

## Capítulo III

### Métodos que utilizan microtemores

#### III.1 Microtemores

El hecho de tener que esperar la ocurrencia de un evento sísmico para la estimación del efecto de sitio es una gran desventaja, en cuanto a tiempo y seguridad se refiere. Es por ello que en los últimos años el uso de microtemores en la estimación del efecto de sitio, se ha incrementado considerablemente aun cuando no se ha comprendido del todo su naturaleza, ni el tipo de ondas que los conforman.

Chávez-García *et al.* (1994) mencionan que los registros de microtemores, o vibración ambiental, son útiles para la estimación del efecto de sitio cuando éste es muy marcado y en la banda de frecuencias bajas; ambas características se observan en la Ciudad de México.

Lermo *et al.* (1988) encontraron concordancia entre los máximos espectrales de microtemores y los periodos fundamentales encontrados con datos de eventos sísmicos; sin embargo, Bard (1998) menciona que una de las deficiencias en el uso de microtemores es, justamente, la discrepancia que existe entre los registros de éstos y de eventos sísmicos; además de la dificultad para separar los términos de fuente y de efecto de sitio.

Chávez-García y Cuenca (1998) especifican que los microtemores son una herramienta confiable para completar información acerca de la respuesta de sitio, cuando los datos de terremotos o eventos sísmicos son escasos o difíciles de adquirir.

Bard (1998) señala que algunas de las ventajas que ofrece el uso de registro de microtemores son:

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

Aunque existen estudios anteriores a la década de los 50 sobre vibración ambiental todo ellos realizados en Japón, Kanai (1954) es considerado el padre del uso de microtemores con el objetivo de estudiar los efectos locales. Sin embargo, la idea original de Kanai y sus colegas en la década de los 50, era errónea en cuanto al origen e interpretación de los microtemores. Ellos consideraban que la fuente de los microtemores era ruido blanco y que contenían, básicamente, ondas de cuerpo (Bard, 1998).

Bard (1998) menciona a varios autores que ayudaron a cambiar esta teoría, proponiendo técnicas (SPAC, por su nombre en inglés: *Spatial Autocorrelation Method*, y el análisis espectral frecuencia-número de onda: *f-k analysis*) para el análisis de ruido que asumen un mayor contenido de ondas superficiales en el registro. También cita un estudio acerca de temores volcánicos, en el que se encontró que éstos están conformados por un

70% de ondas Love y un 30% de ondas Rayleigh. De este modo, el autor concluye que si los tremores volcánicos tienen un origen más profundo que los microtremores, es lógico que estos últimos tengan un contenido mayor de ondas superficiales.

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

- a periodos largos (por debajo de 0.3 a 0.5 Hz.) son causados por las ondas oceánicas que ocurren a grandes distancias, y es posible encontrar buena correlación de los microtremores en estos periodos con condiciones meteorológicas de gran escala en el océano,
- a periodos intermedios (entre 0.3-0.5 Hz. y 1 Hz.) los microtremores son generados por las olas del mar cercanas a las costas, por lo que su estabilidad es significativamente menor,
- para periodos mas cortos (frecuencias mayores que 1 Hz), las fuentes de los microtremores están ligadas a la actividad humana por lo que, reflejan los ciclos de ésta.

Las definiciones de los microtremores son muy variadas. Aki (1957) los define como vibraciones en la superficie debidas a la incidencia oblicua de ondas de cuerpo, y que se propagan en todas direcciones con casi la misma energía. Además, este autor señala que las características del suelo se reflejan en forma aproximada en sus vibraciones, sin importar el origen de éstas.

Lermo (1992) y Lermo y Chávez-García (1994a) definen los microtremores como vibración o ruido ambiental; Lermo (1992) recalca que uno de los mayores obstáculos para la interpretación de los registros de microtremores es la falta de información acerca de su fuente.

Field (1994) define los microtremores como oscilaciones omnipresentes de baja amplitud originadas por perturbaciones oceánicas, atmosféricas y culturales y que, para el caso de las ciudades, su origen se asocia más con el ruido cultural.

Reinoso (2000) se refiere a los microtremores y a los microtemblores sin hacer ninguna distinción, definiéndolos como ruido ambiental provocado por tráfico, sismos lejanos o pequeños y por vibraciones terrestres.

En este trabajo se considera que los microtremores son la vibración ambiental causada tanto por fuentes naturales, como por la actividad humana (Aguirre-González *et al.* 2000).

Lermo (1992) realizó registros de microtremores a lo largo de líneas que atravesaron la Cuenca de México, y observó una gran dependencia entre la amplitud espectral, el periodo dominante y la estratigrafía de la cuenca. Sin embargo, también observó que la amplitud espectral dependía claramente de la hora de meditación, relacionada con la cantidad de tráfico vehicular (Lermo *et al.*, 1988). esta observación también se realizó por Gutiérrez y

Singh (1992), agrupando los espectros, al igual que Lermo (1992), en dos grandes grupos según la hora de medición.

### III.2 Métodos para la estimación de efectos de sitio con registros de microtemores

Algunos autores (Kanai, 1954; Lermo *et al.*, 1992) han estimado la respuesta de sitio a partir del análisis espectral de los microtemores, ya sea por medio del espectro de amplitud de Fourier o bien con la densidad espectral de potencia. Lermo (1992) se refiere a este método como uno de los más utilizados, sin embargo, menciona que es frecuente que los espectros no muestren un solo máximo, lo que dificulta su interpretación. Tal vez la deficiencia más importante de este método es que en ningún momento se considera la separación de los términos de fuente.

Gutiérrez y Singh (1992) concluyeron que con los espectros de microtemores sólo se puede obtener una estimación burda de la respuesta de sitio (una estimación de la banda en la cual podría encontrarse la frecuencia fundamental de vibración de las capas superficiales). Estos autores señalan la necesidad de realizar mediciones de microtemores en sitios cuya respuesta se conozca, para determinar los alcances de esta técnica.

#### III.2.1 Método de cocientes espectrales (MCE)

El método de cocientes espectrales también es conocido como cocientes espectrales estándar. Este método es uno de los más utilizados para la estimación de funciones de transferencia empíricas tanto con datos de eventos sísmicos, como con datos de microtemores. Para la aplicación de este método se requieren registros de microtemores en dos estaciones, una de las cuales debe cumplir con las características de una estación de referencia, es decir, que su respuesta de sitio sea despreciable.

Por cocientes espectrales entendemos la razón entre los espectros de amplitud de Fourier de los componentes horizontales de la estación de interés y de una estación de referencia (Lermo, 1992). Dicha estación de referencia debe cumplir con la condición de no amplificar el movimiento, por lo que, en algunas ocasiones, puede ser difícil de localizar, si no es que simplemente no exista.

Este método asume que el movimiento en la estación de referencia representa el movimiento incidente en la interfase estrato-sedimento (figura 2.1) que contiene las contribuciones de fuente y de trayecto en la estación de interés (Lermo y Chávez-García, 1994b), y que los términos de trayecto y de fuente son similares para los dos sitios. Este último punto sería cierto para microtemores de largo periodo, cuyo origen se asocia con el oleaje lejano y con perturbaciones atmosféricas (Field, 1994)

Lermo y Chávez-García (1994b) mencionan que el mayor problema de aplicar esta técnica a datos de microtemores es la selección de ventanas para calcular los cocientes. Proponen dos maneras de solucionarlo: una es considerar ventanas en tiempo absoluto (como lo considera Field, 1994), sin importar el aspecto de la ventana, o bien, considerar

que el promedio de varias ventanas es representativo del movimiento del sitio. Para cualquiera de las dos opciones es recomendable hacer un estudio acerca de la estabilidad temporal y espacial de la señal.

Se supone que esta técnica, al menos para registros de eventos sísmicos, compensa las contribuciones de fuente y de trayecto, debido a que la distancia entre las dos estaciones es despreciable en comparación con la distancia epicentral. Sin embargo, en el apartado anterior se mencionó cómo los registros de microtremores dependen en su mayoría de fuentes locales; entonces, el cálculo de cocientes espectrales de registros de microtremores respecto a un sitio de referencia, no compensa la contribución de fuente en los registros; aun así, es posible obtener una función de transferencia empírica para la estación de interés. Lermo (1992) encontró que esta técnica no siempre garantiza la obtención de la frecuencia fundamental y, en general, sobreestima la amplificación.

Field (1994) concluyó que este método puede estimar las frecuencias resonantes de los sedimentos, y que en realidad no es importante la selección de las ventanas en tiempo; es decir, que no es necesario efectuar las mediciones al mismo tiempo en el sitio de interés y en el sitio de referencia, siempre y cuando los registros de microtremores sean estacionarios.

### III.2.2 Método de Nakamura

Nakamura (1989) propuso un método para estimar lo que en su trabajo llamó *las características dinámicas del suelo* a partir de registros de microtremores, argumentando su economía y fácil adquisición. A partir de entonces este método se convirtió en uno de los más utilizados a nivel mundial. En la década de los 80 dos de tres artículos relacionados con microtremores, y escritos por autores occidentales, utilizaban el método de Nakamura (Bard, 1998). En la *12th World Conference on Earthquake Engineering*, realizada en Nueva Zelanda en febrero del 2000, Stephenson (2000) encontró una gran cantidad de resúmenes relacionados con microtremores y Nakamura (comunicación vía correo electrónico). Una de las razones por las cuales el método de Nakamura es tan popular, es que sólo requiere registros de microtremores en una estación ubicada en el sitio de interés.

Nakamura (1989) acepta la existencia de ondas superficiales (Rayleigh) en los registros de microtremores, en particular, en el componente vertical que refleja el efecto de las fuentes artificiales locales (tráfico); pero, la finalidad de su método es eliminar el efecto de las ondas Rayleigh ya que considera que son simplemente ruido, y así obtener un “resultado directamente relacionado con la función de transferencia para ondas S” (Bard, 1998). Nakamura (1989) asume que el componente horizontal del tremor está amplificado por multirreflecciones de ondas S, y que el componente vertical está afectado por ondas Rayleigh. Lermo y Chávez-García (1994a) afirman que Nakamura asume que los microtremores se deben a fuentes muy locales, eliminando así cualquier contribución de fuentes profundas.

Siguiendo la metodología utilizada por Nakamura (1989), la función de transferencia de las capas superficiales se puede definir como el cociente:

$$S_T = \frac{S_{HS}}{S_{HB}} \quad (3.1)$$

donde:

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

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

$$E_S = \frac{S_{VS}}{S_{VB}} \quad (3.2)$$

donde:

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

Si  $E_S=1$ , no existe contribución de ondas Rayleigh; y si  $E_S$  es mayor que 1, el efecto de las ondas Rayleigh también es mayor.

Por lo que una función de transferencia del sitio sin efecto de las ondas Rayleigh, estaría dada por el cociente:

$$S_{II} = \frac{S_{HS}}{S_{HB}} \cdot \frac{S_{VS}}{S_{VB}} = \frac{R_S}{R_B} \quad (3.3)$$

Nakamura (1989) calcula el cociente  $R_B$  en dos estaciones que cuentan con datos de pozos, y afirma que es  $\cong 1$ , por lo que define la función de transferencia  $S_{II} \cong R_S$ . Esto significa que la función de transferencia para ondas S puede ser estimada tomando en cuenta solamente los registros en superficie. Este autor también afirma que la máxima amplificación del terreno puede calcularse a partir del valor máximo del cociente espectral entre los componentes horizontal y vertical en la superficie.

Sin embargo, hay varios detalles que Nakamura (1989) no menciona, como por ejemplo:

- qué componente horizontal considerar para calcular los cocientes espectrales, y

- cómo disminuir el efecto multidireccional de las fuentes de microtemores que impide conocer la dirección de máximo movimiento.

Aun así el método de Nakamura es sumamente utilizado para estudios de microzonificación, obteniendo, en la mayoría de los casos, información de la frecuencia fundamental, pero amplificaciones subestimadas.

Lermo (1992) compara los resultados obtenidos con este método con los obtenidos a partir de registros de eventos sísmicos, y menciona que las frecuencias fundamentales encontradas coinciden; pero recomienda precaución para estimar amplificaciones cuando se utiliza el método de Nakamura.

Por otro lado, Field (1994) concluye que la frecuencia fundamental encontrada a partir del método de Nakamura puede ser la única frecuencia de importancia en la estimación del riesgo sísmico; sin embargo, reconoce que las amplitudes son subestimadas

Cotton y Volant (1998) concluyen que el método de Nakamura tiene poca resolución para caracterizar las propiedades de la función de transferencia en el caso de estructuras sedimentarias; que dicho método no compensa los efectos de fuente, y que la frecuencia fundamental no coincide con la frecuencia en la cual las ondas Rayleigh se polarizan horizontalmente.

Chávez-García y Cuenca (1998) concluyen que el método de Nakamura da resultados similares a los obtenidos con el método de cocientes espectrales estándar para terremotos o para microtemores; y que la amplificación del sitio se puede estimar a partir de este método con una incertidumbre tan grande como la estimada con datos de terremotos.

Uno de los puntos a favor del método de Nakamura es que la frecuencia fundamental se puede obtener con cierta confiabilidad; esta frecuencia es de suma importancia porque, conociéndola se puede evitar la construcción de edificaciones con frecuencias similares (Reinoso, 2000).

El método de Nakamura puede ser de gran utilidad si el registro y el análisis se realizan cuidadosamente, para ello Bard (1998) propone algunas “ideas para principiantes”:

Acercas de la adquisición de datos sugiere:

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

Acerca del procesamiento de los datos propone:

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

Los resultados de utilizar el método de Nakamura son muy variados, por lo que Bard (1998) y Stephenson (comunicación personal) proponen que se realice una especie de “*blind prediction*” (predicción ciega), en la que distintos grupos de trabajo analicen y procesen datos de microtemores y, al final, se comparen los resultados obtenidos. Esto con el objetivo de hacer una guía para el registro y análisis de microtemores.

### III.3 Arreglos de microtemores

Los arreglos de microtemores son arreglos instrumentales de tres o más estaciones que registran la vibración del suelo de manera simultánea; estos arreglos pueden ser triangulares o circulares.

Los métodos más utilizados en el análisis de los datos obtenidos en estos arreglos son el método SPAC (por su nombre en inglés *Spatial Autocorrelation*), y el método espectral f-k (frecuencia-número de onda).

Estos dos métodos se caracterizan por obtener la curva de dispersión para ondas superficiales y, a partir de ella, estimar la estructura de velocidades del sitio de estudio (figura 3.1).

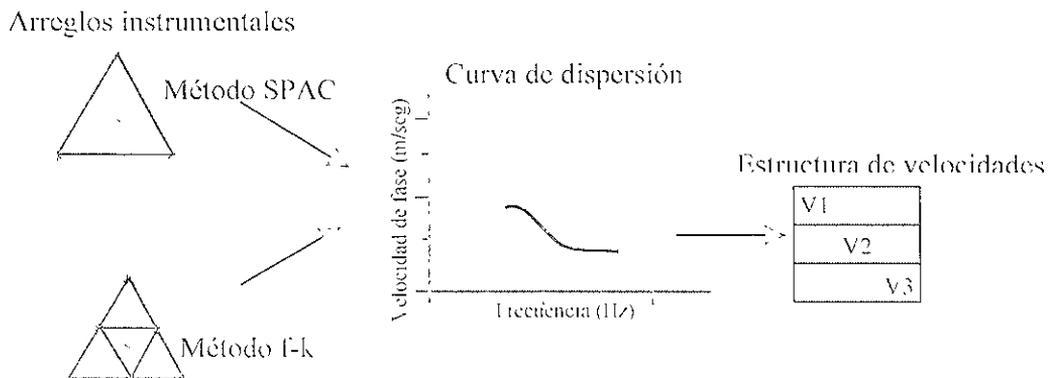


Figura 3.1. Métodos que utilizan arreglos instrumentales para el registros de microtemores.

### III.3.1 Método f-k

Horike (1985) propuso el método espectral f-k (frecuencia-número de onda) con la finalidad de invertir la velocidad de fase a partir de registros de microtremores de periodo largo (0.5 a 3.0 Hz.), y obtener la estructura de velocidad de ondas  $S$  en zonas urbanas. Menciona que las condiciones geológicas pueden ser estimadas a una profundidad de más de cien metros.

Siguiendo su trabajo, el espectro f-k se estima con el método de máxima similitud (*maximum likelihood method, MLM*), ya que tiene buena resolución y es muy sensible a los errores de medición (como distancia o distorsión de la forma de onda). Además, la velocidad de fase obtenida varía muy suavemente respecto a la frecuencia. Se supone un arreglo instrumental con  $n$  número de sensores, de los cuales se obtiene el espectro f-k para las estaciones  $l$  y  $m$  con la siguiente expresión:

$$P_m(f, k) = \left( \sum_{l,m=1}^n \phi_{lm}^{-1} \exp\{ik(X_l - X_m)\} \right) \quad (3.4)$$

donde  $f$  es la frecuencia,  $k$  es el vector de número de onda,  $i = \sqrt{-1}$ ,  $\phi_{lm}$  es la cross-correlación entre las estaciones  $l$  y  $m$ , y  $\phi_{lm}^{-1}$  es la matriz inversa y, por último,  $X_l$  y  $X_m$  son las coordenadas de los sensores  $l$  y  $m$ , respectivamente.

La velocidad de fase se estima usando la ecuación:

$$c = \frac{2\pi f}{(k_{x0}^2 + k_{y0}^2)^{1/2}} \quad (3.5)$$

donde  $k_{x0}^2$  y  $k_{y0}^2$  son las coordenadas de un máximo en el espacio del número de onda.

De la curva de dispersión obtenida, Horike (1985) invierte la estructura de velocidades, utilizando un esquema de inversión generalizada.

Kagawa *et al.* (1996) utilizaron el método espectral f-k para estimar el modelo de velocidades para dos sitios de la Ciudad de México ubicados en zona de lomas (Presa Madín y Ciudad Universitaria) y uno en la zona de lago (Central de Abastos). Utilizaron un arreglo instrumental de siete estaciones como el que se muestra en la figura 3.2. Los resultados obtenidos con el método f-k por Kagawa *et al.* (1996) para Ciudad Universitaria se discuten en el siguiente capítulo a partir de su comparación con los obtenidos utilizando el método SPAC.

Es importante mencionar que una de las grandes desventajas del método f-k es que requiere de siete estaciones para el registro microtremores, lo que muchas veces es difícil conseguir.

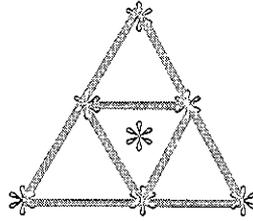


Figura 3.2. Forma del arreglo instrumental utilizado por Kagawa *et al.* (1996).  
En asteriscos se muestran las estaciones necesarias para el registro de microtremores.

### III.3.2 Método SPAC (*Spatial Autocorrelation Method*)

El método SPAC (por su nombre en inglés *Spatial Autocorrelation Method*) propuesto por Aki (1957) tiene el propósito de obtener el modelo estructural del subsuelo a partir de registros simultáneos de microtremores. Para aplicar este método, se requiere un mínimo de tres estaciones; con los datos obtenidos se calcula la curva de dispersión de ondas Rayleigh y con ésta se determina el modelo de velocidades.

Siguiendo el trabajo de Aki (1957), se considera un arreglo de estaciones dispuesto en forma circular (figura 3.3):

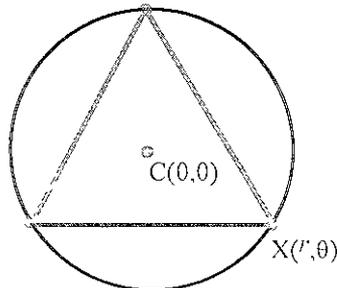


Figura 3.3. Arreglo instrumental para el método SPAC.  
En círculos pequeños se muestran las estaciones  
Para el registro de microtremores.

Las ondas armónicas de microtremores con frecuencia circular  $\omega$  se pueden representar por  $u(0, 0, \omega, t)$  y  $u(r, \theta, \omega, t)$ , las cuales se observan en el centro del arreglo C(0,0) y en el punto X(r,θ) del arreglo, respectivamente. La función de autocorrelación del espectro de la estación central C(0,0) se define como:

$$S_0(f) = E[X_0^*(f) \cdot X_0(f)] \quad (3.6)$$

donde:

$X_0(r, \theta, f)$  es el espectro de potencia

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

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

$$S_{,}(r,\theta,f) = E[X_{,}^{*}(r,\theta,f) \cdot X_{,}(r,\theta,f)] \quad (3.7)$$

donde:

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

$X_{,}^{*}(r,\theta,f)$  es el complejo conjugado

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

$$S_{o,}(r,\theta,f) = E[X_{o,}^{*}(f) \cdot X_{,}(r,\theta,f)] \quad (3.8)$$

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

$$\gamma_{o,}(r,\theta,f) = \text{Re} \left[ \frac{S_{o,}(r,\theta,f)}{S_{o,}(f) \cdot \overline{S_{,}(r,\theta,f)}} \right] \quad (3.9)$$

donde  $\text{Re}()$  significa la parte real de un complejo. Para obtener este coeficiente en todas las direcciones del arreglo, se calcula la integral que se simplifica con la función Bessel de primera especie y de orden cero  $J_0$  que se muestran en la figura 3.4:

$$\begin{aligned} \rho(r,f) &= \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \gamma_{o,}(r,\theta,f) d\theta \\ &= J_0 \left( \frac{2\pi f}{c(f)} r \right) \end{aligned} \quad (3.10)$$

donde:

$c(f)$  es la velocidad de fase para cada frecuencia  $f$

$r$  es la distancia entre estaciones.

Con los registros experimentales se calcula el coeficiente de correlación  $\rho(r, f)$ , es decir  $J_0\left(\frac{2\pi f}{c(f)}r\right)$ , de donde podemos obtener la curva de dispersión  $c(f)$ , despejando este término de dicha expresión.

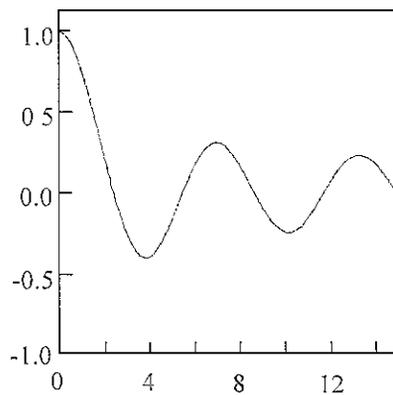


Figura 3.4. Función Bessel de orden cero  $J_0$ .

De manera simplificada, el método SPAC consiste de los siguientes pasos:

- obtener los espectros de potencia de los registros del arreglo de microtemores,
- calcular los coeficientes de correlación entre las estaciones.
- obtener la velocidad de fase a partir de la Función Bessel de orden cero,
- obtener el modelo estructural.

Miyakoshi (1995) define un abanico de confiabilidad para la curva de dispersión que se obtiene con el método SPAC como se muestra en la figura 3.5, considerando la distancia  $r$  entre estaciones (figura 3.6).

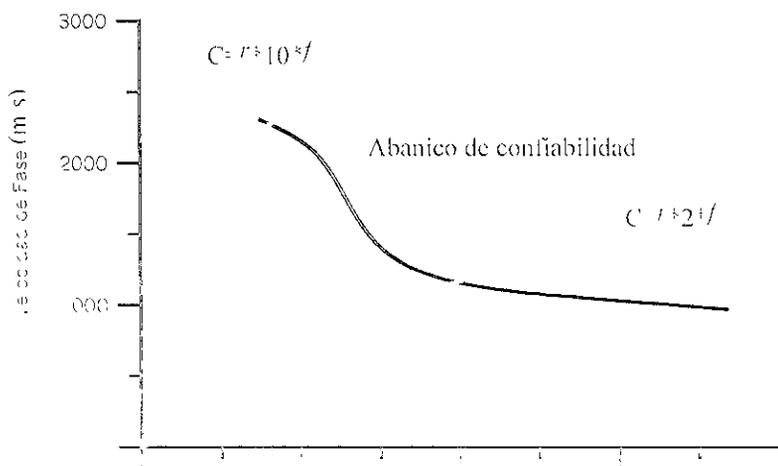


Figura 3.5 Abanico de confiabilidad propuesto por Miyakoshi (1995)

Si recordamos la forma del arreglo instrumental, se tienen dos posibilidades para calcular el coeficiente de correlación:

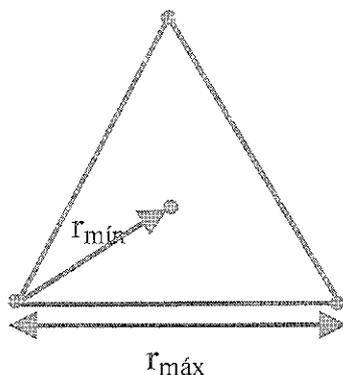


Figura 3.6. Arreglo instrumental para el método SPAC.

La correlación que se calcula entre las estaciones localizadas en los vértices del triángulo considerando la  $r_{máx}$  se define como correlación externa; y la que se calcula entre cada una de las estaciones de los vértices y la estación central, considerando  $r_{mín}$ , se define como correlación interna. Por esta razón se tienen dos abanicos de confiabilidad: uno para la correlación externa, y otro para la interna.

Yamamoto (1998) describe una modificación del método de autocorrelación espacial para estimar la dispersión de las ondas Rayleigh a partir del componente vertical de los registros de microtremores y, la dispersión de las ondas Love a partir de los componentes horizontales. Menciona que, tomando en cuenta el efecto de las ondas Rayleigh y Love, este método puede estimar con más precisión la estructura de velocidades de ondas S.

Morikawa *et al* (1998) consideran que uno de los mayores problemas del método SPAC es el número de estaciones requeridas por Aki (1957); por eso proponen una modificación de dicho método utilizando solamente dos estaciones, basándose en el hecho de que Aki (1957) siempre calcula la correlación entre dos estaciones. Comparan sus resultados con aquellos obtenidos mediante el método SPAC típico, y con los obtenidos con el método f-k, y llegan a resultados muy similares: las diferencias se pueden deber más a la naturaleza de los microtremores que al método utilizado en su análisis.

Algunos de los métodos para la estimación del efecto de sitio a partir de registros de microtremores se han descrito de manera general, poniendo más énfasis en aquellos que se aplican a registros realizados en la Ciudad de México (método de Nakamura y método SPAC); aplicación que se describe en el siguiente capítulo.