

Monografías de Ingeniería Sísmica

Editor A.H. Barbat

**Estimación de efectos locales con
movimientos sísmicos y microtemblores**

V. Giraldo
A. Alfaro
L.G. Pujades
J.A. Canas

MONOGRAFÍAS DE INGENIERÍA SÍSMICA
Editor A.H. Barbat

ISSN: 1134-3249

ESTIMACIÓN DE EFECTOS LOCALES CON MOVIMIENTOS SÍSMICOS Y MICROTEMBLORES
Monografía CIMNE-36

Primera Edición, 1999

© Los autores

Edita:
Centro Internacional de Métodos Numéricos en Ingeniería
Edificio C1, Campus Norte UPC
Gran Capitán s/n
08034 Barcelona, España

ISBN: 84-89925-52-6
Depósito Legal: B-42176-99

ESTIMACION DE EFECTOS LOCALES CON MOVIMIENTOS SISMICOS Y MICROTEMBLORES

RESUMEN

Se presenta una visión amplia de la utilización de registros de movimientos sísmicos fuertes, movimientos sísmicos débiles y microtemblores para la evaluación de efectos locales. La revisión del estado del arte enfatiza en el análisis de microtemblores debido a la facilidad de la obtención de los registros en cualquier sitio.

Se presenta el análisis de algunos registros de aceleración de movimientos sísmicos de las estaciones EVH(Planta Villahermosa) y UDM(Universidad de Medellín) en la ciudad de Medellín-Colombia, que cuenta con una red permanente de 22 sismógrafos en superficie y 2 en basamento rocoso a 40 y 32 metros de profundidad. Los microtemblores analizados corresponden a la microzonificación sísmica de la ciudad de Barcelona-España.

Se utilizan las siguientes técnicas de análisis para la obtención de la función de transferencia del suelo: cociente espectral entre el suelo sedimentario y el basamento rocoso, cociente espectral con estación de referencia y cociente espectral H/V o técnica de Nakamura, esta última a los microtemblores. Se presentan funciones de transferencia obtenidas para diferentes materiales sedimentarios y un mapa de períodos predominantes de los suelos de Barcelona a partir del análisis de más de 300 registros en 204 puntos de la ciudad.

En una tercera parte se presentan las ventajas y limitaciones de la utilización de los diferentes tipos de registros, enfatizando tres aspectos: la estabilidad y variabilidad de los resultados obtenidos, la evaluación del comportamiento no lineal de los suelos y la importancia de un adecuado tratamiento de la información.

SITE EFFECTS ESTIMATION USING EARTHQUAKE MOTIONS AND MICROTREMORS

ABSTRACT

A broad review of the use of strong motions records, weak motions records and microtremors for site effects estimation is presented. This review of the state of the art emphasizes the microtremor analysis as a major method used for seismic microzonation of urban areas.

Medellín(Colombia) has a permanent strong motion seismic network with 24 accelerographs, two of them are located underground on the basement. The analysis of a number of accelerograms recorded at the Planta Villahermosa(EVH) and Medellin University (UDM) is also presented.

The microtremor data were collected in Barcelona (Spain) and they have been used for the seismic microzonation of the city.

The foremost methods to estimate the transfer functions of soils have been applied to the available data: The spectral ratio between soil and basement, and between soil and site reference seismic records are described and applied. The use of the microtremors recorded in Barcelona illustrates the Vertical to Horizontal spectral ratio method, widely used and known as the Nakamura's method. Several soil transfer functions corresponding to sedimentary materials and a detailed map of the predominant periods observed in the Barcelona soils is also presented. This map has been obtained from the analysis of more than 300 three component cultural noise records collected in 204 selected sites of the city.

Finally, a discussion on the advantages and limitations of each method is presented. The spatial and temporal stability of the results, the importance of the use of accurate signal processing methods and some topics about the evaluation of non-linear behavior of soils have been analyzed.

AGRADECIMIENTOS

Victor Giraldo y Andrés Alfaro son becarios ICI de la Agencia Española de Cooperación Internacional.

Los registros de movimientos sísmicos fuertes y débiles han sido suministrados por el Grupo de Sismología de Medellín-Colombia , conformado por la Universidad Nacional de Colombia, la Universidad EAFIT, Integral S.A. e Ingeominas.

Los registros e interpretación de microtemblores forman parte de las labores de microzonificación de la ciudad de Barcelona, proyecto parcialmente financiado por la CICYT , AMB98-0558 y AMB96-0996.

**ESTIMACION DE EFECTOS LOCALES
CON MOVIMIENTOS SISMICOS Y
MICROTEMBLORES**

Resumen

Agradecimientos

1	Introducción.....	1
2	ESTADO DEL ARTE	3
2.1	Uso de registros de movimientos sísmicos fuertes.....	3
2.2	Uso de registros de movimientos débiles o moderados.....	7
2.2.1	Movimiento del suelo en un valle.....	8
2.3	Uso de Microtemblores.....	9
2.3.1	Antecedentes	10
2.3.2	Relación espectral a un sitio de la referencia	13
2.3.3	Relación Espectral Horizontal Vertical.....	15
2.3.4	Observación en serie de microtemblores (<i>Arrays</i>)	21
3.	APLICACIONES PRACTICAS	22
3.1.	Relación Espectral suelo sedimentario/Basamento Rocoso.....	27
3.2.	Relación Espectral Horizontal/Vertical de Microtemblores (Método de Nakamura)	31
4.	Ventajas y Limitaciones	39
4.1	Movimientos Sísmicos.....	39
4.1.1	Estabilidad/variabilidad de los cocientes espectrales	43
4.1.2	Efectos no lineales del suelo	48
4.2	Microtemblores.....	53
4.2.1	Estabilidad/variabilidad de los cocientes espectrales de Microtemblores	53
4.2.2	Limitaciones	54
	Discusión y Conclusiones.....	56
	Referencias.....	60

1 Introducción

La importancia de la respuesta de sitio durante sismos ha sido reconocida desde los inicios de la sismología, sobre todo en Japón, y ha sido documentada desde principios del siglo XVIII (Ohsaki, 1972), la Figura 1.1 muestra la distribución de daños en edificaciones de madera en Shimizu, debido al sismo de Tonankai de 1944. Cerca del 80% de las edificaciones de la ciudad estaban concentradas alrededor del estuario de un río con depósitos blandos y profundos (Ohsaki, 1972). La Figura 1.2 muestra, para el mismo sismo, las zonas en las que las tasas de daño superaron el 20% en la parte sur de la ciudad de Nagoya. Se encontró que los valores del número de golpes (N) del ensayo de penetración estándar eran muy bajos en los 10 metros más superficiales (Yakoo *et al.*, 1965). La Figura 1.3 muestra la distribución de daños en edificaciones de madera en el pueblo de Nakamura, debido al sismo de Nankaido de 1946, mostrando claramente el límite entre áreas totalmente destruidas y ligeramente dañadas



Fig. 1.1.- Distribución del daño en la ciudad de Shimizu, Sismo de Tonankai 1944 (Ohsaki, 1972).

(Shimizu y Suehiro, 1947.). Adicionalmente la amplificación en sedimentos blandos cerca a la superficie ha sido reconocida desde hace varias décadas (Takahashi e Hirano, 1941.; Kanai *et al.*, 1956; Gutenberg, 1957).

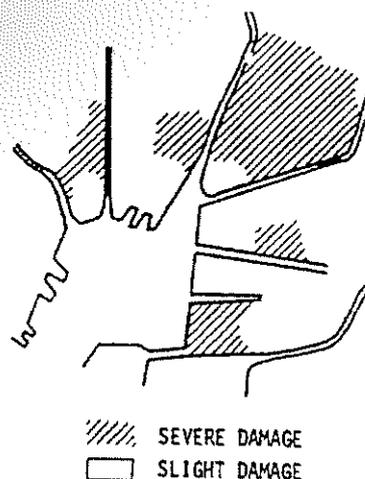


Fig. 1.2.- Distribución del daño en Nagoya Sur, Sismo de Tonankai de 1944. (Yokoo et al, 1965)

El sismo de Michoacán, México, de 1985 involucró a muchos sismólogos e ingenieros sísmicos en estudios de respuesta de sitio. Desde entonces, se han publicado toda una serie de sugerencias y revisiones críticas de los estudios de respuesta de sitio (ej., Aki, 1988; Silva, 1991; Aki e Irikura, 1991; Finn, 1991; Aki 1993; Bard, 1995; Kudo, 1995). Se presenta la forma de evaluar los efectos de sitio a partir de registros de movimientos sísmicos y microtemblores. Se enfatizan tres aspectos, uso directo de registros de movimientos fuertes, aplicación de señal sísmica débil o moderada para predecir el movimiento fuerte en un sitio y medidas de microtemblores, sobre todo el método de la razón espectral horizontal/vertical. Se realizan ejemplificaciones con registros reales de movimientos sísmicos fuertes, moderados y microtemblores. En una tercera parte se presenta un análisis crítico de los resultados obtenidos, enfatizando en las ventajas y limitaciones de cada uno de ellos.

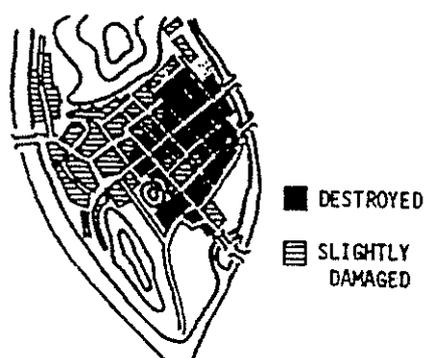


Fig. 1.3.- Distribución del Daño en Nakamura, Sismo de Nankaido de 1946. (Shimizu y Suehiro, 1947).

2 ESTADO DEL ARTE

2.1 Uso de registros de movimientos sísmicos fuertes

La evaluación más valiosa de efectos locales para aplicar a microzonificación sísmica es el uso directo de registros de movimiento sísmicos fuertes, debido a que incluyen algunos tipos de efectos no lineales y amplios contenidos frecuenciales, (Kinoshita *et al.*, 1986.; Seale y Archuleta, 1989). Durante las últimas décadas ha aumentado la instalación de instrumentación de movimiento fuertes y ha mejorado la calidad de los instrumentos de tal forma que también se pueden usar los registros de bajo nivel de amplitud.

Sin embargo, sólo en casos excepcionales la observación de movimientos sísmicos fuertes ha permitido dibujar mapas de zonificación de movimientos fuertes o débiles (ej., Iglesias, 1991; Lermo y Chávez-García, 1994a; Borchardt, 1994a; Stewart *et al.*, 1995; Wen *et al.*, 1995). Iglesias (1991) comparó las máximas aceleraciones horizontales resultantes (MHAR) de los sismos de Guerrero, México, de 1988 y de 1989, observados en Ciudad de México con los patrones de daño debido a los sismos de 1957, 1979 y 1985 como lo muestra la Figura 2.1. Sugirió un área común de alta intensidad entre el centro de la ciudad y Chapultepec, a pesar de los diferentes patrones del MHAR de dos eventos recientes; el patrón MHAR del evento

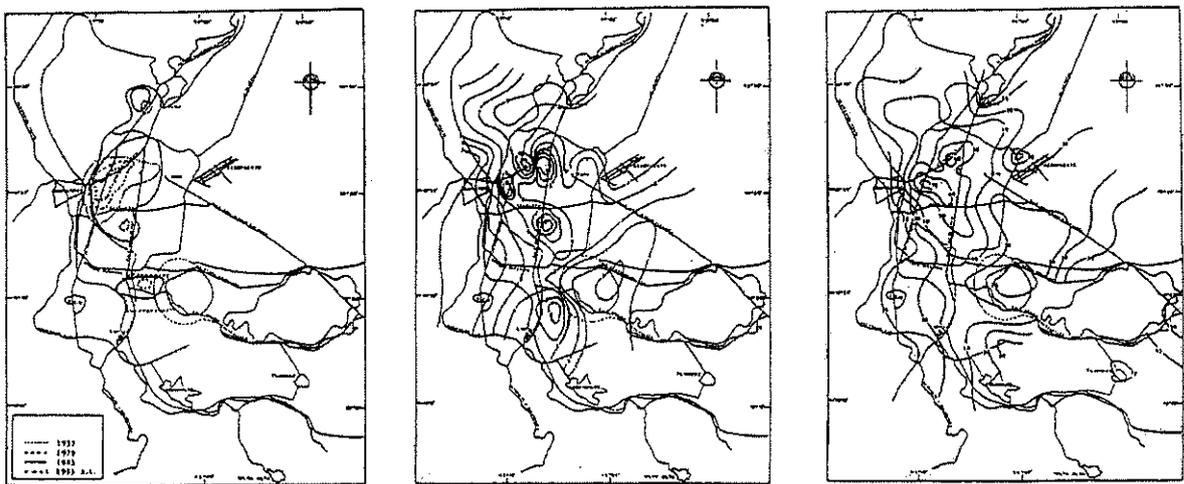


Fig. 2.1.- Zonas severamente dañadas para los sismos de 1957, 1979 y 1985 (izquierda), curvas de igual aceleración máxima resultante (MHAR) para los sismos de 1988 (centro) y para 1989 (derecha) en Ciudad de México. (Iglesias, 1991)

de 1988 es similar a la distribución de daño del evento de 1985, pero es diferente en los eventos de 1989. La localización de la fuente y la trayectoria es diferente en los dos eventos,

sin embargo, los eventos son bastante lejanos de Ciudad de México. Kudo (1995) cuestiona acerca de cuales son las razones de diferentes MHAR en Ciudad de México, si es que son debidas a los efectos de fuente y/o trayectoria o a la compleja naturaleza de propagación de las ondas en Ciudad de México.

Lermo y Chávez-García (1994a) hicieron un mapa detallado de los períodos dominantes, así como de factores de amplificación para la Ciudad de México, usando registros de movimientos fuertes y microtemblores como se muestra en la Fig 2.2. Usaron la relación empírica entre el período dominante y amplificaciones relativas en un rango de períodos entre 0,5 a 2 sec., como se muestra en la Fig 2.3. Indicaron que los períodos dominantes fueron controlados principalmente por la velocidad de ondas S, y no por el espesor de depósitos sedimentarios.

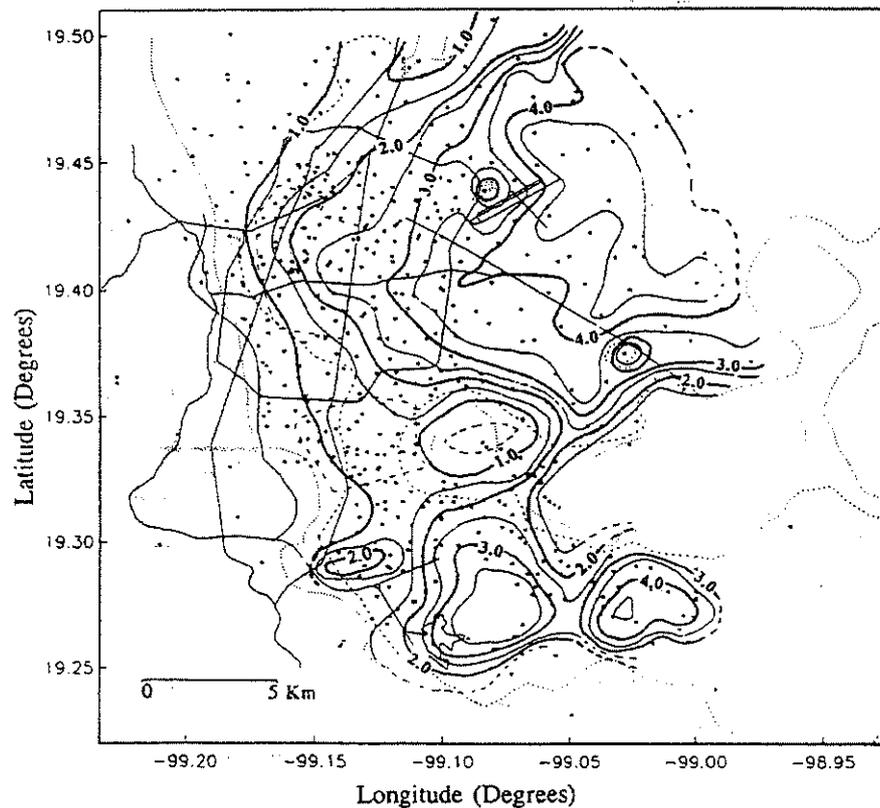


Fig. 2.2.- Mapa de Períodos dominantes de Ciudad de México. Este mapa es el resultado de la integración de datos acelerográficos y de microtemblores. (Lermo y Chávez-García, 1994a).

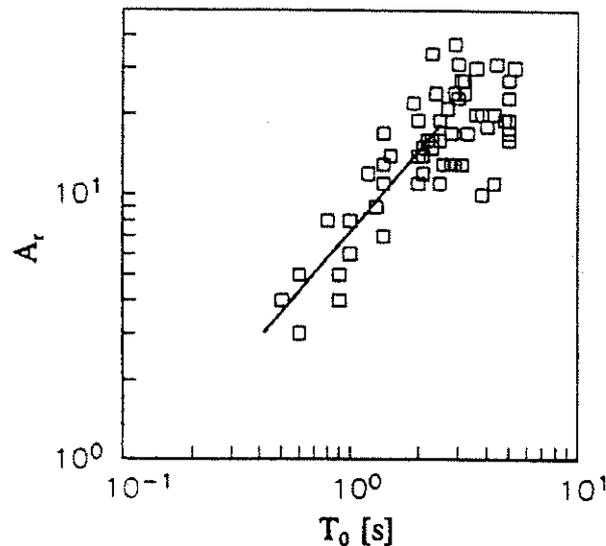


Fig. 2.3.- Relación entre A_r y T_0 obtenida a partir del promedio de las funciones de transferencia empíricas de datos acelerométricos. La línea indica la relación lineal entre T_0 y A_r para períodos menores a 2.5 s. T_0 es el período dominante, A_r es la amplificación relativa (Lermo y Chavez-García, 1994a)

Stewart *et al.*, (1995) trazaron el mapa de contorno de la aceleración horizontal máxima del sismo de Northridge, California de 1994 tal como se muestra en la Fig 2.4. Los datos de aceleraciones extremadamente altas observadas en la presa de Tarzana y Pacoima se excluyeron en la figura debido a los posibles efectos de amplificación topográfica en estos sitios. Los contornos indican algunos efectos de directividad en la dirección Norte (Stewart *et al.*, 1995) así como posibles efectos de sitio en algunos lugares, tales como Santa Mónica, Sherman Oaks, entre otros. También sugirieron las diferencias significativas de aceleraciones pico entre roca y suelo, incluso a distancias cortas. Éste no es el caso que indicaron Chin y Aki (1991) para el sismo de Loma Prieta.

Wen *et al.*, (1995) dibujan mapas de contorno de varios índices: Aceleración pico del suelo, Velocidad pico del suelo, Razones espectrales de Amplitudes de Fourier, para el Valle de Taipei usando registros de movimiento fuertes. Un ejemplo de mapa de relación espectral para una banda de frecuencias entre se muestra en la Fig. 2.5. Encontraron una buena correlación entre la aceleración de baja frecuencia, la relación espectral a baja frecuencia y la estructura geológica. Las relaciones espectrales de alta frecuencia mostraron un patrón complejo.

Borcherdt y Glassmoyer (1992) dibujaron resultados significativos usando los registros de movimiento fuertes en 34 sitios localizados en varios emplazamientos geológicos en la bahía de San Francisco del sismo de Loma Prieta, California de 1989. Colocando especial atención a la relación de atenuación amplitud-distancia; a las fases de reflexión de ondas S (Somerville y Yoshimura, 1990) y a la selección de sitios de referencia en roca, obtuvieron la variación de amplitud del pico relativa a los sitios de referencia. Se obtuvieron grandes relaciones pico-amplitud relativas a sitios de roca sobre aluvión y depósitos de lodo de la Bahía. También

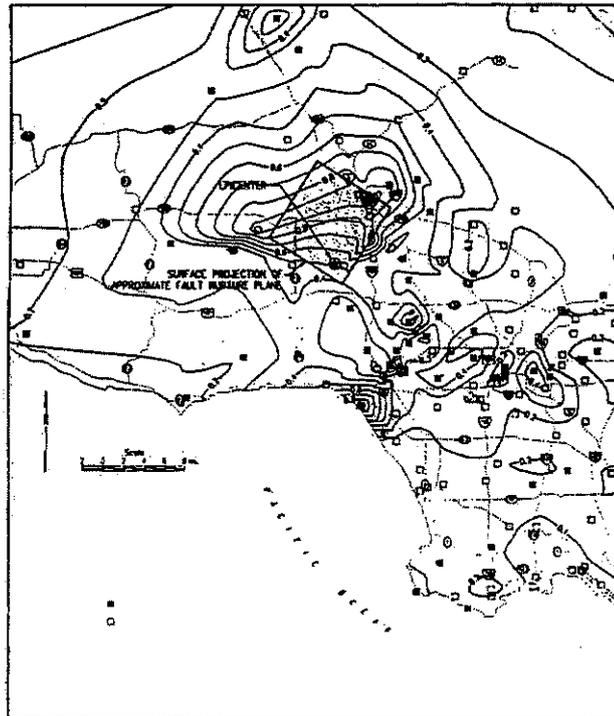


Fig. 2.4.- Localización del plano de falla del sismo de Northridge y los contornos de la aceleración máxima horizontal basado en los registros en roca y en suelo. (Stewart *et al.*, 1995)

obtuvieron relaciones espectrales promedio para un rango de período de 0,4 a 2,0 sec. que indicaron la gran influencia de depósitos localizados bajo aluviones y rellenos de lodo en la Bahía, sobre todo en el movimiento horizontal, como muestra la Fig. 2.6. Las amplificaciones espectrales promedio a partir de los movimientos vertical y horizontal son: 1 para los sitios del Complejo Franciscano (KJf), (1.4,1.5) para sitios en rocas Mesozoicas y Terciarias (TMzs), (2.1,2.0) para sitios en la Formación Santa Clara (QTs), (2.3,2.9) para sitios en aluvión (Qal) y (2.1,4.0) para sitios en rellenos y lodos de la bahía (Qaf/Qhbm). También se

indicó una buena correlación entre las relaciones espectrales promedio y las velocidades de ondas S así como una similitud entre los registros de movimientos débil y fuerte.

2.2 Uso de registros de movimientos débiles o moderados

Como indicaron Lermo y Chavez-Garcia (1994a), los registros de movimiento fuertes no son suficientes para dibujar curvas detalladas en toda la Ciudad de México, donde probablemente la mayoría de los instrumentos de registro de movimientos fuertes se han colocado después del sismo de Michoacán de 1985. Por tanto, frecuentemente se han utilizado los movimientos sísmicos débiles y registros de microtemblores para caracterización de sitio. La mayoría de los estudios han tomado las relaciones espectrales y de amplitud a un sitio de referencia adyacente, usualmente un sitio en roca. Borchardt (1970), Borchardt y Gibbs (1976), Rogers *et al.* (1984), Tucker y King (1984), Celebi *et al.* (1987), Chavez-Garcia *et al.* (1990), entre otros, demostraron la buena correlación del factor de amplificación en un sitio entre datos de movimientos débiles y fuertes. Los métodos de relación espectral usando datos de movimientos débiles han sido aceptados ampliamente para estudios de efecto de sitio, porque tanto los efectos de fuente, como de trayectoria serán compensados si la distancia de dos

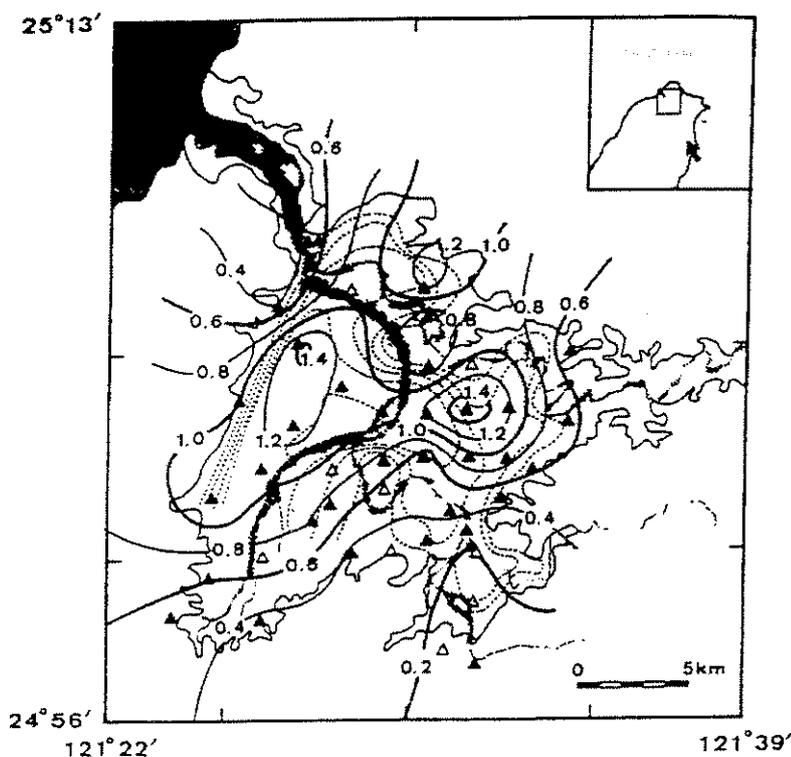


Fig. 2.5- Contornos de la relación espectral de Amplitudes de Fourier para frecuencias de 0.48 Hz en el valle de Taipei, entre la estación de referencia y los diferentes puntos. (Wen *et al.*, 1995)

estaciones es suficientemente más corta que la distancia fuente-receptor y la relación espectral representará la función de transferencia si el sitio referencia no tiene factor de amplificación. Sin embargo, hay algunas discusiones sobre la aplicabilidad de la relación espectral de señal débil. Entre las discusiones, Kudo (1995) menciona lo referente a la estabilidad/variabilidad de las relaciones espectrales y el límite de aplicabilidad, como por ejemplo algunas evidencias de comportamiento no-lineal de suelos.

2.2.1 Movimiento del suelo en un valle

Muchas mega-ciudades como México D.F., Los Angeles, Tokyo, Osaka, Bogotá, entre otras, están localizadas en valles. Por lo tanto, es de gran interés evaluar el movimiento del suelo en un valle debido a un sismo. Es importante recordar que hubo dificultades para interpretar los registros del movimiento fuerte con simulación unidimensional de los registros obtenidos en la ciudad de México durante el sismo de Michoacán de 1985, debido a la duración tan prolongada en la zona del lago (ej., Kawase, 1987; Bard *et al.*, 1988; Sánchez-Sesma *et al.*, 1988). Aún se mantiene la discusión debido a la escasez de datos geotécnicos, sin embargo,

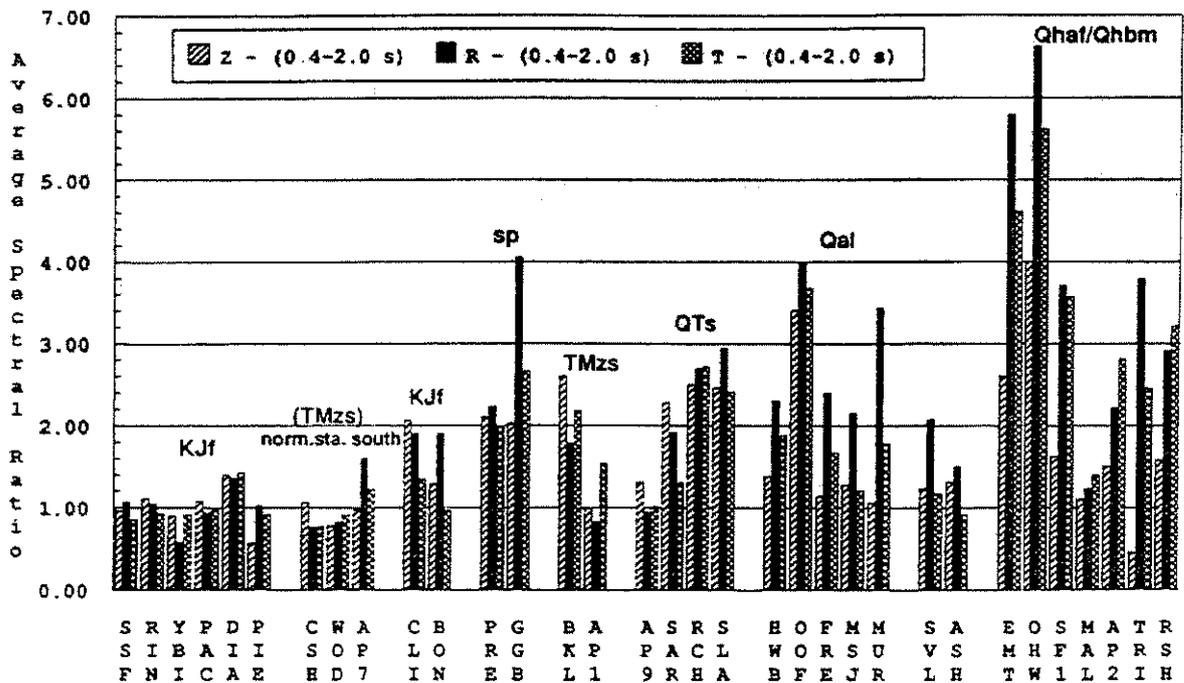


Fig.2.6.- Resumen de las amplificaciones espectrales promedio para las componentes vertical(Z), radial(R) y transversal(T) de los movimientos, evaluadas para la banda de periodos de 0.4 a 2.0 s., para los 34 sitios considerados. (Borcherdt y Glassmoyer, 1992).

la larga duración del movimiento en la zona del lago ha sido satisfactoriamente interpretada como la propagación de ondas superficiales inducida por la irregularidad bi y tridimensional del valle (ej., Kawase y Aki, 1989).

El movimiento fuerte de período corto de suelo, llamando corto 1 seg., ha sido frecuente y satisfactoriamente interpretado como propagación unidimensional de ondas S (Kudo, 1995). Sin embargo, también se han visto fuertes efectos de estructuras 2D o 3D, especialmente en períodos mayores a 1 seg. Sasatani *et al.* (1989, 1992) mostraron la diferencia significativa de la parte de coda, que sigue a la onda S, encontrado en pares de desplazamiento fuertes de suelo en sedimentos rígidos y profundos para sismos de profundidad intermedia (<100 km). Interpretaron la diferencia como las ondas dispersadas inducidas por los ángulos del valle produciendo una larga duración de la parte de la coda en un sitio profundo de sedimento. Kawase y Sato (1992) también indicaron por medio de simulación numérica que las fases predominantes últimas encontradas en el Valle de Ashigara son debidas a efectos bidimensionales. Graves (1993) sugirió los efectos 3D en el movimiento del suelo de larga duración en el valle de *Marina District*.

Kagawa *et al.* (1992) sugirieron que son valiosas las contribuciones del ángulo de incidencia y del azimuth en las últimas fases de las ondas S. También son importantes las ondas superficiales incidentes en el valle para la prolongación y amplificación del movimiento del suelo durante la propagación de las ondas superficiales en las capas de baja velocidad en los valles sedimentarios (ej. Yamanaka *et al.*, 1989, 1992; Higashi y Kudo, 1992; Kinoshita *et al.* 1992). La mayoría de estas investigaciones están limitadas a períodos largos como 5 seg., y esta limitación parece estar dada principalmente por la complejidad de la geología y por la falta de datos geotécnicos.

2.3 Uso de Microtemblores

Desde finales de los años cincuenta en Japón se han realizado numerosas publicaciones sobre medidas del microtemblores y recientemente en todo el mundo. Las ventajas de usar microtemblores o ruidos ambientales del suelo para evaluar efectos de sitio durante un terremoto pueden ser invaluable, siempre y cuando los resultados sean fiables desde el punto de vista teórico y estables en la práctica.

2.3.1 Antecedentes

Desde los trabajos de Kanai (ej. Kanai y Tanaka, 1954, Kanai, 1957, Kanai y Tanaka, 1961, Kanai *et al.*, 1965; resumidos en Kanai, 1983), los microtemblores se han convertido en una de las herramientas para evaluar efectos de sitio y han sido aceptados como diferenciadores de condiciones de sitio en diferentes categorías (Finn, 1991). Por ser los pioneros en la utilización de los microtemblores para la caracterización de efectos de sitio y por la aplicación de sus métodos a la microzonificación sísmica, se presenta a continuación un resumen de las investigaciones realizadas por Kanai y Tanaka en los años cincuenta y sesenta.

Kanai y Tanaka (1961) definen los microtemblores como vibraciones del suelo con amplitudes entre 0.1 y 1.0 micrones y con periodos entre 0.05, 0.10 a 1.0-2.0 segundos, causados por eventos artificiales como el tráfico, maquinaria industrial y otros. En los años cincuenta a partir de el registro sistemático de microtemblores en miles de sitios en Japón encontraron que estos eran útiles para inferir propiedades del suelo y contribuir a las normas de diseño sismo-resistentes.

Kanai y Tanaka (1961) encontraron que la curva de distribución de períodos de los microtemblores muestra una forma definida que depende del tipo de suelo. En el caso de una capa de suelo yacente sobre basamento rocoso, aparece un pico relativamente agudo alrededor de 0.1-0.6 seg. Por otro lado, cuando la formación de suelo es compleja, aparecen más de dos picos, uno pequeño en 0.2 seg y uno grande en 1.0 seg. En una montaña el pico agudo aparece en períodos entre 0.1-0.2 seg, mientras que en un suelo firme diluvial como el de la parte alta de Tokio este pico está entre 0.2 y 0.4 seg. En suelos aluviales blandos, tales como la parte baja de Tokio, la curva es irregular y aparecen picos entre 0.4 y 0.8seg. En suelos blandos de bajo espesor la curva es relativamente plana, variando el período entre 0.05 y 0.1 a 1.0 y 2.0 seg. Registros de microtemblores de varios tipos de suelo y las correspondientes curvas de distribución de períodos se muestran en la Figura 2.7. Las características de los cuatro tipos de suelo de la Figura 2.7. son las siguientes: Tipo 1: suelo conformado por rocas, gravas arenosas duras, clasificados como terciarios; Tipo 2: gravas arenosas, arcilla arenosa dura, y otros. Clasificados como diluvial o aluvial gravosos, con espesor de 5 metros o más, sobre un área considerable alrededor de la estructura. Tipo 3:

Estado del Arte

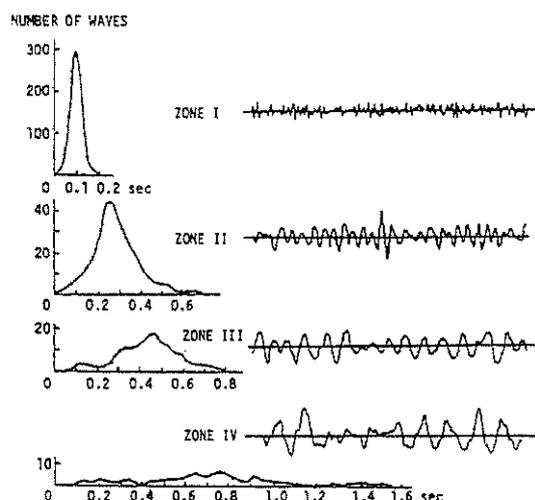


Fig. 2.7.- Registros representativos de microtemblores en varios tipos de suelo. La numeración corresponde a la clasificación del Código de Construcción Japonés vigente en 1961. Curvas de distribución del período representativas (Kanai y Tanaka, 1961).

suelo aluvial con espesor de 5 metros o más. Tipo 4: Suelo aluvial de depósitos deltaicos blandos, suelo superficial, limos, con espesores de 30 metros o más.

La curva de distribución de períodos en la mayoría de los casos está fuertemente influenciada por las propiedades de la primera capa. Por otra parte, las curvas en roca sana y las de basamento rocoso son planas en el rango de períodos entre 0.1 a 1.0 seg. Debido a esto, Kanai y Tanaka (1961) consideran que las amplitudes de los microtemblores en superficie aumentan en aquellos períodos que están sincronizados con el período natural del subsuelo por el hecho de la resonancia selectiva.

Kanai y Tanaka (1961) llevaron a cabo observaciones simultáneas de microtemblores a diferentes profundidades utilizando un vibrógrafo autonivelante, Kanai y Tanaka (1958) en perforaciones en varios tipos de suelo. De las diferentes observaciones realizadas se pueden concluir tres cosas: la distribución de períodos varia con la profundidad; la variación de la distribución de amplitudes con la profundidad no es simple ni formulable y que a partir de la comparación de lo obtenido con microtemblores y con sismos, el registro de microtemblores en superficie permite obtener el periodo de resonancia que se obtiene con el sismo.

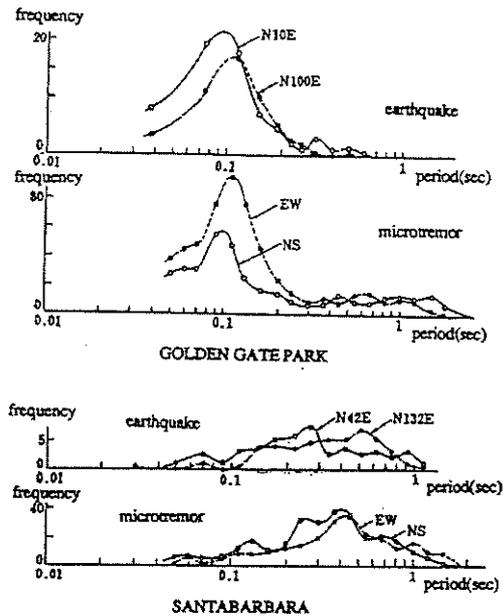


Fig. 2.8.- Comparación de la relación Frecuencia-Período entre sismos y microtemblores. (Kanai *et al.*, 1961).

Después de presentar algunos ejemplos en los que se compara la distribución de períodos para sismos y microtemblores, Kanai y Tanaka (1961) concluyen que el período predominante de un movimiento sísmico está bastante relacionado con el período más frecuente de los microtemblores. Y no sólo eso, en lugares en los que la curva de distribución de microtemblores tiene un solo pico, dicho período coincide claramente con el período predominante de los movimientos sísmicos. Por otro lado, si se presentan más de dos picos el período predominante del movimiento sísmico la curva de distribución de microtemblores identifica cada uno de los picos y algunas veces más. La Figura 2.8 es un ejemplo que muestra una correlación buena de las curvas de frecuencia-período entre el movimiento sísmico fuerte y los microtemblores.

El método de Kanai, tan simple como es, requiere en principio la medida de microtemblores con un único sismómetro horizontal. Las interpretaciones del método a partir de los resultados se basa en las suposiciones: 1) las amplificaciones de los microtemblores en capas del subsuelo se deben a múltiples reflexiones de ondas S incidentes verticalmente en forma similar a los movimientos fuertes, 2) los espectros de la fuente de microtemblores o de las ondas incidentes a la capa del subsuelo son blancos en términos de desplazamientos.

Los controvertidos resultados de la primera suposición se publicaron a finales de los cincuenta y principios de los setenta en Japón. Son Aki (1957), Akamatsu (1961), y Nogoshi e Igarashi (1970, 1971) y su conclusión común es que las ondas que componen los microtemblores son principalmente ondas superficiales. Udwardia y Trifunac (1973) mostraron la existencia de movimiento vertical en los microtemblores que no puede ser explicado por multi-reflexión de ondas SH en las capas del subsuelo. También señalaron la nula correlación entre los espectros de terremoto y microtemblores en El Centro, California. Sin embargo, Udwardia y Trifunac (1974) mostraron la posible aplicabilidad de microtemblores en una área donde se encuentra una resonancia fuerte en movimiento del terremoto, tal como en ciudad de México, en la discusión con Alcock (1974). Allam y Shima (1967) sugirieron que el período predominante y la amplificación de microtemblores en capas del subsuelo se pueden interpretar ambos por ondas internas y por ondas superficiales, si las características entre subsuelo y basamento están muy diferenciadas.

2.3.2 Relación espectral a un sitio de la referencia

Hay también algunas discusiones sobre la aplicabilidad de relaciones espectrales relativas a un sitio de referencia para caracterización de sitio usando microtemblores. Generalmente, se escoge un sitio de referencia en un suelo muy rígido o roca del basamento para caracterización del sitio. El método es, en principio, introducido para compensar los efectos de fuente y de trayectoria y elimina la suposición de espectro blanco de las fuentes. Como Aki (1988) indicó, no es fácil compensar el factor de la fuente, porque en un área urbana las fuentes de microtemblores de alta frecuencia (> 1 Hz) generalmente están distribuidas por todas partes. En cambio, las fuentes de baja frecuencia (< 1 Hz) de microtemblores o microsismos han sido interpretadas como olas oceánicas. Ohta *et al.*, (1978) encontraron que los cambios sistemáticos de frecuencia del pico están asociados con el espesor de la roca firme. En cambio, Kagami *et al.*, (1982), no podían encontrar frecuencias dominantes claras pero encontraron importantes correlaciones entre las amplitudes espectrales y el espesor de valles sedimentarios. Kagami *et al.* (1986), Yamanaka *et al.* (1993) extendieron sus resultados a mapas de factor de amplificación confirmando la estabilidad de los microtemblores de largo-período.

El método de la relación espectral fue aplicado con éxito en Flushing Meadows, Nueva York por Field *et al.* (1990), y en el área de la Bahía de San Francisco por Akamatsu *et al.* (1991), Dravinski *et al.* (1991) y Seo *et al.* (1991). Es fácil suponer que estos resultados exitosos se obtuvieron debido a que los microtemblores (microsismos) de relativamente largo período han sido generados a partir de perturbaciones oceánicas muy distantes. No está claro si el origen de los microtemblores en ciudad de México son perturbaciones naturales distantes o ruido artificial, se obtuvo una buena correlación de las formas espectrales o frecuencias predominantes entre microtemblores y registros de movimientos fuertes (Kobayashi *et al.*, 1986; Lermo *et al.*, 1988). Sin embargo, las amplitudes de las relaciones espectrales a la estación de referencia de microtemblores no coincide con las de los registros de movimientos fuertes (Lermo *et al.*, 1988, Lermo y Chavez-Garcia, 1994b). Según Kudo (1995) los microtemblores de período corto son muy complejos. También se han hallado diferencias entre amplitudes de las relaciones espectrales de movimiento fuertes y microtemblores en otros sitios (ej., Seo, 1992; Gutierrez y Singh, 1992).

Seo (1992) discutió acerca de la pobre correlación de relaciones espectrales de sitios sedimentarios con basamento rocoso y por el contrario encontró evidencia de buena correlación en las comparaciones entre dos sitios sedimentarios con diferentes condiciones geológicas en el Valle de Ashigara. Esto es debido a la excitación de los microtemblores, es decir, el tipo y el número de fuentes es generalmente diferente entre un sitio rocoso y un sitio urbano construido en un lugar con espesores importantes de material sedimentario. Con el fin de superar este problema, se puede encontrar un discernimiento en Irikura y Kawanaka (1980). Ellos, realizaron una observación de microtemblores con una serie de instrumentos sobre una falla cubierta de sedimentos, no encontraron ningún cambio significativo del pico espectral, a pesar de que el espesor de sedimentos varía a lo largo de la serie de sismógrafos. Sin embargo, encontraron que la amplitud de la relación espectral, sitio por sitio, tiene buena correlación con la estructura geológica. El método de la relación espectral se debe aplicar a microtemblores de período corto teniendo en cuenta si se pueden compensar o no los efectos de fuente y trayectoria (Kudo, 1995).

2.3.3 Relación Espectral Horizontal/Vertical

En la literatura reciente se han presentado discusiones sobre la naturaleza de los microtemblores y su aplicabilidad para evaluar efectos del sitio, sobre todo acerca de la técnica de Nakamura (1989). Algunos investigadores han realizado análisis teóricos y otras comprobaciones de tipo práctico, Lermo y Chavez-Garcia (1994b) compararon tres tipos de razón espectral; relaciones espectrales de movimientos horizontales fuertes con un sitio de referencia, lo mismo con microtemblores y la relación espectral de microtemblores horizontal(H) y vertical (V) (técnica de Nakamura). Las comparaciones en tres sitios en México hechas por Lermo y Chavez-Garcia (1994b) se reproducen en la Fig.2.9. Concluyeron que H/V da una mejor estima del período predominante en un sitio y permite una estimación aproximada del nivel de amplificación mejor que la relación espectral entre

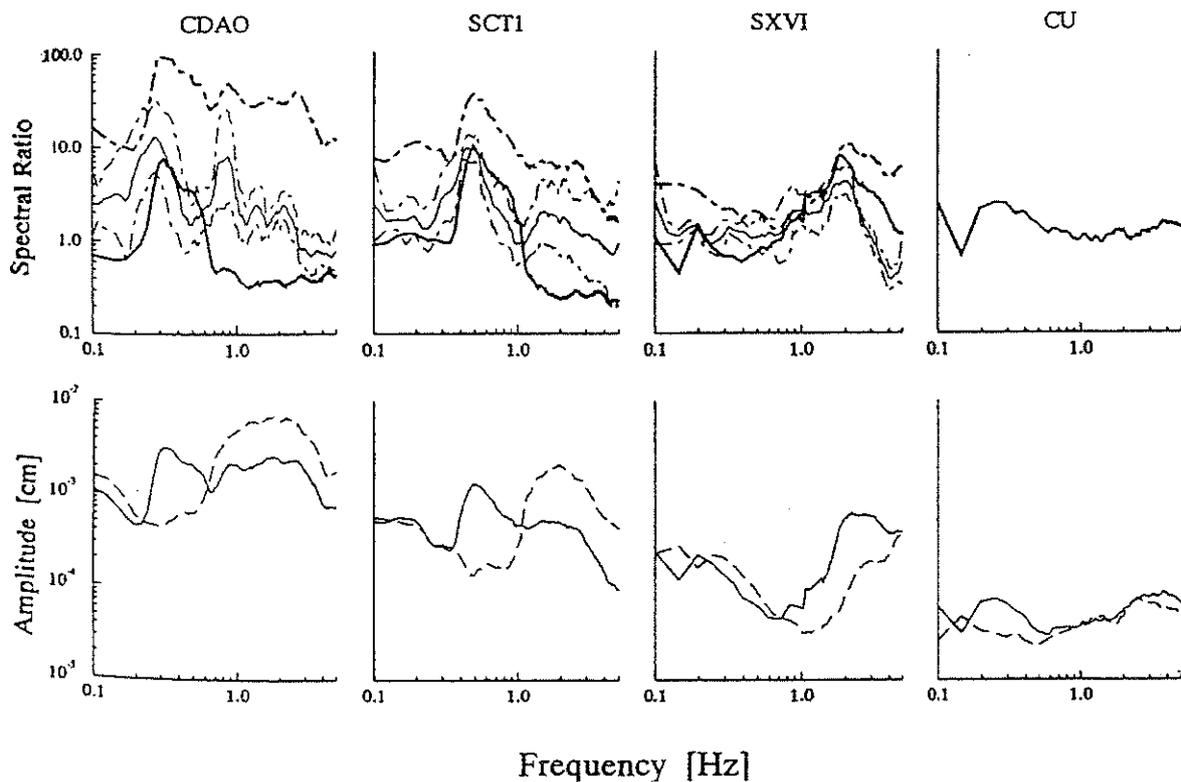


Fig. 2.9.- Resultados para Ciudad de México, componente EW. Primera Fila: Función de transferencia empírica promedio (línea continua delgada), más y menos una desviación estándar (líneas delgadas discontinuas). Relaciones espectrales de microtemblores respecto a CU (Línea gruesa discontinua). Relación Horizontal/Vertical (línea gruesa continua). Segunda Fila: Amplitudes espectrales promedio de microtemblores en cada estación para las componentes EW (línea continua) y vertical (línea discontinua). CDAO(Central de Abastos), SCT(Secretaría de Comunicaciones y Transporte), CU(Ciudad Universitaria) (Lermo y Chávez-García, 1994b)

dos sitios.

Trabajos previos en Japón como Nogoshi y Igarashi (1971), Kobayashi (1980), Kagami et al. (1982,1986) también encontraron que H/V es un buen indicador para estimar la estructura del subsuelo, tomando en consideración que los microtemblores consisten principalmente de ondas Rayleigh. Nogoshi y Igarashi (1971) concluyeron que se obtiene una buena correlación de H/V entre el modo fundamental de las ondas Rayleigh y microtemblores en un sitio con grandes cambios de impedancia, mientras una correlación baja en un sitio de baja relación de la impedancia (Fig. 2.10). Sin embargo en el peor de los casos, la frecuencia predominante de microtemblores corresponde toscamente al de las ondas Rayleigh.

Estudios recientes también dieron conclusiones similares acerca de la frecuencia predominante (ej., Tokimatsu y Miyadera, 1992; Lermo y Chavez-Garcia, 1993; Field *et al.*, 1995, Konno y Ohmachi, 1998). Field y Jacob (1993) hicieron un experimento numérico distribuyendo fuentes en muchos sitios y concluyeron que la técnica de Nakamura da una buena estima no sólo en la frecuencia del pico sino también en la amplitud. Ellos únicamente usaron un modelo de estructura teniendo una alta razón de impedancia de una sola capa sobre un semi-espacio. Los extensivos experimentos teóricos de Lachet y Bard (1994) sugirieron

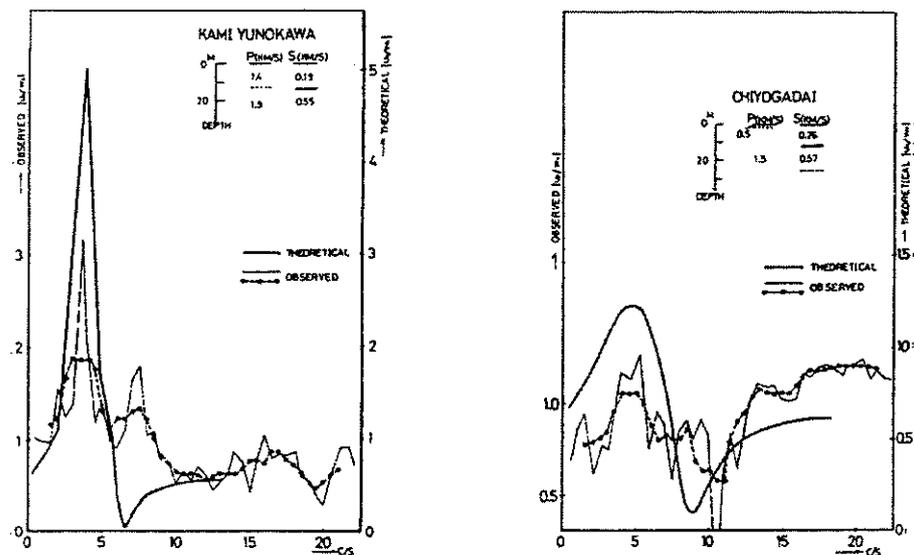


Fig. 2.10.- Relaciones Espectrales Horizontal a Vertical. Izquierda: relación de alta impedancia, derecha: relación de baja impedancia. (Nogoshi e Igarashi, 1971).

que las frecuencias del pico halladas en H/V a partir de microtemblores simulados en varias condiciones geológicas correspondían tanto a las de ondas S incidentes como a las de ondas Rayleigh (Fig. 2.11). La frecuencia del pico de H/V de microtemblores da una estimación buena de la respuesta del sitio, porque se compensan los efectos de fuente de los microtemblores. Sin embargo, observando la Fig. 2.9 de Lermo y Chavez-Garcia (1994b), se puede decir que relaciones espectrales de sitios al sitio de referencia y/o medidas en una única estación también dan una estimación aproximada de la frecuencia dominante. Kataoka *et al.* (1995) compararon las frecuencias del pico determinado de la forma espectral de microtemblores horizontales, H/V y movimientos de sismos en el Valle Ashigara, Japón. Encontraron que ambos picos espectrales de microtemblores horizontales y H/V coinciden aproximadamente y que el método H/V no tiene ninguna ventaja para encontrar la respuesta del pico en el sitio.

Siguiendo a Kudo (1995) se puede decir que existen problemas menos significativos para encontrar la frecuencia resonante del modo fundamental en un sitio a partir de H/V, sin tener en cuenta el tipo de onda de los microtemblores. En cambio, el problema más importante es "¿Da H/V de microtemblores una estimación buena de amplificación en un sitio? o ¿es la técnica de Nakamura válida?". Finn (1991) reportó que la técnica de Nakamura (1989) está basada en "unas suposiciones débiles" y requiere comprobación de campo. Las suposiciones de Nakamura (1989) son las siguientes:

- 1) Una función de transferencia (St) del subsuelo está dada por la razón espectral de los movimientos horizontales en superficie (Shs) con los del basamento (Shb). La relación espectral de movimiento vertical ($Es = Svs / Svb$) tiene en cuenta los efectos de las ondas Rayleigh.
- 2) los microtemblores en el subsuelo contienen ondas Rayleigh pero sus efectos aparecen igualmente en ambos componentes horizontal y vertical. Un nuevo parámetro $Stt = St / Es = Shs / Svs / Shb / Svb$ da una función de transferencia fiable, porque los efectos de las ondas Rayleigh se compensan en Stt .

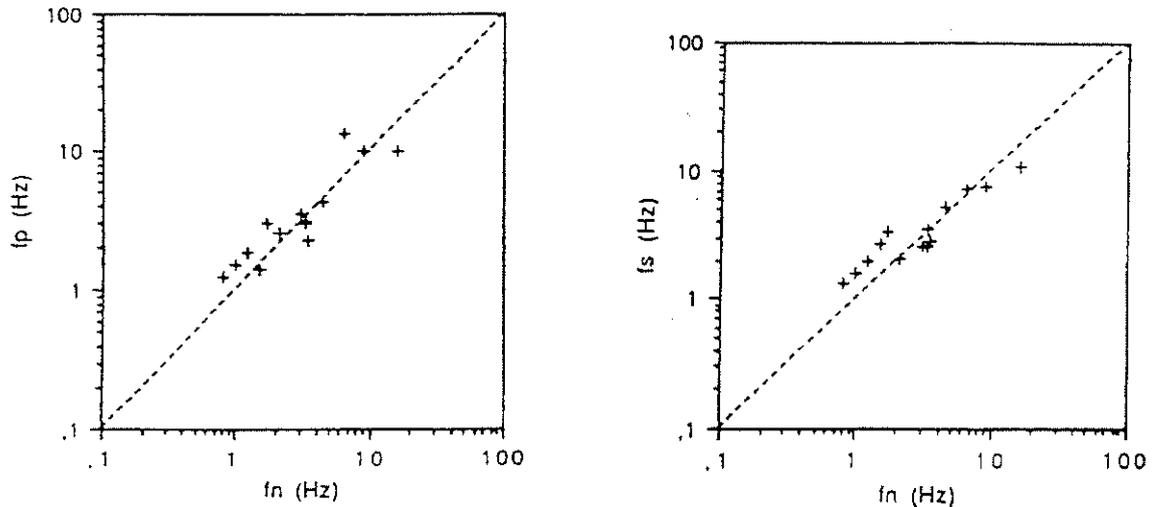


Fig. 2.11.-Frecuencias pico de H/V para cada sitio; f_n : frecuencia pico para H/V para la simulación de ruido; f_s : frecuencia pico de H/V de ondas S incidentes verticalmente.; f_p : frecuencia del pico fundamental en las curvas de polarización de las ondas Rayleigh. Las líneas punteadas son $f_s=f_n$ y $f_p=f_n$. (Lachet y Bard, 1994).

3) La relación espectral de microtemblores horizontal a vertical en un basamento (S_{hb}/S_{vb}) es aproximadamente 1, entonces S_{tt} se estima por la relación espectral de horizontal a vertical.

Según Kudo (1995) la segunda suposición no es válida porque la composición de microtemblores no puede ser expresada como una convolución de ondas internas y superficiales sino que son generalmente una suma de ondas internas y superficiales, de ahí que S_{t/E_s} no genera ninguna compensación de ondas Rayleigh. La tercera suposición es válida únicamente, si en los microtemblores predominan las ondas Rayleigh y su elipticidad es casi unitaria. Generalmente hablando, la elipticidad de ondas Rayleigh dispersivas en un medio estratificado depende fuertemente de la relación de la impedancia entre subsuelo y basamento, de la relación de Poisson de subsuelo, del modo de las ondas Rayleigh y de la frecuencia o longitud de onda (ej., Ohta, 1963). Kudo(1995) concluye que Nakamura (1989) es inconsistente en la consideración de las ondas Rayleigh que están incluidas en los microtemblores.

Apartándose de la interpretación de Nakamura (1989), ya que los resultados observados (ej. Nakamura, 1989 ; Lermo y Chávez-García, 1994b) apoyan que H/V de microtemblores correlaciona con la respuesta de movimientos del sismo en un sitio, Lermo y Chavez-García (1994b) hicieron evaluaciones numéricas para verificar las suposiciones en el procedimiento

Estado del Arte

de Nakamura. Concluyeron que H/V en una interface entre subsuelo y basamento era cercano a la unidad en la frecuencia fundamental resonante de las ondas Rayleigh, sin embargo, no se mantiene en modos más altos. Mostraron la correspondencia de formas espectrales de H/V entre ondas S unidimensionales incidentes y las ondas Rayleigh, sin embargo, los niveles de amplitud absoluta de H/V no coincidieron. Sus evaluaciones numéricas son casos de relación de la impedancia bastante alta entre suelo y basamento, por consiguiente, todavía es incierto en el caso de baja relación de impedancia. A pesar de ello, la amplificación se da cuando existe contraste de impedancias, de tal forma que el interés de frecuencias predominantes y niveles de amplificación es para dicho caso.

Lermo y Chavez-Garcia (1994b) realizaron comparaciones importantes de tres tipos de relación espectral (Fig. 2.9), y tenían una conclusión para apoyar la técnica de Nakamura. Sin embargo Kudo (1995), tiene una impresión diferente de sus resultados. Las relaciones espectrales de microtemblores horizontales relativo a un sitio de referencia ajustan con los datos de movimientos fuertes en un nivel similar al método H/V , excepto para CDAO y SCTI. Además, la relación espectral en el caso de TEQUIO probablemente refleja la forma de la frecuencia alta del movimiento fuerte mejor que el H/V y la frecuencia predominante de movimiento fuerte puede ser también predecible por microtemblores de una única estación

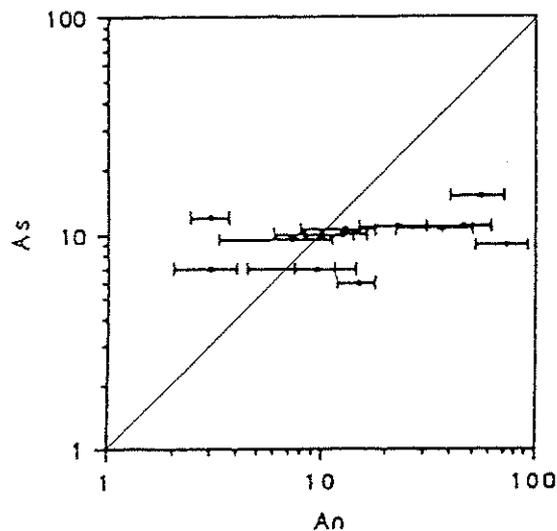


Fig. 2.12.- Amplitudes pico de la relación H/V de la simulación de ruido. A_n : amplitud pico para H/V con simulación de ruido, A_s : Amplitud pico de H/V de ondas S incidentes verticalmente. (Lachet y Bard, 1994).

(ej., CDAO, SCT, SXVI, UBJ, NOTX, ACAZ, ACAC).

Lachet y Bard (1994) realizaron experimentos teóricos teniendo en cuenta varios tipos de fuente, distribuyendo fuentes en muchos puntos y varias condiciones geológicas. Obtuvieron una correspondencia muy pobre entre la amplitud del pico de H/V de los microtemblores simulados y el de las ondas S incidentes verticalmente, como muestra la Fig. 2.12. También encontraron una gran dispersión de la amplitud del pico de H/V de los microtemblores simulados debida principalmente a la influencia de la relación de Poisson en subsuelo y a la distancia fuente-estación. Concluyeron que la amplitud del pico de H/V no se puede usar de manera directa para estudios de amplificación. También es importante que H/V da información únicamente del primer pico o modo fundamental de respuesta pero ninguna indicación de las frecuencias más altas. Wakamatsu y Yasui (1995) hicieron un experimento teórico similar usando modelos de estructura simples. Encontraron que en los microtemblores simulados predomina las ondas Rayleigh y Love, sin embargo, H/V tiene

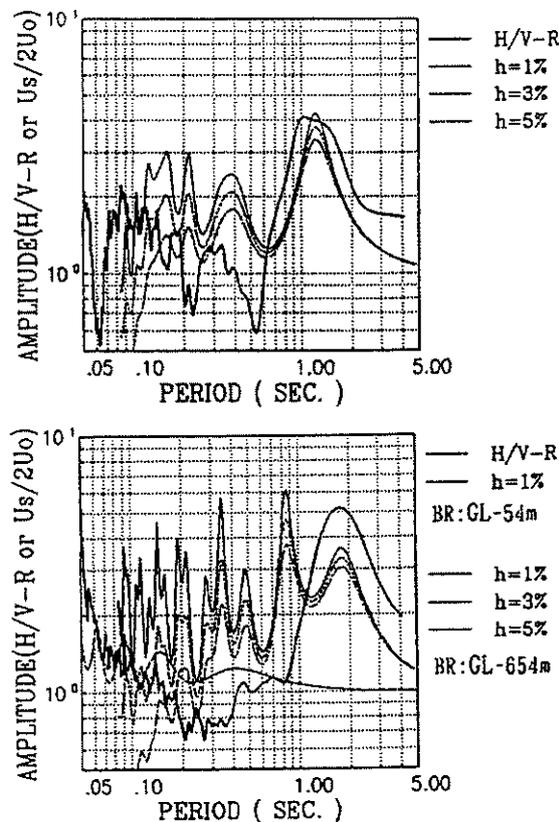


Fig. 2.13.- Comparación entre H/V-R (línea gruesa) y la amplificación debida a las ondas S. Figura superior: Naga, figura inferior Miya. La amplificación de ondas S se ha realizado a diferentes profundidades. (Wakamatsu y Yasui, 1995).

buena correlación con la función de transferencia unidimensional de las ondas S, independiente de la relación de la impedancia y de la relación de Poisson. Sin embargo, también mencionaron la dificultad del uso directo de H/V mostrando los ejemplos observados con buen ajuste y un caso inverso (Fig. 2.13).

2.3.4 Observación en serie de microtemblores (*Arrays*)

La técnica de la medida en serie (*arrays*) utilizando la naturaleza de propagación de los microtemblores ha sido desarrollada para conocer las estructuras del subsuelo y ha sido aplicada a muchos sitios. Los trabajos pioneros son Aki(1957), Toksoz (1964) y Lacoss *et al.*(1969). Horike (1985) realizó observaciones de microtemblores usando una serie de sismómetros verticales y obtuvo la dispersión de la velocidad de fase por análisis frecuencia-número de onda. Determinó la estructura de las ondas S usando las dispersiones de la velocidad de fase con el método de la inversión generalizada, postulando que los microtemblores verticales consisten de ondas Rayleigh. De esta manera obtuvo modelos de la estructura en dos sitios coincidiendo bien con los obtenidos por otras medidas geotécnicas. En su análisis se usó el rango de la frecuencia de 0.5-2.5 Hz y los modelos de estructura fueron determinados desde la superficie a la profundidad de varios cientos de metros. Matsushima y Okada (1990) aplicaron un método similar para determinar la estructura profunda de un valle en Hokkaido, Japón y obtuvieron una buena correlación con los datos de gravimetría. Esta técnica también se ha aplicado a microtemblores de alta frecuencia o estructuras superficiales (ej. Sato *et al.*, 1991; Tokimatsu *et al.*, 1994). Horike (1993) resumió las ventajas y desventajas de este método de la siguiente forma:

- 1) Se determina bien la velocidad de fase de ondas superficiales por el método frecuencia-número de onda por una clara separación de ondas internas.
- 2) Se determina bien un modelo de estructura profunda de velocidad de ondas S, mejor que con otros estudios geotécnicos convencionales.
- 3) Este método es aplicable igualmente en áreas urbanas donde otras mediciones geotécnicas son difíciles de llevar a cabo.
- 4) Se requerirán consideraciones adicionales para aplicar este método a una estructura subterránea irregular.

3. APLICACIONES PRACTICAS

A continuación se presentan aplicaciones prácticas de la utilización de registros de movimientos sísmicos y microtemblores para estimar efectos locales, en primer lugar análisis de movimientos sísmicos con técnicas de relación espectral entre registros en la superficie y en el basamento rocoso y entre registros sísmicos en un lugar y en la estación de referencia y en segundo lugar analizando microtemblores con la técnica de relación espectral horizontal/vertical, conocida como técnica de Nakamura(1989). Los movimientos sísmicos analizados fueron registrados en la red instalada en la ciudad de Medellín - Colombia, que está formada por 22 estaciones en la superficie y dos estaciones en el basamento rocoso a 40 y 32 metros de profundidad (Grupo de Sismología de Medellín, 1997), los equipos son 20 acelerómetros ETNA y 2 acelerómetros K2, ambos de la marca Kinemetrics.

Los equipos ETNA tienen un rango dinámico de 108 dB a 200 muestras por segundo, su nivel de resolución es de 18 bits con lecturas máximas absolutas de hasta 4g (+/- 2.5 V)(Kinemetrics, 1999), para un rango de frecuencias entre 0 y 50 Hz. Los equipos K2 presentan una curva de respuesta plana hasta 50 Hz, un rango dinámico de 114 dB, y nivel de resolución de 19 bits, con lecturas máximas absolutas de 1g (+/- 2.5 V), con una frecuencia de muestreo de 100 mps (Kinemetrics, 1995). En la Figura 3.2 se ve el acelerómetro K2 de Kinemetrics, junto al ordenador portátil que gestiona la información.

Los registros de microtemblores corresponden a la ciudad de Barcelona-España, y forman parte de los trabajos realizados para la microzonificación sísmica de la ciudad (Alfaro et al, 1998). Los sitios de medición se pueden ver en la figura 3.1. Los microtemblores han sido registrados con un acelerómetro K2 de Kinemetrics (Figura 3.2), con respuesta plana entre 0 y 50 Hz. y con un velocímetro prototipo En la Figura 3.3 se observa el velocímetro prototipo con y sin la cubierta protectora; con una frecuencia de muestreo de 100 mps y con respuesta plana entre 2 y 10 Hz, como se puede ver en la Figura 3.4.

Como se ha expuesto en el capítulo 2, y como se discutirá en el capítulo 4, el procesado de los registros ha de ser muy cuidadoso ya que las técnicas que utilizan cocientes espectrales son inestables en el sentido que pequeñas modificaciones en el procesado de las señales pueden generar cambios importantes en los resultados.

básica utilizada en el cálculo estándar de errores. Posteriormente se suavizan los espectros de Fourier utilizando una ventana en forma de campana gaussiana.

En el caso de los microtemblores se realiza un promediado de los resultados obtenidos en las ventanas que cubren todo el registro y se evalúa el intervalo de confianza del 95%.

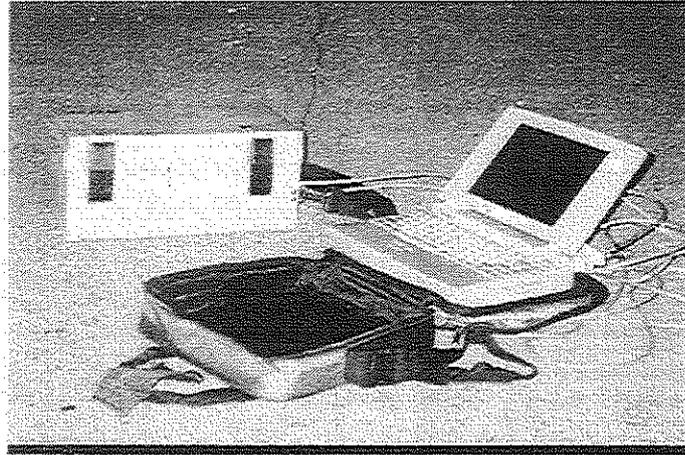


Fig. 3.2.- Acelerómetro K2 y ordenador (Alfaro, 1997).

Para el análisis de las FFT y el filtrado de datos se ha desarrollado un programa Fortran que usa la librería "Computer Programs in Seismology" desarrollada en la Universidad de Saint Louis (Herrmann, 1985). En las figuras 3.5 a 3.8 se presentan dos ejemplos ilustrativos del efecto de los diferentes procesos utilizados para el análisis de microtemblores, tanto en el dominio temporal como en el de la frecuencia.

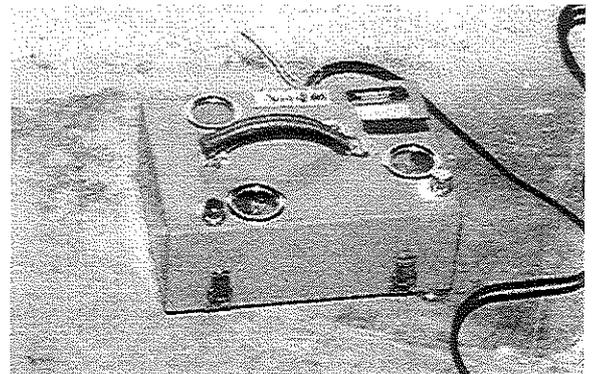
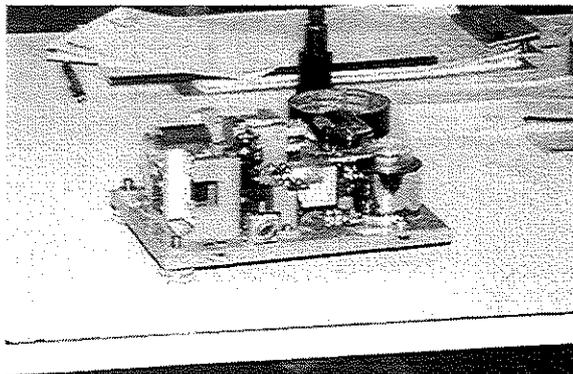


Fig. 3.3.- Velocímetro sin y con la cubierta protectora.

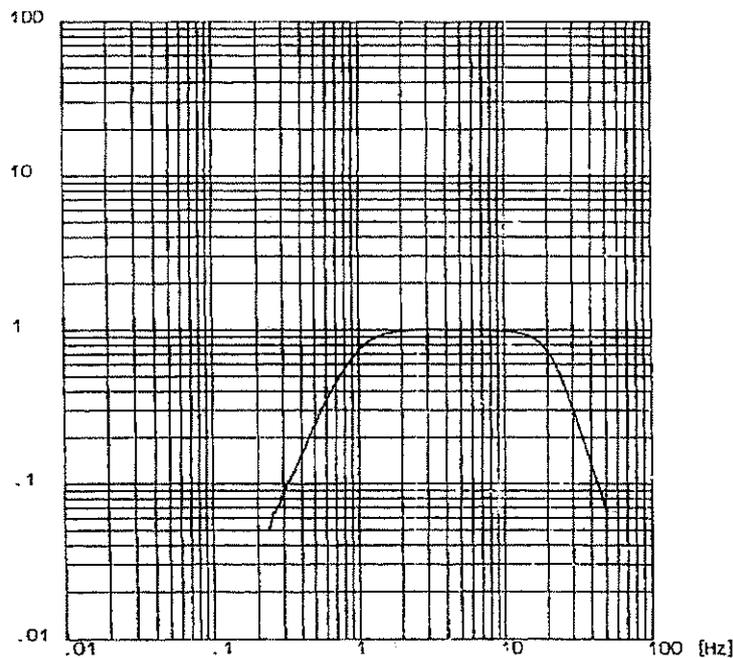


Fig. 3.4.- Curva de Respuesta del Velocímetro

En la Figura 3.5 se ve un velocigrama con diferentes tipos de tratamiento: a) con corrección de la línea base, b) la señal correspondiente a frecuencias menores a 1. hz, c) la señal con frecuencias entre 1 Hz y 20 Hz al aplicarle un filtrado Butterworth de orden 4, d) la señal después de aplicarle la ventana Hann. En la figura 3.6 se presenta el análisis en el dominio de las frecuencias, los espectros de Fourier evaluados para cada una de los casos de la señal de la fig. 3.5, más e) el suavizado gaussiano. Se pueden ver las variaciones del resultado dependiendo del proceso realizado, los procesos de ventaneado y suavizado reducen las amplitudes, siendo de mas de un orden de magnitud el referente al suavizado. Esto se debe en el caso de la aplicación de la ventana temporal a que solo se mantiene la amplitud del punto medio de la señal, en tanto que los otros punto están multiplicados por un factor que es menor de uno, los extremos están multiplicados por cero. El suavizado realiza un promedio entre los valores de la amplitud, con la consecuente desaparición de los picos.

El ejemplo de las figuras 3.7 y 3.8 corresponde a un registro de aceleración y en este caso específico, las variaciones son mayores, tanto en el dominio del tiempo como en el de la frecuencia. En el dominio del tiempo se puede ver el cambio al filtrar entre 1 y 20 Hz., ya que

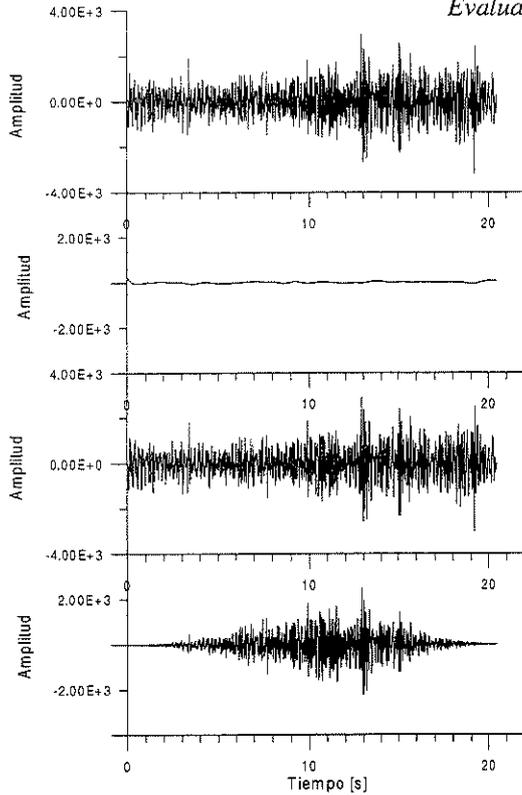


Fig. 3.5. Registros de microtemblor (velocidad), señal original, filtro pasabaja <1 Hz, filtrado entre 1-20Hz, Ventana de Hanning

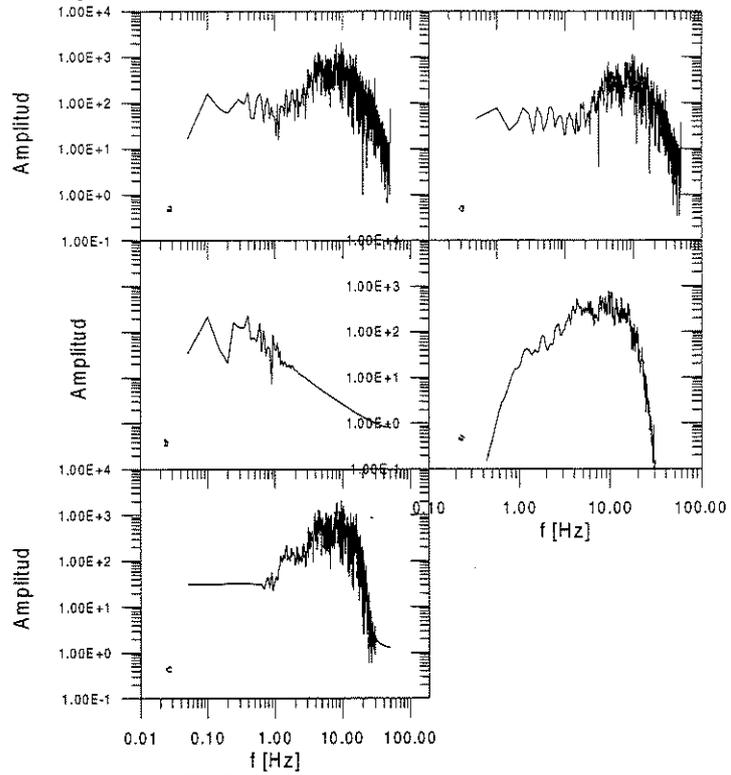


Fig 3.6. Espectros de Fourier: a)señal original,b)señal filtrada <1Hz, c)señal 1-20 Hz, d)con ventana de Hanning, d)Filtrada, con ventana de Hanning y suavizado gaussiano.

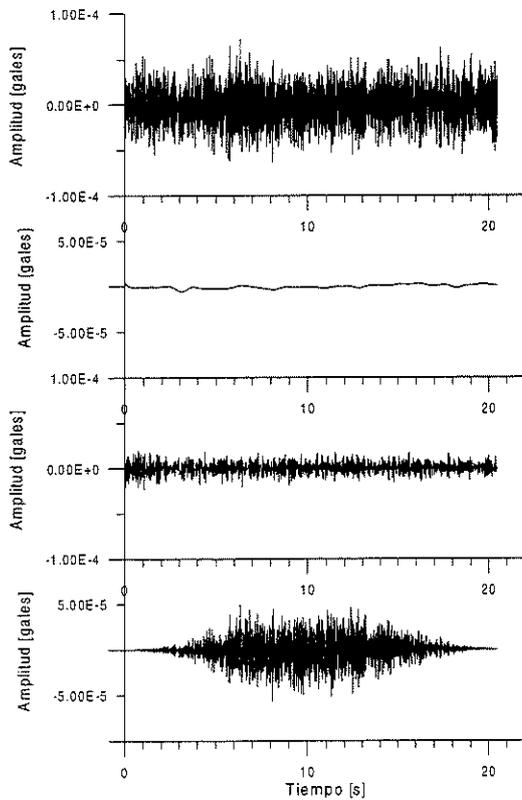


Fig. 3.7. Registros de microtemblor (aceleración): señal original, filtro pasabaja <1 Hz, filtrado entre 1-20Hz, Ventana de Hanning

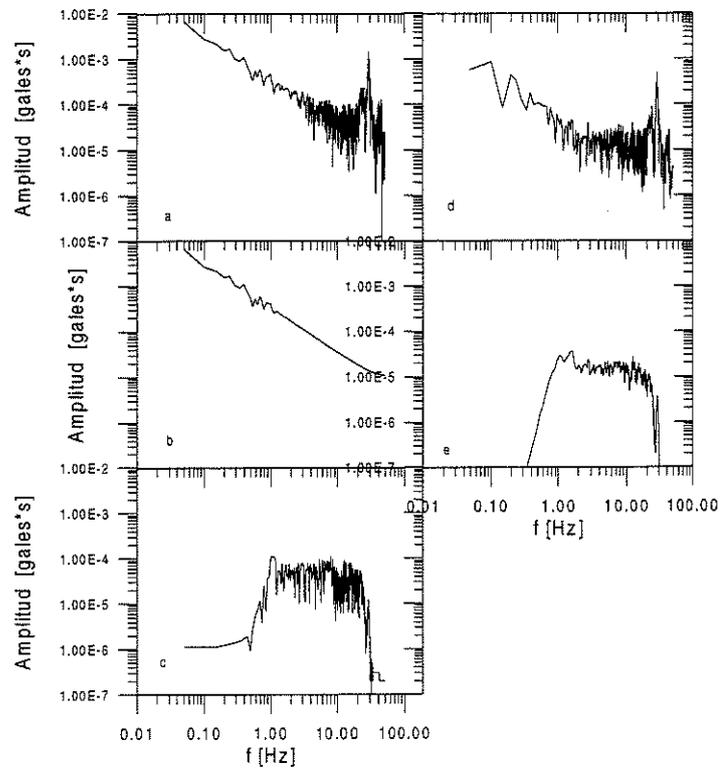


Fig 3.8. Espectros de Fourier: a)señal original,b)señal filtrada <1Hz, c)señal 1-20 Hz, d)con ventana de Hanning, d)Filtrada, con ventana de Hanning y suavizado gaussiano.

el K2 tiene respuesta plana hasta 50 Hz y se registro a 100 mps, es decir, con una frecuencia de Nyquist de 50 Hz.

Los dos ejemplos anteriores sobre señales de ruido ambiental muestran las variaciones que induce el análisis de la señal. En la Figuras 3.5 y 3.6 la variación del resultado es menor, de tal forma que los diferentes procesos que sufre la señal 3.6 aparecen no representativos, no sucede lo mismo con el ejemplo de las Figuras 3.7 y 3.8 en el que la variación del espectro es importante tanto en la variación de las amplitudes como de las frecuencias de interés.

3.1. Relación Espectral suelo sedimentario/Basamento Rocoso

Si se supone que el suelo se comporta como un sistema lineal y que se tienen señales a la entrada (basamento rocoso) y a la salida(superficie), se puede estimar la función de transferencia del mismo simplemente evaluando la relación de los espectros de salida/entrada. Los datos que se han utilizado para los ejemplos corresponden a las estaciones EVH (Planta Villahermosa) y EET (Tanque El Tesoro) localizadas en Medellín (Grupo de Sismología de Medellín, 1997).

En la figura 3.9 y en la tabla 3.1 se presentan los resultados obtenidos para cuatro movimientos sísmicos registrados en 1997. El procesado corresponde a la relación de espectros de Fourier.

Los resultados para el sismo de Roncesvalles - Colombia del 09/02/97 12h 14m difieren bastante de los otros tres sismos, tanto en lo que se refiere a frecuencias como a las amplificaciones. La distancia es similar a las de los otros eventos y todas están entre 150 y 160 Km. Sin embargo los tres primeros son sismos profundos del "nido" de Bucaramanga mientras que el último pertenece a otra fuente sismogénica. Sin embargo, la trayectoria y la diferencia de magnitud no justifican la gran diferencia en la función de transferencia del material. Este ejemplo pone de manifiesto una de las grandes limitaciones del método de la relación espectral referente a la estabilidad y variabilidad de los resultados(Safak, 1991). Es importante destacar que a pesar de las diferencias, las cuatro funciones de transferencia

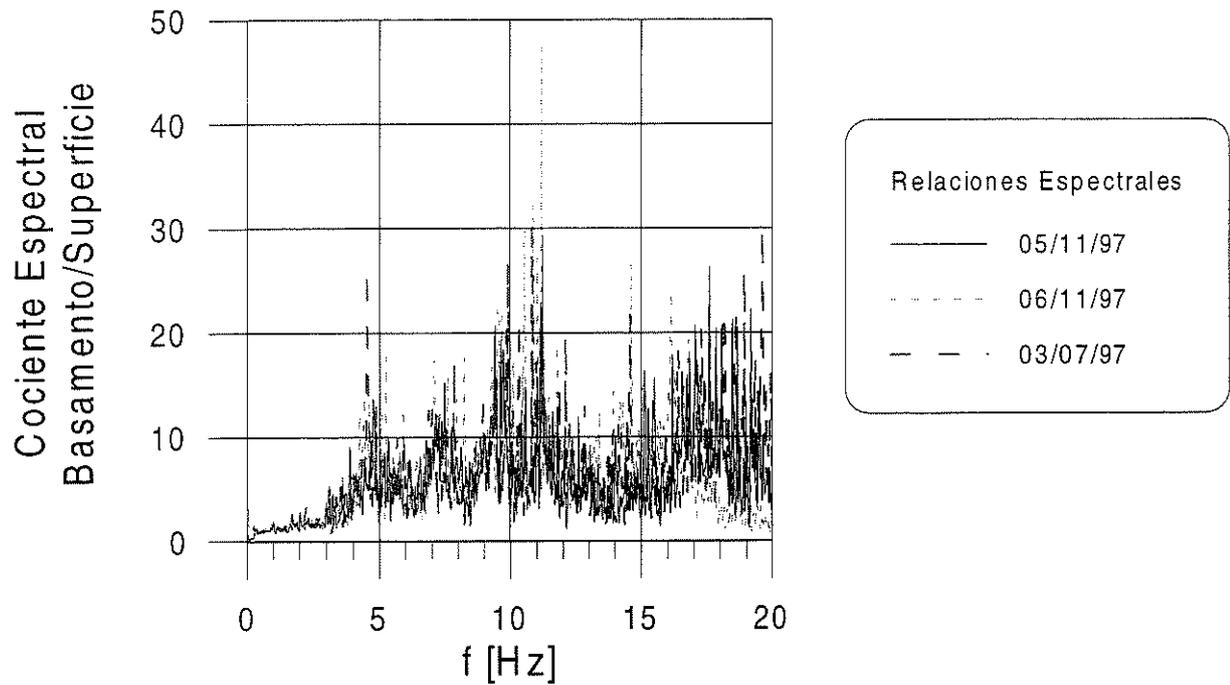


Fig. 3.9.- Relaciones Espectrales para los eventos 05/11/97, 06/11/97 y 03/07/97 Registrados en la Estación EVH - Planta Villahermosa - Medellín - Colombia (Giraldo, 1999).

presentan los mismos patrones básicos de forma en cuanto a frecuencias predominantes (picos) y a los valles. Se observan picos en 4.5 Hz, en 7.0 Hz, entre 9-10 Hz, en 11 Hz el de mayor amplitud, y un pico menor alrededor de los 16 Hz.

Tabla 3.1. Resumen Resultados para la estación EVH - Planta Villahermosa - Medellín - Colombia									
Evento	Frecuencia Predominante en Hz.			Período Predominante en segundos			Amplificación		
	n-s	e-w	z	n-s	e-w	z	n-s	e-w	z
7 de Marzo 1997 Zapatoca 17h 28m. M= 5.8, 150 Km	15.9	19.6	15.3	0.06	0.05	0.07	55	30	43
11 de Mayo 1997 Villanueva 18h 17m M= 5.8, 150 Km	15.7	11.2	17.8	0.06	0.09	0.06	91	29	28

Tabla 3.1. Resumen Resultados para la estación EVH - Planta Villahermosa - Medellín - Colombia									
Evento	Frecuencia Predominante en Hz.			Período Predominante en segundos			Amplificación		
	n-s	e-w	z	n-s	e-w	z	n-s	e-w	z
11 de Junio 1997 Cepita 07h 07m M= 6.0, 160 Km	15.7	11.2	13.9	0.06	0.09	0.07	75	48	35
2 de Sept 1997 Roncesvalles 12h 14m M=6.3, 150 Km	17.3	9.8	13.0	0.06	0.10	0.08	1230	375	750

El ejemplo presentado corresponde a la relación espectral en el mismo sitio, sin embargo, por razones de costos no siempre es posible tener este sistema por lo que es necesario evaluar la función de transferencia del material a partir de una estación de referencia, situada preferentemente en basamento rocoso. En las figuras 3.10a y 3.10b se presentan ejemplos de relación espectral a una estación de referencia (Giraldo, 1999), en este caso EVH (Planta Villahermosa), la misma que sirvió de ejemplo para la figura 3.9. La Figura 3.10a muestra la función de transferencia obtenida para la componente este-oeste y la figura 3.10b la correspondiente a la componente norte-sur, para dos eventos sísmicos. Una vez más se

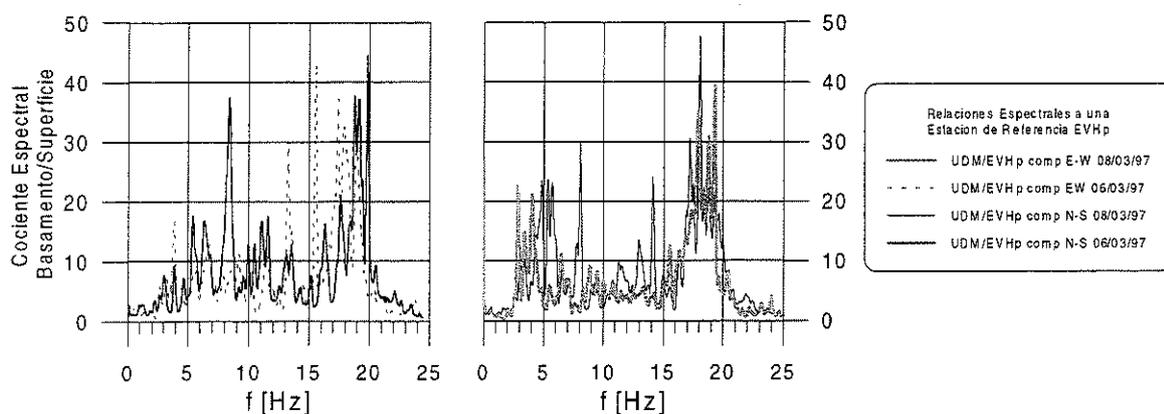


Fig. 3.10a y 3.10b.- Relaciones Espectrales a una Estación de Referencia para los eventos 08/03/97 y 06/03/97 Registrados en la Estación EVH - Planta Villahermosa (Basamento Rocoso Profundo) y UDM - Universidad de Medellín (Estación en superficie). Medellín - Colombia a) 08/03/97 b) 06/03/97. (Giraldo, 1999).

observa que existen problemas de variabilidad en la función de transferencia, no tan extremos como los del sismo 09/02/97.

Se observan frecuencias alrededor de 5Hz., 8Hz., 11Hz., 13-14Hz. y la más importante entre 18-20Hz. Las explicaciones detalladas a este comportamiento están contenidas en Giraldo (1999), en el que se realizan análisis comparativos entre las funciones de transferencia obtenidas mediante cociente espectral de los registros y simulaciones numéricas realizadas con diferentes métodos uni y bidimensionales, tomando como datos de entrada los perfiles de suelo, las características estáticas y dinámicas obtenidas en laboratorio para los diferentes materiales (Grupo de Sismología de Medellín, 1997) y teniendo como movimiento de entrada los registrados en el basamento rocoso.

No deben sorprender los altos valores de amplificación, ya que esto sucede también con el análisis de movimientos sísmicos débiles, Celebi et al. (1987) analizaron relaciones espectrales en diferentes sitios de Ciudad de México, tanto para el movimiento fuerte del 19/09/85 como para movimientos sísmicos débiles, para citar un par de ejemplos mientras que la relación entre SCT/UNAM, componente norte-sur, generaba amplificaciones alrededor de 7 para el movimiento sísmico fuerte, es de casi 100 para movimientos sísmicos débiles, sin embargo, la forma de la función de transferencia y los periodos predominantes de las dos funciones son los mismos, en el caso de la relación CDA/UNAM se presentan amplificaciones máximas de 9 (componente este-oeste) en el movimiento sísmico fuerte y 140 en el movimiento sísmico débil, en este segundo caso con modificaciones entre las amplificaciones relativas de los períodos dominantes.

Este comportamiento se debe a que los contenidos frecuenciales son diferentes entre señales débiles y fuertes, también son diferentes las amplitudes del movimiento, a lo que hay que adicionar los posibles ingresos en el rango no lineal, que modifica las características dinámicas del material, aumentando el amortiguamiento, a consta de deformaciones permanentes, pero permitiendo que el medio absorba mayor cantidad de energía suministrada por el sismo.

3.2. Relación Espectral Horizontal/Vertical de Microtemblores (Método de Nakamura)

La relación de componentes verticales y horizontales de registros de movimientos sísmicos ha sido utilizada frecuentemente en sismología, tanto con ondas S como con ondas P. La relación V/H de las ondas P ha sido utilizada para determinar la estructura de la corteza terrestre desde los años sesenta (Phinney, 1964). La técnica de Langston (1979) es llamada de "función de receptor", es utilizada para determinar la estructura de velocidad de la corteza a partir de las ondas P telesísmicas. La relación espectral horizontal y vertical de las ondas de cizalla, es de hecho una combinación entre Langston (1979) y Nakamura (1989).

Sin embargo, la técnica H/V de microtemblores (Nakamura, 1989) ha suscitado importantes discusiones por causa de las poco robustas hipótesis y variabilidad de los resultados obtenidos. Sin embargo, a pesar de los vacíos teóricos, debido a la facilidad de su realización, tanto en la toma de registros como en su procesado, ha permitido su utilización en muchas ciudades, algunos ejemplos se pueden ver en la siguiente tabla:

Ciudad	Referencia	Observaciones
México D.F. - México	Lermo y Chavez-Garcia (1994a)	Comparación con movimientos sísmicos fuertes. Peligrosidad alta
Lisboa - Portugal	Teves-Costa <i>et al.</i> (1995) Euroseismod (1998)	Peligrosidad alta
Adra y Berja - España	Vidal <i>et al.</i> (1996)	Peligrosidad media
Basel - Suiza	Faeh D. <i>et al</i> (1997)	
Bogotá - Colombia	Ingeominas y Uniandes (1997) Cardona y Yamin (1997)	Extensivos Estudios Geotécnicos. Peligrosidad alta
Barcelona - España	Alfaro <i>et al.</i> (1998), Euroseismod (1998)	Vulnerabilidad Edificaciones Media-Alta (SERGISAI, 1998)
Benevento - Italia	Euroseismod (1998)	Peligrosidad media
Niza - Francia	Euroseismod (1998)	
Grenoble - Francia	Euroseismod (1998)	
Lieja - Bélgica	Euroseismod (1998)	Permitió modificar los planos geotécnicos
Tokio - Japón	Konno y Ohmachi (1998)	Peligrosidad alta
Almería - España	Navarro <i>et al.</i> (1998)	Peligrosidad media
Durban - Sud Africa	Fernández y Brandt (1999)	

En los 204 sitios mostrados en la Figura 3.1 localizados en la ciudad de Barcelona, se realizaron mediciones de microtemblores con duración de 180 segundos y a 100 muestras por segundo (Alfaro, 1997, Alfaro *et al.* 1998). Adicionalmente en los sitios denominados Fabra y Torre, correspondientes al Observatorio Fabra y al Rectorado de la Universidad Politécnica de Cataluña (Torre Girona), se realizaron 24 mediciones, una cada hora para verificar la estabilidad del método. El Observatorio Fabra está localizado en afloramiento rocoso y La Torre Girona en material sedimentario de bajo espesor. A diferencia de los resultados

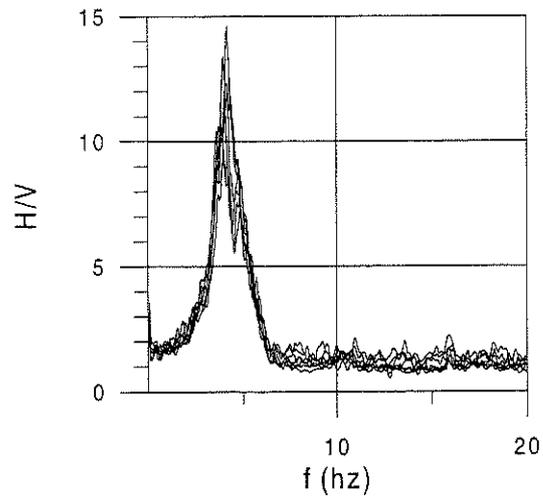


Fig. 3.11.- Ensayo de estacionariedad en material sedimentario de bajo espesor en el Campus de la Universidad Politécnica de Cataluña (Alfaro et al., 1999).

obtenidos con los movimientos sísmicos, la variabilidad es reducida, como se puede ver en las figuras 3.11 y 3.12.

A pesar de que los niveles de ruido ambiental varían sustancialmente a lo largo del día (Kanai y Tanaka, 1961, Nakamura 1989), los cocientes espectrales aparecen estables y por lo tanto el

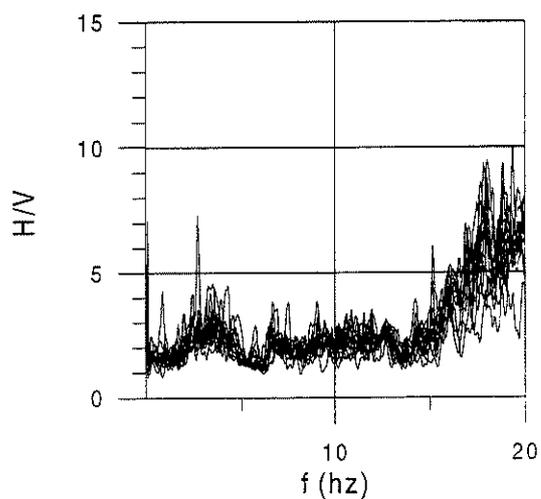


Fig. 3.12.- Ensayo de estacionariedad en afloramiento rocoso en el Observatorio Fabra (Alfaro et al., 1999).

período predominante del suelo también.

Los análisis de estacionariedad también permiten identificar la presencia de fuentes fijas que excitan el suelo a una determinada frecuencia, como puede observarse en la Figura 3.12, en la cual aparece frecuencia espuria en tres hz y alguna fuente que excita durante ciertas horas del día la frecuencia alrededor de los 16 hz. Para el caso del suelo sedimentario de bajo espesor (Figura 3.11) se descarta la presencia de fuentes fijas que no actúen durante todo el día. También es importante mencionar que las mediciones y resultados son independientes de la hora del día en que se realicen, o lo que es lo mismo del nivel de ruido ambiente existente.

Para ver la influencia de fuentes artificiales puntuales y cercanas, como el caso de tráfico o peatones, se realizaron más de 30 pruebas determinando el período predominante analizando todo el registro o los intervalos en los cuales la amplitud media era aproximadamente constante, en las figuras 3.13 y 3.14 se observan dos ejemplos. El período predominante encontrado fue el mismo (Alfaro *et al.* 1999b). El período predominante obtenido es el mismo teniendo en cuenta o no las interferencia en la señal.

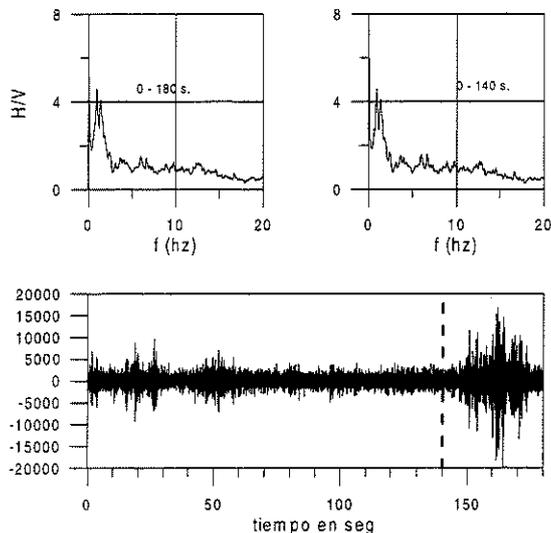


Fig. 3.13.-Comparación entre la función de transferencia utilizando toda la longitud del registro(0-180 s.) o la parte con amplitudes medias constantes(0-140 s.). Registro BAI3. (Alfaro et al. , 1999)

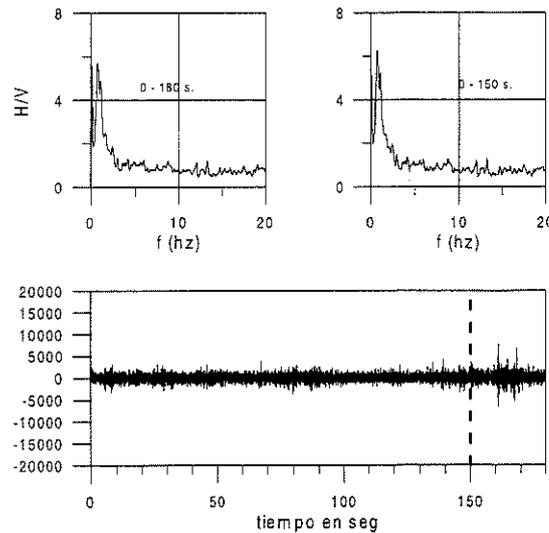


Fig. 3.14.-Comparación entre la función de transferencia utilizando toda la longitud del registro(0-180 s) o la parte con amplitudes medias constantes(0-150 s). Registro BAL3. (Alfaro et al., 1999)

Se ha de destacar, una vez más la influencia del tratamiento de los registros en el resultado obtenido, en la figura 3.15 se presenta la comparación entre resultados obtenidos para Barcelona utilizando la técnica de Nakamura(1989) y una variación a la misma propuesta por Konno y Ohmachi(1998), la línea continua indica períodos iguales, para períodos mayores a 0.50 segundos existen variaciones importantes en los períodos obtenidos. Sin embargo, es de destacar que para fines de microzonificación sísmica, los períodos de interés, generalmente están comprendidos entre 0 y 0.7 segundos, ya que la mayor parte de las estructuras civiles convencionales tiene períodos comprendidos en este rango, los valores del período predominante obtenidos son básicamente los mismos.

La técnica de Nakamura(1989) ha permitido incluso la modificación de planos geotécnicos como en el caso de la ciudad de Lieja - Bélgica (Euroseismod, 1998). El análisis de los más de 300 registros obtenidos en los 204 sitios de la ciudad permiten diferenciar materiales (Alfaro 1997, Alfaro *et al.* 1998) y obtener un mapa de períodos predominantes del suelo, como se puede ver en la figura 3.16. Ejemplos de las relaciones espectrales H/V se pueden ver en las figuras 3.17 a 3.20. En las cuales se pasa de afloramiento rocoso a material sedimentario de diferentes espesores. En la figura 3.17 presenta la relación espectral en afloramiento rocoso, la función de transferencia es aproximadamente plana en todo el rango de frecuencias y no presenta amplificaciones, ya que la amplitud de la relación de unitaria.

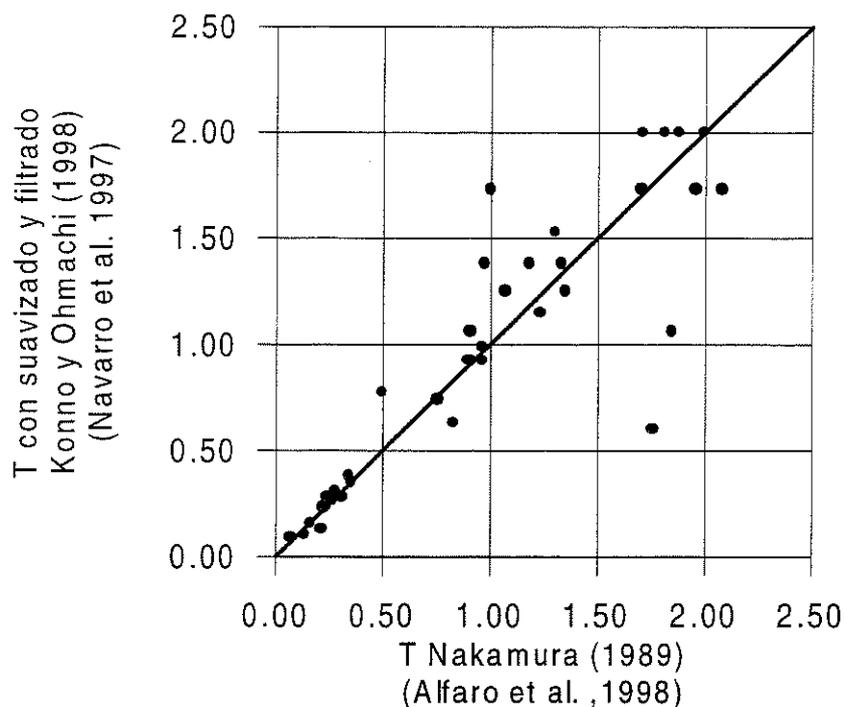


Fig. 3.15.- Resultados para Barcelona utilizando la Técnica de Nakamura(1989) y la Técnica de Nakamura con el filtrado y suavizado de Konno y Ohmachi(1998)

En la Figura 3.18, se presenta la relación espectral para material sedimentario de bajo espesor, con máximos de 25 metros y promedios de 10 metros (Ventayol *et al.* 1978, Candela 1983), el ejemplo mostrado con frecuencia dominante a los 6 Hz. Algunos autores como Lachet y Bard(1995) han desestimado, a partir de simulaciones numéricas, el uso del nivel de amplificación con la técnica de Nakamura(1989), de otro lado, Fernández y Brandt(1999) a partir de experimentación en campo dicen que son válidos los niveles de amplificación medidos. En el caso del material sedimentario de bajo espesor la amplificación es de 2.5 veces.

En la Figura 3.19 se presenta la relación espectral para material sedimentario: arcillas y limos sobre gravas, con espesores variando de 0 a 50 metros. En este caso se encuentran frecuencias dominantes en 1 y 4 Hz. con amplificaciones inferiores a 2 veces. Finalmente en la Figura 3.20 se ve un ejemplo de material sedimentario de mayor espesor: limos y arcillas sobre gravas, con potencias variables entre 25 y 100 metros. Hay un pico dominante muy claro en 2 Hz. y un nivel de amplificación de 3.5 veces.

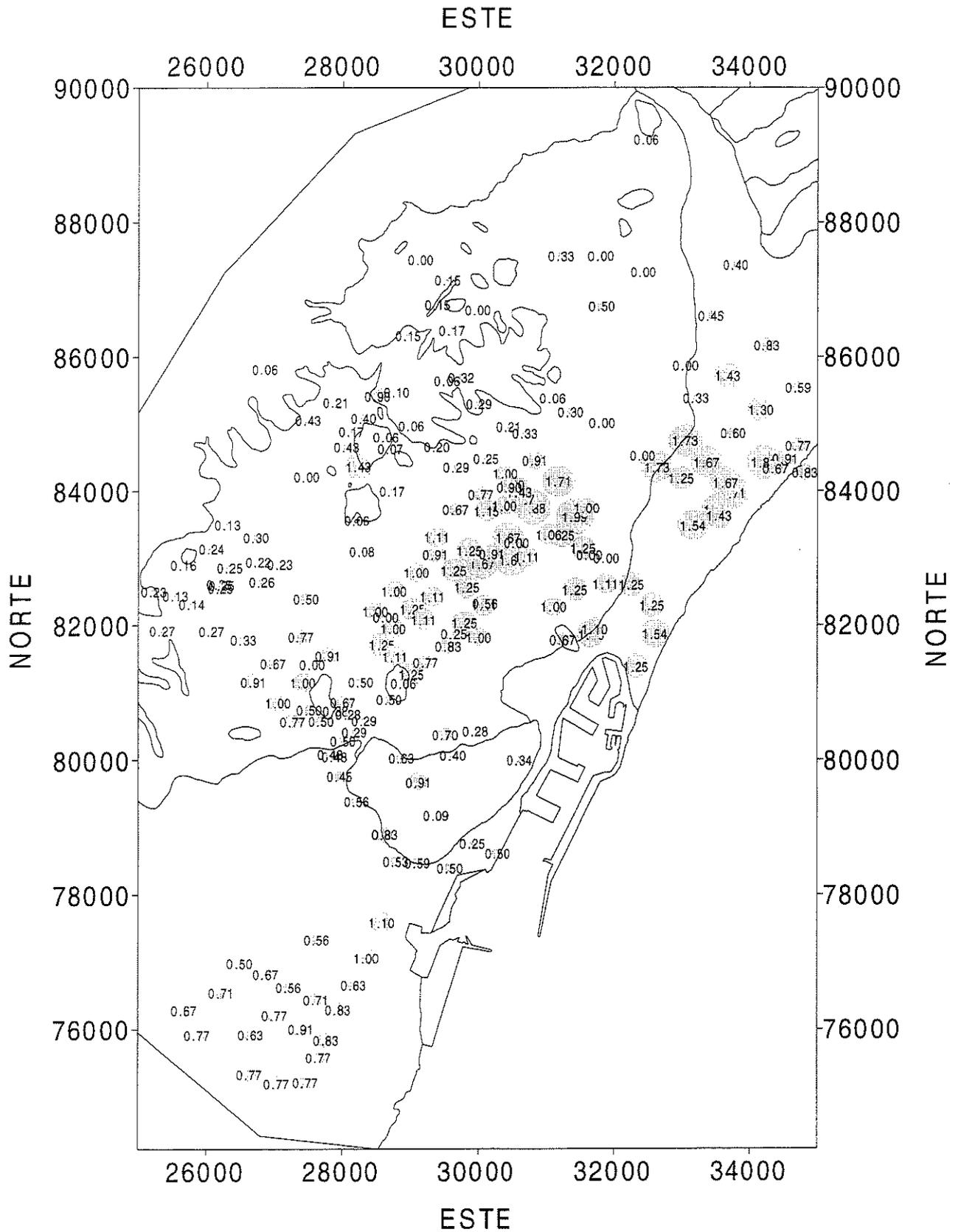


Figura 3.16. Periodos predominantes de los suelos de Barcelona (Alfaro et al., 1998)

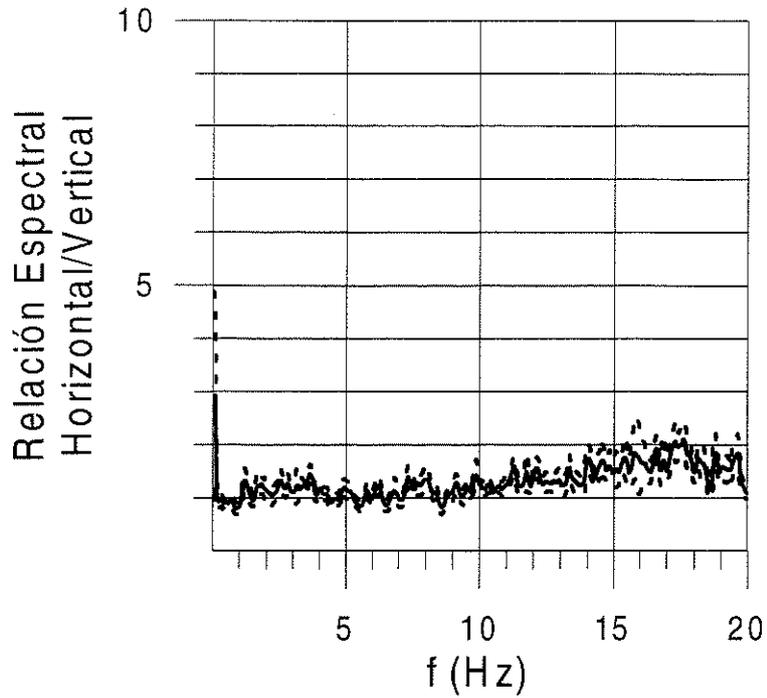


Fig. 3.17.- Relación Espectral H/V (línea continua, 95% de confiabilidad en línea discontinua) en afloramiento rocoso. Parque del Carmel - Jardines de Juan Ponce (Sergisai, 1998).

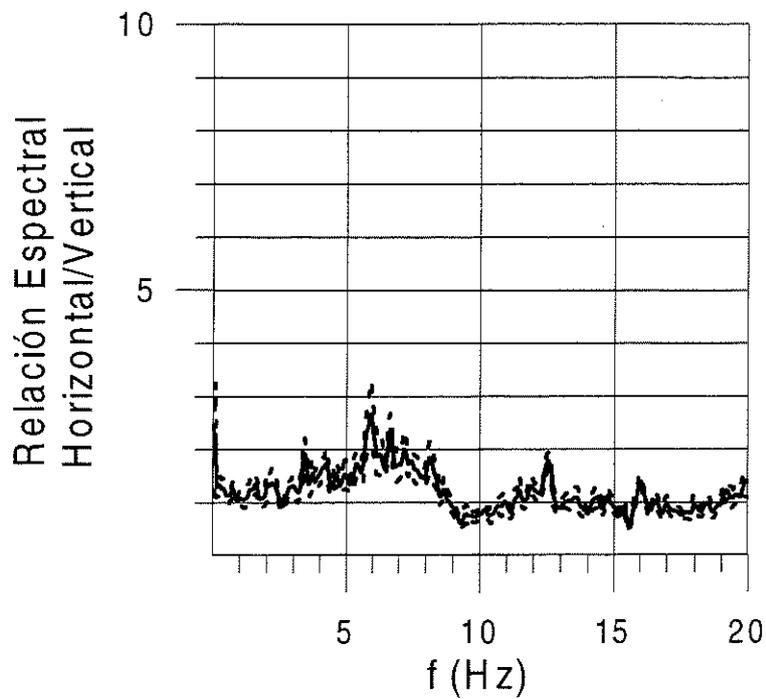


Fig. 3.18.- Relación Espectral H/V (línea continua, 95% de confiabilidad en línea discontinua) en material sedimentario de bajo espesor. Pasaje de Luca - Acceso al Club de Tenis Barcino (Sergisai, 1998).

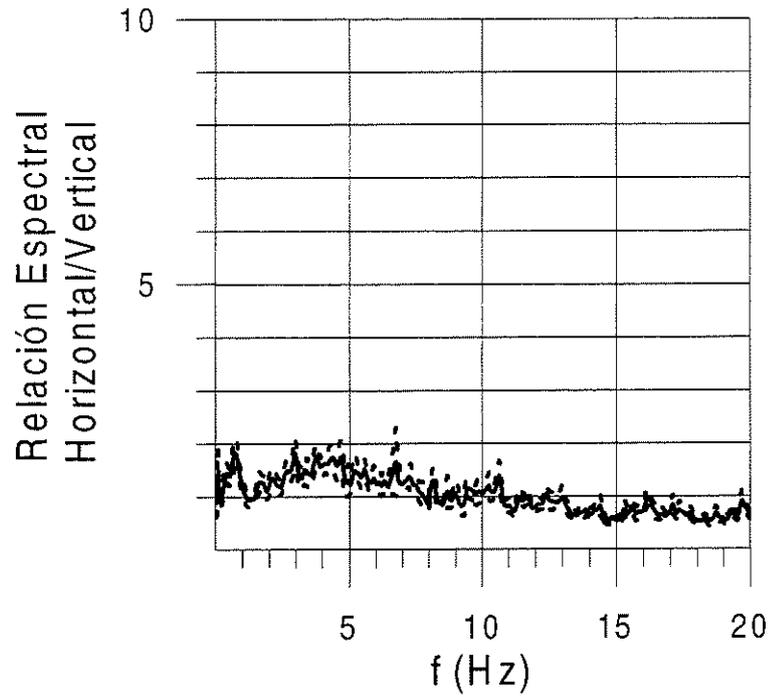


Fig. 3.19.- Relación Espectral H/V (línea continua, 95% de confiabilidad en línea discontinua) en material sedimentario del Delta del Rio Besós . Plaza Eduardo Torroja. (Sergisai, 1998).

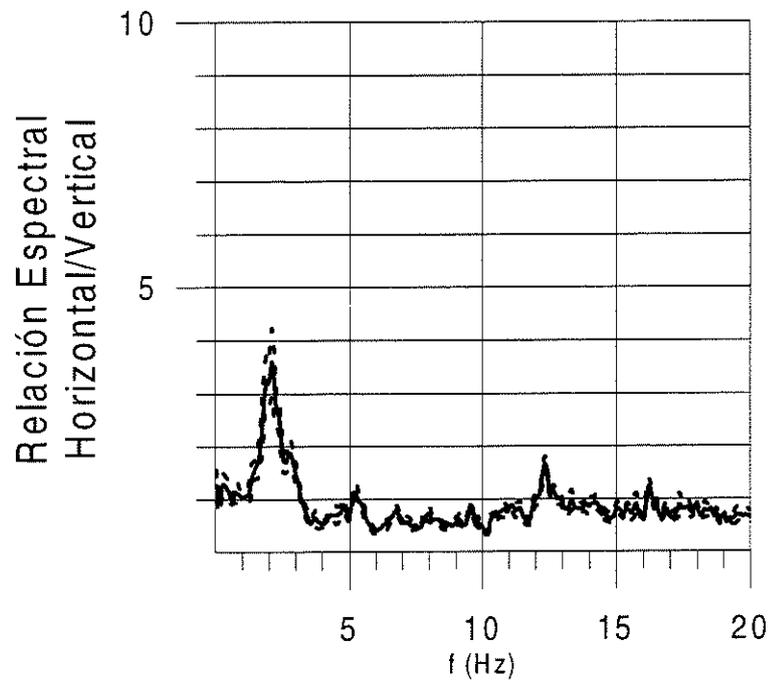


Fig. 3.20.- Relación Espectral H/V (línea continua, 95% de confiabilidad en línea discontinua) en material sedimentario del Delta del Rio Llobregat Puerto - Acceso al Muelle Sur (Sergisai, 1998).

4. Ventajas y Limitaciones

En este capítulo se analizan las ventajas y limitaciones de la utilización de movimientos sísmicos fuertes, movimientos sísmicos débiles y microtemblores. Existen diferencias tanto a nivel práctico como a nivel de información contenida en los registros. Desde el punto de vista práctico lo más destacable es lo referente a los costos, para la obtención de registro de movimientos sísmicos fuertes se requiere una red permanente, la cual a su vez puede registrar los movimientos sísmicos débiles, siempre y cuando el algoritmo de disparo se programe adecuadamente. Los movimientos sísmicos débiles también se pueden registrar con arreglos temporales, que generalmente se instalan para registrar las réplicas de movimientos sísmicos fuertes. En tanto que el registro de microtemblores se puede realizar con estaciones provisionales, lo cual implica, que un único equipo puede cubrir grandes áreas en lapsos de tiempo relativamente cortos.

Desde el punto de vista de los registros las diferencias son: amplitudes, contenidos frecuenciales, información de efectos no lineales, y algo muy importante es que, aunque los movimientos sísmicos fuertes aportan información de primera mano, los tiempos de recurrencia son bastante más largos. En tanto que los microtemblores se pueden registrar en el momento que se desee. A continuación se presentaran más detalladamente estos aspectos, enfatizando en lo referente a la estabilidad/variabilidad de los resultados y a los efectos no lineales del suelo.

4.1 Movimientos Sísmicos

Una de las mayores limitaciones en el análisis de movimientos sísmicos fuertes es que sólo es aplicable a sitios donde los instrumentos están densamente colocados y la sismicidad es elevada. Sin embargo, han sido muy limitados los casos en que los registros de movimientos fuertes fueran los suficientes para permitir una interpretación cuantitativa sobre zonas de movimiento severo en áreas dañadas o sus vecindades. Por consiguiente, la mayoría de investigaciones tienden a hacer análisis de regresión de registros de movimiento fuertes para obtener modelos de predicción o modelos empíricos de atenuación de movimientos pico del suelo y espectros en términos de fuente sísmica (ej., magnitud), distancia (efectos de la

trayectoria) y condiciones del sitio.

Los efectos de sitio, evaluados a partir de las aceleraciones pico son menos significativos estadísticamente y más dispersos para predecir movimientos fuertes (Joyner y Boore, 1981; Kawashima *et al.*, 1986; Fukushima y Tanaka, 1990; Aki e Irikura, 1991; Erdik, 1995). En tanto que las velocidades pico y los espectros muestran una mayor influencia de la condición del suelo. Conjuntos de datos de movimientos sísmicos fuertes recientes, tales como los terremotos de 1987 Chibaken-Toho-Okí, Japón, el de 1989 de Loma Prieta, California, el de la costa oeste de México, Northridge de 1994, California entre otros, permitieron analizar en detalle los efectos de sitio.

Borcherdt (1994b) resume los resultados dados por Borcherdt y Glassmoyer (1992), y propone una nueva clasificación de sitio combinando la velocidad media de las ondas S. Midorikawa *et al.* (1994) analizaron los registros de movimientos fuertes de 173 sitios del sismo de Chiba-Ken-Toho-Okí, Japón de 1987. Ellos compararon dos clases de clasificación de sitios; la clasificación de suelos tradicional usada en el código de construcciones en Japón (blando, intermedio y duro) y una geográfica (geomorfológica). Adicionalmente, introdujeron una nueva relación empírica para factores de amplificación con el promedio de velocidad de ondas S (promediado desde la superficie hasta 30 m de profundidad). Los factores de amplificación para las dos clasificaciones se muestran en la Fig. 4.1. Compararon las desviaciones estandar de tres categorías (Fig. 4.2) y concluyeron que la estimación a partir del promedio de velocidad de ondas S podría ser la mejor y que la clasificación geográfica (geomorfológica) era más apropiada que la clasificación tradicional de suelo.

En la mayoría de los casos los datos del perfil de velocidad de ondas S son limitados, sin embargo, generalmente se disponen de datos geológicos de la zona de interés. Ohta y Goto (1978) realizaron análisis estadísticos de la relación entre la velocidad de ondas S y los datos geológicos. Ellos propusieron 15 ecuaciones empíricas para estimar la velocidad de ondas S asociado con la combinación de índices geología/suelo como se puede ver en la tabla 4.1.

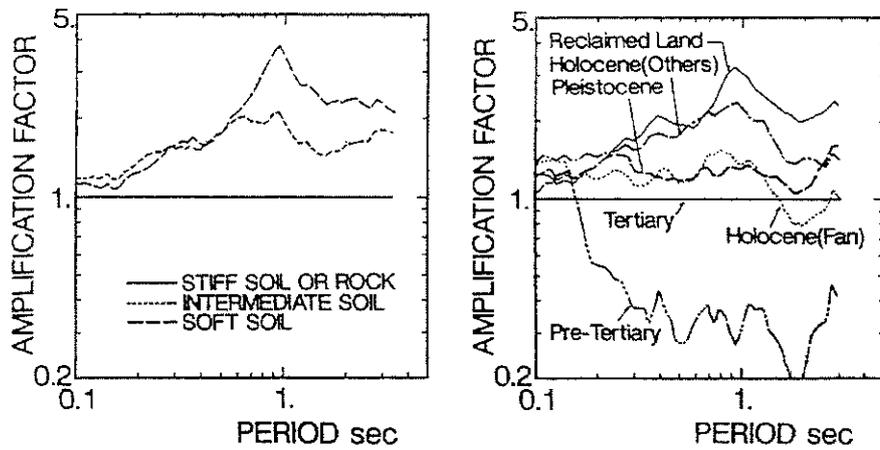


Fig. 4.1.- Factores de Amplificación derivados de la categoría de sitio. Izquierda: Clasificación de suelos, Derecha: clasificación geomorfológica. (Midorikawa et al., 1994)

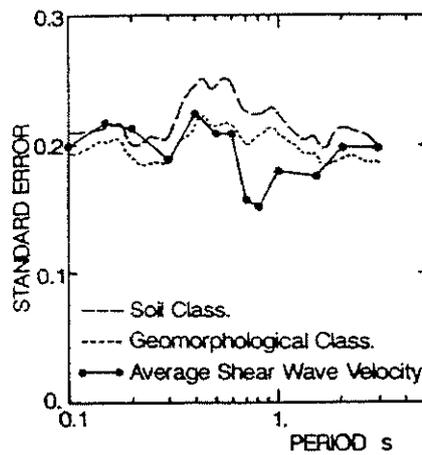


Fig. 4.2.- Desviaciones estándar de las ecuaciones de regresión para tres categorías. (Midorikawa et al. 1994)

Tabla 4.1. Ecuaciones Empíricas de Ohta y Goto (1978)				
Número de Correlación	Índice	Ecuación	Error Probable (%)	Coefficiente de Correlación
I	Tipo de suelo	$V_s' = 169.7 \frac{1.000}{1.359} \frac{1.375}{1.470} \frac{1.949}{2.398} F$ (m/s)	36.3	0.463
II	Era Geológica	$V_s' = 172.9 \frac{1.000}{1.923} E$	31.5	0.621
III	Profundidad	$V_s' = 92.12 H^{0.339}$	29.6	0.670
IV	Tipo de suelo Era Geológica	$V_s' = 145.1 \frac{1.000}{1.753} \frac{1.000}{1.230} \frac{1.318}{1.445} \frac{1.566}{1.828} F$	28.5	0.696
V	Valor de N	$V_s' = 85.34 N^{0.348}$	27.4	0.719
VI	Valor de N Tipo de suelo	$V_s' = 85.6 \frac{1.000}{1.053} \frac{0.950}{0.936} \frac{1.048}{1.222} F N^{0.340}$	27.2	0.726
VII	Profundidad Tipo de suelo	$V_s' = 78.98 \frac{1.000}{1.260} \frac{1.282}{1.422} \frac{1.641}{2.255} F H^{0.312}$	25.2	0.765
VIII	Profundidad Era Geológica	$V_s' = 97.28 \frac{1.000}{1.542} E H^{0.251}$	25.1	0.767
IX	Valor de N Era Geológica	$V_s' = 92.18 \frac{1.000}{1.456} E N^{0.265}$	24.2	0.784
X	Valor de N Era Geológica Tipo de suelo	$V_s' = 93.10 \frac{1.000}{1.056} \frac{1.000}{1.448} \frac{1.013}{1.039} \frac{1.069}{1.221} F N^{0.249}$	24.0	0.787
XI	Valor de N Profundidad	$V_s' = 61.62 N^{0.254} H^{0.222}$	22.1	0.820
XII	Profundidad Era Geológica Tipo de suelo	$V_s' = 84.36 \frac{1.000}{1.202} \frac{1.000}{1.435} \frac{1.261}{1.412} \frac{1.482}{1.927} F H^{0.245}$	22.0	0.822
XIII	Valor de N Profundidad Tipo de suelo	$V_s' = 62.14 \frac{1.000}{1.091} \frac{1.029}{1.073} \frac{1.151}{1.485} F N^{0.219} H^{0.230}$	21.5	0.830
XIV	Valor de N	$V_s' = 68.44 \frac{1.000}{1.000} N^{0.209} H^{0.188}$	20.3	0.848

Tabla 4.1. Ecuaciones Empíricas de Ohta y Goto (1978)

Número de Correlación	Índice	Ecuación	Error Probable (%)	Coefficiente de Correlación
	Profundidad Era Geológica	1.308		
XV	Valor de N Profundidad Era Geológica Tipo de suelo	$V_s = 68.79 \cdot 1.000 \cdot 1.000 \cdot N^{0.171} \cdot H^{0.199}$ 1.086 1.303 E 1.066 1.135 1.153 1.448 F	19.7	0.856

Nota: Aluvial Arcilla
 Diluvial E Arena Fina
 Arena Media
 Arena Gruesa
 Arena y Grava
 Grava F

Los coeficientes de correlación entre las ecuaciones empíricas y la velocidad de ondas S incrementa con el aumento de los índices geología/suelo. Ohta y Goto (1978) utilizan cuatro parámetros para estimar la velocidad de las ondas de cizalla a bajos niveles de esfuerzo; ellos son: el valor de N del Ensayo de Penetración Estándar, la profundidad a la que está situado el suelo, la era geológica y el tipo de suelo. Las ecuaciones se obtuvieron a partir del análisis de alrededor de 300 datos. La mejor ecuación es la número XV que incluye los cuatro parámetros y tiene un coeficiente de correlación de 0.86. La ecuación empírica que relaciona N con V_s (V) es una de las que tiene coeficiente de correlación más bajo entre las 15 ecuaciones obtenidas y es de tan sólo 0.72. Las ecuaciones empíricas serán usadas para extender el estudio sobre clasificación de sitios. La clasificación geología/suelo no es necesariamente común en el mundo, por consiguiente, es deseable proponer tales relaciones empíricas en países que presenten sismicidad junto con los datos de movimiento fuertes.

4.1.1 Estabilidad/variabilidad de los cocientes espectrales

Aki y Richards (1980) mencionan que la cuantificación de los cocientes espectrales es delicada cuando hay ruido presente, debido a su enorme variabilidad. King y Tucker (1984) llaman la atención a los efectos de respuesta bi o tridimensionales en la respuesta de un valle, también acerca de la desviación de los cocientes espectrales debido a la variación del movimiento de entrada al valle sedimentario. Para un caso específico la desviación fue de 2 o más en los sedimentos cuya amplificación de sitio era de 10. Safak (1991) y Steidl (1993) mostraron la no fiabilidad de las relaciones espectrales tradicionales (razón de la amplitud

espectral de Fourier) sugiriendo una superioridad del espectro cruzado de los registros de roca y suelo teniendo en cuenta ruidos incluidos en los registros. De otro lado, Field *et al.* (1992), y Field y Jacob (1995) llegaron a conclusiones opuestas, y son las siguientes: Para señales ruidosas, incluyendo casos en que las señales son ruidos generados, la estimación por espectro cruzado sufre un sesgo descendente, mientras que las relaciones espectrales tradicionales son relativamente insesgadas; pero exhiben una larga dispersión; la conclusión principal es que deberán evitarse relaciones espectrales individuales (para uno o muy pocos eventos) y que únicamente deben utilizarse los promedios de conjuntos de muchos eventos. Por lo tanto Field y Jacob (1995) proponen que, bajo condiciones usuales, se requieren aproximadamente 80 pares de registros para obtener una precisión del 10% en la media de la estimación de la relación espectral.

De otro lado, se encuentra, como se muestra en las figuras 4.3 y 4.4, que los factores de amplificación de sitio obtenidos en la técnica de relación espectral tradicional, o con las técnicas de inversión generalizada fueron significativamente diferentes dependiendo del esquema de ponderación. Field y Jacob (1995) después de una discusión cuidadosa proponen un esquema de ponderación que consiste en eliminar todos los datos para los cuales la relación señal ruido permanece por debajo de un valor límite a priori (por ejemplo alrededor de 3), y asignar a todos los datos restantes un peso unitario. Este procedimiento tan simple también puede ser aplicado a la técnica tradicional de la relación espectral. En tales condiciones, la técnica de inversión generalizada aparece generalmente preferible, principalmente porque permite obtener estimaciones espectrales tan fiables de los efectos de sitio a pesar de que se dispongan pocos registros, sin embargo, la técnica de la relación espectral tradicional mantiene algunas ventajas cuando el nivel de ruido genera la señal entre las estaciones, o cuando la respuesta en algunos sitios es intrínsecamente más variable que en otros.

El método del espectro cruzado es conveniente para encontrar la función de transferencia asumiendo propagación unidimensional de la onda, sin embargo, el movimiento del suelo en un sitio sedimentario generalmente contiene muchos tipos de ondas debido a efectos 2D o 3D, de aquí que la relación espectral da características aproximadas de amplificación del sitio que es importante aplicar en microzonificación. Según Kudo (1995), estrictamente hablando, las relaciones espectrales a un sitio de referencia no dan necesariamente una función de transferencia, pero las relaciones en sí mismas son importantes para caracterización del sitio o

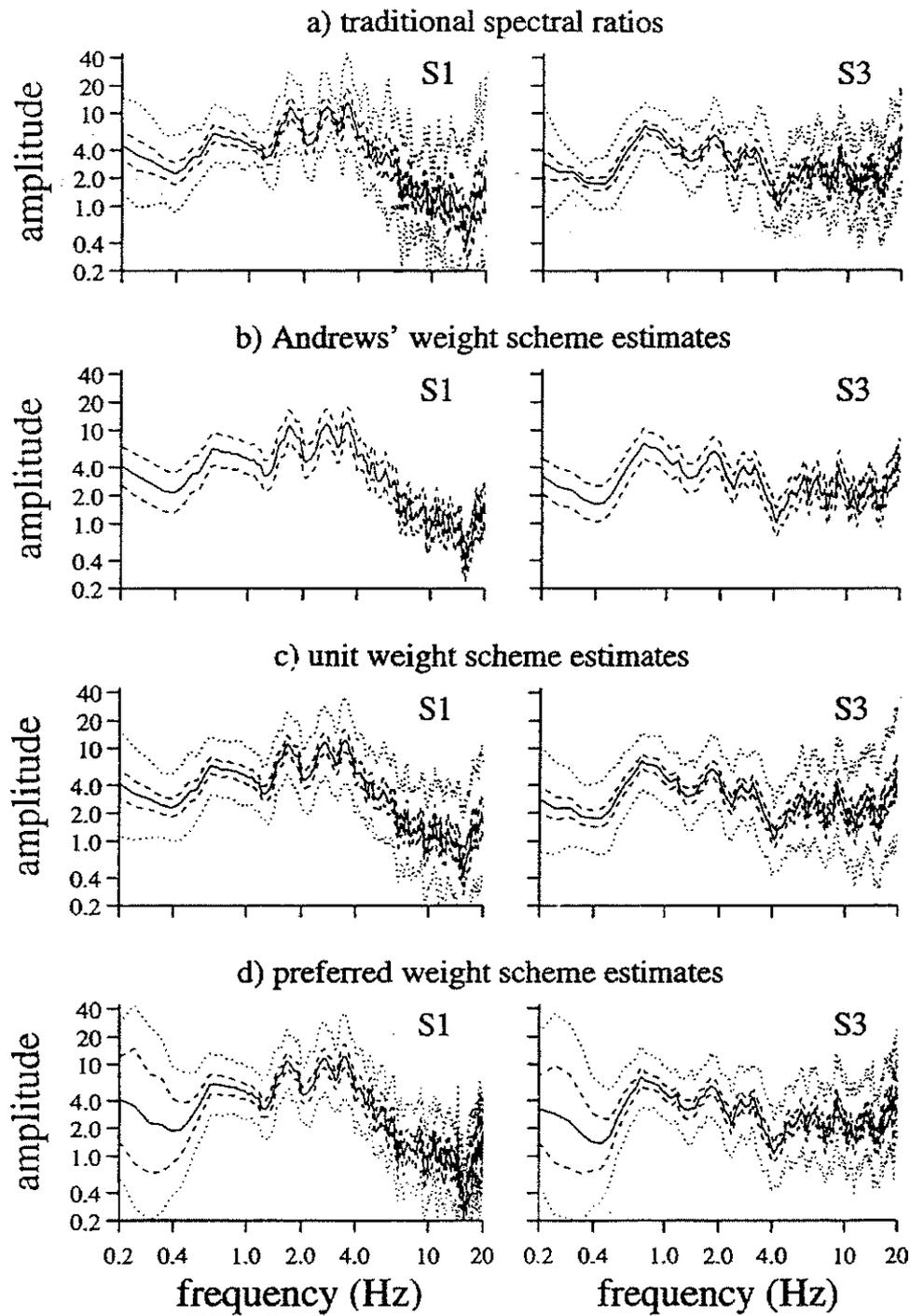


Fig. 4.3.- Estimación de la respuesta de sitio a partir de relación espectral para las componentes transversales en S1 y S3, relativas al punto de referencia S4. Las líneas de puntos y la discontinua representan ± 2 desviaciones estándar y una desviación estándar de la media, respectivamente. (a) Relación espectral tradicional, (b) Inversión generalizada de relaciones espectrales utilizando el esquema de ponderación de Andrews. (c) Inversión generalizada de relaciones espectrales donde todos los datos tienen la misma ponderación unitaria. (d) Inversión generalizada de relaciones espectrales utilizando un esquema de ponderación preferente (Field y Jacob, 1995)

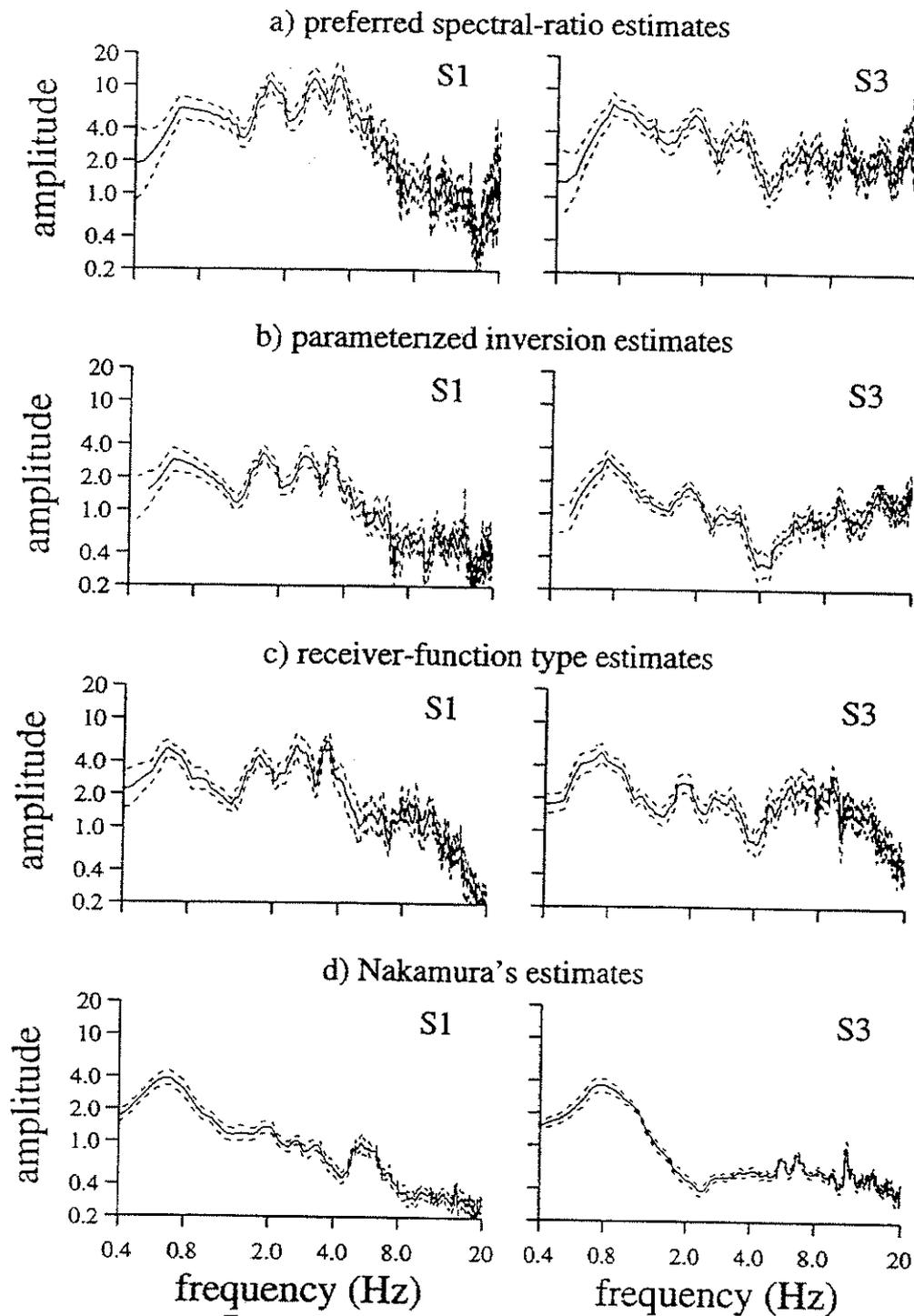


Fig. 4.4.- Comparación de las estimaciones de la respuesta de sitio a partir de técnicas no dependientes de estación de referencia para S1 y S3. Las líneas discontinua representan los límites de confianza del 95%. (a) Inversión generalizada de relaciones espectrales utilizando un esquema de ponderación preferente (b) Obtenido a partir de inversión parametrizada (donde se incluyen todos los datos, excepto los de sitio de referencia) (c) Estimación tipo Función -receptor (relación del promedio de las componentes horizontal/vertical de las ondas S de las réplicas) (d) Estimación por Nakamura (ruido ambiental). Los datos de ruido han sido registrados con sensores de velocidad Kinometrics (SH-1 y SV-1) (Field y Jacob, 1995)

propósitos de ingeniería.

Kudo y Wang (1992) compararon dos relaciones espectrales; una es la relación de superficie (KS2) a un *down-hole* en basamento rocoso (KD2: -97 m) y el otro son las relaciones de KS2 al sitio de referencia en roca (KR1) como muestra la figura 4.5. La distancia entre KR1 y KS2 es de 2.5 km. La figura 4.6 muestra la gran desviación de las relaciones espectrales en el caso de KS2/KR1 pero la menor dispersión de las relaciones de KS2/KD2, a pesar de que ambos son muy similares, la dispersión de las relaciones en períodos mayores a 2 segundos se deben a ruidos instrumentales debido al bajo nivel de amplitud. Esto sugeriría que las ondas de entrada no son siempre las mismas para KR1 y KD2. La media de las relaciones espectrales para la componente norte-sur y para este-oeste son aparentemente diferentes, sugiriendo efectos 2D o 3D en la propagación de ondas. Para una discusión más detallada, se tienen que considerar los efectos topográficos en KR1 y las ondas ascendentes y descendentes en KD2. En la práctica, es muy importante saber cual es la mayor distancia permitida para un sitio de referencia (Cramer 1995). Deberá ser función de la longitud de onda, de la distancia a la fuente y del azimuth.

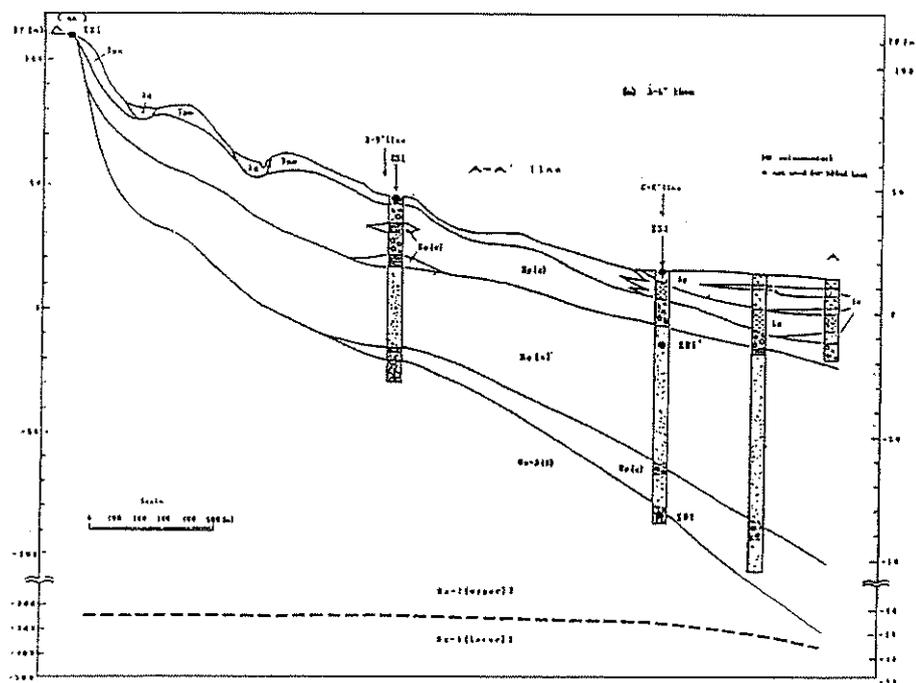


Fig. 4.5.- Perfil geológico que muestra la localización de KR1, KD2 y KS2 (Figueras, 1994)

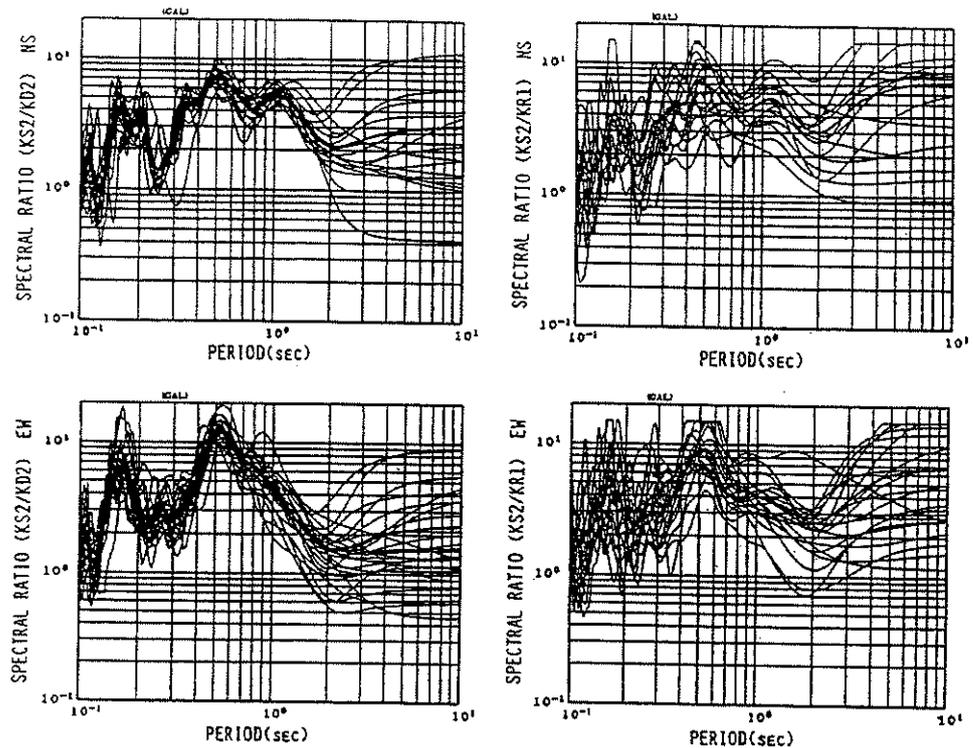


Fig. 4.6.- Relaciones espectrales entre el sitio superficial sedimentario KS2 y roca a 97 m de profundidad KD2 y Roca aflorante KR1 a KD2(Kudo y Wang., 1992)

Iwata *et al.* (1995) observaron que las relaciones espectrales a un sitio de referencia en roca, para diferentes réplicas del terremoto de Hyogo-Ken Nambu (Kobe) de 1995, se desviaron varias veces (10 o más) entre ellas. En tal caso, se requiere una especial atención con el ángulo y el azimuth del movimiento de entrada y las ondas secundarias generadas en el valle sedimentario.

4.1.2 Efectos no lineales del suelo

La otra parte controvertida de la aplicabilidad de movimientos débiles en la determinación de la respuesta del suelo son los efectos no lineales durante movimientos fuertes del terreno. En publicaciones recientes, han sido reportados ambos efectos el de no linealidad y el de respuesta lineal. Durante el sismo de Michoacán de 1985 en los sitios lacustres de ciudad de México, los movimientos fueron amplificados varias decenas de veces en relación a la zona de las colinas, sin embargo, las frecuencias de resonancia durante los movimientos fuertes correlacionaron bien con las de los movimientos débiles (Celebi *et al.*, 1987), en la Figura 4.7

se pueden observar los resultados para movimientos fuertes, y en la Figura 4.8 los relacionados con movimientos débiles. Singh *et al.* (1988) sugirieron menor evidencia de no linealidad en los sitios de sedimentos limosos del lago, excepto para la estación CDAO. La interpretación asumiendo comportamiento elástico (lineal) de suelos blandos es más apropiado que en el caso inelástico (Ordaz y Faccioli, 1994).

Resultados controvertidos han sido obtenidos a partir de datos correspondientes al sismo de Loma Prieta 1989 y sus réplicas. No fue reportada ninguna evidencia significativa de no linealidad por Borchardt y Glassmoyer (1992) y por Seekings y Boatwright (1994). Por otra parte, Darragh y Shakal (1991) sugirieron los fuertes efectos de no linealidad en suelos blandos por observaciones comparativas de movimientos fuertes y débiles en roca y en rellenos artificiales. Chin y Aki (1991) indicaron efectos no lineales en los sitios sedimentarios en el área epicentral (aproximadamente 50 km) del sismo de Loma Prieta de 1989, mostrando las diferencias significativas de las aceleraciones pico predichas utilizando las ondas de coda y datos de movimientos fuertes. Kamiyama (1992) encontró a partir del análisis estadístico de movimientos fuertes en Japón que el período predominante, cuando el suelo entra en el rango no lineal en sitios con suelos blandos, tiende a ser mayor que en el rango lineal y que el factor de amplificación en los períodos cortos disminuye asociado con el aumento del nivel de amplitud del movimiento fuerte.

Beresnev *et al.* (1995) compararon los registros de movimientos débiles (menores de 30 gales en el caso de SMART1 y 13 gales en el caso de SMART2) y fuertes (100-300 gales) y sugirieron la reducción significativa de los movimientos fuertes en altas frecuencias y la respuesta lineal en las bajas frecuencias de 1-2 Hz, como se observa en la figura 4.9, similar a las consideraciones numéricas de Yu *et al.* (1993); quienes realizaron análisis numéricos utilizando el programa DESRA2 (Lee y Finn, 1982) que usa el método directo no lineal modelando el comportamiento histerético del suelo. Los resultados obtenidos por Yu *et al.* (1993) verificaron varios de los efectos que usualmente se citan como evidencia de no linealidad: disminución de las relaciones espectrales cerca de la frecuencia dominante del suelo, reducción de la incertidumbre estadística en la predicción de la aceleración pico y aumento del período efectivo del movimiento de la superficie. El análisis en el dominio de las frecuencias muestra un comportamiento diferenciado en tres bandas frecuenciales. En el rango de frecuencias bajas la amplitud espectral no se ve afectada por la no linealidad, en la banda central se reducen las amplitudes espectrales. En las frecuencias altas las amplitudes

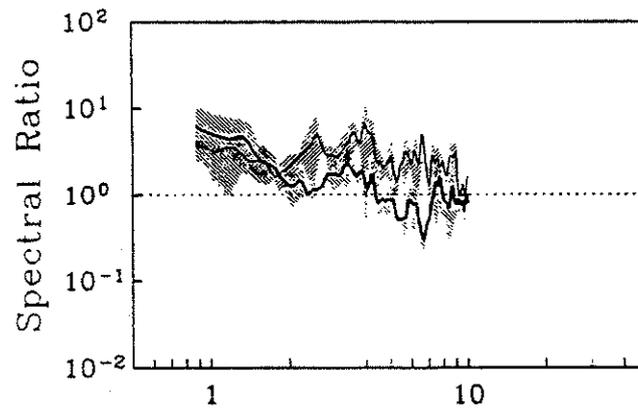


Fig. 4.9.- Promedio de las relaciones espectrales de movimientos débiles (línea delgada) y movimientos fuertes (línea gruesa) entre los sitios en suelo y roca de SMART. Los promedios se calcularon con tres eventos. Las relaciones individuales se calcularon como la media geométrica entre las componentes EW y NS. Las áreas sombreadas significan \pm una desviación estándar sobre el promedio. La relación señal-ruido para todas las frecuencias es mayor de 5. Los movimientos fuertes se desamplifican considerablemente entre 2 y 9 Hz, comparado con los movimientos débiles, sugiriendo comportamiento no-lineal. (Beresnev et al. 1995)

espectrales en la superficie libre aumentan en relación con el comportamiento lineal, esto debido al cambio de rigidez del suelo. Las frecuencias en las que se producen los cambios de comportamiento dependen del espesor de las capas del suelo consideradas. Un ejemplo se puede ver en la figura 4.10.

Es importante anotar que los cálculos de Yu *et al.* (1993) fueron realizados con modelos unidimensionales con ondas de cizalla propagándose verticalmente a través del medio. No están muy claras las modificaciones que hay que llevar a cabo cuando se adiciona la segunda dimensión permitiendo incidencias no verticales y cuando se tienen valles sedimentarios. Adicionalmente, la forma en la que el modelo básico ajusta con la atenuación en las bajas amplitudes no es enteramente consistente con las observaciones sismológicas.

Sismos recientes en Japón han suministrado valiosa información del comportamiento no lineal de los suelos durante movimientos fuertes. Iai *et al.* (1995) obtuvieron registros simultáneos en superficie y a una profundidad de 77 m como se muestra en la Fig. 4.11. Interpretaron el movimiento del suelo teniendo en cuenta la movilidad cíclica de la arena densa. Obtuvieron un ajuste excelente entre lo observado en superficie y lo sintético calculado usando los registros a 77 m de profundidad como movimiento de entrada. La serie vertical de datos fue obtenida del sismo de Hyogo-Ken-Nanbu (Kobe) 1995 en un relleno artificial (Port Island, Kobe), donde hubo una licuefacción importante. Hay que anotar que la licuefacción

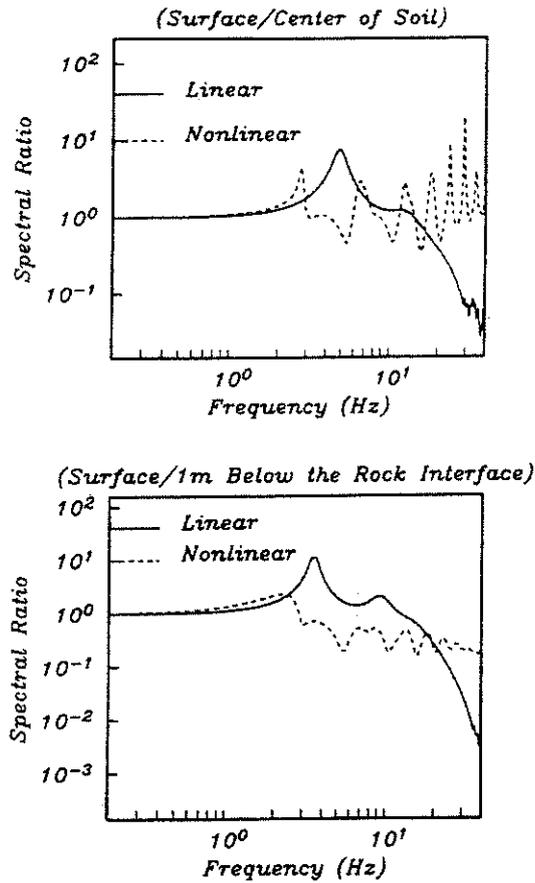


Fig. 4.10.- Relaciones espectrales entre la superficie y el espesor medio del suelo analizado, y entre la superficie y la roca. Ambas relaciones espectrales muestran las respuestas lineales y no lineales del suelo (Yu et al. , 1993)

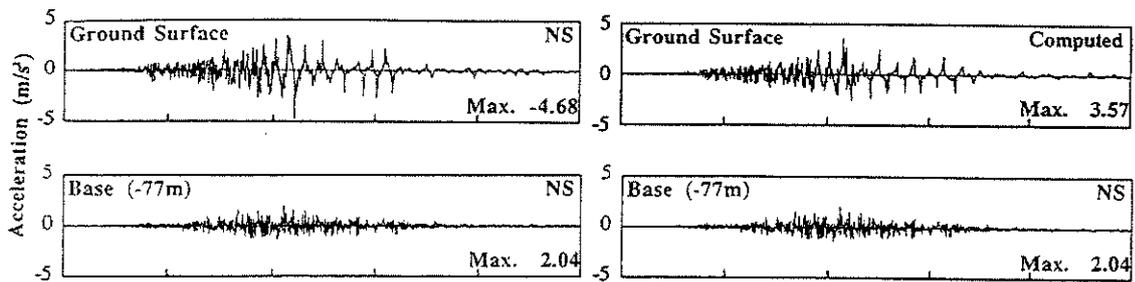


Fig. 4.11.- Registros reales y simulados en el puerto de Kushiro del sismo de Kushiro-Oki de 1993, a la izquierda los registros reales en la base rocosa y en la superficie; a la derecha el sintético en superficie calculado usando los registros a 77 m de profundidad como movimientos de entrada.. (Iai et al., 1995)

del suelo es un caso extremo de no linealidad.

Aguirre e Irikura(1995) encontraron disminuciones significativas de las amplitudes de al

aceleración y de las amplitudes espectrales en superficie en frecuencias mayores a 1Hz. durante el evento principal comparado con las réplicas, como se muestra en la figura 4.12. Hicieron estudios comparativos mediante simulaciones en el dominio del tiempo utilizando la relación de Hardin-Drnevich(1972).

De otro lado, se han experimentado menos efectos no lineales con aceleraciones altas de 1.6g(Kudo *et al.* , 1994). Las evidencias de no linealidad son muy amplias y la aceleración máxima no es necesariamente un buen indicador para estimarla(Kudo, 1995).

Midorikawa(1993) recopiló los datos de varios autores, utilizando las relaciones empíricas $G/G_0=(T_0/T)^2$ (Tokimatsu *et al.* ,1989), $\gamma_{eff} = 0.4V_{max}/V_{so}$ (Tokimatsu y Miyadera, 1992), donde G/G_0 es la relación de módulo de cortante de movimiento fuerte a débil, T_0/T es la relación del período predominante durante los movimientos débil y fuerte, γ_{eff} es un esfuerzo efectivo, V_{max} es la velocidad pico del suelo durante el movimiento fuerte del suelo y V_{so} es la velocidad de la onda S en la superficie. Los datos del movimiento débil no pueden ser utilizados directamente para predecir movimientos fuertes, sin embargo, aportan información útil para estimar los efectos no lineales.

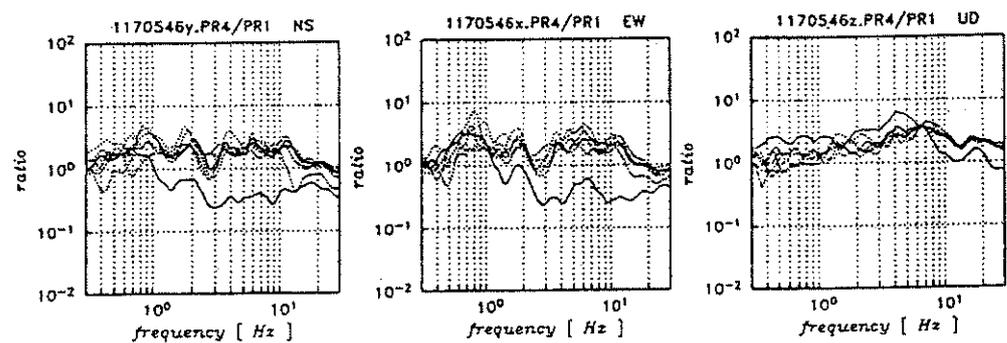


Fig. 4.12.- Relaciones espectrales entre la superficie y una profundidad de -83m, evento principal(línea continua), réplicas(líneas a puntos), para las componentes NS, EW y Vertical. Las amplitudes decrecen para el movimiento sísmico fuerte para frecuencias mayores a 1Hz. con relación a los movimientos sísmicos débiles (Aguirre e Irikura., 1995)

4.2 Microtemblores

Sin lugar a dudas la ventaja más importante de la utilización de microtemblores para evaluar efectos de sitio es la posibilidad de realizar las mediciones en cualquier momento. La ventaja en lo referente a costos depende del número y localización de las estaciones de medición. Lo cual va de la mano de la fiabilidad de los resultados. Se tendrían de mayor a menor fiabilidad: *Arrays*, Estación de Referencia y estaciones portátiles. Con una única estación destacaría el método de la relación H/V, técnica de Nakamura debido a la facilidad de la realización de las mediciones y el procesamiento de los mismas, lo cual se traduce en los más bajos costos, de entre todos los métodos. El método de Nakamura es capaz de diferenciar tipos de material (Lermo y Chávez-García, 1994a, Alfaro *et al.*, 1998, Euroseismod 1998, entre otros), inclusive ha servido para modificar planos geotécnicos de ciudades como el de Lieja, Bélgica (Euroseismod, 1998). Otra de las ventajas es que las mediciones se pueden realizar indistintamente con acelerómetro o con velocímetro (Alfaro, 1997) siempre y cuando los niveles de ruido ambiental tengan una amplitud mayor que el nivel de resolución del equipo, como es el caso de las grandes ciudades.

4.2.1 Estabilidad/variabilidad de los cocientes espectrales de Microtemblores

A pesar de que los niveles de ruido ambiental varían sustancialmente a lo largo del día (Kanai y Tanaka, 1961, Nakamura 1989), los cocientes espectrales aparecen estables y se encuentra que el período predominante del suelo también, con variaciones de la amplitud del mismo. En los ensayos de estacionariedad realizados en la ciudad de Barcelona (Alfaro, 1997; Alfaro *et al.* 1998) en afloramiento rocoso y en material sedimentario de bajo espesor se observó la estabilidad de las mediciones durante 24 horas. Los análisis de estacionariedad permiten identificar además la presencia de fuentes fijas que excitan el suelo a determinadas frecuencias. También es importante mencionar que los resultados son independientes de la hora del día en que se realicen, o lo que es lo mismo del nivel de ruido ambiental existente.

Otra de las ventajas encontradas es que no es necesario descartar del análisis aquellos intervalos del registro en los que hay fuentes puntuales identificadas (Alfaro *et al.*, 1999b), como es el caso del paso de un coche o de un peatón en las cercanías del instrumento de medición. Se realizaron más de 30 pruebas al respecto determinando el período predominante

analizando todo el registro o los intervalos en los cuales la amplitud media era aproximadamente constante.

4.2.2 Limitaciones

Esta claro que debido a los niveles de amplitud y a las frecuencias presentes, los períodos predominantes del suelo difieren dependiendo del movimiento utilizado. Si en la literatura aparece la relación empírica $G/G_0=(T_0/T)^2$ (Tokimatsu *et al.*, 1989), donde G/G_0 es una relación de módulo de cortante de movimiento fuerte a débil y T_0/T es la relación del período predominante durante los movimientos débil y fuerte; no se ha encontrado en la literatura una relación equivalente para relacionar el período obtenido con microtemblores y con movimientos sísmicos fuertes. Se presupone que debido a la degradación del modulo de cortante durante los movimientos sísmicos fuertes, el obtenido con movimientos sísmicos débiles debe ser igual al obtenido con microtemblores, pero no hay certeza de ello.

Según Nakamura (1989) el método del cociente espectral permitiría obtener la función de transferencia aproximada del suelo tanto los períodos predominantes del suelo como las amplificaciones asociadas. Sin embargo, algunas investigaciones teóricas y trabajos experimentales (Lachet y Bard, 1994) han demostrado que el método únicamente permitiría la determinación del período predominante.

Pero tal vez la mayor limitación del método H/V, es que presenta vacíos teóricos, como han anotado Konno y Ohmachi (1998), esta sería la principal razón que explicaría que en ciertos casos el método funcione (Lermo y Chávez-García, 1994a) y en otros no (Ingeominas y Uniandes, 1997). Para solucionar este inconveniente, Konno y Ohmachi (1998) han formulado la técnica de la razón espectral (H/V) en términos de ondas superficiales y proponen analizar los picos y también los valles de la relación H/V.

Desde el punto de vista de análisis de señales, diferentes autores como Field y Jacob (1995), Steidl (1993) proponen diferentes alternativas para resolver problemas de estabilidad, variabilidad y fiabilidad de los resultados obtenidos. A pesar de que las conclusiones son contradictorias pretenden comprender tanto la naturaleza de la información sismológica como del adecuado procesamiento de la misma. Adicional a las propuestas de minimización del

ruido presente en las señales (Bendat y Piersol, 1986), Alfaro *et al.* (1999a) proponen dos métodos alternativos para evaluar la relación H/V, una basada en el cociente energético de las señales, a partir de la evaluación de las densidades espectrales y un segundo método teniendo en cuenta la coherencia de las componentes vertical y horizontal, ya que la coherencia mostraría la linealidad del modelo considerado (Bendat y Piersol, 1986), creando un filtro ARMA para minimizar el ruido presente en la señal de entrada y en la señal de salida.

Como puede observarse las limitaciones de los microtemblores se centran en tres aspectos fundamentales: el primero tiene que ver con la obtención o no de la función de transferencia del suelo, la segunda es si esta función de transferencia obtenida y el periodo predominante asociado serán los que se presenten durante movimientos sísmicos moderados y fuertes, y la tercera se refiere a la fiabilidad de los resultados. La forma de resolver estas tres limitaciones se debe realizar calibrando los resultados de microtemblores, con los obtenidos durante movimientos sísmicos, y mediante un adecuado procesado de las señales. Sin embargo, la información contenida en los microtemblores ha sido útil desde los años cincuenta para la caracterización de suelos, con fines de evaluación de efectos locales y microzonificación.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

La evaluación de efectos locales se puede realizar desde dos puntos de vista diferentes y complementarios, son los enfoques prácticos y los enfoques teóricos y numéricos, los primeros a partir del análisis de los registros de los movimientos sísmicos fuertes, débiles y microtemblores; los segundos a partir de simulaciones numéricas en una o varias dimensiones y teniendo en cuenta las diferentes características de los materiales.

La aproximación práctica más conocida y utilizada desde hace muchos años son los mapas de intensidad y los mapas de daño. Estos pueden dar, si las características de las edificaciones son la mismas, indicios de amplificaciones locales de la señal sísmica debido al tipo de suelo en el que se encuentran. Para cuantificar el comportamiento y las características del subsuelo se analizan los registros de movimientos sísmicos fuertes, débiles y microtemblores. En dicho análisis se busca diferenciar los efectos de fuente, trayectoria, instrumentales, ruido presente, para entender lo que ha sucedido, de tal forma que los movimientos sísmicos débiles y los microtemblores puedan ser predictores adecuados del comportamiento del suelo durante movimientos sísmicos fuertes.

Un mismo registro puede ser analizado e interpretado de diferentes formas, con conclusiones en algunos casos diferentes. Un tema importante es el referente a la variabilidad y estabilidad de los resultados de las relaciones espectrales tradicionales, aspecto que se puede reducir y controlar con un adecuado tratamiento de señales. Sin embargo, es importante destacar que a pesar de las diferencias, las funciones de transferencia mostradas para EVH- Planta Villahermosa de Medellín, presentan los mismos patrones básicos de forma en cuanto a frecuencias predominantes (picos) y a los valles.

Se pueden ver variaciones del resultado en el dominio de la frecuencia dependiendo del proceso realizado a la señal en el dominio del tiempo, como filtrados paso banda, entre otros; los procesos de ventaneado y suavizado reducen las amplitudes, siendo en algunos casos de más de un orden de magnitud el referente al suavizado.

Los altos valores de amplificación en las funciones de transferencia obtenidas con los movimientos sísmicos débiles, ya habían sido reportados por Celebi *et al.* (1987) quienes analizaron relaciones espectrales en diferentes sitios de Ciudad de México, tanto para el movimiento fuerte del 19/09/85 como para movimientos sísmicos débiles. Los contenidos frecuenciales son diferentes entre señales débiles y fuertes, lo mismo que las amplitudes del movimiento, adicionalmente el ingreso en el rango no lineal modifica las características dinámicas del material, aumentando el amortiguamiento, a consta de deformaciones permanentes, pero permitiendo que el medio absorba mayor cantidad de energía suministrada por el sismo.

Para las relaciones espectrales de microtemblores, a diferencia de los resultados obtenidos con los movimientos sísmicos, la variabilidad es reducida. A pesar de que los niveles de ruido ambiental varían sustancialmente a lo largo del día (Kanai y Tanaka, 1961, Nakamura 1989), los cocientes espectrales aparecen estables y así como también el período predominante del suelo.

Para ver la influencia de fuentes artificiales puntuales cercanas, como el caso de coches o peatones en la determinación del período predominante del suelo mediante la relación H/V, se realizaron más de 30 pruebas analizando todo el registro o los intervalos en los cuales la amplitud media era aproximadamente constante, el resultado encontrado fue el mismo (Alfaro *et al.* 1999).

El punto de unión entre el análisis de registros sísmicos disponibles y las simulaciones numéricas, han sido los ejercicios a ciegas (*blind tests*), entre los cuales se destacan los del Valle de Ashigara (Higashi y Kudo, 1992; Kawase y Sato, 1992; Kudo y Wang, 1992; Seo, 1992; Kataoka *et al.*, 1995) y del Valle Volvi en Salónica (Chavez-García *et al.*, 1990; Jongmans *et al.*, 1998; Giraldo, 1998; Riepl *et al.*, 1998). En los ejercicios a ciegas grupos de trabajo diferentes han tratado de encontrar la mejor solución teórica a partir de los datos de campo, sin embargo, a pesar de que algunos de ellos han utilizado los mismos programas y datos de entrada, han llegado a soluciones diferentes (Bard, 1995).

El alcance de los estudios de microzonificación sísmica depende del nivel de riesgo a que este sometido el núcleo urbano en cuestión. El Riesgo entendido como la combinación de Peligrosidad, Vulnerabilidad y Costos (Yépez, 1996; Barbat *et al.*, 1996). Dentro de los estudios de evaluación de la Peligrosidad Sísmica la evaluación de efectos locales es fundamental. Hasta hace algunos años se enfatizaba básicamente en el tema de la Peligrosidad Sísmica, en estos momentos el enfoque es más integral teniendo en cuenta la visión global del problema. (Barbat *et al.*, 1996; Maldonado *et al.*, 1998a,b)

La posibilidad de tener redes densas y registros de movimientos sísmicos fuertes y débiles, que permitan obtener mapas de efectos locales, son escasos por los altos costos de instalar y mantener la red. En tanto que, la posibilidad de utilizar registros de microtemblores para elaborar mapas de microzonificación sísmica ha abierto un espacio muy grande a la Ingeniería Sísmica. (Euroseismod, 1998, Alfaro *et al.*, 1998).

La información contenida en los microtemblores ha sido utilizada para evaluar efectos locales desde los años cincuenta hasta nuestros días, obteniendo los datos de diferentes formas: estación de componente horizontal; estaciones horizontales: una de referencia en roca y otra (u otras) en suelos blandos; Serie de estaciones en suelos blandos (*Arrays*) y una estación triaxial en diferentes tipos de suelo, con el fin de realizar la relación espectral H/V, denominado método de Nakamura (1989).

La relación de componentes verticales y horizontales ha sido utilizada en sismología en varias oportunidades (Aki y Richards, 1980), tanto con ondas S como con ondas P. La relación V/H de las ondas P ha sido utilizada para determinar la estructura de la corteza terrestre desde los años sesenta (Phinney, 1964). La técnica de Langston (1979) es utilizada para determinar la estructura de velocidad de la corteza a partir de las ondas P telesísmicas. La relación espectral horizontal y vertical de las ondas de cizalla, es de hecho una combinación entre Langston (1979) y Nakamura (1989).

Tanto en México D.F. como en Tokio se disponen de datos de movimientos sísmicos fuertes y débiles; Lermo y Chavez-García (1994b) compararon las funciones de transferencia entre movimientos sísmicos fuertes, microtemblores con estación de referencia y la técnica de Nakamura (1989), con resultados satisfactorios, Field y Jacob

(1995) en su análisis comparativo entre diferentes técnicas dan por válidos los resultados de la técnica, reportando que no presenta ventajas sobre otras metodologías, sin embargo, la sola posibilidad de microzonificar con un sólo sismógrafo aparece como una gran ventaja.

Sin embargo, todavía hay muchos aspectos que resolver en el tema de los microtemblores y la técnica de Nakamura (1989). Entre otros, Faeh *et al.* (1998) realizan propuestas teóricas, en tanto que Konno y Ohmachi (1998) hacen propuestas desde el punto de vista de filtrados y suavizados, que como se ha visto no genera cambios apreciables en las frecuencias de interés.

El análisis de los más de 300 registros obtenidos en 204 sitios de la ciudad de Barcelona permiten diferenciar materiales (Alfaro, 1997; Alfaro *et al.*, 1998) y obtener un mapa de períodos predominantes del suelo.

Los movimientos sísmicos fuertes ofrecen gran cantidad de información pero el gran inconveniente es su escasez en número y en localización. Los movimientos sísmicos débiles aportan gran cantidad de información, que complementa la aportada por los movimientos fuertes.

Por lo expuesto previamente, se puede ver que datos sismológicos procesados adecuadamente aportan mucha información para la evaluación de efectos de sitio. Debido a que en la mayoría de las ciudades es bastante más probable la existencia de datos geológicos y geotécnicos fiables, estos servirán para realizar evaluaciones numéricas que complementarán la información práctica. El nivel de detalle depende, sin lugar a dudas, del riesgo a que esta sometida la zona de estudio.

Se deben realizar esfuerzos importantes para relacionar variables, de tal forma, que con la realización de ensayos relativamente sencillos y de bajo costo se puedan tener mapas de microzonificación adecuados.

Referencias

- Aguirre, J. and K. Irikura (1995). Preliminary analysis of non-linear site effects at Port Island vertical array station during the 1995 Hyogoken-Nanbu earthquake, *Jour. Natural Disaster Science*, 16, No. 2, 49-58.
- Akamatsu, K. (1961). On microseisms in frequency range from 1 c/s to 200 c/s, *Bull. Earthquake Res. Inst.*, 39, 23-75.
- Akamatsu, J., M. Fujita and H. Kameda (1991). Long-period (1-10 s) microtremor measurement in the areas affected by the 1989 Loma Prieta earthquake, in *Proc. 4th Int. Conf. on Seismic Zonation*, August 25-29, Stanford, California, 1,393-400.
- Aki, K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremors, *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, 35, 415-457.
- Aki, K. (1988). Local site effects on ground motion, in *Earthquake Engineering and Soil Dynamics II - Recent Advances in Ground Motion Evaluation*, J. L. Von Thun (Editor), Geotechnical Special Publication No. 20, Am. Soc. Civil Eng., New York, 103-155.
- Aki, K. (1993). Local site effects on weak and strong ground motion, *Tectonophysics*, 218, 93-111.
- Aki, K. e K. Irikura (1991). Characterization and mapping of earthquake shaking for seismic zonation, in *Proc. 4th Int. Conf. on Seismic Zonation*, August 25-29, Stanford, California, 1, 61-110.
- Aki, K. y P. Richards (1980). *Quantitative Seismology. Theory and Methods*, Freeman and Company. San Francisco.

- Alcok, E. D. (1974). Comments on "Comparison of earthquake and microtremor ground motions in El Centro, California" by F. E. Udwadia and M. D. Trifunac, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 64,495.
- Alfaro, A. (1997). Estimación de Períodos Predominantes de los Suelos de Barcelona a partir de Microtremors. M. Sc. Thesis, Technical University of Catalonia, Barcelona. España. Informe ICC No. GS091-97.
- Alfaro, A. , L.G. Pujades, X. Goula , T. Susagna , M. Navarro, J. Sánchez and J. A. Canas. (1998). Preliminary Map of Soil's Predominant Periods in Barcelona Using Microtremors. *Submitted to Pure appl. geophys.*
- Alfaro A., J. J. Egozcue y A. Ugalde (1999a). Determinación de características dinámicas del suelo a partir de microtemblores. Memorias del Primer Congreso de Ingeniería Sísmica. España. *Proc. Primer Congreso Nacional de Ing. Sísmica*. Murcia. España. 2:435-441.
- Alfaro A., M. Navarro, J. Sánchez y L.G. Pujades (1999b). Microzonificación Sísmica de Barcelona utilizando el Método de Nakamura. Ventajas y Limitaciones. *Proc. Primer Congreso Nacional de Ing. Sísmica*. Murcia. España. 1:273-278.
- Allam, A. and E. Shima (1967). An investigation into the nature of *microtremors* *Bull. Earthquake Res. Inst.*, 45, 43-59.
- Barbat, A.H., F. Yépez y J.A. Canas. 1996. Damage Scenarios Simulation for Seismic Risk Assesment in Urban Zones, *Earthquake Spectra*, 12(3):371-394.
- Bard, P. -Y. (1995). Effects of surface geology on ground motion: Recent results and remaining issues, in *Proc. 10th ECEE*, Duma (Ed.), Balkema, Rotterdam, 305-323.
- Bard, P, -Y., M. Campillo, F. J. Chavez-Garcia and F. J. Sanchez-Sesma (1988), The Mexico Earthquake of September 19, 1985 - A theoretical investigation of large-

and small-scale amplification effects in the Mexico City Valley, *Earthquake Spectra*, 4, 609-633.

Bendat J. S. y A. G. Piersol (1986). *Random Data. Analysis and Measurements Procedures*, Ed. John Wiley and Sons, New York.

Beresnev, I. A., K-L. Wen, and Y. T. Yeh (1995). Nonlinear soil amplification: Its corroboration in Taiwan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85,496-515.

Borcherdt R. D. (1970). Effects of the local geology on ground motion near San Francisco Bay, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 60,29-61.

Borcherdt, R. (1994a). Strong ground motions generated by the Northridge, California earthquake of January 17, 1994: Preliminary implications for site-dependent, earthquake-resistant, design spectra, in *Proc Joint Japan/ United States Seminar on the Northridge, California Earthq.* of Jan. 17, 1994, Architectural Institute of Japan, Tokyo, Japan, 83-114.

Borcherdt, R. (1994b). Estimates of site-dependent response spectra for design (methodology and justification), *Earthquake Spectra*, 10, 617-674.

Borcherdt R. D. and J. F. Gibbs (1976). Effects of local geological conditions in the San Francisco Bay region on ground motions and the intensities of the 1906 earthquake, *Bull. Seism. Soc Am.*, 66, 467-500.

Borcherdt R. D. and G. Glassmoyer (1992). On the characteristics of local geology and their influence on ground motions generated by the Loma Prieta earthquake in the San Francisco Bay region, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82,603-641.

Candela, L., 1983. *Cartografía Geotécnica Automática. Aplicación al Llano de Barcelona. Tesis Doctoral*, Universidad de Granada, Granada. España.

- Cardona, O.D. y L.E. Yamín. 1997. Seismic Microzonation and Estimation of Earthquake Loss Scenarios: Integrated Risk Mitigation Project of Bogotá, Colombia. *Earthquake Spectra*, 13, No. 4, 795-814.
- Çelebi, M., C. Dietel, J. Prince, M. Onate and G. Chavez (1987). Site amplification in Mexico City (determined from 19 September 1985 strong-motion records and from recordings of weak motions), in *Ground Motion and Engineering Seismology*, A. S. Cakmak (Editor), Elsevier, Amsterdam, 141-151.
- Chavez-Garcia, F. J., G. Pedotti, D. Hatzfeld, and P. -Y. Bard (1990). An experimental study of site effects near Thessaloniki (Northern Greece), *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 784-806
- Chin, B. -H. and K. Aki (1991). Simultaneous study of the source, path, and site effects on strong ground motion during the 1989 Loma Prieta earthquake: a preliminary result on pervasive nonlinear site effects, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 1859-1884.
- Cramer, C. H. (1995). Weak-motion observations and modeling for the Turkey Flat, U.S., site-effects test area near Parkfield, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85, 440-451.
- Darragh, R. B. and A. F. Shakal (1991). The site response of two rock and soil station pairs to strong and weak ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 1885-1899.
- Dravinski, M., H. Yamanaka, Y. Nakajima, H. Kagami, R. Keshavamurthy and K. Masaki (1991). Observation of long period microtremors in San Francisco metropolitan area, in *Proc. 4th Int. Conf. Seismic Zonation*, Stanford, California, 2, 401-407.
- Egozcue, J.J. 1997. Tratamiento de Señales. Apuntes Curso Doctorado Ing. Sísmica y Dinámica Estructural. UPC. España.

- Erdik, M. (1995). Developments on empirical assessment of the effects of surface geology on strong ground motion, in *Proc. 10th ECEE*, Duma (Ed.), Balkema, Rotterdam, 4, 2593-2598.
- Euroseismod (1998). Development and Experimental Validation of Advanced Modelling Techniques in Engineering Seismology and Earthquake Engineering, Final Report, Project ENV4-CT96-0255.
- Faeh, D., E. Ruttener, T. Noack and P. Kruspan. (1997). Microzonation of the city of Basel. *Jour. Seism.*, 1: 87-102.
- Fernández, L. y M. Brandt. (1999). Evaluación de la Respuesta Sísmica del suelo por el Método "Reference Spectral Ratio" y su aplicación en las Playas de Sudáfrica. *Proc. Primer Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Murcia, España.*
- Field, E.H. and K. Jacob (1993). The theoretical response of sedimentary layers to ambient seismic noise, *Geophysical Res. Letters*, 20-24, 2925-2928.
- Field, E. H. and K. H. Jacob (1995). A Comparison and test of various site-response estimation techniques, including three that are not reference-site dependent, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85, 1127-1143.
- Field, E. H., S. E. Hough, and K. H. Jacob (1990). Using microtremors to asses potential earthquake site response: a case study in Flushing Meadows, New York City, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 1456-1480.
- Field, E. H., K. H. Jacob and S. E. Hough (1992). Earthquake weak motion estimation: a weak motion case study, *Bull. Seism. Soc. Am.* 82-6, 2283-2307.
- Field, E. H., A. C. Clement, K. H. Jacob, V. Aharonian, S. E. Hough, P. A. Friberg, T. O. Babaian, S. S., Karapetian, S. M. Hovanessian, and H. A. Abramian (1995). Earthquake site-response study in Giumri (formerly Leninakan), Armenia, using ambient noise observations, *Bull. Seism. Soc. Am.* 85, 349-353.

- Figueras, S. (1994). Simulació numèrica del moviment del sòl produït per terratrèmols. Aplicació a moviments febles y forts. *Tesis Doctoral*. Universidad Politécnica de Cataluña. Barcelona. 279 pp.
- Finn, W. D. L. (1991). Geotechnical engineering aspects of microzonation, *Proc. 4th Int. Conf. on Seismic Zonation*, Stanford, California, 1, 199-259.
- Fukushima, Y. and T. Tanaka (1990). A new attenuation relation for peak horizontal acceleration of strong earthquake ground motion in Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 757-783.
- Giraldo, V. (1998). Aplicación de métodos 1D de simulación numérica del movimiento del suelo en el Valle de Volvi-Tessaloniki(Grecia), Tesis de Máster, Universidad Politécnica de Cataluña. Barcelona. España.
- Giraldo, V., (1999). Calibración de la Microzonificación Sísmica de la Ciudad de Medellín - Colombia: Comparación con movimientos sísmicos obtenidos en la ciudad y con métodos de simulación numérica. Ph. D. Thesis, Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona. España. Tesis en Proceso.
- Graves, R.W. (1993). Modeling three dimensional site response effects in the Marina District Basin, San Francisco, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 83, 1042-1063.
- Grupo de Sismología de Medellín, 1997, Eds. Microzonificación Sísmica de la Ciudad de Medellín.
- Gutenberg, B. (1957). Effects of ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.* 47,221-250.
- Gutiérrez, C. and S. K. Singh (1992). A site effect study in Acapulco, Guerrero, Mexico: comparison of results from strong-motion and microtremor data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 642-659.

- Hardin, B. O. and V. P. Drnevic (1972). Shear modulus and damping in soil: Design equations and curves, *Jour. of SM, ASCE*, 98, No. SM7, 667-692.
- Herrmann, R.B., 1985. Ed. Computer Programs in Seismology. Saint Louis University.
- Higashi, S. and K. Kudo (1992). Polarization and Frequency-wavenumber spectrum analysis for the strong-motion array data in Ashigara Valley, Japan, *Jour. Phys. Earth*, 40, 5-25.
- Horike, M. (1985). Inversion of phase velocity of long period microtremors to the S-wave velocity structure down to the basement in urbanized areas, *Jour. Phys. Earth*, 33, 59-96.
- Horike, M. (1993). Studies on microtremors, *Jour. Seism. Soc. Japan*, 46, 343-350. (in Japanese with English abstract)
- Iai, S., T. Morita, T. Kameoka and M. Miyata (1995). Spiky ground response during a strong earthquake, in *Proc. 10th ECEE*, Duma (Ed.), Balkema, Rotterdam, 123-128.
- Iglesias, J. (1991). Seismic zonation of Mexico City, in *Proc. 4th Int. Conf. Seismic Zonation*, Stanford, California, 3, 471-478.
- Ingeominas y Universidad de Los Andes. Eds. (1997). Microzonificación Sísmica de Santa Fé de Bogotá, Bogotá.
- Irikura K. and T. Kawanaka, (1980). Characteristics of microtremors on ground with discontinuous underground structure, *Bull. Disas. Prev. Inst. Kyoto Univ.*, 30-3, 81-96.
- Iwata, T., K. Hatayama, H. Kawase and K. Irikura (1995). Site amplification of ground motions during aftershocks of the 1995 Hyogoken-nambu earthquake in severely

- damaged zone - Array observation of ground motions at Higashinada Ward, Kobe city, Japan *submitted to Jour. Phys. Earth.*
- Jongmans, D., K. Pitilakis, D. Demante, D. Raptakis, J. Riepl, C. Horrent, G. Tsokas, K. Lontzetidis, and P.-Y. Bard. (1998). EURO-SEISTEST: Determination of the Geological Structure of the Volvi Basin and Validation of the Basin Response. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88, 473-487.
- Joyner, W. B. and D. M. Boore (1981). Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71, 2011-2038.
- Joyner, W. B. and D. M. Boore (1993). Methods for regression analysis of strong-motion data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 83, 469-487.
- Kagami, H., C. M. Duke, G. C. Liang, and Y. Ohta (1982). Observation of 1 to 5 second microtremors and their application to earthquake engineering. Part II. Evaluation of site effect upon seismic wave amplification due to extremely deep soil deposits, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 987-998.
- Kagami, H., S. Okada, K. Shiono, M. Oner, M. Dravinski, and A. K. Mal (1986). Observation of 1 to 5 second microtremors and their application to earthquake engineering. Part III. A two-dimensional study of site effects in S. Fernando valley, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76, 1801-1812.
- Kagawa, T., S. Sawada and Y. Iwasaki (1992). On the relationship between azimuth dependency of earthquake ground motion and deep basin structure beneath the Osaka plain, *Jour. Phys. Earth*, 40, 73-83.
- Kamiyama, M. (1992). Non-linear soil amplification identified empirically from strong earthquake ground motions, *Jour. Phys. Earth*, 40, 151-174.

- Kanai, K. (1957). The requisite conditions for predominant vibration of ground, *Bull. Earthquake Res. Inst.*, Tokyo Univ. 31, 457.
- Kanai, K. (1983). Engineering Seismology, University of Tokyo Press, Tokyo, 251 pp.
- Kanai, K. y T. Tanaka (1954). Measurement of the microtremor, *Bull. Earthquake Res. Inst.*, Tokyo Univ., 32, 199-209.
- Kanai, K. y T. Tanaka, (1958). Self-levelling vibrograph, *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, 36, 359-368.
- Kanai, K. y T. Tanaka, (1961). On microtremors. VIII, *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, 39, 97-114.
- Kanai, K., R. Takahashi y H. Kawasumi (1956) Seismic Characteristics of ground, in *Proc. World Conf. Earthquake Eng. EERI*, 1-16.
- Kanai, K., T. Tanaka y S. Yoshizawa (1965). On microtremors IX, (multiple reflection problem), *Bull. Earthquake Res. Inst.*, 43, 577-588.
- Kataoka, S., Matsui, M. and T. Sato (1995). Using the microtremors to estimate the natural frequency of the site: A case study at Kuno, Ashigara valley blind prediction site (KS2) in Japan, in *Proc. 10th ECEE*, Duma (Ed.), Balkema Rotterdam, 83-88.
- Kawase, H. (1987). Irregular ground analysis to interpret time-characteristics of strong motion recorded in Mexico City during 1985 Mexico Earthquake, in *Ground Motion and Engineering Seismology*, A. S. Cakmak (Ed.), Elsevier, Amsterdam, 467-476.
- Kawase, H. and K. Aki (1989). A study on the response of a soft basin for incident S, P, and Rayleigh waves with special reference to the long duration observed in Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79, 1361-1382.

- Kawase, H. and T. Sato (1992). Simulation analysis of strong motions in Ashigara Valley considering one- and two-dimensional geological structures, *Jour. Phys. Earth*, 40, 27-56.
- Kawashima, K., K. Aizawa and K. Takahashi (1986). Attenuation of peak ground acceleration, velocity and displacement based on multiple regression analysis of Japanese strong motion records, *Earthquake Eng. Struc. Dyn.*, 14, 199-215.
- Kinematics, (1995), Installation, Initial Startup and operating Instructions for Altus K2, High Dynamic Range Accelerograph, Rev B , Pasadena , California, USA.
- Kinematics, (1999), ETNA, High Dynamic Range Strong Motion Accelerograph, www.kinematics.com/products/etna.html.
- King, J. L. and B. E. Tucker (1984). Observed variations of earthquake motion across a sediment filled valley, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74,137-151.
- Kinoshita, S., T. Mikoshiba, and T. Hoshino (1986). A method for estimation of the average amplification characteristics of a sedimentary layer in the Metropolitan area, in *Proc. Seventh Japan Earthq. Eng. Symp.*-1986,241-246.
- Kinoshita, S., H. Fujiwara, T. Mikoshiba, and T. Hoshino (1992). Secondary Love waves observed by a strong-motion array in the Tokyo lowlands, Japan, *Jour. Phys. Earth*, 99-116.
- Kobayashi, K. (1980). A method for presuming deep ground soil structures by means of longer period microtremors, in *Proc. 7th World Conf. Earthquake Eng.*, Sep. 8-13, 1980, Istanbul, Turkey, 1, 237-240.
- Kobayashi, H., K. Seo and S. Midorikawa (1986). Estimated strong ground motions in the Mexico city due to the Michoacán, 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.

Konno, K. and T. Ohmachi (1998). Ground-Motion Characteristics Estimated from Spectral Ratio between Horizontal and Vertical Components of Microtremor. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **88**, 228-241.

Kudo, K. (1995) Practical Estimates of Site Response. State-of-art Report. *Proc. 5th Int. Conf. on Seismic Zonation*, Nice, France, 1878-1907.

Kudo, K. and Z. Wang (1992). A preliminary analysis of strong motion records in Ashigara valley test site; and errata, in Int. Symp. Effects of Surf. Geol. on Seismic Motion, ESG 1992, Odawara Japan, 3, 15-18.

Kudo, K., T. Sasatani, M. Sakaue, S. Saito, H. Nagumo and M. Takahashi (1994). Effects of surface soil and earthquake source radiation on the ground motion of 1.6g acceleration, observed during the August 8, 1993, South-West Off Hokkaido earthquake, Japan, in *Proc. 9th Japan Earthq. Eng. Sympo.* 1994, 3, E-043-E-048.

Lachet, C. and P. -Y. Bard (1994). Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of the "Nakamura's" technique, *Jour. Phys. Earth*, **42**, 377-397.

Lacoss, R. T., E. J. Kelly and N. M. Toksoz (1969). Estimation of seismic noise structure using arrays, *Geophysics*, **34**, 21-38.

Langston, C.A. (1979). Structure under Mount Rainier, Washington.- inferred from teleseismic body waves, *J. Geophys. Res.*, **84**, 4749-4762.

Lee, M.K.W. y W.D.L. Finn (1982). Dynamic effective stress response analysis of soil deposits with energy transmitting boundary including assesment of liquefaction potential, Rev., Dept. of Civil Eng., Soil Mechanics Series No. 38, the Univ. of British Columbia, Vancouver, Canada.

- Lermo, J. and F. J. Chavez-Garcia (1993). Site effect evaluation using spectral ratios with only one station, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 83,1574-1594.
- Lermo, J. and F. J. Chavez-Garcia (1994a). Site effect evaluation at Mexico City: dominant period and relative amplification from strong motion and microtremor records, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 13,413-423.
- Lermo, J. and F. J. Chavez-Garcia (1994b). Are microtremors useful in site response evaluation?, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 83,1350-1364.
- Lermo, J., M. Rodríguez and S. K. Singh (1988). Natural periods of sites in the valley of Mexico from microtremor measurements and strong motion data, *Earthquake Spectra*, 4-4, 805-814.
- Maldonado, E., J.A. Canas y J.R. Casas, 1998a. Estudio de parámetros en la Vulnerabilidad Sísmica de Puentes. Monografías de Ing. Sísmica. CIMNE. España.
- Maldonado, E., J.A. Canas, J.R. Casas y L.G. Pujades, 1998b. Respuesta de Puentes frente a acciones sísmicas. Monografías de Ing. Sísmica. CIMNE. España.
- Matsushima T. and H. Okada,(1990). Determination of deep geological structure under urban areas, using long-period microtremors. *Butsuri-Tansa*, 43, 21-33.
- Midorikawa, S. (1993). Nonlinearity of site amplification during strong ground shaking, *Jour. Seism. Soc. Japan*, 46, 207-216.(in Japanese with English abstract)
- Midorikawa, S., M. Matsuoka and K. Sakugawa (1994). Site effects on strong-motion records observed during the 1987 Chiba-ken-toho-oki, Japan earthquake, in *Proc. 9th Japan Earthq. Eng. Sympo.* 1994, 3, E-085-E-090.

- Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, *QR of RTRI* 30, no. 1, February, 25-33.
- Navarro, M., T. Enomoto, F.J. Sanchez, Y. Matsuda, F. Vidal, K. Seo, A.J. Posadas y F. Luzon. (1998). Microtremor measurements and its application to seismic microzoning of Almeria City, Southern Spain. *Proc. Eleventh European Conf. Earthq. Eng.* Paris.
- Nogoshi, M. and T. Igarashi, (1970). On the propagation characteristics of microtremor. *Jour. Seism. Soc. Japan*, 23, 264-280.(in Japanese with English abstract)
- Nogoshi, M. and T. Igarashi, (1971). On the amplitude characteristics of microtremor (Part 2), *Jour. Seism. Soc. Japan*, 24, 26-40. (in Japanese with English abstract)
- Ohsaki, Y. (1972). Japanese Microzonation Methods. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Tokyo Univ. 49, 161-182.
- Ohta, Y. (1963). Rayleigh type dispersive waves in doubly stratified elastic layers, *Jour. Earth Sci.*, Nagoya Univ., 11, 218-271.
- Ohta, Y. and N. Goto (1978). Empirical shear wave velocity equations in terms of characteristics soil indexes, *Earthquake Eng. Struc. Dyn.*, 6, 167-187.
- Ohta, Y., H. Kagami, N. Goto, and K. Kudo (1978). Observation of 1- to 5-second microtremors and their application to earthquake engineering. Part 1: comparison with long-period accelerations at the Tokachi-Oki earthquake of 1968, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 68, 767-779.
- Ordaz, M. and E. Faccioli (1994). Site response analysis in the Valley of Mexico: selection of input motion and extent of nonlinear soil behavior, *Earthq. Eng. and Struct. Dyn.*, 23, 895-908.

- Phinney, R.A. (1964). Structure of the Earth's Crust from Spectral Behavior of Long-Period Body Waves. *J. Geophys. Res.*, 69, 2997-3017.
- Riepl, J., P.-Y. Bard, D. Hatzfeld, C. Papaioannou, and S. Nechtschein. (1998). Detailed Evaluation of Site-Response Estimation Methods across and along the Sedimentary Valley of Volvi (EURO-SEISTEST). *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88, 488-502.
- Rogers, A. M., R. D. Borchardt, P. A. Covington and D. M. Perkins (1984). A comparative ground response study near Los Angeles using recordings of Nevada nuclear tests and the 1971 San Fernando earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 1925-1949.
- Safak, E. (1991). Problems with using spectral ratios to estimate site amplification, in *Proc. 4th Int. Conf. on Seismic Zonation*, Stanford, California, 2, 227-284.
- Sanchez-Sesma, F. J., S. Chavez-Perez, M. Suarez, M. A. Bravo and L. E. Perez-Rocha (1988). The Mexico earthquake of September 19, 1985 - On the seismic response of the valley of Mexico, *Earthquake Spectra*, 4, 569-589.
- Sasatani, T., M. Ikeda and N. Sakajiri (1989). A study of site effects using strong motion Seismograms from intermediate-depth earthquakes, in *Proc. of the Natural Symposium on Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, Japanese Working Group on Effects of Surface Geology on Seismic Motion, 61-66.
- Sasatani, T., M. Ikeda and N. Sakajiri (1992). A study of site effects by means of strong-motion seismograms from near-by, intermediate-depth earthquakes, *Jour. Phys. Earth*, 40, 85-98.
- Sato, T., H. Kawase, M. Matsui, and S. Kataoki (1991). Array measurement of high frequency microtremors for underground structure estimation, in *Proc. 4th Int. Conf. on Seismic Zonation*, Stanford, California, 2, 409-415.

- Seale, S. y R. J. Archuleta, (1989). Site amplification and attenuation of strong ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79, 1673-1696.
- Seeking, L. C. and J. Boatwright (1994). Ground motion, amplification, geology and damage from the 1989 Loma Prieta earthquake in the city of San Francisco, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 16-30.
- Seo, K. (1992). A joint work for measurements of microtremors in the Ashigara valley, in Int. Symp. Effects of Surf. Geol. on Seismic Motion, ESG, Odawara Japan, 2, 43-52.
- Seo, K., T. Saihano, H. Yamanaka, X. Hao, S. Koyama, M. Takeuchi, K. Fujioka, Y. Kishino, K. Kawano, K. Asano, N. Nakajima M. Murai, L. Mualchin and Y. Hisada (1991). Microtremor measurements in the San Francisco Bay area Part 1: Fundamental characteristics of microtremors, in *Proc. 4th Int Conf. Seismic Zonation*, Stanford, California, 2, 417-424.
- SERGISAI,(1998). Seismic Risk evaluation through integrated use of Geographical Information Systems and Artificial Intelligence techniques. Final Report . Milano, Italy. Project ENV4-CT96-0279.
- Shimizu, R. y S. Suehiro (1947). Report of Survey in Nakamura Town, Interim Report on Nankaido Earthquake, Central Meteorological Observatory.
- Silva, W. (1991) Site geometry and global characteristics, in *Proc. of the NSF/EPRI workshop on dynamic soil properties and site characterization*, EPRI NP-7337, 1, 6.1-6.80
- Singh, S. K., J. Lermo, T. Dominguez, M. Ordaz, J. M. Espinosa, E. Mena, and R. Quass (1988).The Mexico earthquake of September 19, 1985 - a study of ainplification of seismic waves in the valley of Mexico with respect to a hill zone site, *Earthquake Spectra*, 4, 653-673.

- Somerville, P. and J. Yoshimura (1990). The influence of critical Moho reflections on strong ground motions recorded in San Francisco and Oakland during, the 1989 Loma Prieta earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 17, 1203-1206.
- Steidl, J. H. (1993). Variation of site response estimates at the UCSSB dense array of portable accelerometers, *Earthquake spectra*, 9-2, 289-302.
- Stewart, J., S. W. Chang, J. D. Bray, R. B. Seed., N. Sitar and M. F. Riemer (1995). A report on geotechnical aspects of the January 17, 1994 Northridge Earthquake, *Seism. Res. Letters*, 66, No. 3, 7-19.
- Takahashi, R. y K. Hirano (1941). Seismic vibrations of soft ground, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Tokyo Univ. 19, 534-543.
- Teves-Costa P., J. A. Costa Nunes, L. Senos, C. Oliveira, D. Ramallete, (1995), Predominant Frequencies of soil formations in the Town of Lisbon using microtremor measurements. *Proc. of the Fifth Int. Conf. on Seismic Zonation*, Nice, France, 1683-1690.
- Tokimatsu, K., S. Midorikawa, and Yoshimi (1989). Dynamic soil properties obtained from strong motion records, in *Proc. Twelfth Int. Conf. on Soil Mechanics and Foundation Eng.* 3, 2015-2018.
- Tokimatsu, K. and Y. Miyadera (1992). Characteristics of Rayleigh waves in microtremors and their relation to underground structures, *Jour. Struct. Constr. En-*, AU, 439, 81-87. (in Japanese with English abstract)
- Tokimatsu, K., J. Sakai and H. Arai (1994). Characteristics of surface waves in short-period microtremors, in *Proc. 9th Japan Earthq. Eng. Sympo.* 1994, 457-462.

- Toksoz, N. M. (1964). Microseisms and attempted applications, *Geophysics*, 39, 154-177.
- Tucker, B. E. and J. L. King (1984). Dependence of sediment-filled valley response on input amplitude and valley properties, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 153-165.
- Udwadia, F. E. and M. D. Trifunac (1973). Comparison of earthquake and microtremor ground motions in El Centro, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63, 1227-1253.
- Udwadia, F. E. and M. D. Trifunac (1974). Reply, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 64, 496.
- Ventayol A., J. Albaiges, J. Cortal, F. Gallart, C. López, J. López and J. Santaularia, Eds. (1978). *Mapa Geotécnico de Barcelona, Badalona, Esplugues, L'Hospitalet, Sant Adrià, Santa Coloma*. Barcelona.
- Vidal F., D. Romacho, M. Feriche, M. Navarro, N. Abeki, (1996), Seismic Microzonation in Adra and Berja Town of Almeria, Spain. Paper 1789, *Proc. Eleven World Conf. on Earthq. Eng.*
- Wakamatsu, K. and Y. Yasui (1995). Possibility of estimation for amplification characteristics of soil deposits based on ratio of horizontal to vertical spectra of microtremors, *Jour. Struc. Constr. AIJ*, No. 471, 61-70.
- Wen, K. -L., H. -Y. Peng and L. -F. Liu (1995). Basin effects analysis from a dense strong motion observation network, *Earthquake Eng. Struct. Dyn.*, 24, 1069-1083.
- Yamanaka, H., K. Seo and T. Samano (1989). Effects of sedimentary layers on surface-wave propagation, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79, 631-644.
- Yamanaka, H., K. Seo and T. Samano (1992). Analysis and numerical modeling of surface-wave propagation in a sedimentary basin, *Jour. Phys. Earth*, 40, 57-71.

- Yamanaka, H., M. Dravinski and H. Kagami (1993). Continuous measurements of microtremors on sediments and basement in Los Angeles, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 83, 1595-1609.
- Yépez, F. (1996). Metodología para la Evaluación de la Vulnerabilidad y Riesgo Sísmico de Estructuras Aplicando Técnicas de Simulación, *Tesis Doctoral*, Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona.
- Yokoo, Y., T. Kuwabara y T. Horiuchi (1965). Studies of soil conditions and Earthquake damage in Nagoya, Part 2, *Proc. Architectural Institute of Japan*.
- Yu G., J. A. Anderson, and R. Siddharthan (1993). On the characteristics of nonlinear soil response, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 83, 218-244.