potencia para cada línea. En la parte superior de cada gráfica se encuentra la letra correspondiente a la línea, y un número que corresponde a la ubicación del sitio (figura 14). Se han graficado solamente las componentes horizontales: la NS con línea continua y la EW con línea discontinua.

Si observamos los máximos espectrales de las cuatro gráficas para la línea A, vemos que la frecuencia central asociada a los máximos disminuye ($\approx 1.5, 1.2, 1.0$ y 0.7 Hz), en relación con la geología local (siendo la laguna Zapotlán la parte más baja, y posiblemente con mayor espesor sedimentario, figura 14). Mientras que en las otras dos líneas (B y C), la frecuencia asociada al máximos o máximos espectrales, no presenta este cambio: en algunos espectros el máximo se presenta entre 3 y 4 Hz, y en otros es imposible estimar un máximo.

Aún cuando en esta oportunidad no se realizaron promedios espectrales de microtemblores, ni se dispone de registros de temblores para poder comprobar las estimaciones obtenidas de microtemblores, observamos nuevamente la dificultad que existe, para estimar la frecuencia dominante cuando ésta se presenta a frecuencias mayores a 1 Hz.

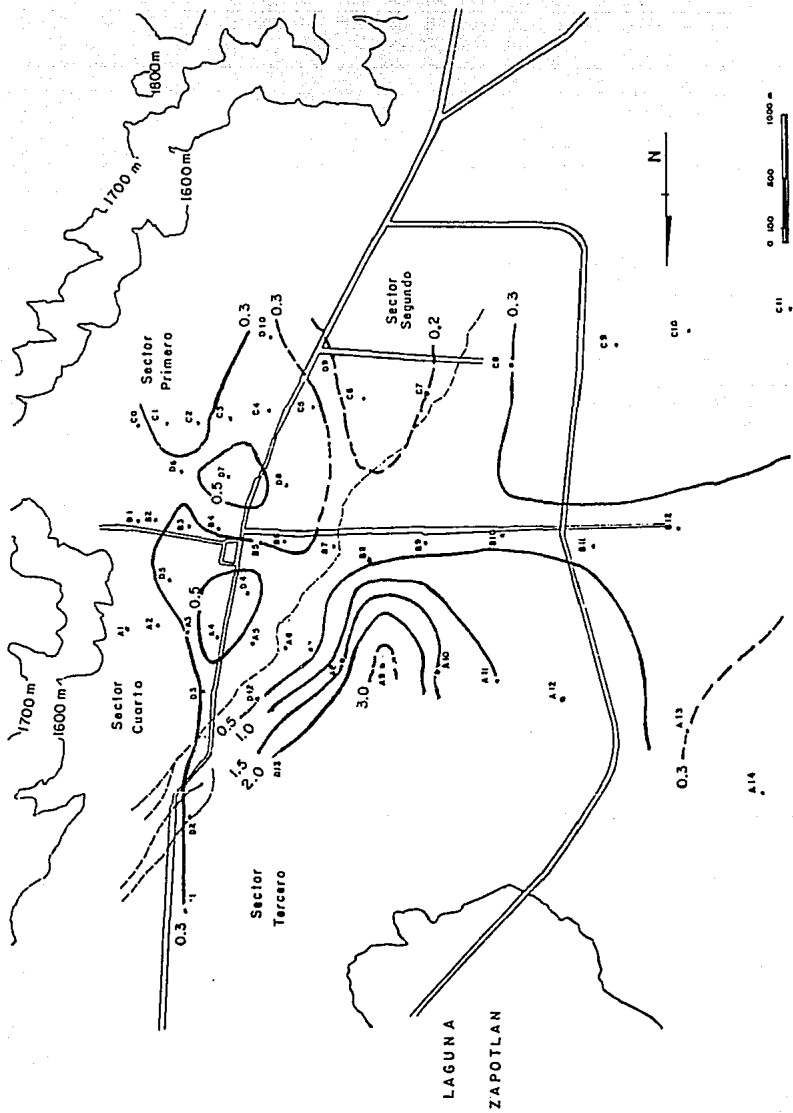


FIGURA 14. Mapa de isoperíodos para Cd Guzmán. (Valores de curvas en segundos).

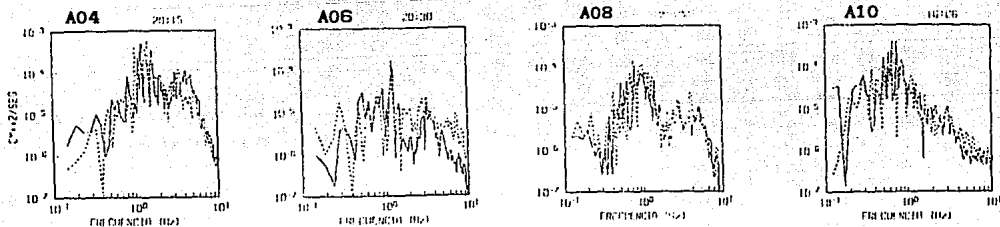


Figura 15a. Densidad espectral de potencia de microtremores para cuatro sitios (A04, A06, A08 y A10) de la línea A. Línea continua, componente NS. Línea discontinua, componente EW.

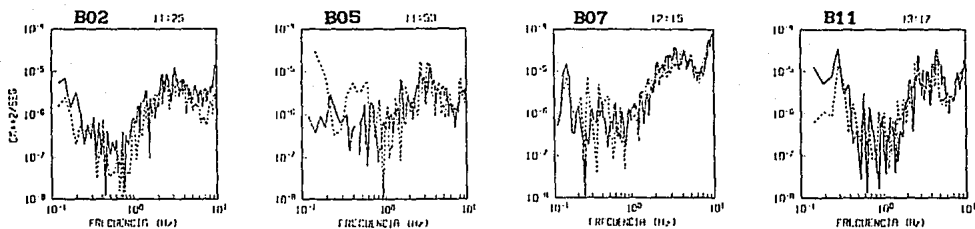


Figura 15b. Densidad espectral de potencia de microtremores para cuatro sitios (B02, B05, B07 y B11) de la línea B. Línea continua, componente NS. Línea discontinua, componente EW.

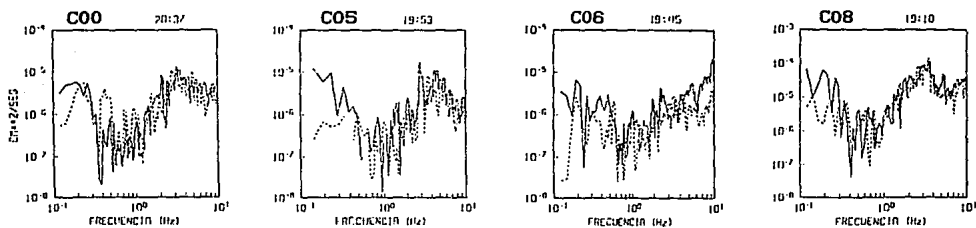


Figura 15c. Densidad espectral de potencia de microtremores para cuatro sitios (C00, C05, C06 y C08) de la línea C. Línea continua, componente NS. Línea discontinua, componente EW.

4.2 APLICACION DE LAS TECNICAS DE COCIENTES ESPECTRALES Y NAKAMURA

Hemos observado en secciones precedentes que existen algunos sitios donde los espectros de microtemblores presentan un solo máximo para frecuencias mayores a un hertz y que es posible asociar estas frecuencias a la respuesta de sitio. Sin embargo no siempre se tienen estos casos, porque en la mayoría de los lugares donde el periodo natural del sitio se espera que fuese a frecuencias mayores a un hertz, los espectros de microtemblores para estos lugares muestran bandas de frecuencias máximas, o varios máximos (Ciudad de Colima, Col., Lermo et al., 1991c), imposibilitando la estimación de un periodo natural. Es por ello que hemos buscado otras formas de interpretar los espectros de microtemblores con el fin de estimar periodos dominantes en cualquier rango de frecuencias y sobre cualquier tipo de suelo.

Dos técnicas diferentes han sido propuestas en la literatura con este objetivo. En esta sección aplicaremos estas técnicas a mediciones de microtemblores realizadas en dos zonas urbanas: Oaxaca, Oax. y Acapulco, Gro. En ambos casos disponemos de información sísmológica (sismogramas y acelerogramas), lo que nos permitirá evaluar los resultados de la aplicación de las dos técnicas.

El primer procedimiento, que ha sido ampliamente utilizado con datos de temblores pequeños es el cálculo de cocientes espectrales. Esta técnica consiste en calcular el espectro de amplitud de microtemblores medido en un sitio en sedimentos y otro en una estación de referencia en un sitio rocoso. Luego se calcula el cociente espectral entre el sitio en sedimento y el de referencia, y se toma este cociente como una estimación de la función de transferencia empírica. La hipótesis que subyace a esta técnica, es que la señal que registra la estación de referencia es la misma que incide a la base de los sedimentos en la estación sobre suelo blando.

La segunda técnica, ha sido presentada por Nakamura, 1989 y Omachi et al., 1991. Estos autores proponen una estimación de la función de transferencia local sin utilizar el registro de la estación de referencia. El razonamiento de Nakamura (1989) está basado en suponer que los microtemblores se deben principalmente a la excitación de ondas

de Rayleigh. El considera que el efecto de fuente puede estimarse como el cociente entre las componentes verticales del movimiento en la superficie y en la base de la estratificación. Si se hace la hipótesis adicional de que el cociente entre movimiento horizontal y vertical en la base de la estratificación es unitaria, una estimación del efecto de sitio sobre la componente horizontal es el cociente espectral entre las componentes horizontales y la vertical en la superficie. De acuerdo a Nakamura, este procedimiento permite compensar, al menos parcialmente, el efecto de la fuente y soluciona uno de los mayores problemas de aplicación de microtemores (Liam, 1991). En efecto, la ausencia total de información acerca de la fuente que excita los microtemores ha sido señalada como uno de los mayores obstáculos a la interpretación de estos registros (por ejemplo Aki, 1988).

4.2.1 Oaxaca, Oax.

Lermo *et al.* (1991b), realizaron una campaña de monitoreo sísmico en la ciudad de Oaxaca utilizando una red temporal de sismógrafos. El objetivo de dicha campaña fué evaluar el comportamiento dinámico en las diferentes microzonas en las que Lermo *et al.* (1991a) dividieron la zona urbana de Oaxaca. A continuación presentaremos un resumen del registro y análisis de los sismos y del registro de los microtemores, para luego comparar las funciones de transferencia empíricas obtenidas con los sismos y con las dos técnicas de análisis de microtemores mencionadas.

4.2.1.1 Registro y análisis de sismos pequeños

La adquisición de datos se realizó utilizando 7 sismómetros Lennartz de tres componentes de 1 seg de periodo natural acoplados a registradores digitales PRS-4 EDA Instruments. Este sistema utiliza un algoritmo de disparo y almacena la información en una memoria de estado

sólido que tiene capacidad de 2 megabytes. La información se recupera mediante una computadora portátil. El control del tiempo se realiza usando un reloj externo de alta precisión marca Nanometrics. La respuesta del sistema es plana para la velocidad entre 1 y 30 Hz (Nava y Mijares, 1991).

Del 15 de julio al 30 de agosto de 1991, se instalaron estas estaciones en la zona urbana de Oaxaca. En la figura 16 se muestra la distribución de las estaciones y en la tabla 2 se proporcionan las coordenadas de las mismas. Con objeto de cubrir el mayor número de sitios posible, se desplazaron seis de las estaciones mientras se dejaba fija VHO, la estación de referencia. Se cubrieron un total de 20 sitios aparte de la estación de referencia. VHO estuvo localizada en el Cerro del Fortín, sobre rocas metamórficas (una discusión completa de la geología superficial de la ciudad de Oaxaca fué presentada en Lermo et al., 1991a). Las estaciones restantes se situaron en las diferentes zonas en el valle, dando preferencia a la zona colonial de la ciudad y a la zona al Sur de la misma, sobre los aluviones cuaternarios.

TABLA 2. Coordenadas de las estaciones

Estación	Latitud Norte	Longitud Oeste	Altitud
CRUZ	17-05.15	96-41.80	1590
FMED	17-05.00	96-43.10	1590
VHO	17-04.15	96-43.95	1700
IXC	17-04.00	96-42.10	1550
ITO	17-04.70	96-44.65	1550
UBJ	17-03.00	96-42.60	1530
NORIA	17-03.00	96-43.20	1530
NOTX	17-02.90	96-42.95	1530
MAZA1	17-03.50	96-44.50	1540
MAZA2	17-03.45	96-43.70	1540
SED	17-03.30	96-43.50	1535
PCO	17-03.45	96-43.25	1545
YALE	17-03.70	96-43.35	1550
MILI	17-03.85	96-43.40	1560
JAL	17-03.50	96-42.60	1540
BETO	17-02.60	96-43.25	1530
ROSO	17-02.60	96-41.40	1550
ROSH	17-02.60	96-41.20	1570
IND	17-01.75	96-43.55	1525
TEQUIO	17-00.65	96-43.15	1515
IVO	17-03.80	96-43.05	1550

La red temporal permitió registrar 32 sismos con al menos dos estaciones. Las figuras 17 y 18 muestran dos ejemplos de los sismogramas obtenidos con la componente NS de las estaciones. La figura 17 corresponde a un evento de la zona de subducción, aproximadamente 200 km al Sur de la ciudad de Oaxaca. Los registros de la figura 18 corresponden a un evento ocurrido en la costa del Golfo de México, al Noreste de Oaxaca. Los epicentros de 27 eventos fueron localizados utilizando la red SISSEX, agregando la lectura de VHO, con el programa HYPO71. La distribución de epicentros obtenida se muestra en la figura 19 y las localizaciones de los mismos se proporcionan en la Tabla 3. En esta tabla se agregaron 5 eventos (Nos. 20, 25, 27, 30 y 32) que no pudieron ser localizados. A pesar de ello los registros que proporcionaron fueron utilizados en el análisis. Durante el periodo de observación, las magnitudes (magnitud de coda) estuvieron comprendidas entre 2.3 y 5.2.

Con objeto de evaluar la amplificación relativa entre los diversos sitios para los cuales disponemos de registros y la estación de referencia (VHO) se calcularon cocientes espectrales. El procedimiento es estándar y consiste en escoger una ventana de señal común al sitio de interés y a la estación de referencia. El cociente espectral se define como la razón de los espectros de amplitudes de Fourier entre las dos estaciones, suavizados con objeto de reducir la varianza del cociente. En este estudio se utilizó una ventana de 10 s centrada alrededor de la onda S, la parte más energética de la señal. Los espectros de amplitud fueron suavizados con una ventana cuadrada de 1/3 de octava de ancho. Un ejemplo del tipo de resultados que se obtienen se muestra en la figura 20. Las figuras 20a y 20b muestran los espectros de amplitud de Fourier suavizados para la componente EW de sismos registrados simultáneamente en VHO y en TEQUIO. La razón espectral entre ambas estaciones se muestra en la figura 20c. Se observa una buena concordancia entre las 4 curvas, correspondientes a 4 eventos, todas las cuales indican un pico de resonancia entre 1 y 2 Hz con amplitudes comprendidas entre 6 y 10.

TABLA 3. Localización de los eventos utilizados en este estudio

Evento	Tiempo de origen	Lat. N.	Long. O.	Magnitud de coda	
1	910717 0238	22.55	16.14	95.93	4.2
2	910717 1021	39.02	15.33	95.17	4.4
3	910719 2115	51.73	17.34	95.98	4.0
4	910722 2050	55.90	16.06	93.09	5.1
5	910725 1525	51.62	17.87	95.06	5.2
6	910728 0535	22.93	16.53	95.36	5.0
7	910728 0617	08.70	17.55	96.79	3.1
8	910728 1243	27.72	17.10	96.25	3.0
9	910728 2156	50.01	18.40	94.72	4.5
10	910729 0749	30.52	18.20	97.05	3.5
11	910729 0827	30.70	16.76	96.94	2.9
12	910730 2033	00.79	16.60	94.27	4.7
13	910731 1240	28.30	16.03	97.02	4.2
14	910802 0536	34.75	17.32	95.88	4.2
15	910803 0811	32.27	15.25	96.44	5.1
16	910805 0125	50.31	17.07	97.04	2.3
17	910807 1036	49.28	18.12	94.12	3.9
18	910808 0656	25.87	16.78	97.54	3.2
19	910808 1714	17.84	19.25	97.34	4.1
20	910811 1254	44.00			
21	910812 1640	58.15	17.16	96.73	3.8
22	910813 0907	23.91	17.65	95.99	2.5
23	910813 1106	18.44	15.91	96.54	4.9
24	910814 1216	20.43	17.27	94.06	4.2
25	910814 1506	30.00			
26	910817 0517	40.03	16.81	96.10	4.2
27	910818 1226	39.00			
28	910818 1550	54.79	16.26	97.70	4.5
29	910819 0632	30.89	19.34	93.46	4.5
30	910821 1004	19.00			
31	910822 0153	58.17	17.48	95.83	4.7
32	910826 0332	40.00			

4.2.1.2 Registro y análisis de microtembres

La distribución de sitios en los cuales se registraron microtembres se muestra en la figura 16. Se realizaron mediciones en todos aquellos sitios instrumentados con sismógrafos. Para el análisis de los datos obtenidos se utilizó la técnica de cocientes espectrales. La estación de referencia fue VHO, la misma utilizada en el análisis de sismos pequeños. Dentro de las pruebas que se realizaron para asegurar la obtención de datos de buena calidad podemos destacar la evaluación de la estabilidad de la vibración ambiental en la estación de referencia. En efecto, en VHO se obtuvieron registros tanto durante el día como durante la noche. Los resultados indican que durante la noche el nivel de ruido ambiental disminuye drásticamente, en cambio, a todo lo largo del día se obtuvieron niveles de vibración muy estables, y se observó también una forma espectral constante. Es por ello que elegimos realizar las mediciones en todos los sitios durante el día. No consideramos necesario realizar registros simultáneos de microtembres en los sitios sedimentarios y en la estación de referencia, debido también a la gran estabilidad en la forma de los espectros obtenidos en VHO para una gran cantidad de ventanas de registro (figura 21).

En lo que concierne a los sitios en las zonas de depósitos sedimentarios, se procedió de la siguiente manera. En cada sitio se obtuvieron varios registros con una duración de un minuto cada uno y a intervalos de 15 minutos. Dentro de estos registros se seleccionaron varias ventanas (alrededor de 6 para cada estación) con una duración de 10 s, que se utilizaron como entrada para el cálculo de los espectros de amplitud. El criterio de selección incluyen la determinación de un segmento de registro lo más estacionario posible, sin señales transitorias (p. ej., señales de corta duración debidas al tráfico en la inmediata vecindad al instrumento, paso de peatones, etc.).

Los espectros de amplitud se calcularon con el mismo algoritmo utilizado para los registros de temblores. Puesto que disponemos de varias ventanas para cada sitio, calculamos los promedios logarítmicos de los espectros obtenidos para cada ventana. Ello permitió disminuir la varianza en la estimación y aumentar consiguientemente la

estabilidad del resultado.

Las figuras 22, 23, 24, y 25 muestran cuatro ejemplos para cuatro estaciones diferentes. En el primer caso, correspondiente a las estaciones NOTIMEX Y PCO, se muestran los resultados obtenidos con cada una de las 6 ventanas de microtemores y, con línea gruesa, el promedio de los espectros. Se observa una buena concordancia entre las diferentes mediciones, todas las cuales muestran fuertes amplitudes entre 3 y 4 Hz para NOTIMEX, mientras que para PCO entre 3 y 5 Hz. Si comparamos estas gráficas con las correspondientes para VHO (figura 21) concluimos que dichas amplitudes reflejan la amplificación local en la estación NOTIMEX y PCO. Las figuras 24 y 25 muestra los espectros de amplitud obtenidos para la estación BETO e IVO. Se observa nuevamente una buena concordancia entre las diferentes ventanas procesadas así como diferencias significativas relativamente a NOTIMEX Y PCO: esta vez, se observa una amplificación de la vibración ambiental en una banda de frecuencia más ancha (entre 1 y 4 Hz para BETO y de 4 a 11 Hz para IVO, para las componentes horizontales). Cabe señalar en este momento, que para estas dos últimas estaciones, estimar alguna frecuencia dominante utilizando los espectros directamente tendría una incertidumbre considerable.

4.2.1.2 Comparación con resultados de sismos

Las figuras 26 a 33 muestran la comparación de las funciones de transferencia empíricas obtenidas con registros de temblores con aquellas obtenidas usando microtemores y aplicando las dos técnicas mencionadas. Se ha agrupado los 20 sitios en los cuales se obtuvieron registros, en 4 grupos de 5 estaciones cada uno, en función de la semejanza que se observa en su respuesta sísmica.

Las figuras 26 y 27 muestran con línea continua delgada, los cocientes espectrales de los temblores, para las componentes horizontales en las estaciones TEQUIO, BETO, IND, UBJ y NOTX (situadas en la zona Sur de la ciudad). Con línea continua gruesa, se muestra el promedio de los resultados de la técnica de cocientes espectrales de

microtembroles para las componentes horizontales, para las mismas estaciones. Con línea discontinua gruesa, se muestra el promedio de los resultados obtenidos con la técnica de Nakamura con datos de microtembroles, para las mismas componentes y estaciones. Este grupo de estaciones se caracteriza por una gran coherencia entre las señales correspondientes a sismos diversos, así como por la presencia de picos de resonancia bien marcados (entre 1 y 3 Hz). Estos son bien identificados por la técnica de Nakamura (línea gruesa discontinua), con buena resolución, lo que permite obtener correctamente el periodo dominante. La técnica de cocientes espectrales de microtembroles (línea gruesa continua) concuerda claramente en la mayoría de los casos, aunque en algunos otros no se obtiene la resolución adecuada. Cabe destacar, que en ningún caso se contradicen los resultados obtenidos con temblores.

El siguiente grupo de estaciones (figuras 28 y 29) comprende ITO, MAZA2, SED, PCO y NORIA. Aunque el número de registros de temblores en estas estaciones es pequeño puede apreciarse que las frecuencias de resonancia son mayores que las del grupo precedente, pues están comprendidas entre 2 y 4 Hz. Si comparamos estos resultados con los que se obtienen utilizando las dos técnicas de microtembroles, se pueden hacer observaciones similares a las señaladas para el grupo anterior: concordancia de los periodos dominantes estimados con temblores y con microtembroles, una mejor resolución de la técnica de Nakamura relativamente a la de cocientes espectrales de microtembroles y, adicionalmente, una concordancia marcada para la amplitud del pico de resonancia obtenido con temblores y con la técnica de Nakamura. Los cocientes espectrales de microtembroles nuevamente no contradicen los resultados anteriores, pero el valor de amplificación que predicen es significativamente mayor que la que se observa con datos de temblores.

El tercer grupo de estaciones está formado por FMED, IVO, JAL, IXC y CRUZ (figuras 30 y 31), mientras que el cuarto grupo está integrado por las estaciones MAZA1, YALE, MILI, ROSO y ROSH (figuras 32 y 33). Hay diferencias significativas con respecto a los grupos precedentes. En primer lugar, apreciamos una dispersión importante entre los cocientes espectrales para los diferentes sismos. No se observa un

patrón definido, pero en promedio, los valores de amplificación son menores que en los grupos precedentes. La frecuencia a la cual se presenta el máximo de la respuesta aumenta hasta llegar a 6 Hz. En algunos casos observa una amplificación a frecuencias altas (p. ej. MAZA1, componente NS, alrededor de 8 Hz), pero en general la respuesta está muy cercana de la unidad. Los resultados obtenidos con microtemores son más erráticos, aunque en aquellos casos en los que los datos de temblores indican un pico de amplificación, la técnica de Nakamura proporciona todavía una estimación muy razonable del periodo (p. ej. estaciones FMED, IVO, JAL y MAZA1). Los resultados de cocientes espectrales de microtemores presentan una casi total ausencia de resolución.

En conclusión, nuestros resultados indican que la estimación del periodo dominante obtenida con microtemores es muy confiable, especialmente a frecuencias inferiores a 5 Hz. Esto es, podemos obtener resultados en un rango de frecuencias mayor que el rango de frecuencias que generalmente se considera adecuado para aplicación de microtemores (inferiores a 1 Hz, según Aki, 1988). Observamos mejores resultados aplicando la técnica de Nakamura que utilizando cocientes espectrales de microtemores, y obtenemos una concordancia muy razonable de los factores de amplificación local obtenidos con la técnica de Nakamura y con cocientes espectrales de sismogramas.

LOCALIZACION DE LAS
ESTACIONES DE LA RED LOCAL

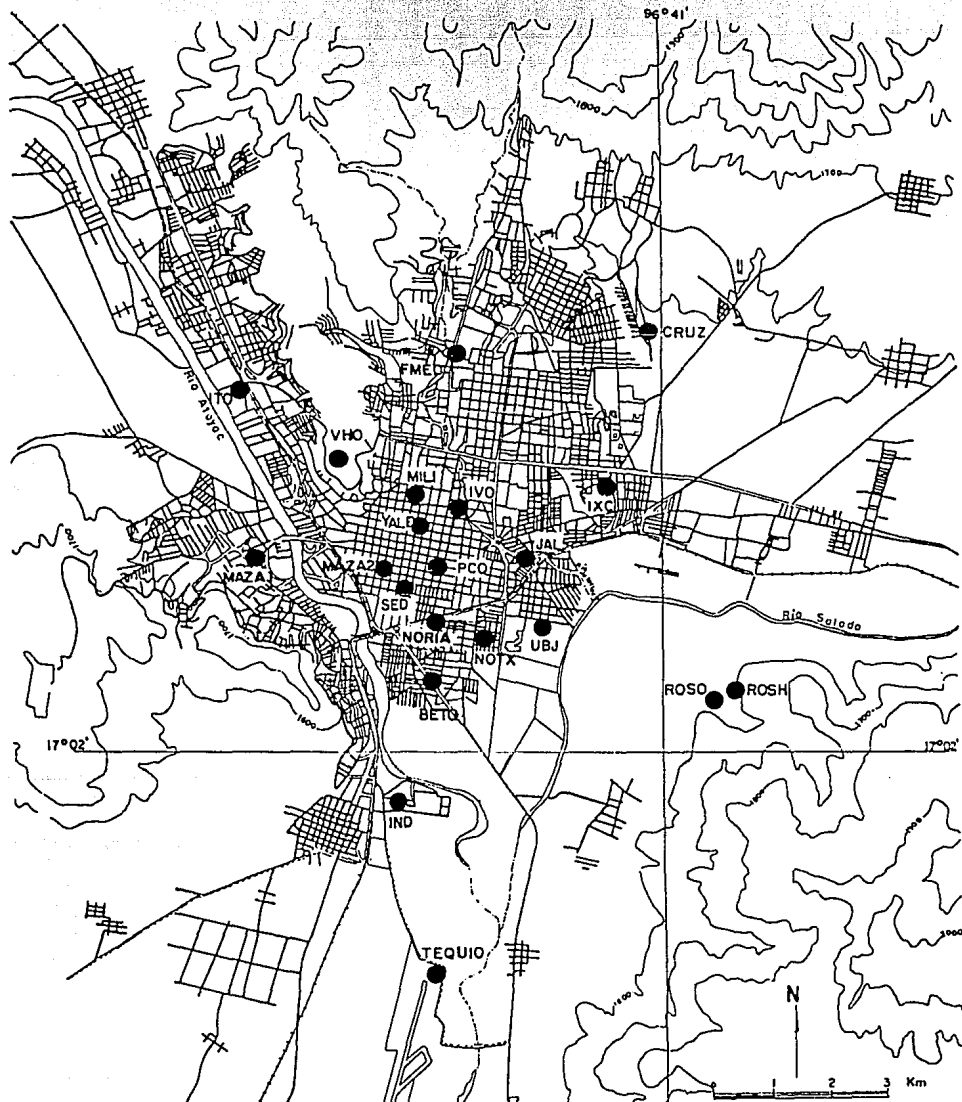


Figura 16. Distribución de las estaciones de la red temporal de sismógrafos utilizadas para el registro de temblores y microtemblores.

OAXACA Evento:215:08:12:05 Comp: Norte-Sur

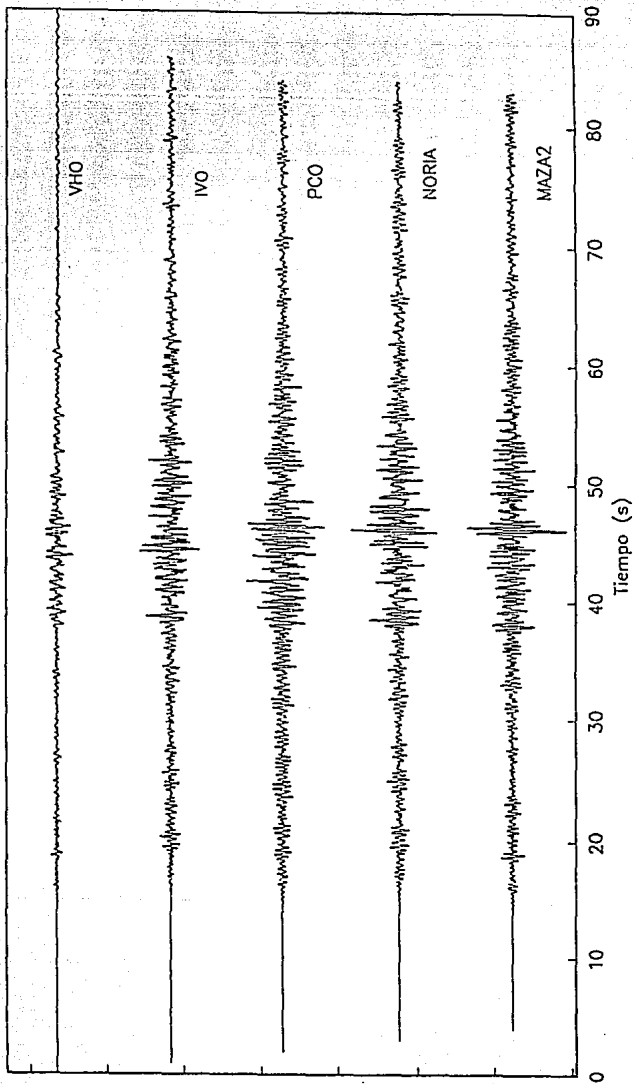


Figura 17. Componentes NS registradas por la red local para el evento 15 (Tabla 3).

OAXACA Evento:219:10:37:03 Comp: Norte-Sur

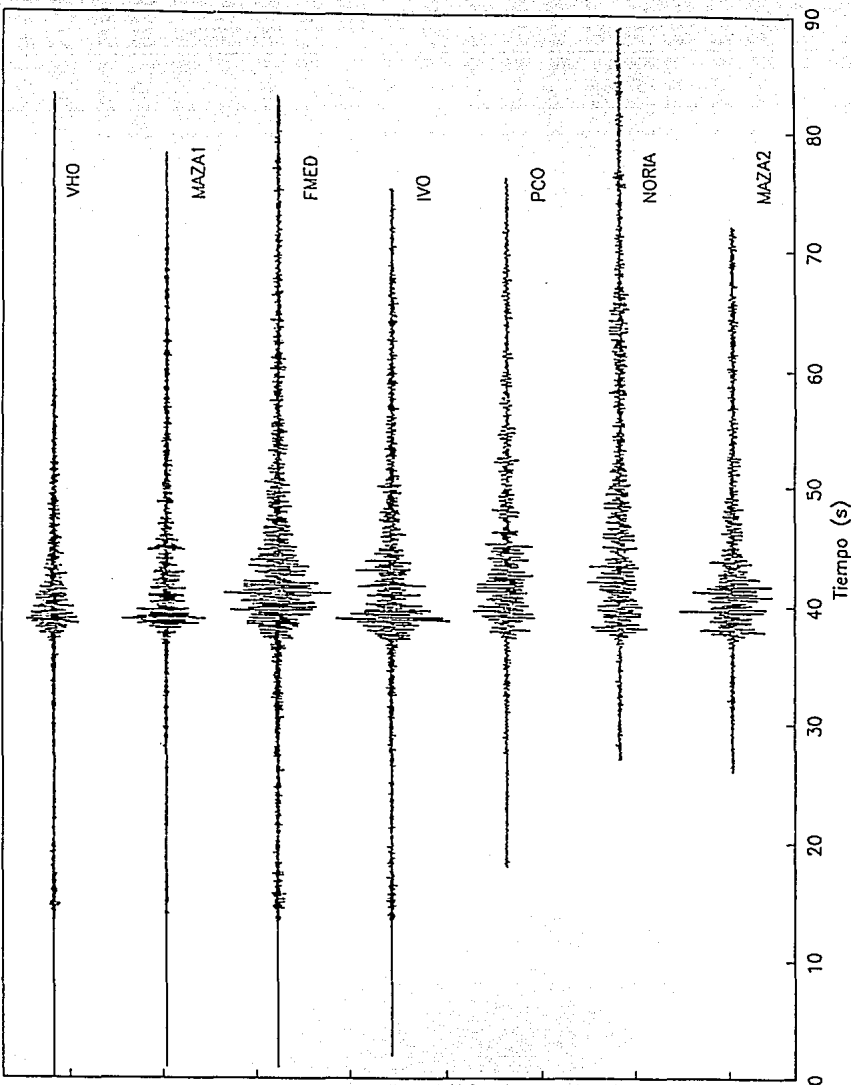
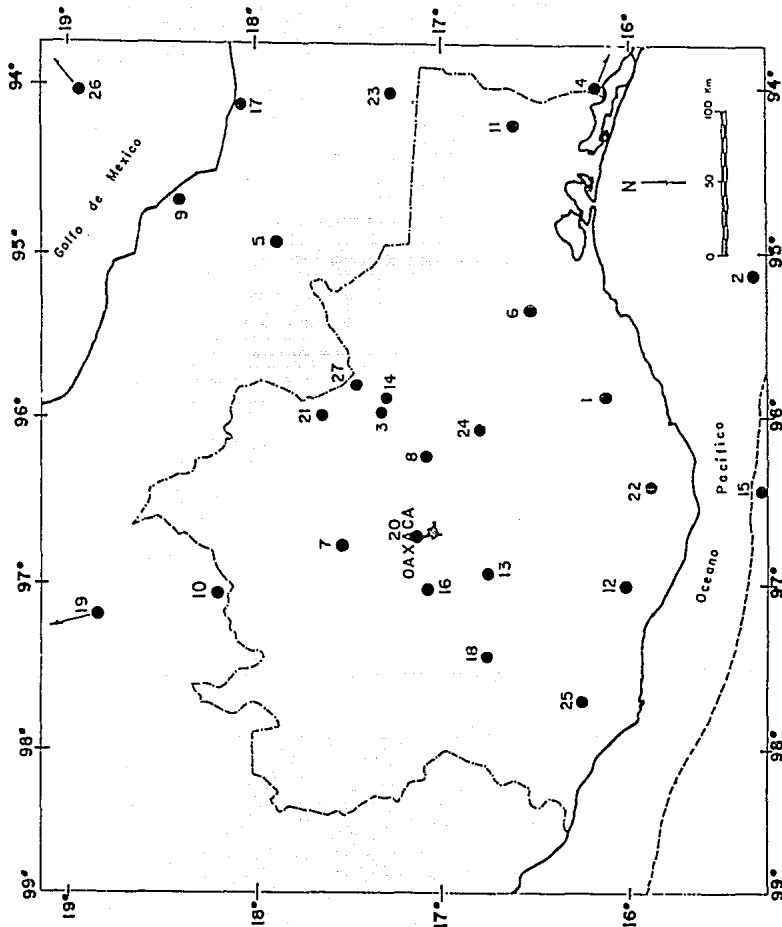


Figura 18. Componentes NS registradas por la red local para el evento 17 (Tabla 3).

Figura 19. Localización de los epicentros de los sismos registrados con la red temporal de sismógrafos. Las coordenadas se reportan en la Tabla 3.



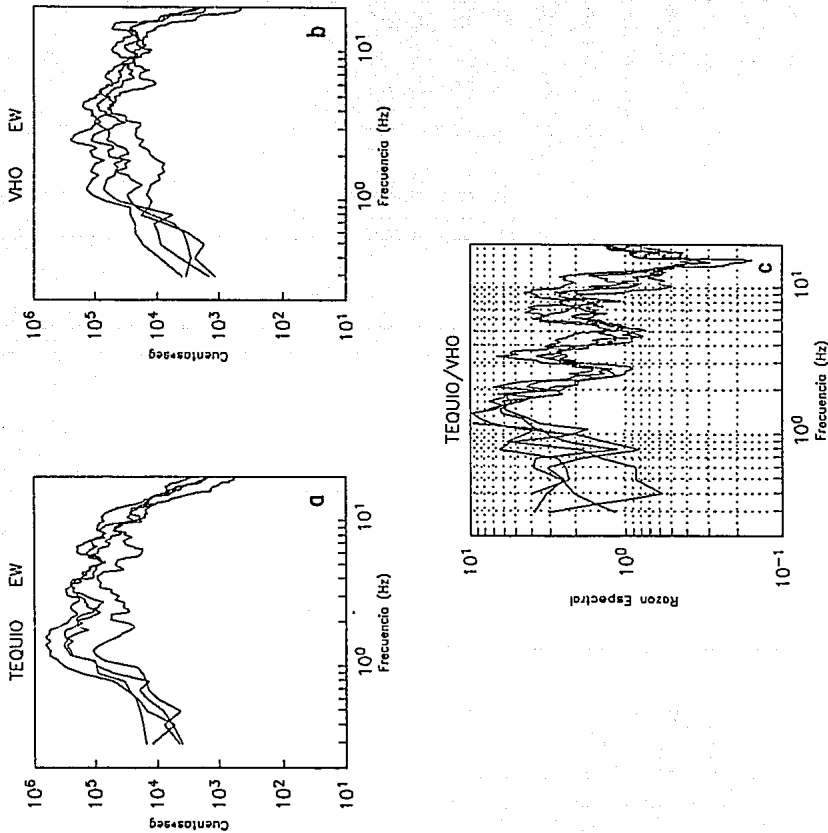


Figura 20. (a) y (b) Espectros de amplitud de Fourier de una ventana de 10 s centrada alrededor de la onda S, estaciones TEQUIO y VHO respectivamente, componente EW, para los 4 sismos registrados en ambas estaciones. Los espectros están suavizados con una ventana rectangular de 1/3 de octava de ancho. (c) Cocientes espectrales entre TEQUIO y VHO, componente EW.

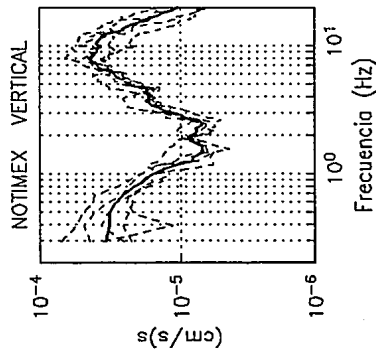
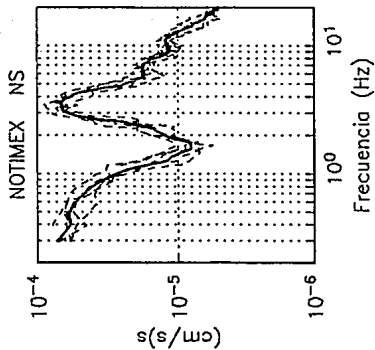
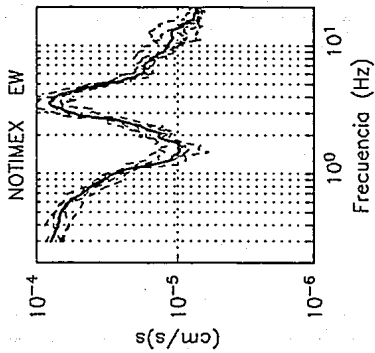


Figura 22. Espectros de amplitud de Fourier de los registros de microtremores
 obtenidos en la estación NOTIMEX para las tres componentes de movimiento.
 Líneas discontinuas: espectros de una ventana de 10 s. Línea gruesa:
 promedio de las diferentes ventanas.

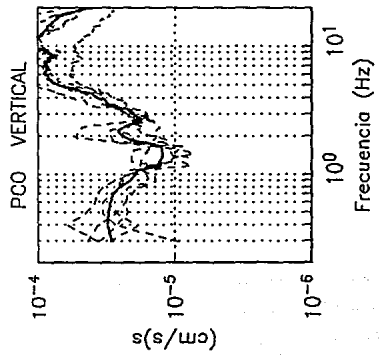
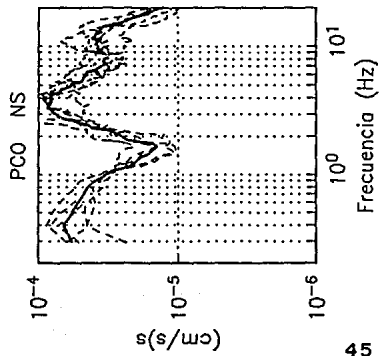
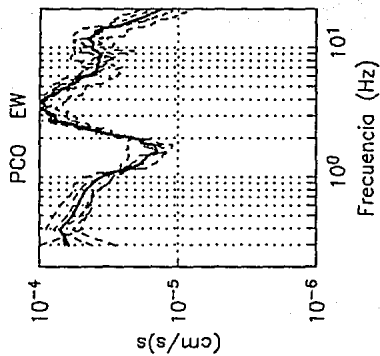


Figura 23. Espectros de amplitud de Fourier de los registros de microtemores obtenidos en la estación PCO para las tres componentes de movimiento. Líneas discontinuas: espectros de una ventana de 10 s. Línea gruesa: promedio de las diferentes ventanas.

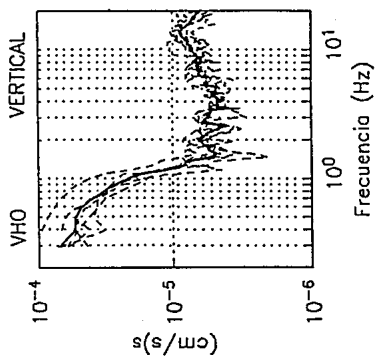
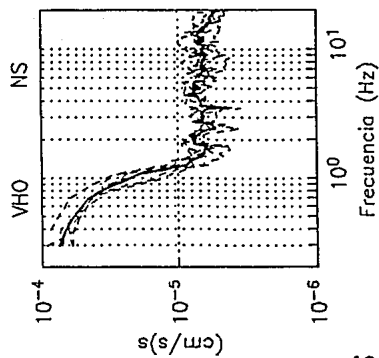
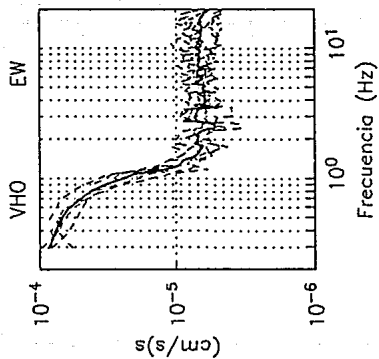


Figura 21. Espectros de amplitud de Fourier de los registros de microtremores obtenidos en la estación VHO para las tres componentes de movimiento. Líneas discontinuas: espectros de una ventana de 10 s. Línea gruesa: promedio de las diferentes ventanas.

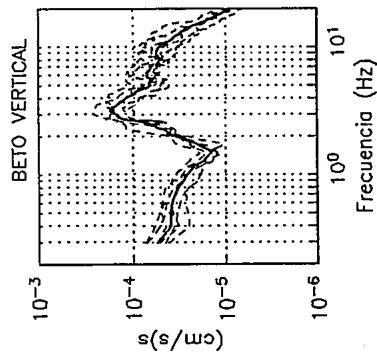
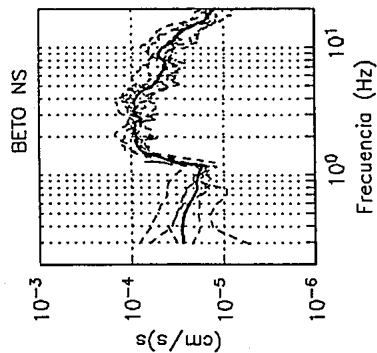
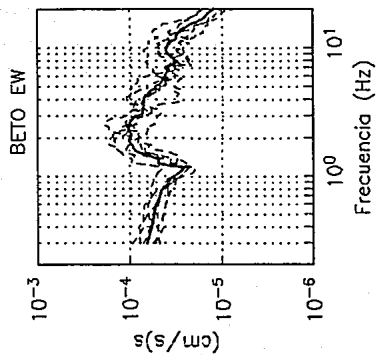


Figura 24. Espectros de amplitud de Fourier de los registros de microtemores obtenidos en la estación BETO para las tres componentes de movimiento. Líneas discontinuas: espectros de una ventana de 10 s. Línea gruesa: promedio de las diferentes ventanas.

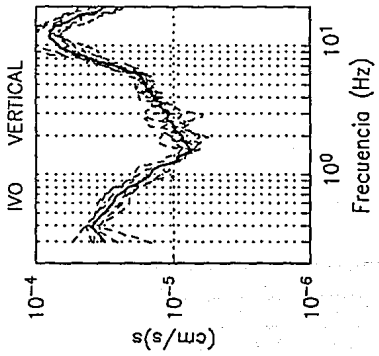
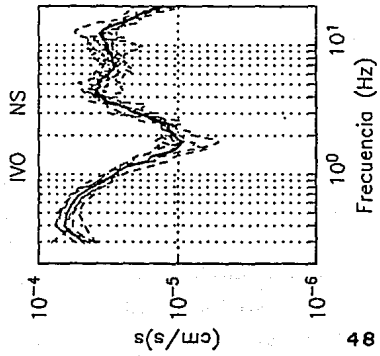
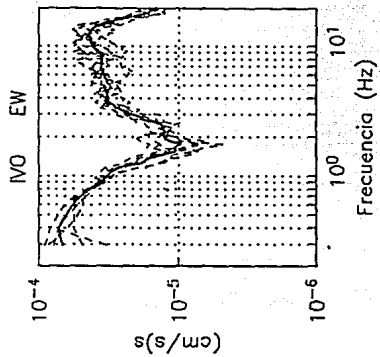


Figura 25. Espectros de amplitud de Fourier de los registros de microtremores
 obtenidos en la estación IVO para las tres componentes de movimiento.
 Líneas discontinuas: espectros de una ventana de 10 s. Línea gruesa:
 promedio de las diferentes ventanas.

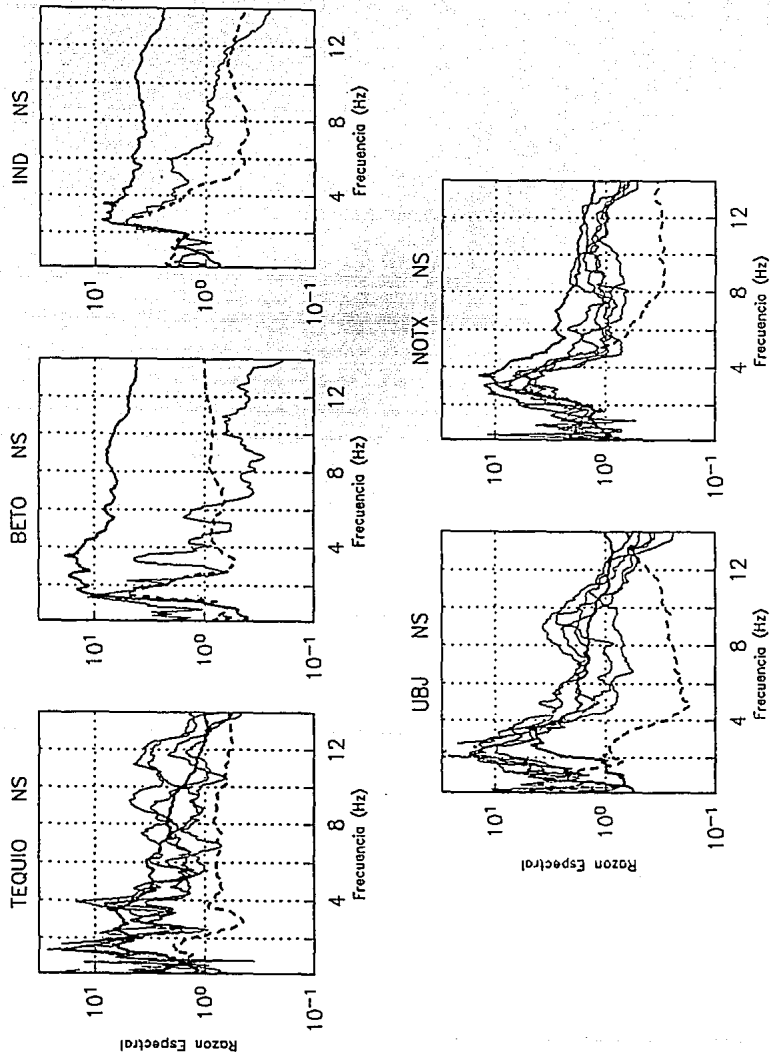


Figura 26. Cocientes espectrales para la componente NS de las estaciones TEQUIO, BETO, IND, UBJ y NOTX. La estación de referencia es VHO. Líneas delgadas: resultados obtenidos con datos de temblores. Línea gruesa continua: promedio de los resultados de la técnica de cocientes espectrales de microtremores. Línea gruesa discontinua: promedio de los resultados obtenidos con la técnica de Nakamura con datos de microtremores.

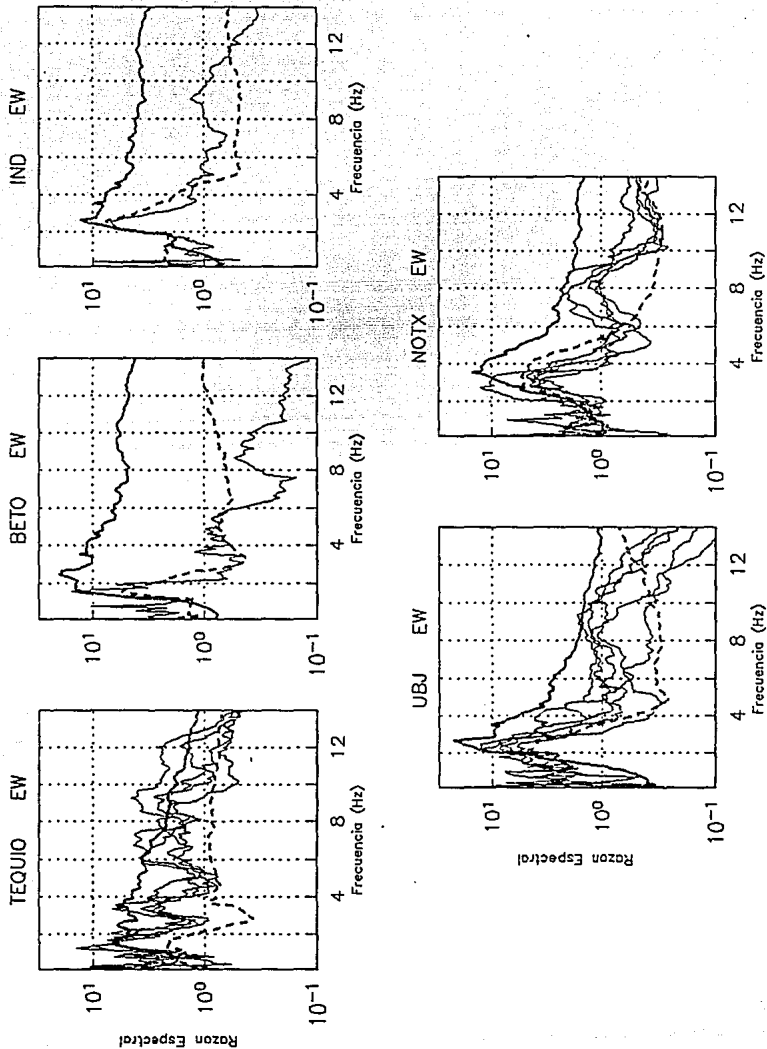


Figura 27. Cocientes espectrales para la componente EW de las estaciones TEQUIO, BETO, IND, UBJ y NOTX. La estación de referencia es VHO. Líneas delgadas: resultados obtenidos con datos de temblores. Línea gruesa continua: promedio de los resultados de la técnica de cocientes espectrales de microtemblores. Línea gruesa discontinua: promedio de los resultados obtenidos con la técnica de Nakamura con datos de microtemblores.

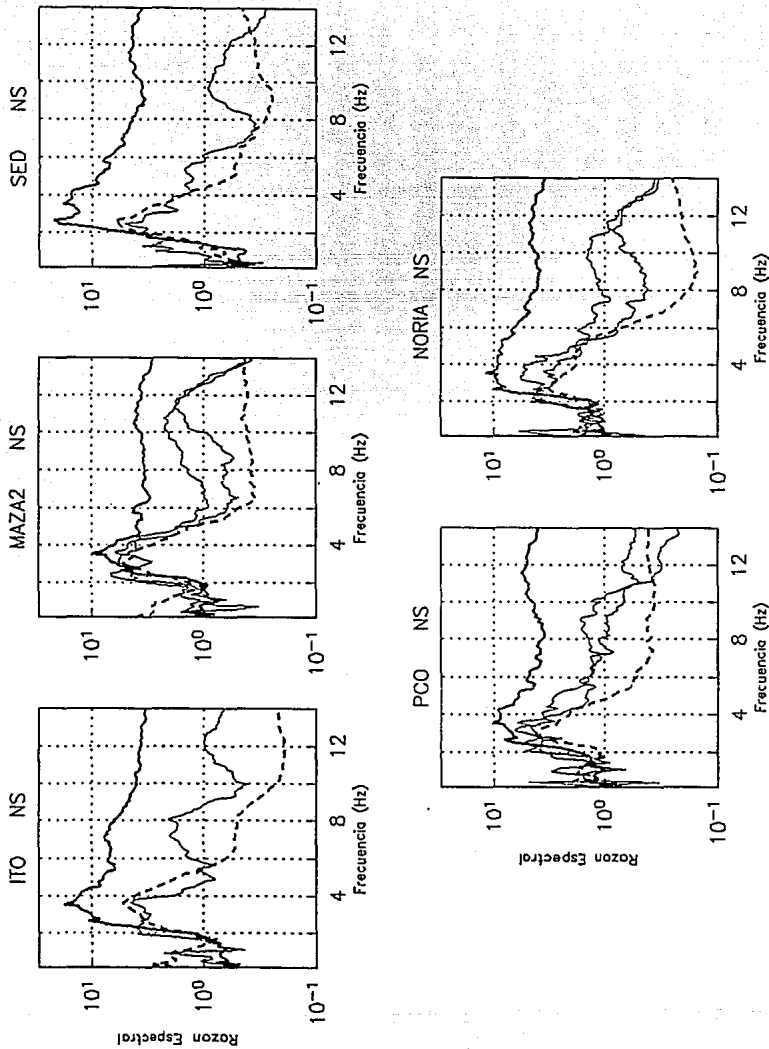


Figura 28. Cocientes espectrales para la componente NS de las estaciones ITO, MAZA2, SED, PCO y NORIA. La estación de referencia es VHO. Líneas delgadas: resultados obtenidos con datos de temblores. Línea gruesa continua: promedio de los resultados de la técnica de cocientes espectrales de microtremores. Línea gruesa discontinua: promedio de los resultados obtenidos con la técnica de Nakamura con datos de microtremores.

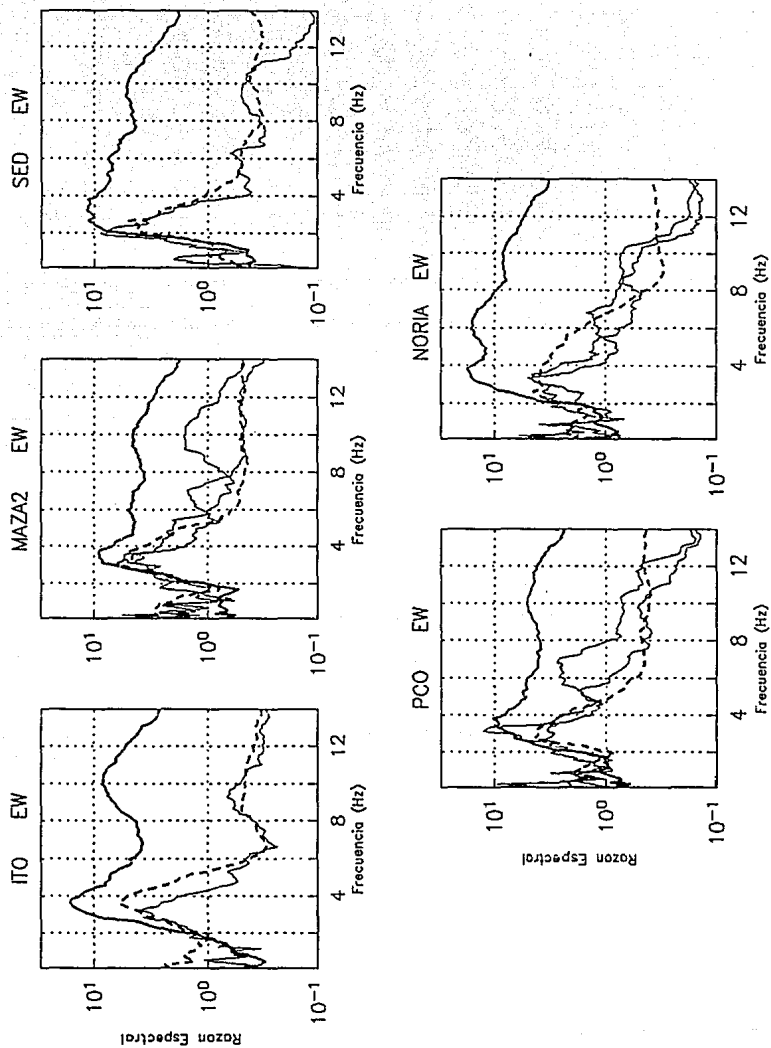


Figura 29. Cocientes espectrales para la componente EW de las estaciones ITO, MAZA2, SED, PCO y NORIA. La estación de referencia es VHO. Líneas delgadas: resultados obtenidos con datos de temblores. Línea gruesa continua: promedio de los resultados de la técnica de cocientes espectrales de microtremores. Línea gruesa discontinua: promedio de los resultados obtenidos con la técnica de Nakamura con datos de microtremores.

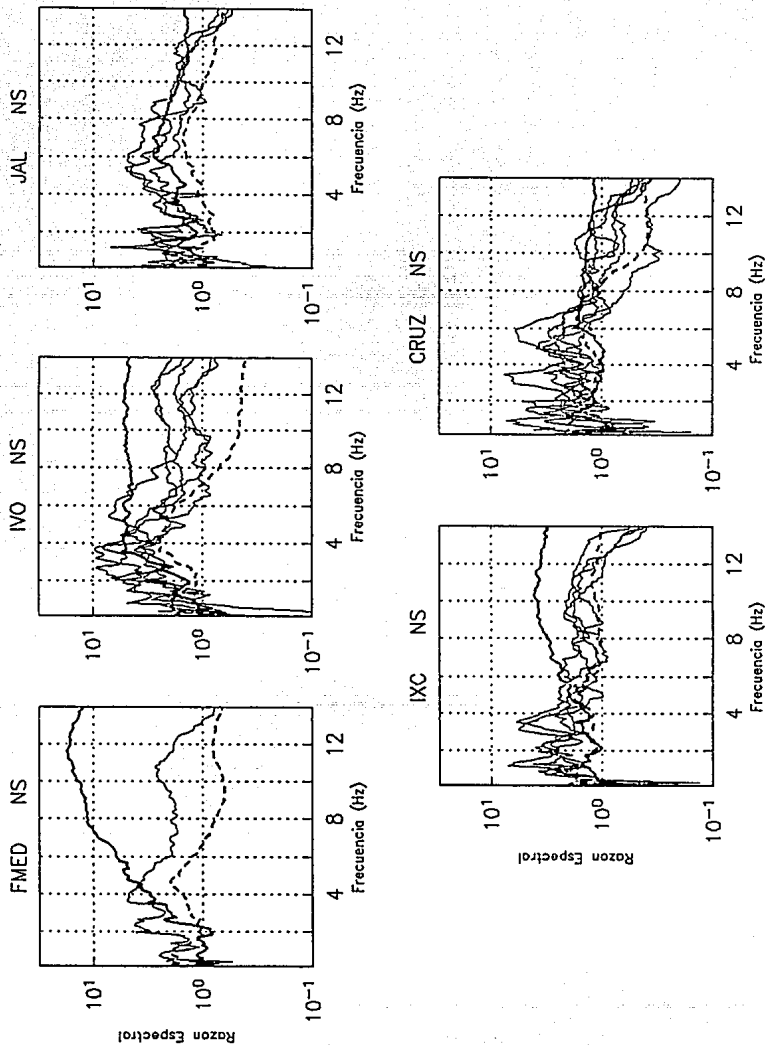


Figura 30. Cocientes espectrales para la componente NS de las estaciones FMED, IVO, JAL, IXC y CRUZ. La estación de referencia es VHO. Líneas delgadas: resultados obtenidos con datos de temblores. Línea gruesa continua: promedio de los resultados de la técnica de cocientes espectrales de microtemblores. Línea gruesa discontinua: promedio de los resultados obtenidos con la técnica de Nakamura con datos de microtemblores.

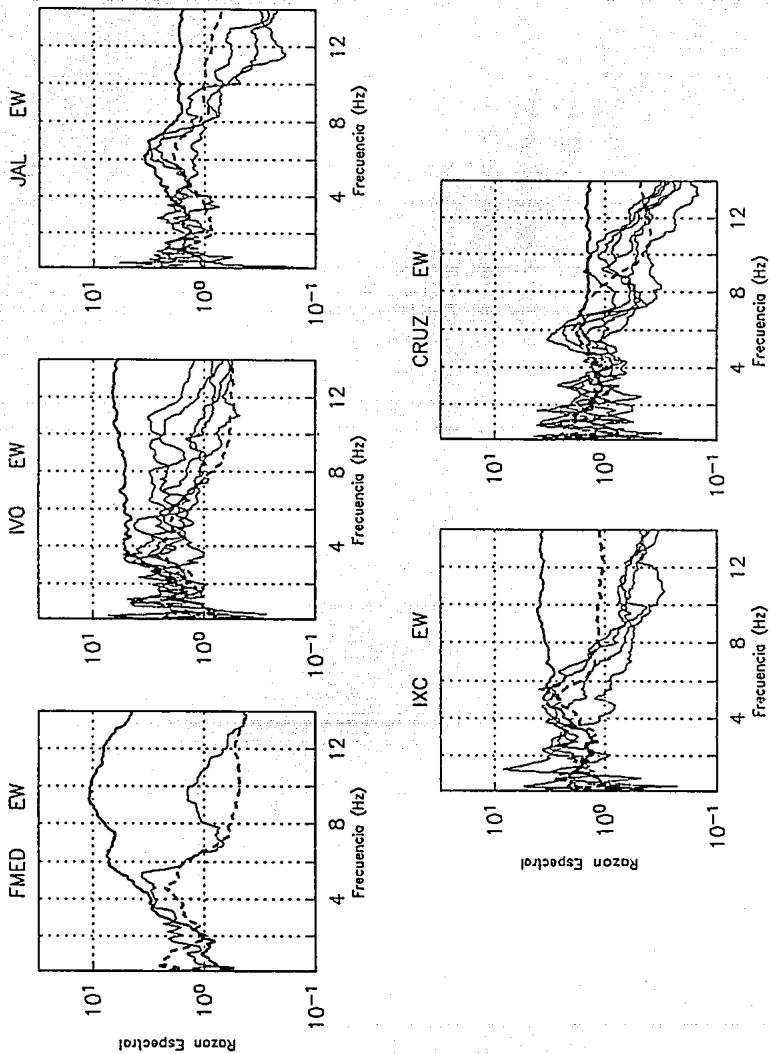


Figura 31. Cocientes espectrales para la componente EW de las estaciones FMED, IVO, JAL, IXC y CRUZ. La estación de referencia es VHO. Líneas delgadas: resultados obtenidos con datos de temblores. Línea gruesa continua: promedio de los resultados de la técnica de cocientes espectrales de microtemblores. Línea gruesa discontinua: promedio de los resultados obtenidos con la técnica de Nakamura con datos de microtemblores.

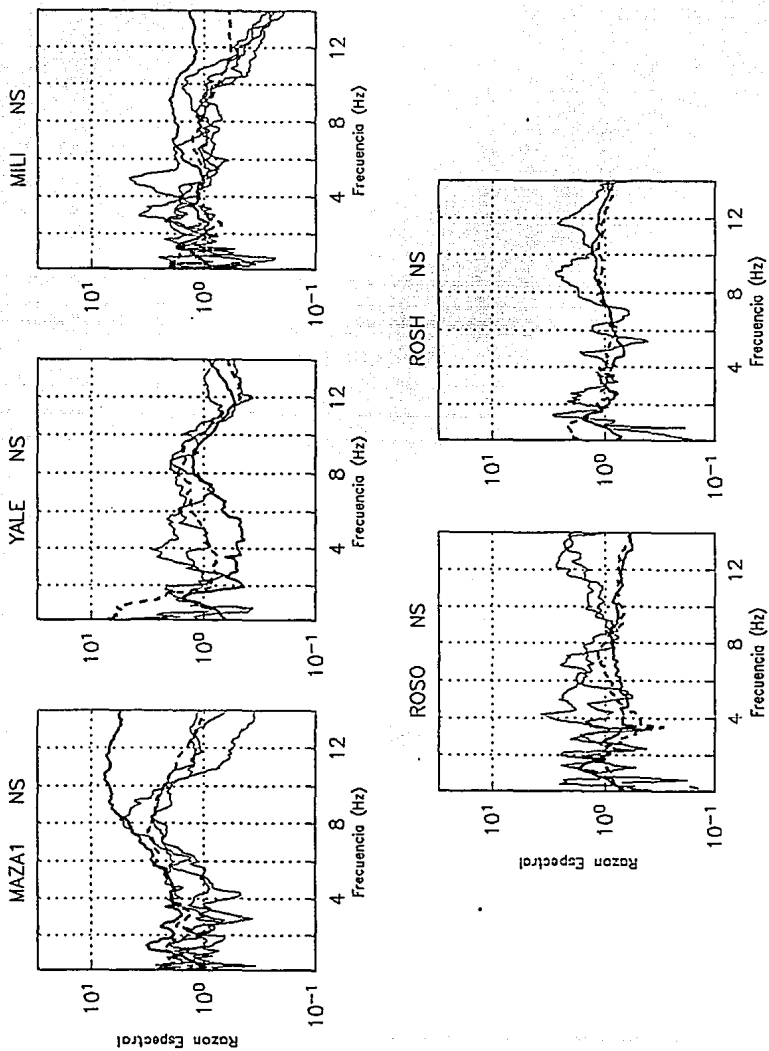


Figura 32. Cocientes espectrales para la componente NS de las estaciones MAZA1, YALE, MILLI, ROSO y ROSH. La estación de referencia es VHO. Líneas delgadas: resultados obtenidos con datos de temblores. Línea gruesa continua: promedio de los resultados de la técnica de cocientes espectrales de microtemblores. Línea gruesa discontinua: promedio de los resultados obtenidos con la técnica de Nakamura con datos de microtemblores.

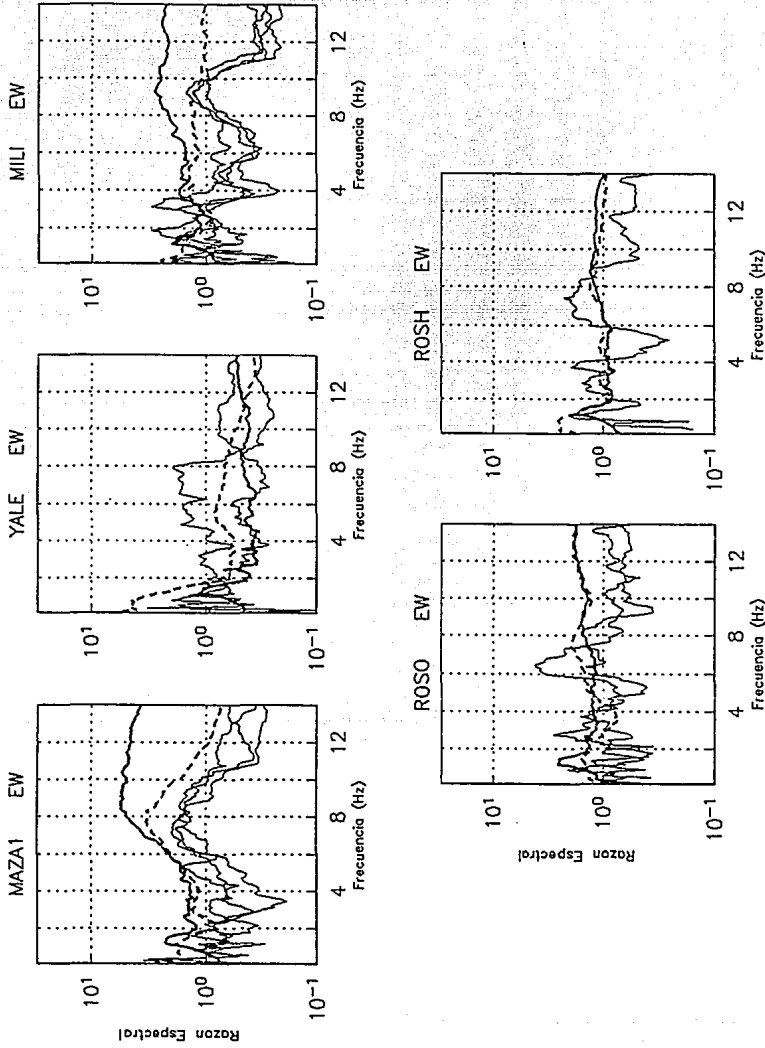


Figura 33. Cocientes espectrales para la componente EW de las estaciones MAZA1, YALE, MILI, ROSO y ROSH. La estación de referencia es VHO. Líneas delgadas: resultados obtenidos con datos de temblores. Línea gruesa continua: promedio de los resultados de la técnica de cocientes espectrales de microtemblores. Línea gruesa discontinua: promedio de los resultados obtenidos con la técnica de Nakamura con datos de microtemblores.

4.2.2 Acapulco, Gro.

Una manera de corroborar la estimación del efecto de sitio obtenido en Oaxaca, Oax. utilizando las dos técnicas de microtemores (cocientes espectrales de microtemores y Nakamura), es comparando con otros resultados aplicados en otro tipo de suelo. Con este propósito se estudió cuatro sitios de la zona urbana de Acapulco, Gro., aprovechando los resultados del trabajo de Gutiérrez y Singh (1991), quienes estudiaron el efecto de sitio en estos cuatro sitios utilizando datos de movimientos fuertes y microtemores.

Para poder comparar los resultados que se encontró al aplicar las dos técnicas de microtemores en las cuatro estaciones de Acapulco, Gro., se describirá brevemente los resultados obtenidos por Gutiérrez y Singh, con datos de movimientos fuertes y con microtemores.

Gutiérrez y Singh (1991), emplearon datos de aceleración de ocho eventos ($4.2 \leq M \leq 6.9$), para estudiar la amplificación espectral de ondas sísmicas en cuatro estaciones acelerográficas (ACAC, ACAD, ACAR y ACAZ) en suelo blando, respecto a una en suelo duro (VNTA), dentro de la zona urbana de Acapulco, Gro. (figura 34). La figura 35 muestra sus resultados, para la componente EW, donde se ha graficado los promedios logarítmicos de razones espectrales (líneas continuas delgadas) y el promedio más o menos una desviación estándar (líneas discontinuas delgadas) para las ondas S de los sitios blandos con respecto a VNTA. En este promedio se excluyó el evento de mayor magnitud ($M=6.9$) del 25 de abril de 1989. Podemos observar en esta figura una amplificación por un factor entre 6 y 25 en los sitios blandos, en un rango de frecuencias entre 0.8 a 10 Hz aproximadamente.

En el mismo estudio, Gutiérrez y Singh (1991) también registraron microtemores durante las 24 horas del día en cada uno de estos sitios, y calcularon promedios logarítmicos de espectros de microtemores. Estos promedio se agruparon en dos ventanas una de las 17 a 20 horas y otra de las 21 a 24 horas (figura 36). Además de VNTA, el estudio de Gutiérrez y Singh obtuvo registros de microtemores en otro sitio de suelo firme (ACAN). El espectro correspondiente se muestra en la figura 36. Ellos observan que los espectros de microtemores en todos los

sitios son similares para $f < 0.4$ Hz. Para $f > 0.4$ Hz los espectros dependen del sitio y varían con el tiempo, sugiriendo que el ruido originado por la actividad humana predomina en estas frecuencias. Como el espectro de microtemblores en ACAN es plano para $0.5 \leq f \leq 6$ Hz (con un nivel constante de 6×10^{-6} cm), ellos asumen que el ruido originado por la actividad humana en un sitio duro en la ciudad tiene un espectro plano para frecuencias superiores a ≈ 0.5 Hz con un nivel constante de 6×10^{-6} cm, y atribuyen cualquier desviación de este espectro a efectos de sitio. De este modo Gutiérrez y Singh, infieren la amplificación en sitios blandos a partir de espectros de microtemblores y comparan estos resultados con las razones observadas durante sismos (figura 37). La concordancia es aceptable en dos sitios (ACAR y ACAZ) y muy pobre en los dos restantes. Ellos concluyen, de estos resultados que el método de los microtemblores, en el mejor de los casos, proporciona una estimación burda de la respuesta de sitio en Acapulco.

Con el propósito de comparar estos resultados con las técnicas de la razón espectral con microtemblores y la de Nakamura, se registraron microtemblores en los cuatro sitios analizados por Gutiérrez y Singh. También se registró microtemblores en la estación ACAN (sitio sobre roca, figura 34), porque se utilizó como estación de referencia en la técnica de cocientes espectrales de microtemblores. Se calcularon sus espectros de Fourier con el mismo algoritmo presentado en la sección anterior. Puesto que disponemos de varias ventanas (de 20 s cada una) para cada sitio, calculamos los promedios logarítmicos de los espectros obtenidos para cada ventana. Las figuras 38, 39 y 40 muestran estos espectros con línea discontinua y, con línea continua el promedio para las cuatro estaciones en suelo blando (ACAC, ACAD, ACAR, y ACAZ) y para ACAN situada sobre roca. Una comparación del promedio logarítmico de cada una de estas estaciones, con respecto al promedio para estas mismas estaciones, obtenidas por Gutiérrez y Singh (1991) para la componente EW, muestran una gran similitud (figura 36).

La figura 41 muestra la comparación (para ACAC, ACAD, ACAR, y ACAZ), para la componente EW, de los promedios logarítmicos de funciones de transferencia empírica obtenidas por Gutiérrez y Singh (1991) a partir de temblores (figura 35), con aquellas obtenidas usando

microtremores y aplicando las dos técnicas mencionadas. Se muestra también en la misma figura los resultados que Gutiérrez y Singh (1991) obtuvieron para sus registros de microtremores. En esta figura la línea gruesa, representa el promedio logarítmico de los datos de movimientos fuertes; la línea continua delgada, la técnica de cociente espectral de microtremores; la línea discontinua (raya punto raya) la técnica de Nakamura y, las líneas punteada y discontinua los resultados de Gutiérrez y Singh (1991).

Nuevamente observamos en la figura 41 que la técnica de cocientes espectrales de microtremores (línea continua delgada), al igual que los resultados de Gutiérrez y Singh (1991) para microtremores (línea discontinua y punteada), no garantizan la obtención del periodo dominante y en general sobrestiman los valores de amplificación relativa medida con datos de movimiento fuertes (línea gruesa). Sin embargo la técnica de cocientes espectrales de microtremores para las estaciones de ACAC y ACAD muestra un mejor acuerdo con los datos de temblores, que las obtenidas por Gutiérrez y Singh con su interpretación de los datos de microtremores. Los resultados de cocientes espectrales de microtremores para las otras dos estaciones (ACAR y ACAZ) sin embargo muestran un comportamiento similar al obtenido por dichos autores. En cambio, la técnica de Nakamura (línea discontinua -raya punto raya-) muestra un buen acuerdo con el pico de amplificación más importante mostrado por los datos de movimientos fuertes: a 2 Hz en ACAC, 4.2 Hz en ACAD, 3.5 Hz en ACAR y 1.0 Hz en ACAZ. Con respecto a la estimación del factor de la amplificación relativa, la técnica de Nakamura, subestima este factor en casi todas las estaciones.

Finalmente, estos resultados sugieren una vez más la estimación de periodos dominantes en un rango de frecuencias mayores a un hertz, así como también convierte a la técnica de Nakamura en una alternativa importante sobre la forma más adecuada de procesar e interpretar los registros de microtremores.

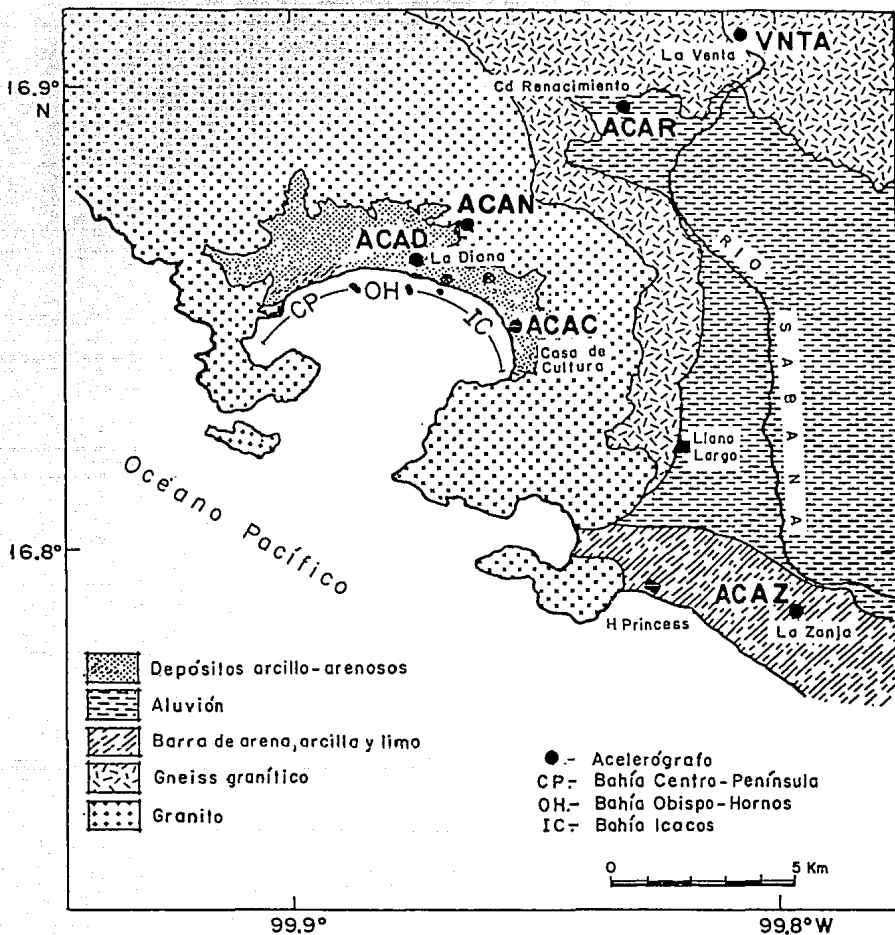


Figura 34. Geología regional de Acapulco y sitios de estaciones acelerográficas empleadas en el análisis de amplificación relativa. (desde Gutiérrez y Singh, 1991).

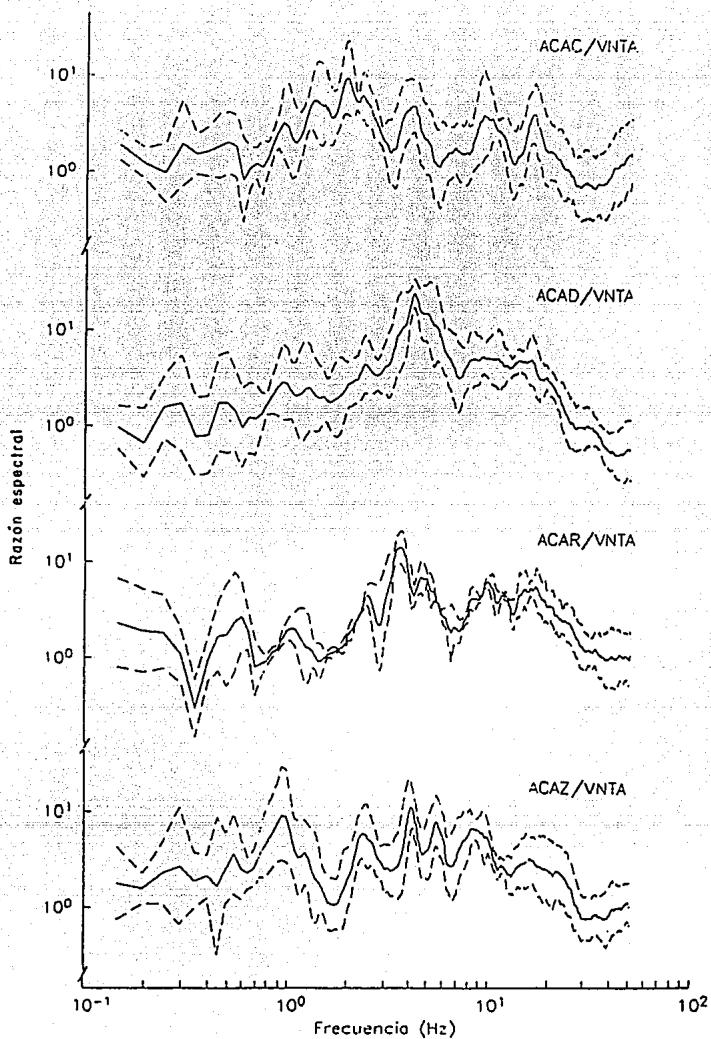


Figura 35. Promedios logarítmicos ($\pm \sigma$) de razones espectrales de aceleración para ondas S; EW. (desde Gutiérrez y Singh, 1991).

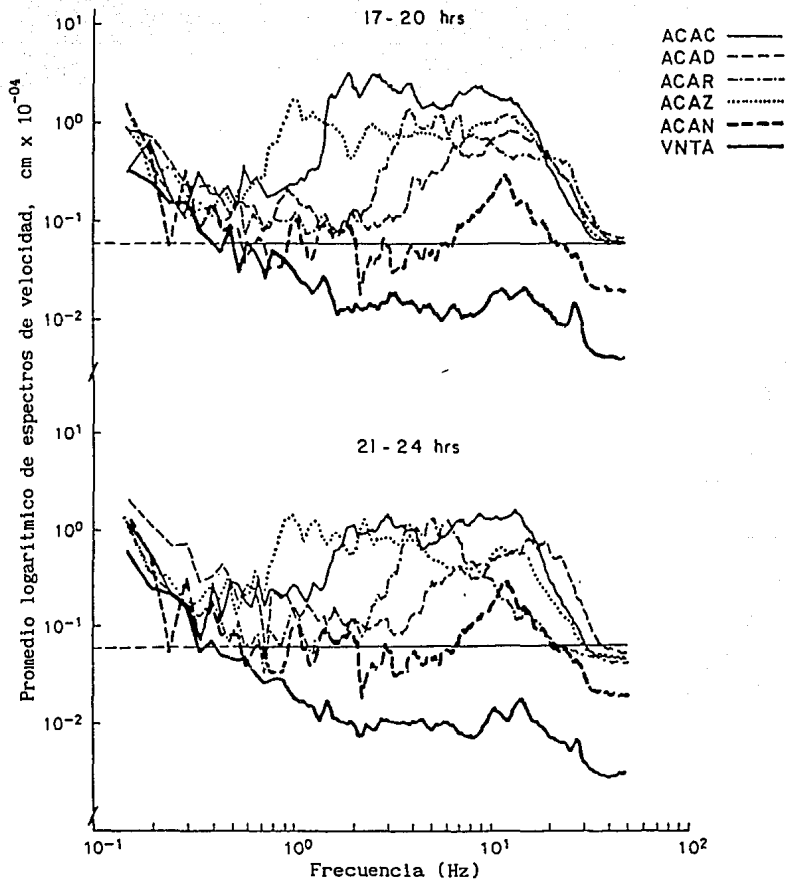


Figura 36. Promedio logaritmico de espectros de microtremores en diferentes sitios. Parte superior, periodo intenso de tráfico (17 a 20 horas). Parte inferior, periodo bajo de tráfico (21 a 24 horas). Componente EW. (desde Gutiérrez y Singh, 1991).

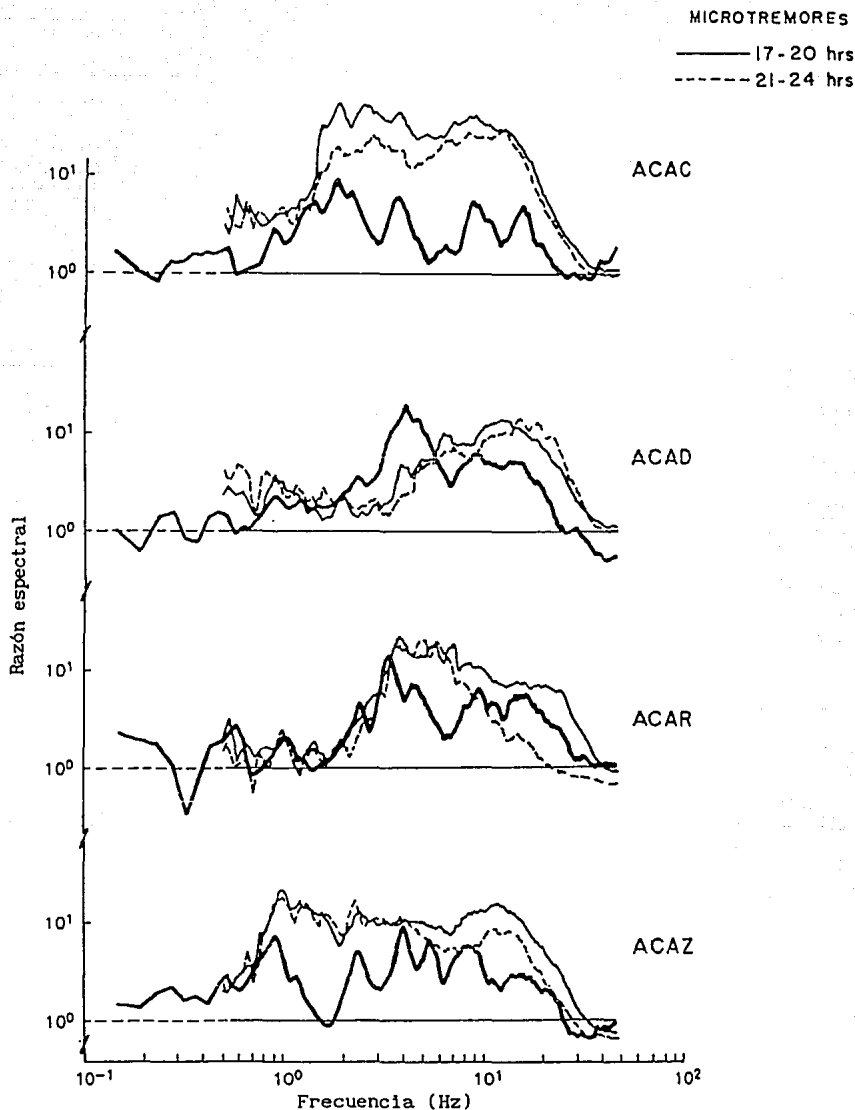


Figura 37. Cocientes espectrales en sitios de suelo blando de Acapulco observados durante temblores (línea gruesa) e inferidos a partir de espectros de microtemblores durante tráfico intenso (línea delgada) y con tráfico bajo (línea discontinua). Componente EW (desde Gutiérrez y Singh, 1991).

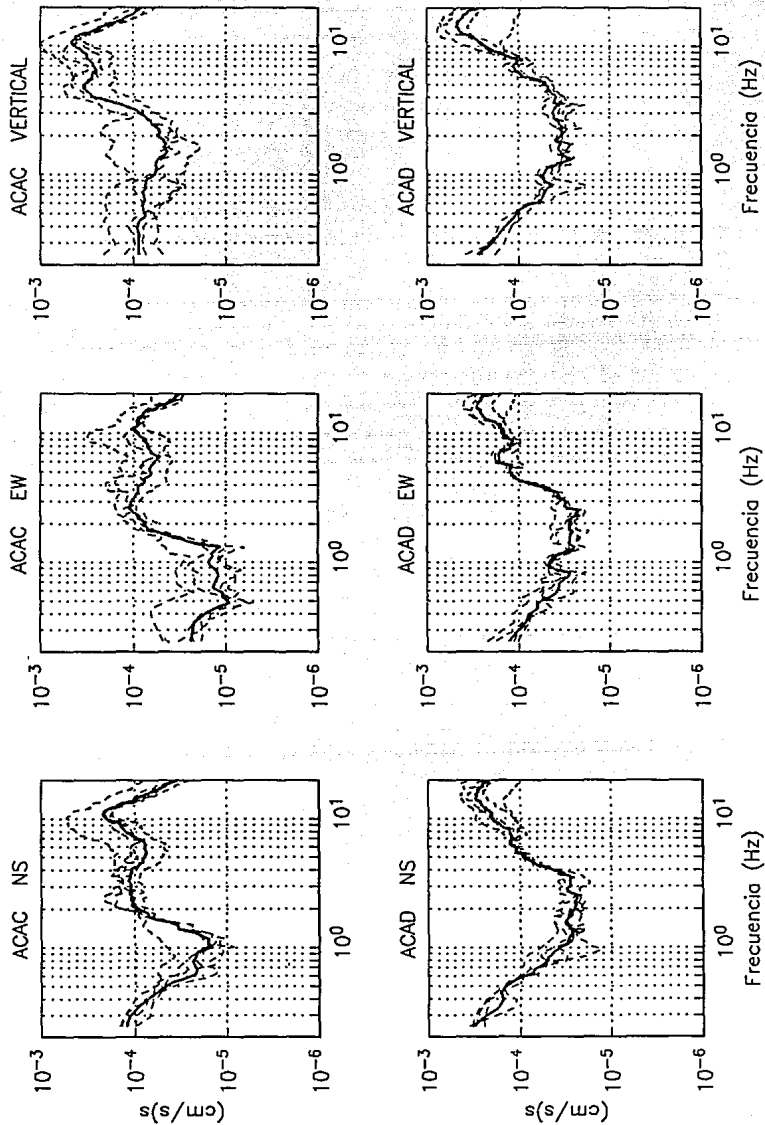


Figura 38. Espectros de amplitud de Fourier de los registros de microtemores obtenidos en las estaciones ACAC y ACAD para las tres componentes de movimiento. Líneas discontinuas: espectros de una ventana de 20 s. Línea gruesa: promedio de las diferentes ventanas.

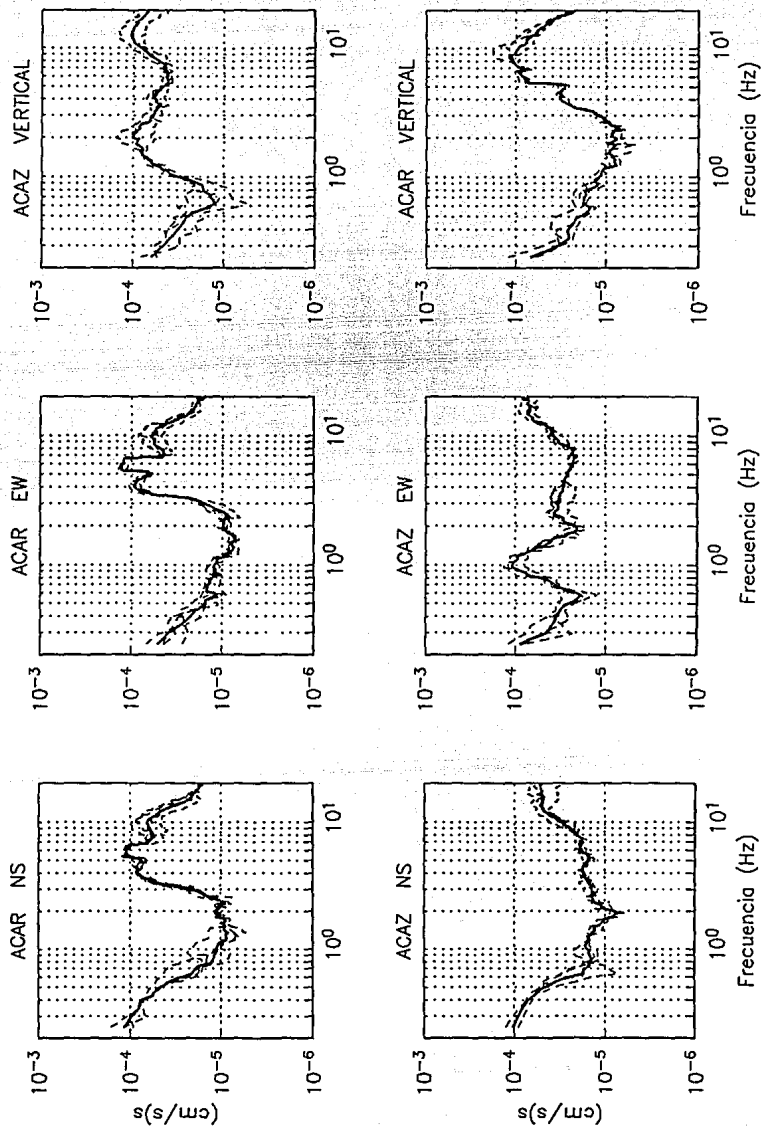


Figura 39. Espectros de amplitud de Fourier de los registros de microtremores obtenidos en las estaciones ACAR y ACAZ para las tres componentes de movimiento. Líneas discontinuas: espectros de una ventana de 20 s. Línea gruesa: promedio de las diferentes ventanas.

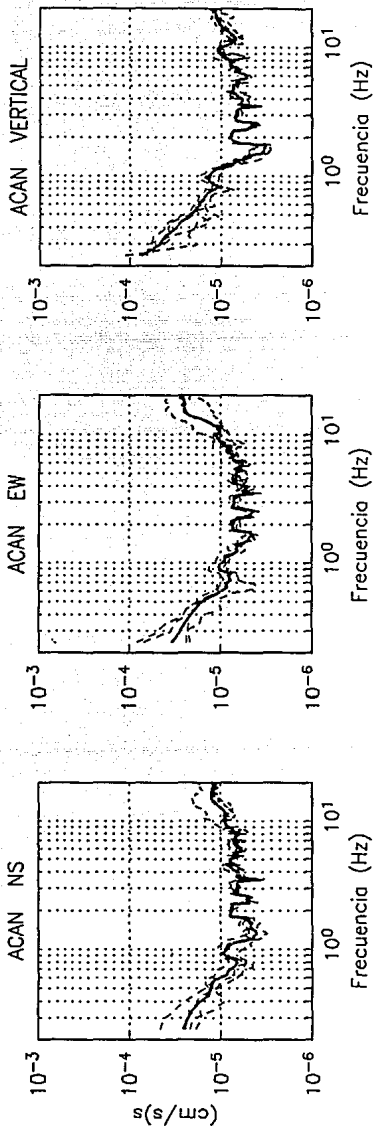


Figura 40. Espectros de amplitud de Fourier de los registros de microtemores obtenidos en la estación ACAN para las tres componentes de movimiento. Líneas discontinuas: espectros de una ventana de 20 s. Línea gruesa: promedio de las diferentes ventanas.

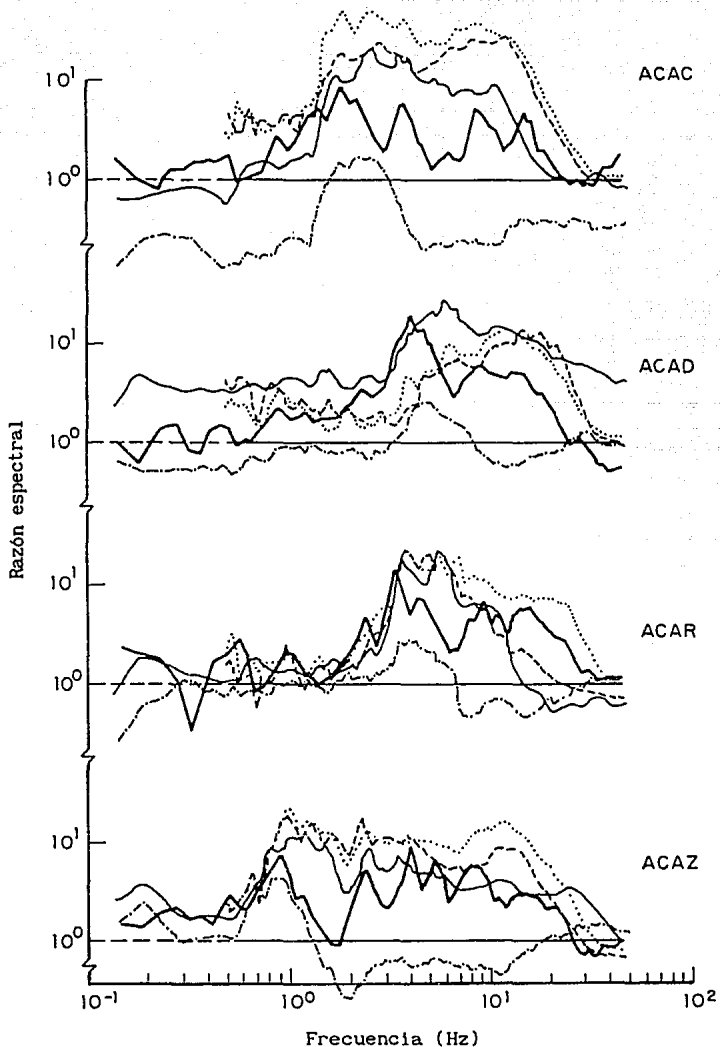


Figura 41. Cocientes espectrales en sitios de suelo blando de Acapulco observados durante temblores (línea gruesa). Inferidos por Gutiérrez y Singh (1991) a partir de espectros de microtremores durante tráfico intenso (línea punteada) y con tráfico bajo (línea discontinua). Inferidos en este estudio utilizando la técnica de cocientes espectrales de microtremores (línea continua delgada) y utilizando la técnica de Nakamura (línea discontinua raya-punto-rama). (modificado desde Gutiérrez y Singh, 1991).

5. CONCLUSIONES

En este trabajo hemos evaluado las ventajas y limitaciones del uso de los microtemores para estimar efectos de sitio. Para ello se ha utilizado datos sismológicos (acelerogramas y sismogramas) con el objeto de comparar los resultados obtenidos con microtemores. Hemos presentado resultados para cuatro ciudades de México: Distrito Federal, Ciudad Guzmán, Jal., Oaxaca, Oax., y Acapulco, Gro.

a) Ciudad de México. Para interpretar la mediciones de microtemores en la Ciudad de México, se utilizó la densidad espectral de potencia. Nuestras observaciones permitieron comprobar que en la señal de los microtemores están incluidos efectos de la fuente y del sitio, lo que dificulta reconocer los máximos espectrales asociados a la frecuencia fundamental del sitio. Este problema se agudiza cuando esta frecuencia toma valores mayores de 1 Hz. Es por ello que no puede recomendarse la aplicación directa de la densidad espectral de potencia o de los espectros de Fourier para estimar periodos dominantes en la zona del lago de la Ciudad de México. Para esta zona se sugiere complementar los resultados obtenidos de la densidad espectral de potencia con otros datos adicionales. En lo que concierne la zona de transición, el uso de la densidad espectral de potencia o de espectros de Fourier para estimar periodos dominantes no es útil y se recomienda recurrir a otras técnicas.

b) Ciudad Guzmán, Jal. En esta ciudad se utilizó la densidad espectral de potencia para interpretar las mediciones de microtemores. En este caso no se dispuso de registros de temblores para poder evaluar las estimaciones obtenidas de microtemores. No obstante lo anterior, observamos que nuestros resultados indican claramente una vez más las dificultades que presenta esta técnica para estimar la frecuencia dominante de sitio cuando ésta toma valores mayores a 1 Hz.

c) Oaxaca, Oax. Tomando en cuenta los problemas observados al aplicar directamente la densidad espectral de potencia a las mediciones de

microtremores, se buscaron otras formas de interpretar estos datos. Dos opciones adicionales presentadas en la literatura son: la técnica de los cocientes espectrales calculados entre un sitio sobre suelo blando respecto a otro sitio en roca y; la razón espectral entre las componentes horizontales y la vertical (técnica de Nakamura). Estas dos técnicas permiten compensar, al menos parcialmente, el efecto de la fuente en los registros de microtremores. Cada una de ellas está basada en hipótesis diferentes sobre la naturaleza de los microtremores. La aplicación de estas técnicas a datos obtenidos en la Ciudad de Oaxaca, Oax. permitió obtener buenos resultados en la estimación del periodo dominante del sitio. En particular observamos mejores resultados con la técnica de Nakamura que al calcular cocientes espectrales de microtremores. Nuestros resultados muestran una concordancia muy razonable entre los factores de amplificación local obtenidos con la técnica de Nakamura y aquellos que se obtienen de cocientes espectrales de sismogramas.

d) Acapulco, Gro. Con el objeto de verificar en otras condiciones geológicas, los resultados obtenidos en la ciudad de Oaxaca, Oax. aplicamos nuevamente para esta ciudad las técnicas de cocientes espectrales de microtremores y la técnica de Nakamura. Una vez más nuestros resultado muestran que es posible estimar periodos dominantes en un rango de frecuencias mayores a 1 Hz con una alta confiabilidad. Así mismo podemos observar que la técnica de Nakamura es una alternativa muy interesante para procesar e interpretar los registros de microtremores.

Globalmente, nuestros resultados indican que la medición de microtremores es útil en Ingeniería Sísmica para la evaluación del periodo dominante de los sedimentos superficiales. Los mejores resultados fueron obtenidos utilizando la técnica de Nakamura. La técnica de los cocientes espectrales no dió buenos resultados. Nosotros concluimos que es posible estimar frecuencias dominantes de sitio en un dominio de frecuencias mayor (0.2 a 5 Hz) al que se acepta generalmente en la literatura.

Finalmente queremos resaltar el buen acuerdo entre los resultados obtenidos de interpretar los microtremores con la técnica de Nakamura y las estimaciones del efecto de sitio obtenidos con registros de movimientos fuertes y débiles. En efecto, nosotros consideramos que es éste uno de los resultados más importantes de este trabajo, pues dicha técnica aparentemente permite eliminar el efecto de la fuente, lo que es uno de los mayores obstáculos en la utilización de registros de microtremores. Es claro que la aplicación extensiva de esta técnica requiere de estudios encaminados a validar las hipótesis de Nakamura.

REFERENCIAS

- Abe, A. (1988). Análisis de la condición del suelo usando mediciones de microtrepidaciones, *Memorias del 2do Simposium Nacional de prevención y Mitigación de Desastres*, UNI, CISMID, Lima Perú, pp 31-46.
- Aguilar, Z., (1991). Microzonificación sísmica de la ciudad de Arequipa, Publicación del Centro Peruano Japonés de Investigaciones sísmicas y mitigación de desastres, Lima, Perú, pp. 176.
- Aki, K. (1988). Local site effects on ground motion, en *Earthquake Engineering and Soil Dynamics. II: Recent Advances in Ground Motion Evaluation*, J.L. Von Thun (editor), Am. Soc. Civil Eng. Geotechnical Special Publication, 20, 103-155.
- Alba García, R. (1988). Micro-regionalización sísmica del Valle de Zapotlán, Jal., Tesis profesional de la Facultad de Geografía, Universidad de Guadalajara, Guadalajara, Jal.
- Chávez-García, F. J., G. Pedotti, D. Hatzfeld, y P. Y. Bard (1990). An experimental study of site effects near Thessaloniki (Northern Greece), *Bull. Seism. Soc. Am.* 80, 784-806.
- Chávez-García, F. J. (1991). Diffraction et amplification des ondes sismiques dans le bassin de Mexico, Tesis doctoral, L'Universite Joseph Fourier de Grenoble, Francia, 331 pp.
- Díaz de León, J., J. Lermo, y S. K. Singh (1990). Estimación de espectros de respuesta usando microtremores en el Valle de México, Informe interno del Instituto de Ingeniería, UNAM, proyecto 9738, México, D.F.
- Field, E. H., S. E. Hough, y K. H. Jacob (1990). Using microtremors to asses potencial earthquake site reponse: a case study in Flushing Meadows, New York City, *Bull. Seism. Soc. Am.* 80, 1456-1480.
- Gutierrez, C. y S. K. Singh (1991). A site effect study in Acapulco, Guerrero, Mexico: comparison of results from strong motion and microtremor data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, en prensa.
- Hough, S. E., R. D. Borcherdt, P. A. Friberg, R. Busby, E. Field, y K. H. Jacob (1990). The role of sediment-induced amplification in

- the collapse of the Nimitz freeway during the October 17, 1989 Loma Prieta earthquake, *Nature* 344, 853-855.
- Jarpe S. P., C. H. Cramer, B. E. Tucker y A. F. Shakal (1988). A comparison of observations of ground response to weak and strong ground motion at Coalinga, California, *Bull. Seism. Soc. Am.* 78, 421-435.
- Kanai, K., T. Tanaka y K. Oada (1954). On microtremors, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Tokyo Univ., 32.
- Kobayashi, H., K. Seo and S. Midorikawa (1986). Estimated strong ground motions in the Mexico city due to the Michoacan, Mexico earthquake of september 19, 1985 based on characteristics of microtremor. Part 2, Report on seismic microzoning studies of the Mexico earthquake of september 19, 1985. The Graduate School of Nagatsuta. Tokyo Institute of Technology, Yokohama Japan.
- Lermo, J., M. Rodríguez, y S. K. Singh (1988a). Natural period of sites in the valley of Mexico from microtremor measurements, *Earthquake Spectra* 4, 805-814.
- Lermo, J., M. Rodríguez y S. K. Singh (1988b). Observaciones de microtemblores y su aplicación en la ingeniería sísmica, *Revista Geofísica*, IPGH, 28, 123-143.
- Lermo, J., C. Gutiérrez, J. Morales, S. K. Singh, y R. Cabrera (1989). Estudio del periodo dominante del suelo en la zona urbana de Ciudad Guzmán, Jal., *Memorias del VIII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, SMIS, Vol. 1, Acapulco, Gro., pp A87-A96
- Lermo, J., M. Cruz, J. Urbieta y E. Nava (1991a). Microzonificación sísmica y análisis de amplificación relativa en la ciudad de Oaxaca. Primera parte, informe del Instituto de Ingeniería, UNAM, a CENAPRED, México, D.F., mayo, 84 pp.
- Lermo, J., F. Chávez-García, J. Urbieta y H. Mijares (1991b). Amplificación relativa en la zona urbana de Oaxaca. Contribución a la microzonificación sísmica, *Memorias del IX Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, SMIS, Manzanillo, Col., México, Vol. I, 34-44.
- Lermo, J., J. Díaz de León, E. Nava y M. Macías (1991c). Estimación de periodos dominantes y amplificación relativa del suelo en la zona urbana de Colima, *Memorias del IX Congreso Nacional de Ingeniería*

- Sísmica, SMIS, Manzanillo, Col., México, Vol. I, 2-203 a 2-215.
- Lermo, J. y A. Becerra (1991). Actualización del mapa de isoperíodos para la ciudad de México, desde mediciones de microtemores y datos de movimientos fuertes, *Boletín*, Vol. 1-1, CIS, Fundación Javier Barros Sierra, México, D.F., 48-50.
- Liam, W. D. (1991). Geotechnical engineering aspects of microzonation, *Proc. Fourth Int. Conf. on Seismic Zonation*, Stanford, California, I, 199-259.
- Masaki, K. and J. Lermo (1988). Observation of microtemors in Mexico Valley, *Proceedings of the 79th SEGJ Conference, The Society of Exploration Geophysicists of Japan*, pp 68-70.
- Morales, J., F. Vidal, J. A. Peña, G. Alguacil y J. M. Ibañez (1991). Microtemor study in the sediment-filled basin of Zafarraya, Granada (Southern Spain), *Bull. Seism. Soc. Am.* 81, 687-693.
- Nakamura, Y (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtemor on the ground surface, *QR o RTR1*, 30, 1, febrero.
- Nava, E. y H. Mijares, (1991). Calibración y acondicionamiento de sismógrafos digitales PRS4-EDA, informe interno del Instituto de Ingeniería, UNAM, México, D.F., en preparación.
- Omachi, T., Y. Nakamura y T. Toshinawa (1991). Ground motion characteristics in the San Francisco Bay area detected by microtemor measurements, *Proc. 2nd. Int. Conf. on Recent Advances in Geotech. Earth. Eng. & Soil Dyn.*, marzo 11-15, San Louis Missouri, 1643-1648.
- Seo, K. (1987). A primary report on the investigation research in the Institute of Engineering, UNAM, reporte para el Instituto de Ingeniería, UNAM.
- Seo, K., T. Samano, H. Yamanaka, X. Hao, M. Takeuchi, y Y. Kushino (1990). A simple procedure for predicting seismic motion with microtemor measurements, *Proceedings of the National Symposium on effects of surface geology on seismic motion*. Tokyo, Japón, 207-212.
- Seo, K., T. Samano, H. Yamanaka, X. Hao, S. Koyama, M. Takeuchi, K.

- Fujioka, Y. Kushino, K. Kawano, K. Asano, N. Nakajima, M. Murai, L. Mualchin, y Y. Hisada (1991). Microtremor measurements in the San Francisco Bay area. Part 2: Site conditions evaluated from microtremors, *Proc. Fourth Int. Conf. on Seismic Zonation*, Stanford, California, II, 425-432.
- Singh, S. K., R. Castro and E. Mena (1986). Some notes on microtremors and microzonation, *Reporte Instituto de Ingeniería, UNAM*, vol II, SIS-3, 10p.
- Singh, S. K., E. Mena, and R. Castro (1988a). Some aspects of source characteristics of the 19 September 1985 Michoacan earthquake and ground motion amplification in an near Mexico City from strong motion data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 451-477.
- Singh, S. K., J. Lermo, T. Domínguez, M. Ordaz, J. M. Espinosa, E. Mena, and R. Quaas (1988b), A study of amplification of seismic waves in the Valley of Mexico with respect to a hill zone site, *Earthquake Spectra*, November 4-4, pp 653-673.
- Tucker, B. E., J. L. King, D. Hatzfeld e I. L. Nersesov (1984). Observations of hard-rock site effects, *Bull. Seism. Soc. Am.* 74, 121-136.
- Udwadia, F. E. y M. D. Trifunac (1973). Comparison of earthquake and microtremor ground motions in El Centro, California, *Bull. Seism. Soc. Am.* 63, 1227-1253.