

5
29



**UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTONOMA DE MEXICO**

FACULTAD DE INGENIERIA

**"ANALISIS ESPECTRAL DE SEÑALES
DE LA RED SISMOLOGICA DEL
VALLE DE MEXICO"**

T E S I S
para obtener el título de:
INGENIERO GEOFISICO
p r e s e n t a:
XYOLI PEREZ CAMPOS



México, D.F.

1996

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

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



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-1-040

SRITA. XYOLI PEREZ CAMPOS
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el Dr. Carlos Valdés González y que aprobó esta Dirección, para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geofísico:

ANALISIS ESPECTRAL DE SEÑALES DE LA RED SISMOLOGICA DEL VALLE DE MEXICO

- I INTRODUCCION
- II FUNDAMENTOS DEL ANALISIS ESPECTRAL EN SISMOLOGIA
- III RED DEL VALLE DE MEXICO
- IV OBTENCION Y ANALISIS DE DATOS
- V CONCLUSIONES
BIBLIOGRAFIA

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Ciudad Universitaria, a 22 de mayo de 1996
EL DIRECTOR


ING. JOSE MANUEL COVARRUBIAS SOLIS

JMCS:RLR*glg

AGRADECIMIENTOS

Primero agradezco a mis padres, Nahúm Pérez Paz y Yolanda Campos Campos, por su esfuerzo, su ejemplo, su comprensión, su apoyo, sus pláticas, su confianza, sus enojos y regaños, sus palabras de aliento, ... ¡Gracias por ser mis padres!

Gracias Dr. Carlos Valdés González, no solo por dirigir esta tesis, sino también por su apoyo para lograr mis metas, por su tiempo, por su ayuda y por la confianza que tiene en mí que espero no defraudar.

Gracias querido Ing. Edgar R. Rangel Germán, por estar siempre a mi lado.

Gracias Nahúm y Quetzalcoatl, por su ayuda cuando la necesité, por ser uno de mis motivos para superarme y por lo más importante: ser mis hermanos.

Gracias familia Pérez-Campos por todo su cariño y su preocupación.

Un especial agradecimiento al Dr. Gerardo Suárez Reynoso por creer en mí y ser un ejemplo a seguir.

Gracias a los Drs. F. Ramón Zúñiga Dávila-Madrid y Luis E. Marín Stillman por haber sido parte importante en mi desarrollo como estudiante y por ser las primeras personas que me mostraron lo maravillosa que es la Geofísica.

Gracias Ing. José Manuel Covarrubias Solís e Ing. Carlos Castillo Tejero por todo el apoyo que me brindaron desde el inicio de mis estudios profesionales hasta este momento.

Gracias a todos mis profesores (as) que en cierta forma han contribuido con mi educación. En especial menciono a Ing. Juan Ocariz Castelazo, Fís. Antonio Roldán González, Ing. Benjamín Márquez Castañeda y M. en C. Luis Eduardo Pérez Rocha.

Gracias Alejandro, Jorge, Marco e Isafas, por ser de los mejores amigos que he tenido, por darme una amistad incondicional que fue crucial durante mis estudios.

Gracias a todos los estudiantes de posgrado del Instituto de Geofísica por toda la ayuda que me brindaron mientras estuve ahí. También gracias a todos los compañeros de la carrera de Ingeniero Geofísico por hacerme ver lo hermoso que es tener amigos con quien compartir esos momentos agradables que pasa uno mientras es estudiante.

Gracias a todos mis demás amigos de la Facultad de Ingeniería que si los listara podría dejar a alguno fuera, no siendo justo, ya que de todos he recibido lo mejor: su amistad.

Finalmente, gracias a la vida que me ha dado tanto ...

Ricardo López Méndez

...

**México, creo en ti
porque eres el alto de mi marcha
y el punto de partida de mi impulso
mi credo, patria, tiene que ser tuyo,
como la voz que salva y como el ancla.**

RESUMEN

A partir del sismo del 19 de septiembre de 1985 se ha prestado una especial atención a la zona del Valle de México. Se han realizado diversos estudios tratando de definir zonas donde las ondas sísmicas sufren efectos de amplificación.

El presente trabajo utiliza datos registrados por la Red Sismológica del Valle de México, perteneciente al Servicio Sismológico Nacional. Se realizó con ellos un análisis espectral, utilizando los cocientes espectrales de las señales con respecto a una estación de referencia para poder delimitar una estructura bajo el Valle. Esta estación se eligió de acuerdo con el azimut del sismo.

Se buscó que los datos con los que se trabajaran fueran de sismos con azimuts que ayudaran a tener la mayor cobertura alrededor del Valle. Los sismos seleccionados tienen magnitudes (M_c) mayores a 4.1, una relación señal/ruido mayor de 10 a 1 y fueron registrados por al menos cuatro estaciones.

En todos los registros se identificaron las fases P y S. Se eligió una ventana que contuviera las fases y un ciclo más. Se obtuvo la transformada de Fourier de cada ventana. Tomando como base una de las estaciones, se realizaron los cocientes.

Una vez obtenidos los cocientes espectrales, se observaron tres diferentes tendencias generales. Estas tendencias ayudaron a clasificar los eventos de acuerdo con su azimut y asociarlas con ciertas estructuras.

Para los sismos con epicentro en Zacatecas y Baja California se observó una tendencia plana, en general, en sus cocientes espectrales. Ésta fue asociada con la ausencia de estructuras volcánicas o sierras al norte del Valle y con los espesores de los depósitos volcánicos y los depósitos de lago en el Valle de México.

Los cocientes espectrales de los sismos originados en Colima y Michoacán presentaron una tendencia a sufrir amplificación en las altas frecuencias. Este comportamiento se relacionó con la presencia del Eje Neovolcánico Transmexicano y con la magnitud de los espesores de los depósitos volcánicos y los del lago.

En los cocientes espectrales de eventos sísmicos con un azimut sur (Guerrero y Oaxaca) se pudo apreciar un comportamiento general de atenuación hacia las altas frecuencias. Lo anterior fue asociado con la presencia de estructuras volcánicas jóvenes antes de llegar al Valle de México y con los espesores de los diferentes depósitos en el Valle.

Finalmente, en los cocientes espectrales de los sismos originados en el Sur de Oaxaca y en Chiapas, se observó nuevamente una amplificación hacia las altas frecuencias, también relacionada con los espesores de los depósitos volcánicos y la presencia de estructuras volcánicas.

Al finalizar este trabajo se llegó a la conclusión de que este estudio puede ayudar a comprender mejor los efectos que sufren las ondas sísmicas en el Valle de México; sobre todo, por la importancia que tiene el poder incrementar las medidas de seguridad para proteger a la población.

ÍNDICE

PÁGINA

AGRADECIMIENTOS	i
RESUMEN	iv
ÍNDICE	vi
I. INTRODUCCIÓN	1
II. FUNDAMENTOS TEÓRICOS DEL ANÁLISIS DE FOURIER EN LA SISMOLOGÍA	3
II.1. SERIES DE FOURIER	3
II.2. TRANSFORMADA DE FOURIER	5
II.3. ESPECTRO DE LOS DATOS OBSERVADOS	6
III.3.1. Consideraciones básicas en el cálculo del espectro para datos observados ..	7
II.4. APLICACIONES DEL ANÁLISIS ESPECTRAL EN SISMOLOGÍA	10
III. RED SISMOLÓGICA DEL VALLE DE MÉXICO	14
III.1. FUNCIONAMIENTO DE LA ESTACIÓN GEOS	18
III.4. ESPECIFICACIONES TÉCNICAS DE LA ESTACIÓN GEOS	20

IV. OBTENCIÓN Y ANÁLISIS DE DATOS	22
IV.1. OBTENCIÓN DE DATOS	22
IV.2. METODOLOGÍA	29
IV.3. RESULTADOS	34
IV.5. DISCUSIÓN	44
V. CONCLUSIONES	50
BIBLIOGRAFÍA	52
APÉNDICE	A-1
ZACATECAS Y BAJA CALIFORNIA	A-2
COLIMA	A-8
MICHOACÁN Y GUERRERO	A-14
GUERRERO Y OAXACA	A-21
OAXACA Y CHIAPAS	A-35
INTERNOS	A-46

CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN

El Valle de México se ve afectado por los eventos sísmicos originados principalmente en la costa del Pacífico, producidos por la subducción de la placa de Cocos bajo la placa de Norteamérica.

El gran interés que existe, por parte de muchos científicos y autoridades, en la zona del valle surge de la necesidad de delimitar zonas y características para poder establecer medidas de seguridad para proteger a la población. Nos encontramos en la ciudad más poblada del mundo, la cual ha sido afectada por grandes sismos que han causado un daño material de consideración y un número elevado de pérdidas humanas.

Se ha observado que las ondas sísmicas sufren cierta amplificación al pasar por el valle de México. En el presente trabajo se busca definir el comportamiento de ellas al atravesarlo, por medio de un análisis de cocientes espectrales. También con ello se busca establecer la dependencia que pudiera existir con respecto al azimuth de entrada al valle.

El trabajo realizado consistió en la recopilación de diversos eventos sísmicos ocurridos durante 1995, con una amplia distribución regional, registrados por la Red del Valle de México, perteneciente al Servicio Sismológico Nacional. Esta red fue establecida con el objetivo de monitorear todos los movimientos que afecten al Valle de México, para su estudio, análisis y mejor comprensión de los fenómenos de amplificación antes mencionados y el comportamiento de las ondas a su paso a través de éste.

La Red del Valle de México fue instalada en las afueras del Distrito Federal. Existen redes de acelerogramas en el interior que sirven para monitorear los movimientos fuertes; sin embargo, esta red busca registrar el mayor número de sismos locales y regionales de una amplia gama de magnitudes, por lo que es crucial que se encuentre fuera de la ciudad para evitar la contaminación de las señales por el efecto del ruido ambiental y cultural producido por la actividad humana en el interior.

De los datos registrados en forma digital se obtuvo el espectro de amplitud de todos los eventos y con ellos se realizaron cocientes espectrales con respecto a la estación de la red que tuviera la menor influencia posible del paso de la onda a través del mismo. Con esto se buscaba determinar la estructura del Valle.

El presente análisis muestra el uso de los cocientes espectrales como herramienta para poder definir estructuras internas bajo una red de sismógrafos y delimitar zonas de atenuación y amplificación relativa. Se emplearon sismos regionales de magnitudes mayores a 4.1.

CAPÍTULO II. FUNDAMENTOS TEÓRICOS DEL ANÁLISIS DE FOURIER EN SISMOLOGÍA

La frecuencia (y/o número de onda) de una serie de tiempo es, en muchos aspectos, una variable muy útil. El transformar un registro de una señal continua dada en el dominio del tiempo al dominio de la frecuencia significa un reordenamiento de los datos originales tomando en cuenta la frecuencia en lugar del tiempo, lo cual es una herramienta muy útil. Por ejemplo, un gran número de operaciones matemáticas son más fáciles de efectuar en el dominio de la frecuencia que en el del tiempo. Otra ventaja del análisis espectral es que emplea la forma de la señal completa, mientras que en el dominio del tiempo las medidas tomadas son de manera puntual. La transformada de un registro al dominio de las frecuencias es conocida como su *espectro*. Desde el punto de vista lingüístico, la palabra espectro se deriva del verbo en latín *specio*: ver.

II. 1. SERIES DE FOURIER

De acuerdo con el teorema de Fourier, cualquier función $f(t)$, que satisfaga las restricciones establecidas por Dirichlet en 1829, puede ser expresada como una suma de un número infinito de términos cosenoidales; éstas se pueden resumir como sigue:

- 1) $f(t)$ debe ser periódica; es decir, $f(t)=f(t+T)$, donde T es el periodo. Si $f(t)$ no es periódica, pero está definida en un rango finito, la suma de los

términos cosenoidales convergerá a $f(t)$ en dicho rango. Fuera de éste, la suma representará repeticiones de $f(t)$.

- 2) $f(t)$ debe ser al menos continua por intervalos, con un número finito de discontinuidades y saltos.
- 3) $f(t)$ debe tener un número finito de máximos y mínimos.
- 4) La integral $\int_{T/2}^{T/2} f(t) dt$ debe converger. Otra forma común de expresar esta condición es que la integral $\int_{-}^{+} |f(t)| dt$ debe ser finita, donde $|f(t)|$ es el valor absoluto de $f(t)$.

Fejér demostró en 1904 que el teorema de Fourier es válido para una clase más amplia de funciones, demostrando que el único requisito es que $f(t)$ sea integrable. Sin embargo, esto es desde un punto de vista matemático, ya que el teorema de Fourier, en un sentido físico, se apega más tomando en cuenta las condiciones de Dirichlet (Báth, 1974).

De acuerdo con el teorema de Fourier, una función $f(t)$ teniendo un periodo fundamental T y satisfaciendo las condiciones de Dirichlet, puede ser representada por la siguiente *serie de Fourier* infinita:

$$f(t) = a_0 + \sum_{n=1}^{\infty} \left(a_n \cos \frac{2n\pi t}{T} + b_n \operatorname{sen} \frac{2n\pi t}{T} \right) \quad (2.1)$$

donde a_0 , a_n y b_n son:

$$\begin{aligned}
 a_0 &= \frac{2}{T} \int_{-T/2}^{T/2} f(t) dt \\
 a_n &= \frac{2}{T} \int_{-T/2}^{T/2} f(t) \cos \frac{2\pi n t}{T} dt \\
 b_n &= \frac{2}{T} \int_{-T/2}^{T/2} f(t) \operatorname{sen} \frac{2\pi n t}{T} dt
 \end{aligned}
 \tag{2.2}$$

para $n \geq 1$.

Es posible probar que si $f(t)$ es integrable entonces los coeficientes a_n y b_n convergen a cero conforme n crece al infinito. Los coeficientes a_n y b_n son llamados *coeficientes de Fourier* y su cálculo es llamado *análisis de Fourier* o *análisis armónico* (Dunham, 1941).

Un teorema especial, llamado *Teorema de Riemann*, establece que la expansión dada en (2.1) es única; es decir, sólo existe un conjunto de valores de los coeficientes.

II.2. TRANSFORMADA DE FOURIER

Se define como *integral de Fourier* a:

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{-i\omega t} dt \tag{2.3}$$

Si el valor existe para cada valor del parámetro f entonces la ecuación (2.3) define $H(f)$, siendo la *transformada de Fourier* de $h(t)$ (Brigham, 1974).

En general, la transformada de Fourier es una cantidad compleja:

$$F(\omega) = a(\omega) - ib(\omega) = |F(\omega)| e^{-i\phi(\omega)} \tag{2.4}$$

donde:

$$|F(\omega)| = [a^2(\omega) + b^2(\omega)]^{1/2} \quad \text{es el espectro de amplitud} \quad (2.5)$$

$$\phi(\omega) = \tan^{-1}\left(\frac{-b(\omega)}{a(\omega)}\right) + 2n\pi \quad \text{es el espectro de fase}$$
$$n=0, \pm 1, \pm 2, \dots$$

$a(\omega)$ y $b(\omega)$ están dados por

$$a(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \cos \omega t dt$$
$$b(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \sin \omega t dt \quad (2.6)$$

La esencia de la transformada de Fourier es descomponer una señal en una suma de funciones cosenoidales de diferentes frecuencias. En este estudio, dicha transformada se emplea con el fin de conocer las frecuencias características de diferentes ondas sísmicas y, para determinar si existen efectos de amplificación o atenuación.

II.3. ESPECTRO DE DATOS OBSERVADOS

En un sentido general, un espectro expresa una función, la cual puede ser amplitud, potencia o cualquier otra propiedad cuya variable dependiente es la frecuencia y/o el número de onda.

El espectro, tal como se aplica en geofísica, es una cantidad estadística con una expresión matemática definida, derivada de funciones del tiempo o espacio dado por ciertas transformaciones (Báth, 1974).

Generalmente, el espectro es una función compleja, representada por las ecuaciones (2.4).

II.3.1. Consideraciones básicas en el cálculo del espectro para datos observados

Generalmente al analizar una señal en geofísica no se emplea la señal completa, utilizándose sólo una ventana específica que contiene la información deseada. A este proceso se le conoce como truncamiento de la señal y conlleva ciertas consideraciones. El truncamiento de las señales se entiende como la multiplicación en el dominio del tiempo de la señal a analizar por una ventana rectangular (función caja):

$$b(t) \begin{cases} = 1 & \text{para } -\tau < t < \tau \\ = 0 & \text{todo lo demás} \end{cases} \quad (2.7)$$

es decir, por una función cuyo valor sea unitario en el rango deseado y cero en el resto del dominio, lo cual se traduce en una convolución en el dominio de la frecuencia de la función original con el espectro de la función caja, siendo éste una función del tipo $\text{sen}(x)/x$.

Gratsinsky (1962) demuestra el efecto del corte o truncamiento de las señales de tiempo por medio de ventanas rectangulares. El problema es que dicho tipo de truncación, provoca como resultado, falsos adicionales en las altas frecuencias en el espectro, además de que el pico primario es alterado:

su amplitud decrece, su ancho aumenta, la posición en frecuencia se ve afectada (Báth, 1974).

La consecuencia de una ventana limitada de datos es que no es posible obtener un espectro correcto. Esto se puede apreciar de la siguiente manera (Báth, 1974):

(1) Se toma primero una ventana de tiempo de longitud infinita; $w(t)=1$, obteniendo:

$$f(t) \cdot w(t) = f(t) \cdot 1$$

o bien, visto en el dominio de la frecuencia

$$\begin{aligned} \frac{1}{2\pi} \cdot F(\omega) * 2\pi\delta(\omega) &= F(\omega) * \delta(\omega) \\ &= \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega)\delta(\omega - \omega)d\omega = F(\omega) \end{aligned}$$

siendo $F(\omega)$ el espectro.

(2) Ahora, tomando una ventana de tiempo de longitud finita τ del tipo más simple; se obtiene:

$$f(t) \cdot w(t) = f(t) \cdot \pi\left(\frac{1}{\tau}\right)$$

o en el dominio de la frecuencia:

$$\frac{\tau}{2\pi} F(\omega) * \frac{\text{sen } \frac{\omega\tau}{2}}{\frac{\omega\tau}{2}} = \frac{\tau}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega) \frac{\text{sen } \frac{(\omega - \omega)\tau}{2}}{\frac{(\omega - \omega)\tau}{2}} d\omega \neq F(\omega)$$

No obteniendo en este caso el espectro verdadero $F(\omega)$ pero si la integral de convolución, la cual representa una forma suavizada del $F(\omega)$ correcto. El grado del suavizado depende de la longitud de la ventana T ; de

tal forma que mientras más pequeño sea T , más fuerte es el efecto de suavizado. El espectro entonces obtenido es llamado *espectro promedio* o *pesado* (Robinson y Silva, 1972). En este caso, tanto el espectro de fase como el de amplitud serán distorsionados.

Además de la forma de la ventana de tiempo $w(t)$, su longitud τ juega un papel importante en las características del espectro calculado.

- (1) Una τ grande permitirá mayor detalle.
- (2) Una τ pequeña permitirá una mejor estabilidad o aproximación de la estimación del espectro calculado, ya que el suavizado espectral se extiende sobre un intervalo de frecuencia más grande.
- (3) Las limitaciones en la elección de τ se pueden dar de acuerdo con el registro usado.

Es posible aminorar el problema producido por la ventana empleada, usando una ventana diferente a la función caja, cuyos bordes no sean verticales y rectos, conocido como un *taper* o campana. Esto reduce el tamaño de los lóbulos en el espectro de la ventana, y así la distorsión en el espectro de la señal (Stein, 1991).

Existen varios tipos de ventanas, empezando por la ya mencionada función caja o ventana de Bartlett, la cual puede ser modificada a una ventana trapezoidal, o bien, ventanas que usan la función seno, como la ventana Kernel de Fourier o de Daniell, la ventana Kernel de Fejér o Cesàro; o ventanas que emplean la función coseno como la ventana de Hanning o la

de Hamming, o la ventana de *cosine-taper* o campana cosenoidal, la cual se describe a continuación ya que será empleada más adelante.

La ventana *cosine-taper* comienza con una ventana de coseno, seguida por una ventana rectangular y terminando nuevamente con una ventana de coseno (Báth, 1974):

$$\begin{aligned}
 w_1(t) &= \frac{1}{2\tau} \left(1 + \cos \frac{5\pi t}{\tau} \right) & -\tau \leq t \leq -4\tau/5 \\
 w_2(t) &= \frac{1}{\tau} & -4\tau/5 \leq t \leq 4\tau/5 \\
 w_3(t) &= \frac{1}{2\tau} \left(1 + \cos \frac{5\pi t}{\tau} \right) & 4\tau/5 \leq t \leq \tau
 \end{aligned} \tag{2.9}$$

cuyo espectro correspondiente está dado por:

$$W(\omega) = \frac{\text{sen } \omega\tau + \text{sen } 4\omega\tau/5}{\omega\tau \left[1 - (\omega\tau/5\pi)^2 \right]} \tag{2.10}$$

Este tipo de ventana es aplicado en el dominio del tiempo antes de obtener el espectro de la función.

II.4. APLICACIONES DEL ANÁLISIS ESPECTRAL EN SISMOLOGÍA

En geofísica es necesario el análisis de señales; dentro del término señal se sintetiza todo fenómeno que puede ser sujeto a un análisis armónico o espectral. Los tipos de señales encontrados en geofísica son tres, básicamente. Estos difieren tanto en duración como en su apariencia general, siendo causadas por sus mecanismos generadores. Una fuente

periódica dará origen a una *señal periódica*, un fenómeno transitorio o aperiódico generará *señales transitorias* o *aperiódicas*. Los terremotos son ejemplos de éstas últimas. Las señales que no son ni periódicas, ni transitorias, son llamadas *señales aleatorias* (Báth, 1974).

Desde el punto de vista estadístico se hace diferencia entre *señales estacionarias* y *no estacionarias*, dependiendo si las cantidades aleatorias son independientes del tiempo o no.

Para señales estacionarias la fuente está en el dominio del espacio y del tiempo y existe sólo separación parcial entre la fuente y la trayectoria. El espectro de amplitud de muestras de un proceso estacionario no será estable, pero la variación de las amplitudes puede ser considerada estable.

Un proceso que es exactamente estacionario no existe en la naturaleza. El considerar a un proceso "estacionario" o no es esencialmente una cuestión de la escala del tiempo: se acostumbra considerar a un fenómeno de "rápida variación" como un transitorio y no como estacionario. Sin embargo, una aproximación podría ser el considerar un proceso como estacionario si la relación entre la duración total y la de un intervalo medido excede algún límite asignado previamente (Báth, 1974).

La energía generada por un sismo puede ser representada por una función del espacio y del tiempo. Es posible, entonces, escribirla como $f(x,y,z,t)$ donde f es la onda (amplitud, potencia u otra propiedad), x , y , z son coordenadas espaciales y t es el tiempo.

Generalmente, los sismogramas graban dos dimensiones, siendo una de ellas el tiempo. En otras palabras, los sismogramas muestran el

comportamiento espacial, con relación a una dirección, de la onda en el dominio del tiempo.

Dentro del análisis sísmico es posible distinguir los siguientes dos procedimientos para extraer información relacionada con: (1) lectura de las fases: tiempos de llegada, amplitudes, periodos; y (2) análisis espectral y de forma de onda. El primero en el dominio del tiempo y el segundo en el de las frecuencias.

Avocándonos al segundo, se conocen diversas aplicaciones, empleadas por muchos investigadores con objetivos diferentes. Por ejemplo, G. Lindley (1994) utiliza el análisis espectral para calcular parámetros de fuente de un terremoto ocurrido en Joshua Tree, California.

M. Ordaz y S. K. Singh (1992) utilizan el análisis espectral para definir los efectos de amplificación en la zona de lomas de la Ciudad de México, llegando a la conclusión de que es debida a una estructura geológica de gran escala de depósitos arcillosos depositados entre el Oligoceno tardío y el Plioceno.

Por otro lado, S. K. Singh, et al. (1993) buscan determinar el porqué en sitios ubicados en la llamada zona firme del valle de México se presentan amplificaciones que alcanzan valores de 10 en frecuencias entre 0.2 y 0.7 Hz. Llegando a explicar las amplificaciones por la presencia de sedimentos arcillosos más antiguos que la formación de la sierra Chichinautzín.

R. Castro, S. K. Singh y E. Mena (1988) utilizan los espectros de Fourier predichos en la estación de Ciudad Universitaria (CU) para obtener

los espectros de Fourier de varias estaciones en la Ciudad de México y las relaciones espectrales conocidas para esos sitios con respecto a CU.

M. Ordaz, et al. (1988) estiman el espectro de amplitud de la aceleración en CU y las relaciones compiladas de los sitios con respecto a CU obtenidos de ciertos sismos registrados. También estiman la duración del movimiento del terremoto de Michoacán en esos sitios. Finalmente emplean la teoría de vibración aleatoria para predecir la amplitud máxima del espectro de amplitud de la aceleración, S_a , logrando de esta manera una estimación de la respuesta espectral en la zona de lago del valle de México.

Mediante el uso de cocientes espectrales; es decir, el cociente de los espectros de dos funciones, en este caso de señales sísmicas, los autores antes mencionados encuentran frecuencias para las cuales se presentan efectos de amplificación o atenuación. En base a este análisis, ellos delimitan zonas de amplificación o atenuación, relacionándolas con estructuras internas y en otros casos estiman la respuesta espectral de las zonas de estudio.

CAPÍTULO III. RED SISMOLÓGICA DEL VALLE DE MÉXICO

La Red Sismológica del Valle de México está compuesta por 8 estaciones ubicadas en dicha zona. La estación Presa Madín no operó durante el tiempo del presente estudio; sin embargo, se encuentra señalada por ser parte del proyecto original de esta Red. En la tabla 3.1 se listan todas estas estaciones y su posición geográfica. Así mismo, se ubican en la figura 3.1.

Con el objeto de comparar el efecto que se tiene en el Valle de México y una zona tectónica y geológicamente diferente, se incluyeron en el análisis 5 estaciones ubicadas en el volcán Popocatepetl. Esto se pudo hacer debido a que el formato de las señales era el mismo, además de ser recibidas por el mismo sistema.

Los sitios seleccionados para las estaciones son sobre roca o en su defecto en sedimentos bien litificados, disminuyendo de esta manera la posibilidad de tener efectos muy locales de amplificación o atenuación. La transmisión de las señales sísmicas es en tiempo real vía radio UHF ya que se tiene línea de visión de los sitios al centro de adquisición.

Por otro lado, las estaciones presentan contaminación mínima de ruido ambiental, como el producido por el viento; y de ruido cultural, producto de personas, automóviles, animales, camiones, etc.

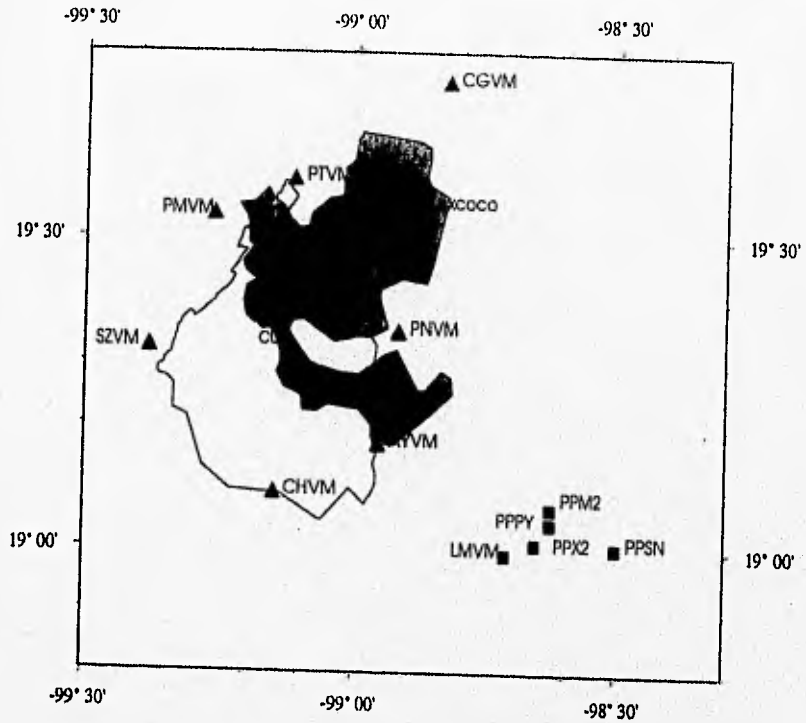
Por último, quizá lo que hizo tomar la determinación final acerca del lugar, fue el factor seguridad para así evitar vandalismo.

Tabla 3.1. Estaciones involucradas en el análisis.

ESTACIÓN	ABREVIATURA	LOCALIZACIÓN	
		LONG. W	LAT. N
AYAQUEME	AYVM	98.9542	19.6780
SALAZAR	SZVM	98.3810	19.3230
PICO TRES PADRES	PTVM	99.1133	19.5930
PENÓN DE LOS BAÑOS	PBVM	99.0643	19.4412
PRESA MADÍN	PMVM	99.2410	19.5360
EL PINO	PNVM	98.8980	19.3469
CERRO GORDO	CGVM	98.8093	19.7500
CHICHINAUTZIN	CHVM	99.1273	19.0873
TLAMACAS (POPO)	PPM2	98.6277	19.0662
CHIPIQUITLE (POPO)	PPX2	98.6566	19.0088
CANARIO (POPO)	PPPY	98.6280	19.0413
COLIBRÍ (POPO)	PPSN	98.5000	19.0030
LOMA DEL MUERTO (POPO)	LMVM	98.7138	18.9910

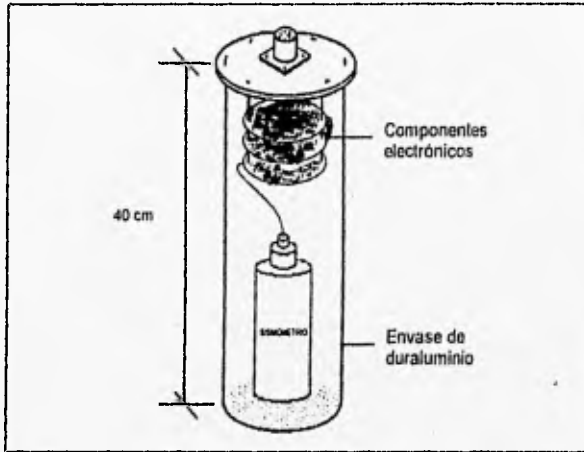
La Red del Valle de México está compuesta por estaciones telemétricas digitales modelo GEOS. Éstas tienen entre sus cualidades el ser compactas, de bajo costo y capaces de manejar señales provenientes de un sismómetro o un acelerómetro de una o más componentes. Es posible encontrar una descripción completa y detallada de este equipo en el manual escrito por Yi y Santiago, 1996. En el caso particular de la Red del Valle de México, sólo se utilizaron sismómetros con una componente vertical (modelo GEOS-3), por lo que en lo subsecuente sólo se mencionaran las características para dicho modelo (Figura 3.2).

Figura 3.1. Localización de las estaciones.



Localización de las estaciones del Valle de México (triángulos) y de cinco estaciones de la red de monitoreo del Volcán Popocatepetl (cuadros). Se muestra el contorno político del Distrito Federal y con sombreado se delimita la antigua extensión del lago de Texcoco.

Figura 3.2. Estación GEOS de una componente
(Tan Yi y J. A. Santiago, 1996).



La estación GEOS utiliza un amplificador con ganancia programable, permitiendo que la estación tenga un rango dinámico mayor de 120 dB (~130 dB) (tabla 3.2); de esta manera, puede registrar sin saturación o distorsión la señal producida por sismos de diferentes magnitudes.

Su diseño aprovecha las características de un micro-controlador para manejar todos los circuitos involucrados en el proceso de digitización de las señales sísmicas, y en la transmisión de las mismas.

La estación puede alimentarse por medio de un panel solar y una batería convencional para automóvil, ya que su consumo de energía es bajo (tabla 3.2) (figura 3.3).

Los datos correspondientes a la señal digitizada se pueden transmitir en forma asíncrona por vía telefónica o radio a una velocidad de transmisión programable.

III.1. FUNCIONAMIENTO DE LA ESTACIÓN GEOS

Las señales sismológicas de entrada son enviadas a un preamplificador con una ganancia fija de 5 veces, pasando en seguida por un filtro pasabajas del tipo Butterworth dentro de un rango de 0 a 10 Hz (tabla 3.2).

La señal es ajustada a un nivel adecuado con un amplificador con ganancia variable de 8 pasos antes de proceder a su digitalización a través de un convertidor analógico-digital (A/D) con una resolución de 12 bits más un bit del signo, haciendo un total de 13 bits (tabla 3.2).

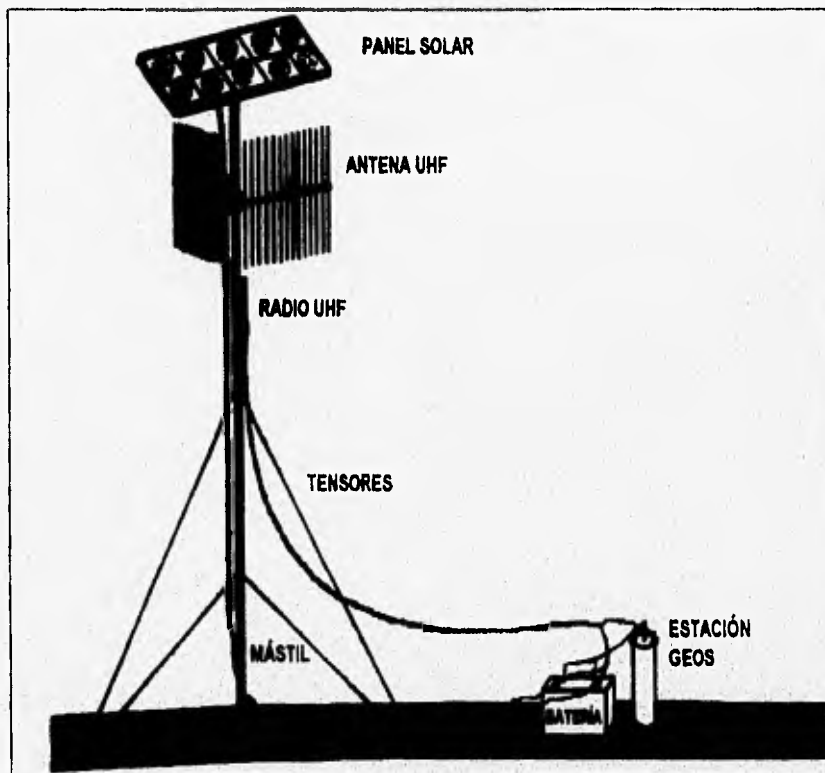
El funcionamiento de la estación es controlado por el micro-controlador a través de un programa almacenado en una memoria EPROM.

Al llevarse a cabo la conversión, el micro-controlador determina si la ganancia "controlada" es la adecuada; de no ser así, la ajusta de manera automática.

La información binaria resultante del muestreo y digitalización es transmitida en forma asíncrona utilizando el UART (Universal Asynchronous Receiver Transmitter) que está integrado dentro del micro-controlador.

Después se hace la modulación de FSK (Free Shift Key, corrimiento libre de tecla) con la cual es posible realizar la transmisión (Tan Yi y J. A. Santiago, 1996).

Figura 3.3 Estación telemétrica instalada en campo
(Tan Yi y J. A. Santiago, 1996)



III.2. ESPECIFICACIONES TÉCNICAS DE LA ESTACIÓN GEOS

Las especificaciones técnicas de la estación GEOS-3, utilizada tanto para la Red del Valle de México, como en las estaciones ubicadas en el volcán Popocatepetl, se listan en la tabla 3.2.

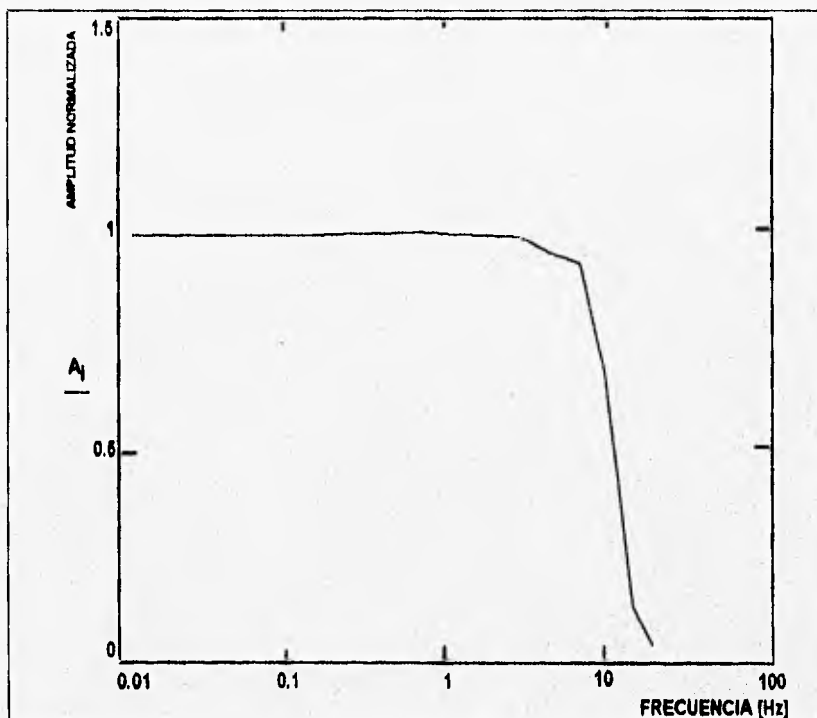
Tabla 3.2. Especificaciones técnicas de la estación digital GEOS-3

(Tan Yi y J. A. Santiago, 1996).

GENERALES	
Número de canales de entrada	1
Rango dinámico	Superior a 120 dB (~130 dB)
Resolución	13 bits
Amplificación máxima	5 x 200
Tasa de muestreo	40 muestras por segundo/canal
Respuesta a frecuencia	DC a 10 Hz
Modulación	Tipo FSK
Componentes	Tipo militar alta confiabilidad
ELÉCTRICAS	
Consumo de corriente nominal	100 mA
Voltaje de operación	12 V - 13.8 V
Impedancia de salida	600 Ohms
ELECTRÓNICAS	
Tecnología	Tipo CMOS de bajo consumo alta velocidad
Filtros	Pasabajas de tipo Butterworth
Frecuencias de modulación	2100 - 3200 Hz

En la figura 3.4 se muestra la respuesta en frecuencia de la estación GEOS. Se puede ver que tiene una respuesta plana hasta los 10 Hz, a partir de donde sufre de un decaimiento súbito hacia las altas frecuencias

Figura 3.4 Respuesta en frecuencia de la estación GEOS
(Tan Yi y J. A. Santiago, 1996).



CAPÍTULO IV. OBTENCIÓN Y ANÁLISIS DE DATOS

IV.1. OBTENCIÓN DE DATOS

Los datos fueron obtenidos en forma digital de los registros de las diferentes estaciones de la Red Sismológica del Valle de México del Servicio Sismológico Nacional, descrita en el capítulo anterior. La tasa de muestreo es de 40 muestras por segundo.

Para seleccionar a los eventos que se iban a emplear para el presente trabajo, se tomaron en cuenta los siguientes criterios de selección de sismogramas:

- un buen nivel de señal/ruido, de al menos 10 a 1
- claros arribos de las fases P y S
- eventos registrados al menos por 4 estaciones
- azimut que presentaban, se dio preferencia a aquellos eventos cuyo azimut ampliara la cobertura alrededor del Valle de México.

Los eventos finalmente seleccionados aparecen listados en la tabla 4.1; éstos se encuentran ubicados en la figura 4.1.

En las figuras 4.2, 4.3, 4.4 y 4.5 se ilustran 60 segundos de cuatro diferentes eventos.

Tabla 4.1. Localización de los eventos utilizados en el análisis, ocurridos en 1995.

EVEN TO			LOCALI ZACIÓN		UBICACIÓN REGIONAL	MAGNITUD Mc
No.	FECHA	HORA	LAT. N	LONG. W		
1	950219	04:10	16.23	97.93	OAXACA	4.6
2	950225	15:55	14.46	93.01	COSTA DE GUATEMALA	5.0
3	950306	18:46	15.59	92.48	CHIAPAS	4.9
4	950309	12:26	18.21	98.30	PUEBLA-GUERRERO	4.1
5	950310	07:11	15.51	95.64	GOLFO DE TEHUANTEPEC	5.0
6	950320	20:18	18.20	102.52	COSTA DE MICHOACÁN	4.5
7	950331	08:02	16.75	96.39	OAXACA	4.5
8	950405	12:58	16.46	95.81	OAXACA	4.4
9	950408	23:52	15.87	95.87	GOLFO DE TEHUANTEPEC	4.4
10	950413	04:27	18.79	99.47	TAXCO-IGUALA	3.7
11	950414	06:06	16.43	99.09	COSTA DE GUERRERO	4.8
12	950415	11:47	16.34	99.14	COSTA DE GUERRERO	4.9
13	950418	18:55	16.09	98.26	COSTA DE GUERRERO-OAXACA	4.5
14	950420	14:04	15.39	95.28	GOLFO DE TEHUANTEPEC	4.7
15	950426	01:04	17.98	100.12	GUERRERO	4.6
16	950427	06:42	17.88	101.57	COSTA DE GUERRERO	5.0
17	950427	09:42	16.06	99.49	COSTA DE GUERRERO	4.5
18	950508	13:01	18.17	101.42	RÍO BALSAS INFERIOR	4.4
19	950515	22:36	16.50	101.02	COSTA DE GUERRERO	4.4
20	950524	18:13	18.06	101.89	RÍO BALSAS INFERIOR	4.6
21	950531	12:56	15.97	98.77	COSTA GUERRERO-OAXACA	4.6
22	950601	10:04	18.56	103.35	MICHOACÁN	4.7
23	950612	08:11	18.13	98.91	PUEBLA-MORELOS	4.1
24	950630	12:10	24.40	110.30	GOLFO DE CALIFORNIA	6.1
25	950719	10:54	17.83	97.45	OAXACA	4.9
26	950811	14:13	18.48	100.43	ALTO RÍO BALSAS	4.6
27	950828	10:49	25.90	110.30	GOLFO DE CALIFORNIA	6.3
28	950906	22:50	13.89	94.68	GOLFO DE TEHUANTEPEC	5.4
29	950914	14:04	17.00	99.00	GUERRERO	7.3
30	950916	03:20	16.32	98.62	COSTA GUERRERO-OAXACA	5.0
31	950925	10:41	23.53	102.84	ZACATECAS	4.7
32	951009	15:37	18.85	104.53	COLIMA	7.5
33	951012	16:53	18.99	103.95	COLIMA	6.1

El formato de la fecha está dado por el año, mes y día. La hora está dada por la hora y el minuto.

Figura 4.1. Localización de los eventos estudiados.

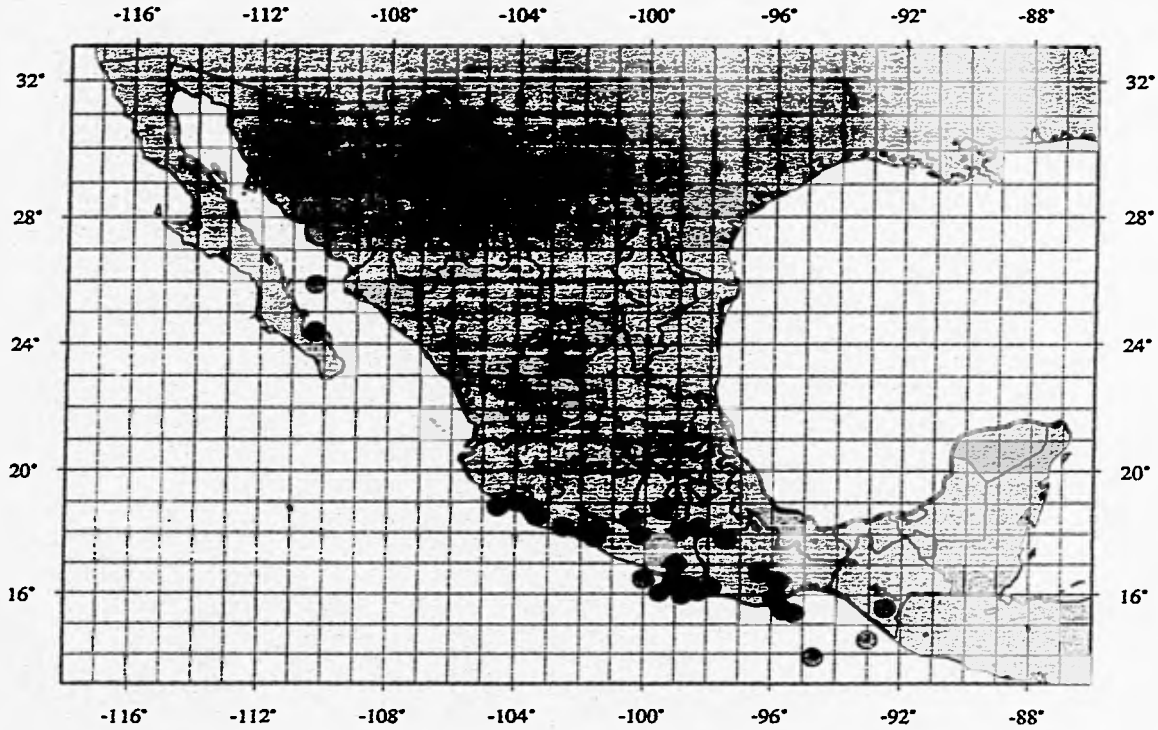


Figura 4.2. Sismogramas, para algunas estaciones, del evento 95041308.27.

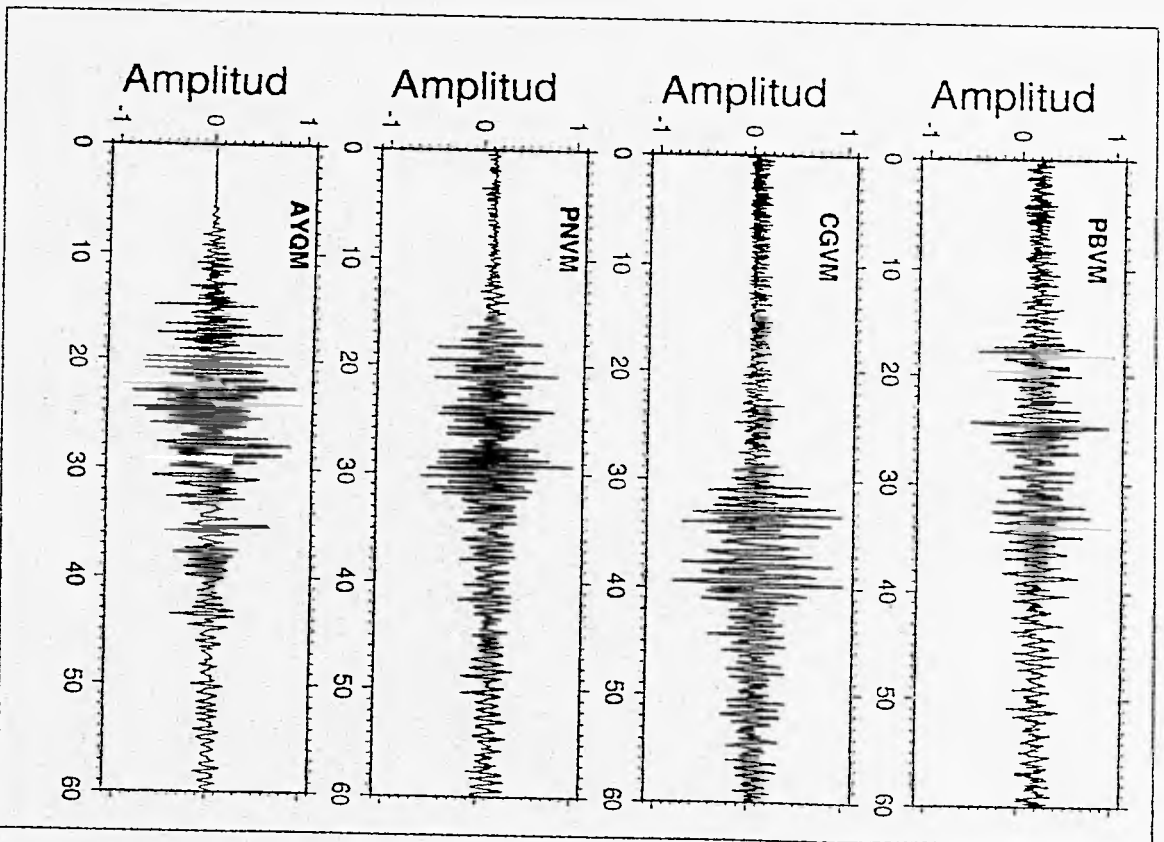


Figura 4.3. Sismogramas, para algunas estaciones, del evento 95041400.41

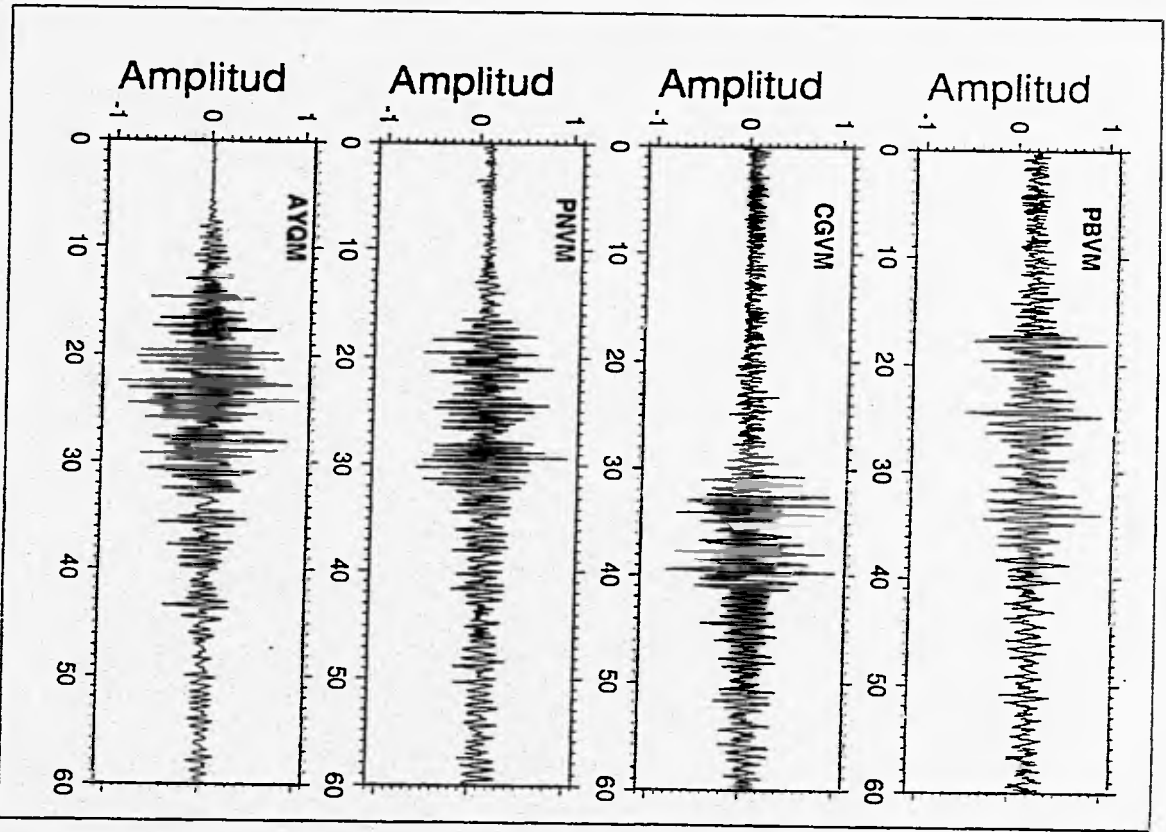


Figura 4.4. Sismogramas, para algunas estaciones, del evento 9504 1406:06

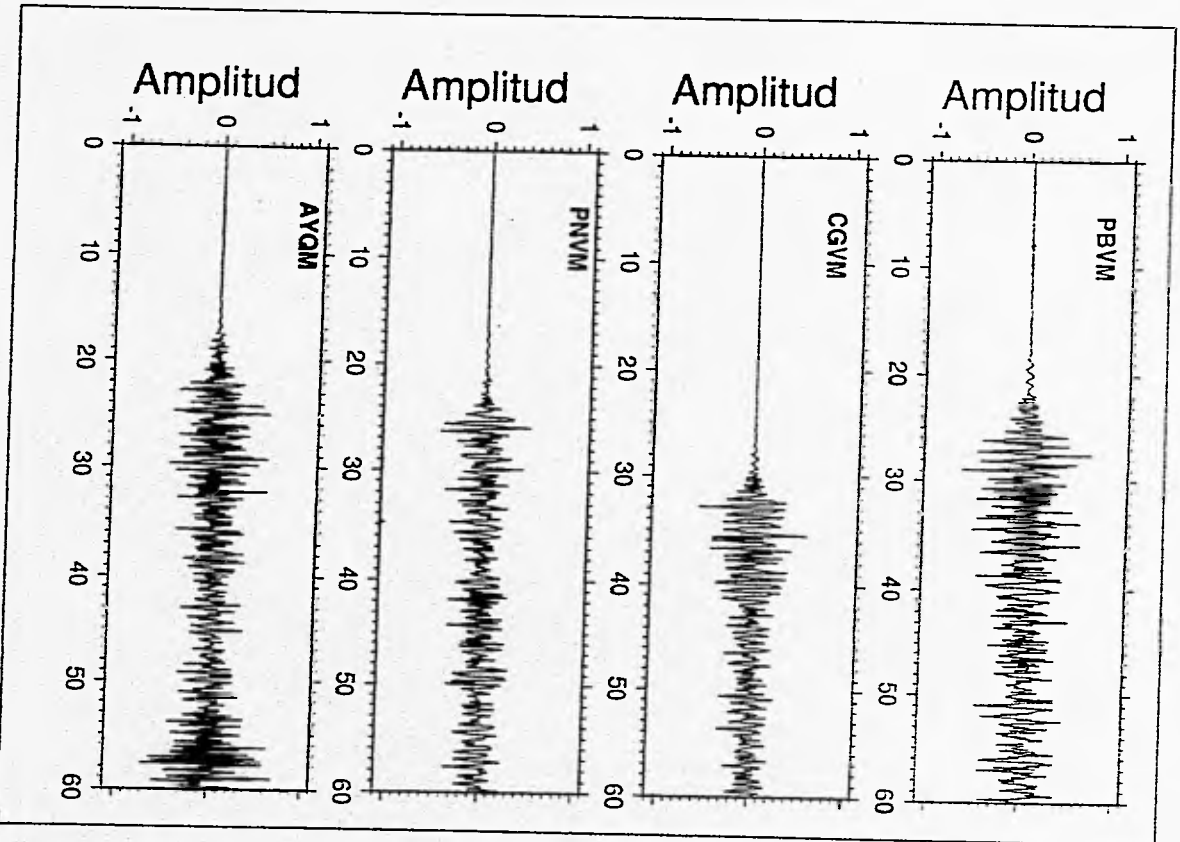
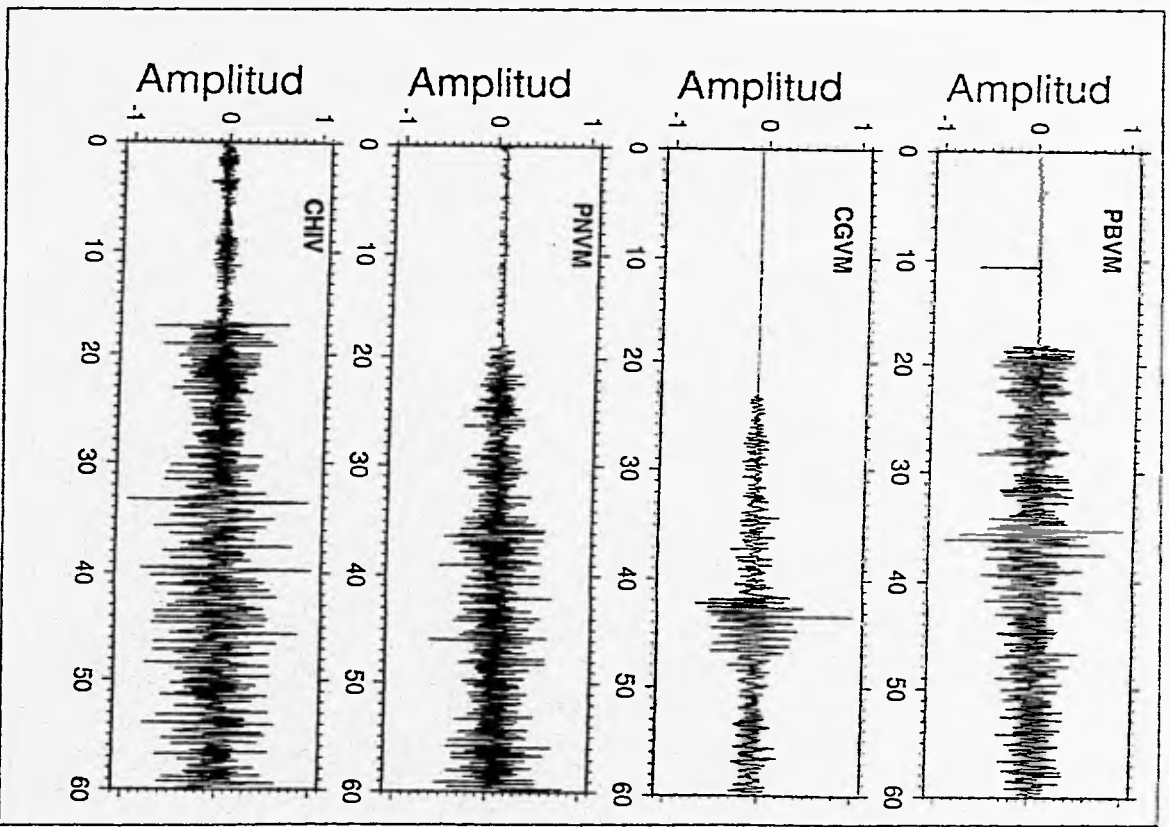


Figura 4.5. Sismogramas, para algunas estaciones, del evento 95042601:04



IV.2. METODOLOGÍA

Los datos fueron grabados en un formato ASCII, de tal manera que pudieran ser procesados en una estación de trabajo con ayuda del paquete PITSA (Programmable Interactive Toolbox for Seismological Analysis) (Scherbaum y Johnson, 1992)

Para todos los eventos se ubicaron los arribos de la onda P, además de un ciclo extra, con el fin de asegurar el tener la onda P, por un lado, y por el otro, no contaminar con arribos diferentes. La delimitación de los dos ciclos se hizo con el cuidado de que al momento de obtener el espectro no se modificara la onda P.

Se realizaron pruebas en las que se tomaron ventanas que incluían la señal del arribo deseado y ruido en el caso de las ondas P y parte de la señal, para las ondas S. Al momento de calcular sus espectros, éstos no resultaban tan claros como si se completaba el número de muestras con ceros, debido a la introducción de altas frecuencias causadas por el ruido.

Al comparar los espectros del ruido con los de las señales para cada estación, se observó que la señal predominaba hasta los 8 Hz, a partir de donde se empezaba a tener influencia del ruido, sin ser este el predominante hasta ~15 Hz.

Posterior a la elección de la ventana para cada estación, en cada evento, se procedió a completar la señal con ceros hasta completar a 512 muestras, para poder realizar la transformada de Fourier. Se eligieron 512 muestras porque en los espectros calculados con menos puntos no se obtenía un suavizado satisfactorio del espectro, mientras que con más

puntos ya no se presentaban cambios significativos con respecto al espectro obtenido con 512 muestras.

El espectro fue obtenido tras aplicar una ventana "*cosine-taper*" o "campana cosenoidal" descrita en el capítulo II, dada por las expresiones (2.8). El porcentaje de la ventana sometido a este proceso fue de 5%.

Una vez obtenido el espectro para cada estación, se eligió la estación contra la cual se realizarían los cocientes espectrales, mencionados en el capítulo II; esta selección se llevó a cabo con base a las estaciones que registraron cada evento y al azimut de los eventos, ya que se buscó que se efectuaran los cocientes contra la primera estación a la que llegaba la onda; es decir, se buscó que la señal no hubiera sido afectada por su paso a través del valle de México.

En el caso de los sismos provenientes del sureste y del sur se tomó como referencia para el cálculo de los cocientes espectrales, la estación Ayaqueme (AYVM), o la estación Chichinautzin (CHVM). Para los eventos del noroeste, fueron las estación Pico Tres Padres (PTVM) y Cerro Gordo (CGVM). Las estaciones PTVM y Salazar (SZVM) sirvieron como parámetro para el cálculo de cocientes espectrales de los eventos provenientes del este. Los sismos originados al suroeste tuvieron como referencia las estaciones PTVM, SZVM y CHVM. Para algunos casos no parecerá muy adecuada la elección de la estación, por no ser ésta a la que lleguen primero las ondas; sin embargo, esta estación no registro el evento, teniendo que escoger la siguiente más óptima. Todas estas estaciones se encuentran en cerros o sierras volcánicas.

Utilizando el paquete PITSA se efectuaron los cocientes espectrales para cada evento, tomando como referencia las estaciones elegidas (tabla 4.2). Es decir, se calculó el espectro de amplitudes para cada señal y se realizó la división de cada una con respecto a la estación de referencia. Lo anterior con el objetivo de encontrar frecuencias características donde se presentan efectos de atenuación o amplificación y poderlos correlacionar con una estructura geológica.

También fue identificado el arribo de la onda S para todos los eventos y se siguió el mismo proceso que para el caso de la onda P, tomando dos ciclos, completando la señal con ceros hasta completar 512 muestras, obteniendo el espectro de amplitud tras aplicar una ventana *cosine-taper* al 5% y finalmente, el cociente con respecto a la estación elegida.

El cociente obtenido, en ambos, casos fue grabado nuevamente en formato ASCII, para poder ser utilizado posteriormente.

Se observaron las similitudes y diferencias que presentaban los cocientes, obtenidos tanto para ondas P como para ondas S de todos los eventos, en todo el rango de frecuencias expuesto (0.8-20 Hz). Se pudo apreciar que para frecuencias bajas (menores a 2 Hz) se tenía un comportamiento similar para todas las estaciones, y de igual manera, para frecuencias altas (mayores a 10 Hz), el comportamiento de los cocientes para todas las estaciones era, en términos generales, el mismo, para los diferentes eventos, en la figura 4.6 se muestra un ejemplo.

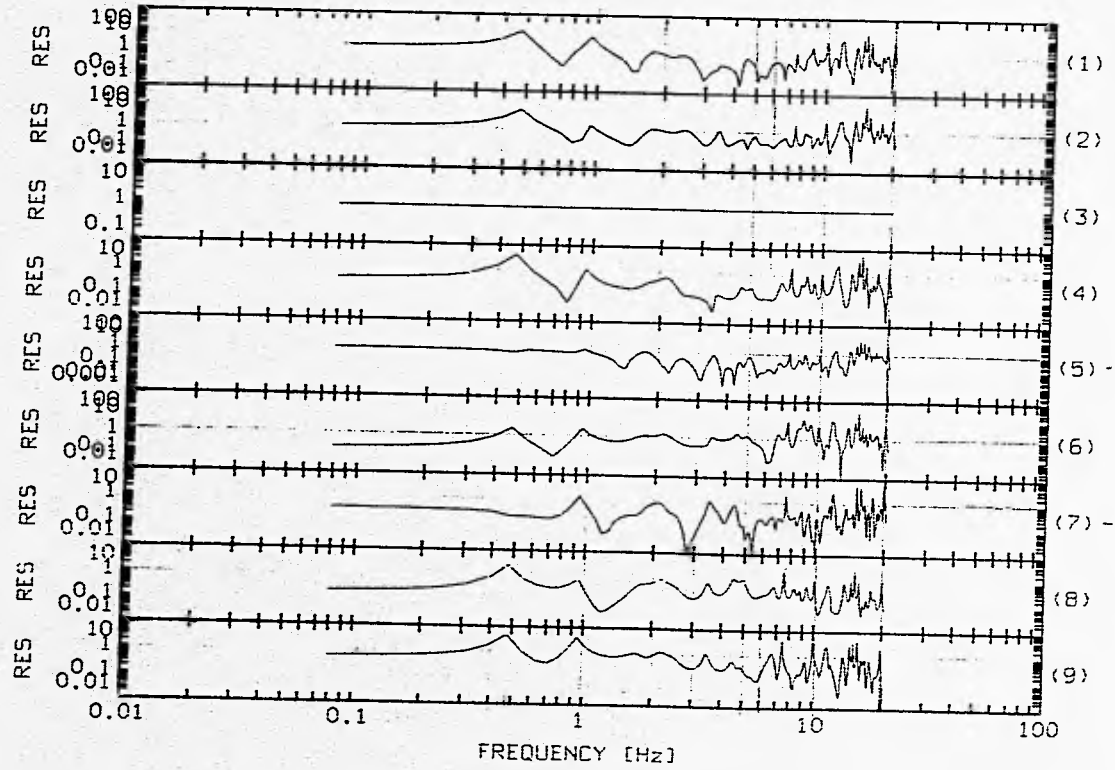
Tabla 4.2 Estaciones que registraron los eventos.

No.	FECHA	HORA	ESTACIÓN									
1	950219	04:10	PBVM	PNVM	CHVM	SZVM	PTVM	PPSN	PPX2	PPM2		
2	950225	15:55	PPM2	PPX2	PPSN	PBVM	SZVM	PTVM	CHVM	AYVM		
3	950306	18:46	PBVM	CGVM	PNVM	CHVM	SZVM	PTVM	PPM2			
4	950309	12:26	PBVM	PNVM	CHVM	PTVM	PPM2					
5	950310	07:11	PPSN	PTVM	AYVM	SZVM	CGVM	PBVM				
6	950320	20:18	PBVM	CGVM	PNVM	SZVM	AYVM	PTVM	PPSN	PPM2		
7	950331	08:02	PBVM	PNVM	CGVM	CHVM	AYVM	PPSN	PPM2	PPPY		
8	950405	12:58	PBVM	CGVM	PNVM	AYVM	PTVM	SZVM	PPSN	PPM2		
9	950408	23:52	PBVM	CGVM	PNVM	SZVM	AYVM	PTVM	PPPY	PPSN		
10	950413	04:27	PBVM	CGVM	PNVM	AYVM	PTVM	PPPY	PPSN			
11	950414	06:06	PBVM	CGVM	PNVM	AYVM	PTVM	PPSN				
12	950415	11:47	PBVM	CGVM	PNVM	AYVM	PTVM	PPSN				
13	950418	18:55	PBVM	CGVM	PNVM	SZVM	AYVM	PTVM	PPX2	PPM2		
14	950420	14:04	PBVM	CGVM	PNVM	CHVM	SZVM	AYVM	PTVM	PPPY	PPX2	PPM2
15	950426	01:04	PBVM	CGVM	PNVM	CHVM	SZVM	AYVM	PTVM	PPX2	PPM2	
16	950427	06:42	PBVM	CGVM	PNVM	CHVM	SZVM	AYVM	PTVM	PPX2	PPM2	
17	950427	09:42	PBVM	CGVM	PNVM	CHVM	SZVM	AYVM	PTVM	PPX2	PPM2	
18	950508	13:01	PBVM	CGVM	PNVM	SZVM	AYVM	PTVM	PPX2			
19	950515	22:36	PBVM	CGVM	PNVM	CHVM	SZVM	AYVM	PPX2			
20	950524	18:13	PBVM	CGVM	PNVM	SZVM	AYVM	PPSN	PPX2	PPM2		
21	950531	12:56	PBVM	CGVM	PNVM	AYVM	PPSN	PPX2	PPM2			
22	950601	10:04	PBVM	CGVM	PNVM	AYVM	PTVM	PPSN	PPX2	PPM2		
23	950612	08:11	PBVM	CGVM	PNVM	AYVM	PTVM	PPX2	PPM2			
24	950630	12:10	PBVM	CGVM	PNVM	AYVM	PTVM	PPM2				
25	950719	10:54	PBVM	CGVM	PNVM	AYVM	PTVM					
26	950811	14:13	PBVM	CGVM	PNVM	AYVM	PPM2					
27	950828	10:49	PBVM	CGVM	PNVM	AYVM	PPM2					
28	950906	22:50	PTVM	PPM2	PBVM	CGVM	SZVM	AYVM	PNVM			
29	950914	14:04	PBVM	CGVM	CHVM	SZVM	PTVM	PPSN	LMVM	PPM2	AYVM	
30	950916	03:20	PBVM	PNVM	CHVM	SZVM	AYVM	PTVM	PPM2			
31	950925	10:41	PBVM	CGVM	SZVM	AYVM	PTVM	PPM2	CHVM			
32	951012	16:53	PBVM	CGVM	CHVM	SZVM	AYVM	PTVM	PPSN	LMVM	PPM2	
33	951009	15:37	PBVM	CGVM	CHVM	AYVM	PTVM	PPSN	PPM2			

Las estaciones en negrilla indican las que se usaron como referencia para los cocientes espectrales.

Con las observaciones anteriores se procedió a tomar sólo el rango de 2 a 10 Hz para analizar los cocientes espectrales de cada evento. Éstos fueron graficados y ubicados según la estación que fue tomada como numerador.

Figura 4.6. Cocientes espectrales observados.
Para las altas frecuencias se conservan las mismas tendencias para todas las estaciones.



Una vez graficados los cocientes de todos los espectros (apéndice), se observó que presentaban características generales similares de acuerdo con el azimut del evento; en base a lo anterior se hizo una clasificación de los eventos en siete categorías:

1. Zacatecas
2. Baja California
3. Colima
4. Michoacán y Guerrero
5. Guerrero-Oaxaca
6. Sur de Oaxaca y Chiapas
7. Intercontinentales

Los eventos que comprenden las categoría 3, 4, 5 y 6 son originados en la zona de subducción de las placas de Rivera y de Cocos bajo la placa de Norteamérica (M. Pardo y G. Suárez, 1995).

IV.3. RESULTADOS

A continuación se describirán las características observadas en los espectros de cada región (todas las figuras correspondientes a los cocientes espectrales se muestran en el apéndice):

1. El evento de Zacatecas (evento número 31, tabla 4.1) fue considerado aparte ya que su trayectoria atraviesa sólo corteza continental. Tomando en cuenta la onda P se observa en los cocientes, realizados contra la

estación de Pico Tres Padres (PTVM), una tendencia plana, con valores cercanos a uno. Las variaciones de amplitud contra frecuencia son mínimas, por lo que los cocientes se observan suavizados; sin embargo, se tiene una variación más rápida y clara a partir de 5 Hz aproximadamente. Por otro lado, se observan variaciones pico a pico de un orden de magnitud, tomando como unidad un ciclo logarítmico. Las mayores amplitudes de los cocientes se presentan cerca de la frecuencia de 10 Hz.

Con respecto a los cocientes espectrales de las ondas S se observa una tendencia plana con las máximas variaciones entre los 2 y 3 Hz y entre los 5 y 6 Hz.

2. Los eventos de Baja California (eventos 24 y 27, tabla 4.1) son producidos a diferencia del resto por un fracturamiento normal. Su trayectoria se origina en la placa del Pacífico y luego viaja por la de Norteamérica. Estos eventos se caracterizan por tener altas frecuencias, lo que produce cocientes espectrales con tendencia plana pero con variaciones en amplitud de hasta 3 picos por Hz, para frecuencias hasta los 5 Hz, aproximadamente, a partir de donde la variación es aún más rápida, de 4 ó 5 variaciones por Hz. Las amplitudes pico a llegan a alcanzar hasta un orden de magnitud, presentándose hasta de dos órdenes en las altas frecuencias, muy cercanas a 10 Hz, con un cociente mayor a uno, en general.

Tomando los cocientes para los espectros de las ondas S se puede decir que la variación es muy marcada, igual que en el caso de las ondas P, teniendo variaciones hasta de un orden de magnitud, permaneciendo casi

de igual orden de magnitud, además, tienen una tendencia a aumentar ligeramente hacia las altas frecuencias.

3. La siguiente categoría, comprendida por los eventos ocurridos en Colima (eventos 32 y 33, tabla 4.1), además de tomar en cuenta las características generales de los cocientes espectrales, a discutir más adelante, concuerda con la clasificación regional y tectónica hecha por Pardo y Suárez (1995) en la categoría de la Región de Jalisco, donde la subducción se encuentra en una etapa transitoria entre un ángulo fuerte y una posición subhorizontal.

Las características que presenta los eventos de Colima en sus cocientes espectrales son una tendencia general de aumento hacia las altas frecuencias, sin ser muy marcada. Sin embargo, se tiene que de 5 a 8 Hz se presenta una ligera disminución.

Tomando en cuentas las ondas S, los cocientes espectrales muestran dos tendencias hacia las altas frecuencias, a aumentar y a disminuir, no siendo muy clara una sola tendencia general que los caracterice. Sin embargo, el orden de las variaciones es muy pequeño, alrededor de 10% y 15%. Las variaciones más significativas se encuentran en las bajas frecuencias (2 a 3 Hz).

4. La cuarta categoría está integrada por los eventos originados en Michoacán y Guerrero (eventos 6, 16, 18, 20 y 22, tabla 4.1), relacionados a una zona de una subducción subhorizontal (Pardo y Suárez, 1995). Las similitudes que se encuentran en los cocientes de las ondas P son una tendencia al aumento en las altas frecuencias, mientras que en algunos casos, en las bajas frecuencias se tiene una tendencia a disminuir antes

de la tendencia mencionada anteriormente; se observa claramente el cambio en la variación, notándose un diferente grado de suavizamiento, cambiando de 2 a 3 variaciones por Hertz, a partir de una frecuencia de 5 Hz; y finalmente, entre las frecuencias de 4 y 5 Hz se observa una mayor variación.

Por otro lado, con respecto a los cocientes de las ondas S se puede mencionar una tendencia plana en general, llegando a ser decreciente en algunos casos hacia las altas frecuencias, y en otros lo contrario, no teniendo un patrón generalizado. En la gran mayoría se presenta una gran disminución en las bajas frecuencias, entre 2 y 3 Hz. En este caso, con respecto al suavizado, se aprecia que el cambio en el suavizado también se presenta entre las frecuencias de 4 y 5 Hz. El orden de las variaciones es de una unidad, en general, llegando a ser de hasta 2 unidades; presentándose variaciones significativas a los 3 Hz aproximadamente y entre los 6 y 7 Hz.

5. La categoría de los sismos en Guerrero y Oaxaca (1, 11, 12, 13, 17, 19, 21, 29 y 30, tabla 4.1), donde la subducción se encuentra nuevamente en una fase transitoria (Pardo y Suárez, 1995). Se caracteriza en los cocientes espectrales en sus ondas P por una disminución hacia las altas frecuencias. En casos particulares se observa la tendencia contraria, o bien, plana, seguida de una tendencia descendente. Su suavizado con respecto a la variación se conserva prácticamente igual, hasta las altas frecuencias (8 a 10 Hz), donde se presentan cambios bruscos. En algunos casos las variaciones más fuertes se presentan a los 5 ó 7 Hz.

Los cocientes espectrales de las ondas S muestran una tendencia casi plana, observándose en algunos casos una disminución en las

frecuencias intermedias o bien hacia las altas. Sólo en pocos casos hay una tendencia plana en las bajas frecuencias; sin embargo, se presentan disminuciones fuertes en las bajas frecuencias, cerca de los 2 Hz. El cambio en la variación se nota a los 5 Hz, aproximadamente, siendo muy notorio que para las altas frecuencias la variación es mayor. El orden de variación está en un rango de 0.5 a 1.5 unidades, presentándose variaciones significativas alrededor de los 7 Hz.

6. La sexta categoría está dada por los sismos cuyo epicentro se localizó en el sur de Oaxaca y Chiapas (eventos 2, 3, 5, 7, 8, 9, 14 y 28, tabla 4.1) donde se tienen diferentes ángulos en la subducción (Pardo y Suárez, 1995).

En este caso se observa, en los cocientes obtenidos con los arribos de ondas P, una tendencia general plana y ascendente hacia las altas frecuencias, salvo excepciones en las que disminuye. El suavizado en la variación es en general uniforme, aunque en la mayoría se aprecia una variación más rápida en las frecuencias cercanas a 10 Hz, de alrededor de 2 y 3 variaciones por Hertz. El orden de las variaciones es de una unidad, aunque en casos particulares es de dos. Las máximas variaciones se encuentran entre 3 y 5 Hz.

Para los cocientes utilizando las ondas S, se observa una tendencia plana, en general, o bien, a disminuir en las bajas frecuencias (2 a 5 Hz) y una tendencia muy clara a aumentar hacia las altas frecuencias (5 a 10 Hz); se llegan a tener excepciones en las que la tendencia es a aumentar hacia las altas frecuencias. Para este caso, el suavizado en la variación cambia de moderado, a una variación rápida, de hasta 3 variaciones por Hertz, alrededor de los 5 Hz. Las variaciones se encuentran en un orden

de una unidad, presentándose variaciones significativas en casi todos los cocientes alrededor de los 3 y los 4 Hz.

7. Se decidió hacer la séptima clasificación, con el objetivo de separar aquellos sismos cuyo epicentro no se encontrara en la costa (eventos 4, 10, 15, 23, 25 y 26, tabla 4.1) no importando su azimuth, ya que éstos en cierta forma también sólo atraviesan corteza continental.

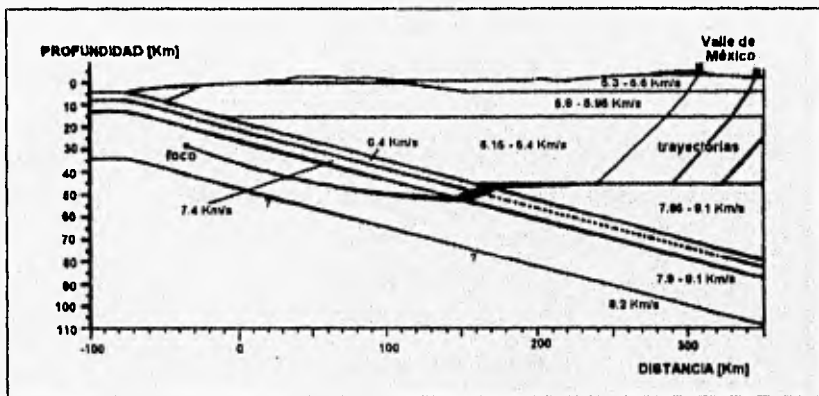
Los cocientes espectrales de las ondas P se tiene una tendencia general a aumentar hacia las altas frecuencias. Entre las frecuencias de 4 y 5 Hz se aprecian las máximas variaciones. Además se encuentra cierta similitud entre aquellos eventos cuyo azimuth es parecido. Los cocientes muestran un suavizado alto en general.

Mientras que en las ondas S se presentan dos comportamientos diferentes; para los azimuths suroeste, la tendencia es plana y a disminuir hacia las altas frecuencias; en tanto que para los que tienen un azimuth sureste la tendencia es primero a disminuir, hasta una frecuencia de 5 Hz aproximadamente, y luego a aumentar hacia las altas frecuencias.

La clasificación azimuthal de los eventos, basada en la regionalización tectónica de Pardo y Suárez (1995) no implica que los comportamientos espectrales dependan de la estructura regional, ya que como se observa en la figura 4.7, los rayos que se originan a 300 Km del Valle, siguen trayectorias similares, siendo sus ángulos de salida prácticamente iguales, llegando a separarse sólo en la zona cercana al Valle de México. Es en esta región local donde los cambios estructurales generarán las diferencias espectrales observadas en eventos analizados. Si tomamos en cuenta

sismos aún más lejanos, su trayectoria será aún más parecida, siendo las diferencias en los cocientes espectrales debidas a estructuras locales.

Figura 4.7. Las trayectorias están influidas por las variaciones de la estructura bajo el Valle de México (C. M. Valdés-González, 1993)



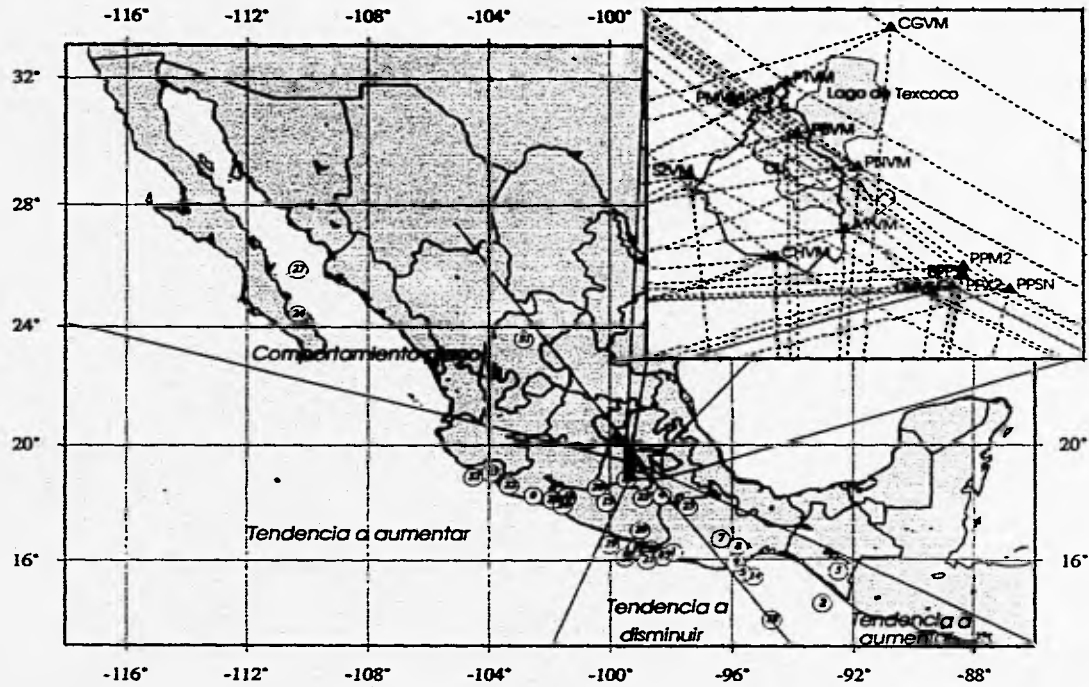
A continuación, en la tabla 4.3 se presenta un resumen de los comportamientos observados en los cocientes espectrales de los eventos, una vez clasificados según la localización de su epicentro.

Tabla 4.3. Resumen de resultados.

LUGAR	TRAYECTORIA	COMPORTAMIENTO ONDAS P	COMPORTAMIENTO ONDAS S
Zacatecas	Corteza continental	Tendencia plana, con 2 variaciones por Hz hasta los 5 Hz, donde aumentan. Las variaciones mayores se encuentran en ~10 Hz.	Tendencia plana, con variaciones mayores entre 2 y 3 Hz y entre 5 y 6 Hz.
Baja California	Placas Pacífico y Norteamérica	Tendencia plana con 3 variaciones por Hz aumentando después de los 5 Hz a 4 ó 5 variaciones por Hz. Las más significativas se encuentran cerca de los 10 Hz.	Se tiene un aumento ligero hacia las altas frecuencias.
Colima	Subducción transitoria	Tendencia a aumentar a las altas frecuencias, presentando una disminución entre los 5 y 8 Hz.	No es clara una tendencia general. Tiene sus variaciones mayores entre 2 y 3 Hz.
Michoacán-Guerrero	Subducción subhorizontal	Aumento hacia las altas frecuencias, presentando disminuciones en frecuencias intermedias. El suavizado difiere a partir de	Tendencia plana en las frecuencias bajas, presentando tanto aumento como disminución en las altas. Las variaciones mayores

		5 Hz. Variaciones mayores encontradas entre 4 y 5 Hz.	están entre 6 y 7 Hz.
Guerrero-Oaxaca	Subducción	Tendencia a disminuir en las altas frecuencias, se tienen de 2 a 3 variaciones por Hz entre 8 y 10 Hz. Las variaciones de mayor magnitud están entre 5 y 7 Hz.	Tendencia plana y a disminuir en las altas frecuencias. Las variaciones significativas están en ~7 Hz.
Oaxaca-Chiapas	Subducción con diferentes ángulos	Tendencia gral. plana y ascendente hacia las altas frecuencias. 2 a 3 variaciones por Hz cerca de los 10 Hz. Las variaciones máximas están entre 3 y 5 Hz.	Tendencia a disminuir hacia 5 Hz y a aumentar de 5 a 10 Hz. La variación cambia cerca de los 5 Hz. Las variaciones de mayor orden están de los 3 a los 4 Hz.
Internos	Corteza continental	Tendencia al aumento en las altas frecuencias. Las variaciones mayores se encuentran de 4 a 5 Hz. Similitud entre azimuts.	Azimuts del suroeste tienen tendencia plana y a disminuir hacia las altas frecuencias; azimuts sureste primero disminuyen hasta ~5 Hz y luego aumentan hacia las altas frecuencias.

Figura 4.8. Comportamientos de los cocientes espectrales.



En el recuadro se muestran las trayectorias del epicentro a cada una de las estaciones.

Se puede decir que se tienen tres tendencias generales: una plana, una a aumentar y otra a disminuir hacia las altas frecuencias. Estas tendencias están bien delimitadas (figura 4.8).

- La tendencia plana incluye a las categorías de Zacatecas y Baja California.
- La tendencia a aumentar afecta a las categorías de Colima y Michoacán-Guerrero y por otro lado la de Oaxaca-Chiapas
- La tendencia a disminuir se da en las categorías de Guerrero-Oaxaca.

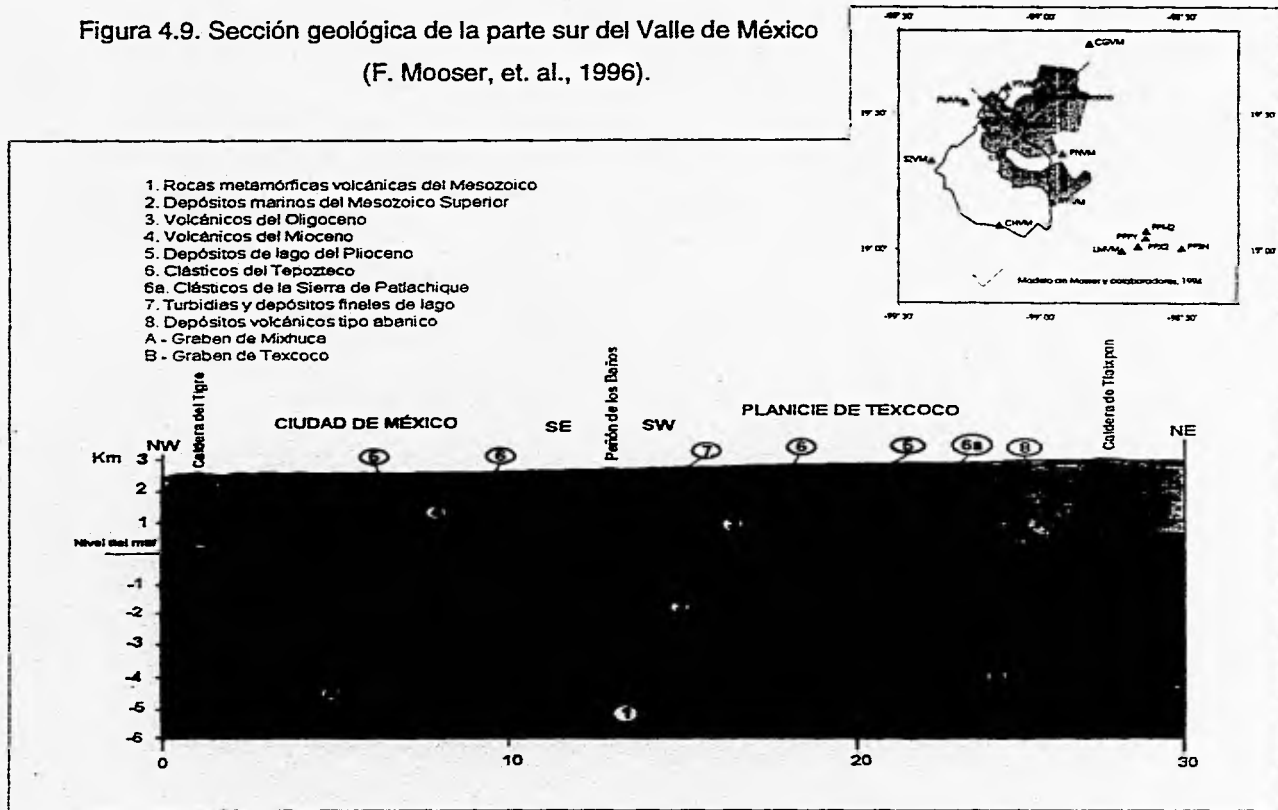
Los eventos internos de acuerdo con su azimut presentan las dos últimas tendencias.

En la figura 4.8, también se puede observar la cobertura que se tuvo en el Valle de México con los eventos seleccionados, en esta figura, las líneas discontinuas representan diferentes trayectorias, las cuales están relacionadas con los azimuts críticos donde existe un cambio en el comportamiento de los cocientes espectrales.

IV.5. DISCUSIÓN

Al observar los tres comportamientos descritos en los resultados, de amplificación y atenuación, se puede sugerir que las causas que originan a estas tendencias estén ligadas con la estructura local del Valle de México, variando de acuerdo con los tres límites indicados por las direcciones de los eventos (figura 4.8).

Figura 4.9. Sección geológica de la parte sur del Valle de México
(F. Mooser, et. al., 1996).



Se tomó como base, para interpretar los comportamientos mencionados, el modelo geológico-estructural del Valle de México realizado por Mooser, et al. (1996) (figura 4.9), además de la zonación, por Mooser (1986), donde delimita la zona de lomas, la de transición y la del lago, en base a sus características geológicas.

En seguida se busca correlacionar el modelo de Mooser, et al. (1995) con los comportamientos por categoría observados.

La tendencia plana de los cocientes de los eventos de las categorías de Zacatecas y Baja California, es posible relacionarla con los espesores de los depósitos volcánicos, siendo mayores en esta dirección, bien representada por la sección geológica NW-SE realizada por Mooser et al. (1995), donde el espesor de los volcánicos del Mioceno llega a ser de hasta casi 2 Km; además se observa que la zona de transición al noroeste del lago es muy amplia, siendo la región donde se encuentra más extendida. Los depósitos volcánicos tiene cierto grado de echado, diferente al resto del perfil con una posición subhorizontal; esto puede afectar, presentándose la tendencia plana observada. En este caso los sedimentos del lago llegan a tener un espesor de 500 m. Los sedimentos tendrán velocidades menores que los depósitos de rocas consolidadas. Los sedimentos atenuarán las altas frecuencias, que es lo que observamos.

En la región noroeste del Valle de México no se presenta cadenas volcánicas o serranías como es el caso de la Sierra Nevada al este del Valle; o la Sierra del Ajusco al sur, o la Sierra de Monte Bajo, Monte Alto y las Cruces al oeste (Yarza de De la Torre, 1971). Su carencia hace que la estructura al norte del Valle no resulte ser compleja, no provocando efectos de atenuación o amplificación para los sismos con un azimut noroeste.

Los eventos con un azimut oeste y suroeste, originados en Colima, Michoacán y norte de Guerrero, presentaron cocientes espectrales mayores que uno en las altas frecuencias. Este efecto se presenta más claramente en la zona de lago. Es en este límite donde la zona de transición tiene una menor cobertura, pasando casi inmediatamente de zona de lomas a zona de lago. Con lo anterior suponemos que el espesor de los depósitos volcánicos y sedimentos de transición es menor. Se puede apreciar en la sección SW-NE de Mooser, et al. (1995) (figura 4.9) un espesor promedio de los volcánicos de 600 m, mientras que el espesor de los sedimentos de lago llega a ser también de 600 m. Además, el ángulo de las capas es prácticamente horizontal, pudiendo ayudar a la amplificación observada.

Por otro lado, estos azimuts coinciden con la orientación del Eje Neovolcánico Transmexicano, pudiendo esta estructura facilitar la transmisión de altas frecuencias, explicando así la amplificación observada.

Los eventos provenientes del sur de Guerrero y norte de Oaxaca, con una tendencia en sus cocientes espectrales a disminuir hacia las altas frecuencias, desde un punto de vista superficial atraviesan por las tres zonas (zona de lomas, zona de transición y zona de lago) más de una vez. Sin embargo, estos azimuts también pueden ser correlacionados con la sección NW-SE mencionada, donde los espesores de volcánicos son mayores. Extrapolando estos espesores de casi 2 km y tomando en cuenta que hacia el sur la zona de transición tampoco tiene una amplia cobertura, se puede pensar que, a profundidad, en esta dirección, lo que más afecta a las ondas es su paso por las formaciones volcánicas. En este sentido los sedimentos del lago tienen su menor espesor, posiblemente menor al mencionado de 500 m. Además estas trayectorias se pueden ver afectadas antes de su

entrada al lago por un gran número de estructuras volcánicas recientes, ubicadas al sur del Valle de México.

Los eventos del sur de Oaxaca y Chiapas, tienen un aumento hacia las altas frecuencias, precedido por una ligera disminución; esto se puede deber a otra fase de espesores angostos en el material volcánico, pudiendo tratarse de espesores cercanos a 600 m como en el caso anterior.

A partir de la relación existente entre la velocidad (V), la frecuencia (ν) y la longitud de onda (λ):

$$\nu = \frac{V}{\lambda}$$

se hizo un análisis para determinar las frecuencias que se ven afectadas de acuerdo con los espesores obtenidos de los depósitos volcánicos y de los sedimentos lacustres.

Se probaron diferentes velocidades entre 3 km/s y 4.5 km/s, que se pueden correlacionar con los materiales que se tienen en la zona, como con las encontradas dentro de rangos mencionados por otros autores como R. Molina-Garza, et al. (1993). De todo este rango se eligió una velocidad promedio de 4 km/s, pareciendo la más adecuada, porque con ella se encontraban longitudes de onda que se pueden correlacionar con los espesores de capas observados por Mooser, et al. (1996).

Con la velocidad elegida se pudo encontrar que suponiendo una longitud de onda de 2 km, igual al espesor de los volcánicos, se obtiene una frecuencia de 2 Hz, con lo cual suponemos que a partir de esta frecuencia

se sufre una atenuación, provocando el comportamiento plano en los cocientes espectrales de los eventos de Zacatecas y Baja California.

Para explicar la amplificación en las altas frecuencias, observada en los cocientes espectrales de los sismos de Colima y Michoacán, se tomó en cuenta la misma velocidad de 4 km/s. Se analizó el caso de los 600 m de espesor de los volcánicos y se obtuvo una frecuencia de 6.67 Hz, con lo que se puede notar que las ondas con éstas características se verán afectadas de alguna manera.

El posible efecto de atenuación presentado en los cocientes de los eventos comprendidos dentro de la categoría Guerrero-Oaxaca puede deberse a un espesor grande de los materiales volcánicos, por lo que si suponemos un espesor mayor a 1 km, se obtendría una frecuencia alrededor de 4 Hz, donde empezarían a notarse los efectos en este caso, de atenuación.

Finalmente los sismos de la zona de Oaxaca-Chiapas, que presentan una tendencia a aumentar, si suponemos nuevamente un espesor de las tobas volcánicas de 600 m como promedio, obtenemos una frecuencia de 6.67 Hz, encontrándose dentro del rango donde se encontraron las variaciones mayores y se comporta con una amplificación en los cocientes espectrales.

**ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA**

CAPÍTULO V. CONCLUSIONES

En base a los resultados presentados, donde se observaron características similares en los cocientes espectrales de acuerdo con el azimut de cada sismo, se puede concluir que bajo el Valle de México existe una estructura cortical somera compleja, la cual afecta la transmisión de las ondas sísmicas de manera azimutal. El rango estudiado y en donde se observó este comportamiento es de 2 a 10 Hz.

La influencia que se ejerce sobre las ondas sísmicas en el Valle de México puede estar relacionada con las estructuras volcánicas que lo rodean, los depósitos volcánicos y el espesor de los sedimentos del lago.

Es importante, entonces, el relacionar este rango de frecuencias encontrado con los diferentes tipos de estructuras de las edificaciones del Valle de México. Trabajos anteriores (Ordaz, et al., 1994), han encontrado que los períodos de 0.1 a 0.5 segundos, relacionados con el rango de frecuencias estudiado en el presente trabajo, corresponden a edificaciones de más de 3 niveles construidos con muros de mampostería, o con un gran número de muros de carga de mampostería confinados y con losas de concreto. También a estructuras con más de 5 pisos a base de marcos con diferentes alturas, casi siempre de concreto reforzado, sin muros de cortante u otros elementos de rigidización, con abundantes muros de relleno de mampostería; también a los edificios de más de 5 niveles formados por marcos de concreto rigidizados con muros de cortante.

Los tipos de edificios mencionados son comunes en el Valle de México, sobre todo si solo se toma en cuenta el número de niveles que los

componen. En 1985 más del 50% (411 de 757) de los edificios tenían más de tres pisos y resultaron dañados cerca de un 30%, 15,874 de 53,358 (ICA, 1992).

La importancia de este estudio, así como de todos los realizados en la zona del Valle de México, recae en que mientras más conocimiento se tenga del comportamiento de las ondas a su paso a través del Valle, mejores serán las medidas de seguridad que se podrán tener en cuenta, en este caso, en cuanto a construcción se refiere.

Al realizar el análisis de manera azimutal fue posible observar diferentes tendencias en los comportamientos de los cocientes espectrales calculados, notando que para los sismos en los estados de Jalisco, Colima, Guerrero y Chiapas se observan efectos de amplificación en el Valle de México, para las frecuencias antes mencionadas, lo cual es de resaltar ya que éstos son los estados con la sismicidad más alta en la República Mexicana. Por otro lado, se pudo notar que los eventos provenientes del norte no presentaron un efecto de amplificación o de atenuación, originándose en los estados de menor sismicidad.

Con lo anterior se enfatiza la importancia de los estudios en el Valle de México ya que se demuestran efectos de amplificación. Además se sugiere poner mayor énfasis en los estudios que involucren sismos en los estados de mayor sismicidad en la República.

BIBLIOGRAFÍA

- Báth, M (1974). Spectral analysis in Geophysic. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.
- Brigham, E. O. (1974). The fast Fourier Transform. Prentice-Hall, Inc., New Jersey, U. S. A.
- Castro, R., S. K. Singh and E. Mena (1988). The Mexico earthquake of September 19, 1985. - An empirical model to predict Fourier amplitude spectra of horizontal ground motion. *Earthquake Spectra*, **4**, 675-685.
- ICA (1992). Catálogo de temblores que han afectado al Valle de México del siglo XIV al XX. Limusa, México.
- Dunham, J. (1941). Fourier series and orthogonal polynomials. The Canus Mathematical Monographys #6, Wisconsin, U. S. A..
- Lindley, Grant T (1994). Source parameters of the 23 April 1992 Joshua Tree, California, earthquake, its largest foreshock and aftershocks. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **84**, 1051-1057.
- Molina-Garza, R. and J. Urrutia-Fucugaucgi (1993). Deep crustal structure of central Mexico derived from interpretation of Bouguer gravity anomaly data. *Journal of Geodynamics*. **17**, 181-201.
- Mooser, F., A. Montiel, A. Zúñiga y V. Kostoglodov (1996). Manuscrito en preparación.

- Mooser, F., E. Tómez, E. Santoyo, E. Holguín y C. E. Gutiérrez (1986). Características geológicas y geotécnicas del Valle de México. Comisión de Vialidad y Transporte Urbano, México.
- Ordaz, M., R. Meli, C. Montoya-Dulché, L. Sánchez y L. E. Pérez Rocha (1994). Bases de datos para la estimación de riesgos sísmico en la Ciudad de México. Cuadernos de Investigación, CENAPRED #1.
- Ordaz, M. and S. K. Singh (1992). Source spectra and spectral attenuation of seismic waves from mexican earthquakes, evidence of amplification in the Hill zone of Mexico city. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **82**, 24-43.
- Ordaz, M., S. K. Sing, E. Reinoso, J. Lermo, J. M. Espinosa and T. Domínguez. The Mexico Earthquake of September 19, 1985. - Estimation of response spectra in the lake bed zone of the Valley of Mexico. *Earthquake Spectra*, **4**, 815-834.
- Pardo, M. and G. Suárez (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plate in southern México: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 12357-12373.
- Payo, G. (1986). Introducción al análisis de sismogramas. Observatorio Geofísico Central, España.
- Robinson, E. and M. Silva (1972). Digital signal procesing and time series analysis. San Francisco, California, U. S. A.

- Rodríguez G., M. (1993). Modelo preliminar de atenuación sísmica en el Valle de México. *Memoria del X Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, Puerto Vallarta, Jalisco, México, 288-293.
- Sherbaum, F. and J. Johnson (1992). Programmable Interactive Toolbox for Seismological Analysis (PITSA). IASPEI, U.S.A.
- Singh, S. K., R. Quass, M. Ordaz, D. Almora, M. Torres y R. Vázquez (1993). Efectos de sitio en la zona de terreno firme del Valle de México *Memoria del X Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, Puerto Vallarta, Jalisco, México, 119-124.
- Stein, S. (1991). Introduction to seismology, earthquakes, and earth structure. Northwestern University, U.S.A.
- Valdés-González, C (1993). Seismic structure, seismic attenuation and gaps, using aftershocks from major 1979 Petelan ($M_s=7.6$) earthquake. Ph. D. thesis. University of Wisconsin-Madison.
- Yarza de De la Torre E. (1971). Volcanes de México. Aguilar, México.
- Yi, T. y J. A. Santiago S. (1996). Estación sismológica digital GEOS. Manual técnico para usuario. Instituto de Geofísica, México.

APÉNDICE

Este apéndice incluye las figuras con las cuales se realizó el análisis de este trabajo. Ubican al Distrito Federal, delimitan al Lago de Texcoco, con un área sombreada y se localizan las estaciones con las cuales se trabajó. Junto a estas estaciones aparecen sus correspondientes cocientes espectrales, llegando a tener dos por cada estación, identificados por el número de evento al cual corresponden, dados en la tabla 4.1.

Se indica cual es la estación que se tomó como referencia en cada evento, pudiéndolo comprobar con los cocientes espectrales, ya que en este caso será igual a uno.

El azimuth de cada sismo está definido por su lugar de origen y representado por una línea en el centro del Distrito Federal.

La presentación de las gráficas va de acuerdo con las categorías obtenidas de acuerdo con su azimuth; esto es,

- Zacatecas y Baja California
- Colima
- Michoacán y Guerrero
- Guerrero y Oaxaca
- Oaxaca y Chiapas
- Intercontinentales

ZACATECAS

Y

BAJA CALIFORNIA

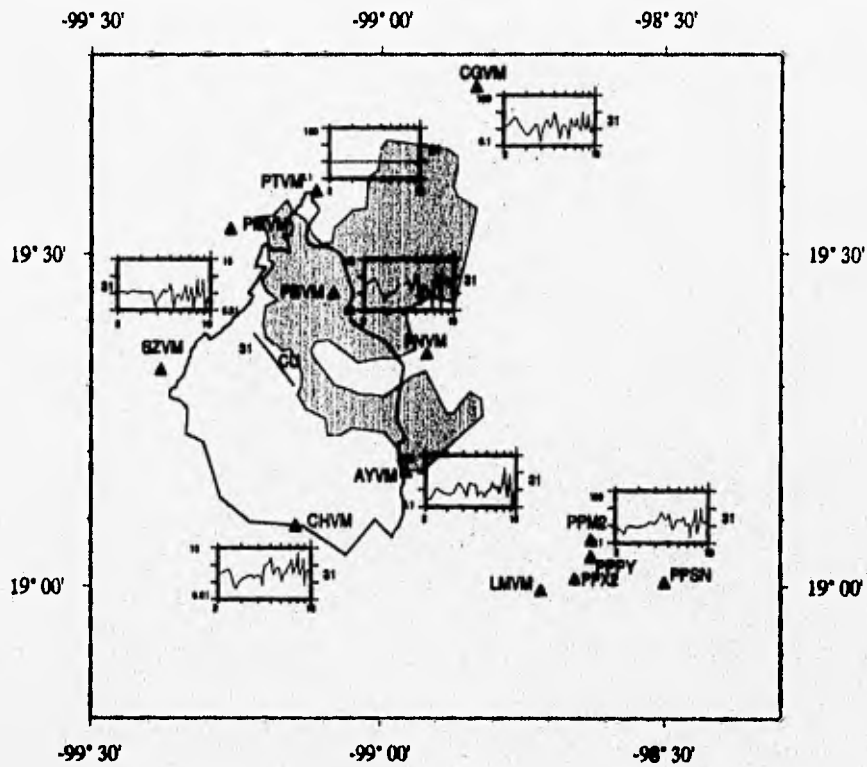
Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México

Rango: 2.0 - 10.0 Hz

Onda P

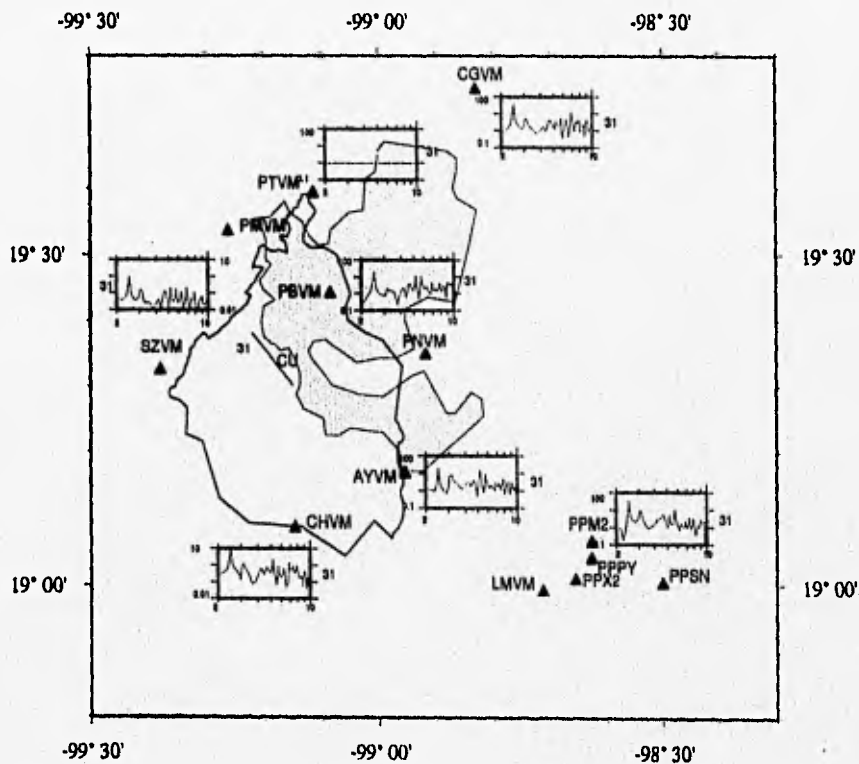
31) 95092510:41: Epicentro en Zacatecas

PTVM es la estación de referencia



Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México
Rango: 2.0 - 10.0 Hz
Onda S

31) 95092510:41: Epicentro en Zacatecas
PTVM es la estación de referencia



Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México

Rango: 2.0 - 10.0 Hz

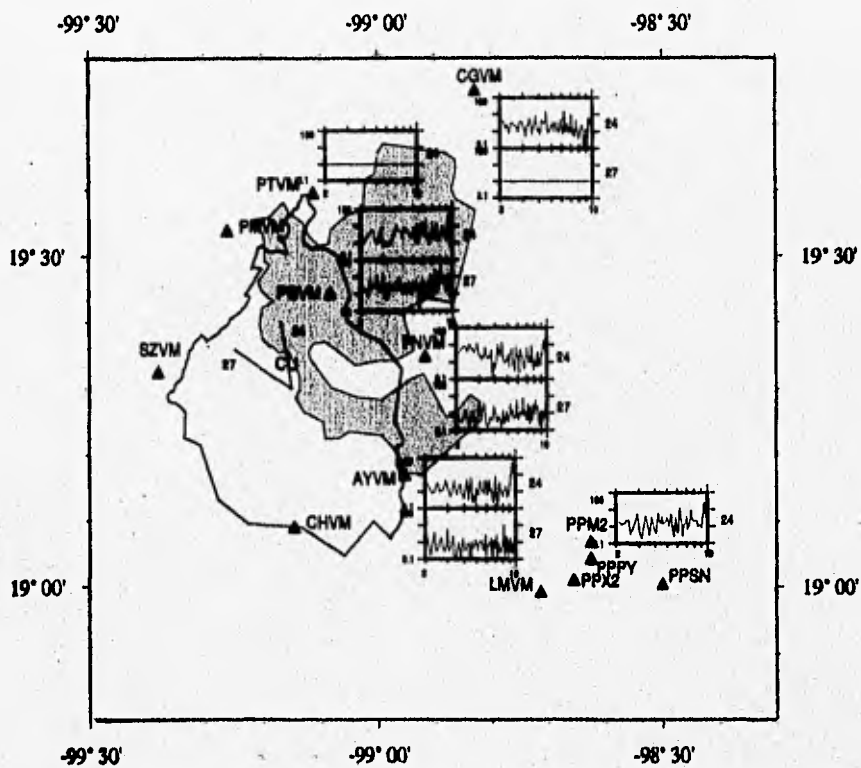
Onda P

24) 95063012:10: Epicentro en el Golfo de California

PTVM es la estación de referencia

27) 95082810:49: Epicentro en el Golfo de California

CGVM es la estación de referencia



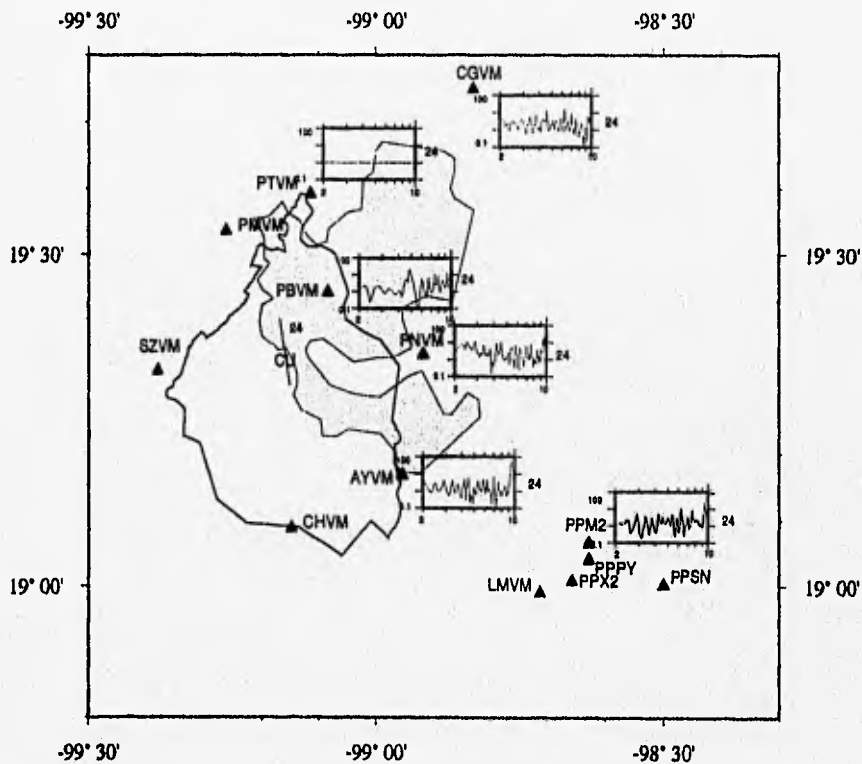
Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México

Rango: 2.0 - 10.0 Hz

Onda P

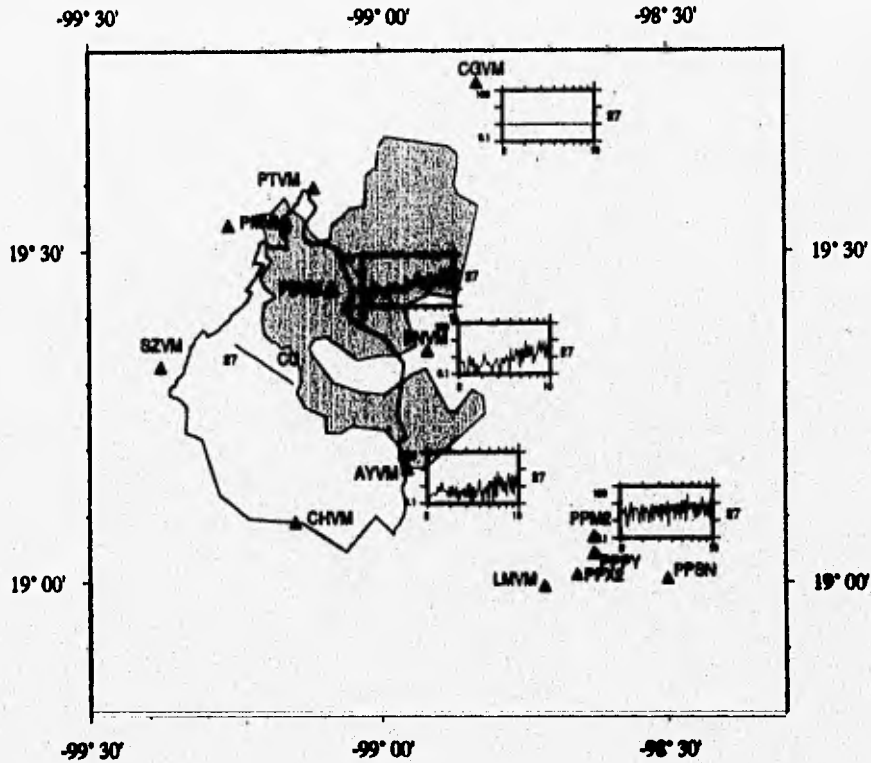
24) 95063012:10: Epicentro en el Golfo de California

PTVM es la estación de referencia



Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México
Rango: 2.0 - 10.0 Hz
Onda S

27) 95082810:49: Epicentro en el Golfo de California
CGVM es la estación de referencia

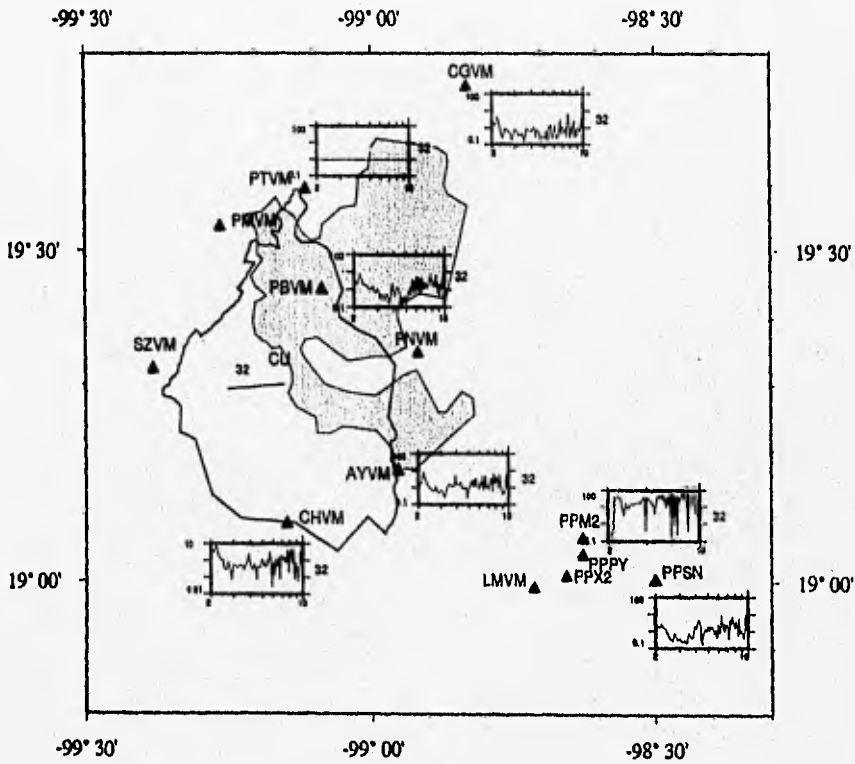


COLIMA

A-8

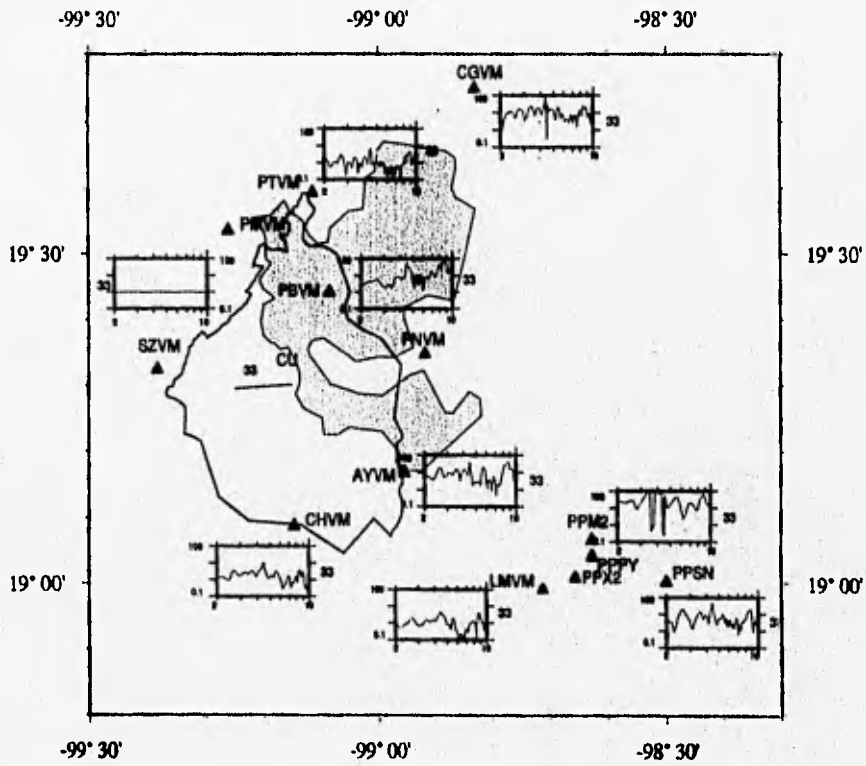
Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México
Rango: 2.0 - 10.0 Hz
Onda P

32) 95100915:37: Epicentro en Colima
PTVM es la estación de referencia



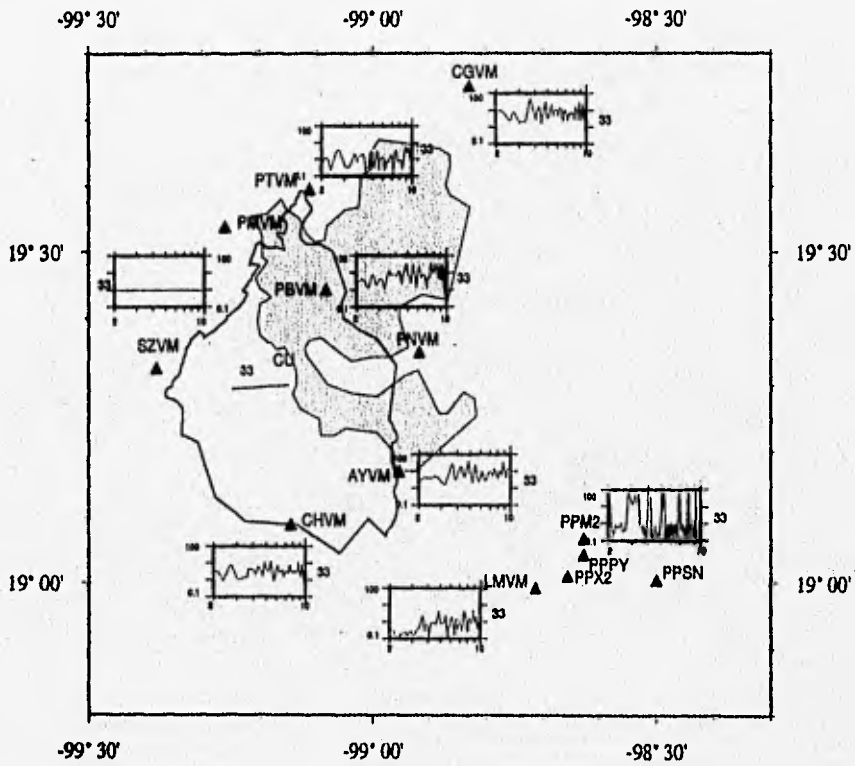
Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México
Rango: 2.0 - 10.0 Hz
Onda P

33) 95101216:53: Epicentro en Colima
SZVM es la estación de referencia



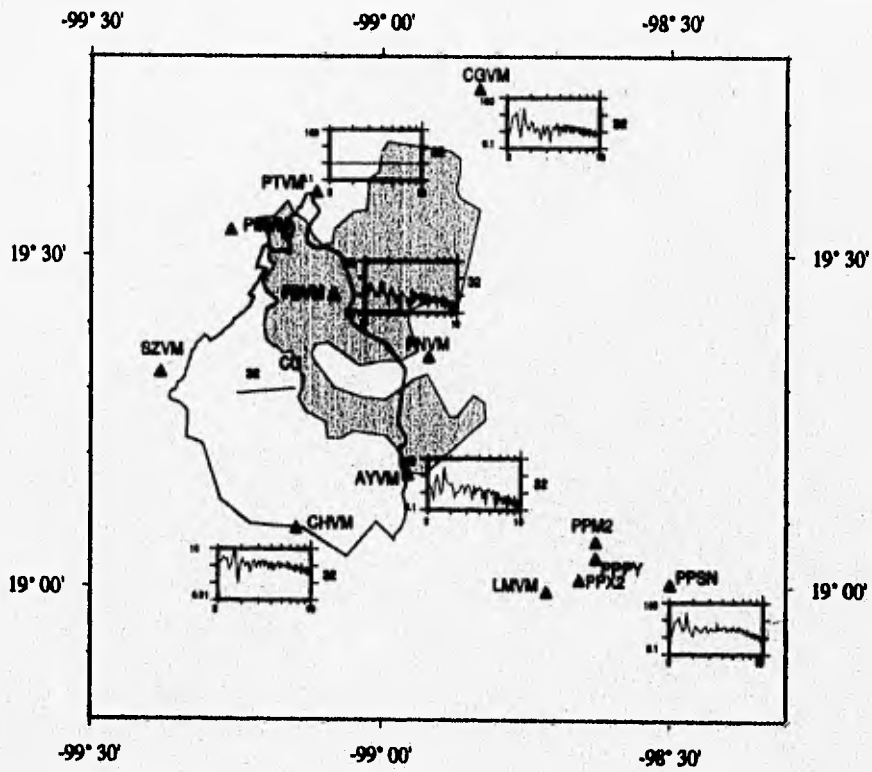
Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México
Rango: 2.0 - 10.0 Hz
Onda P

33) 95101216:53: Epicentro en Colima
SZVM es la estación de referencia



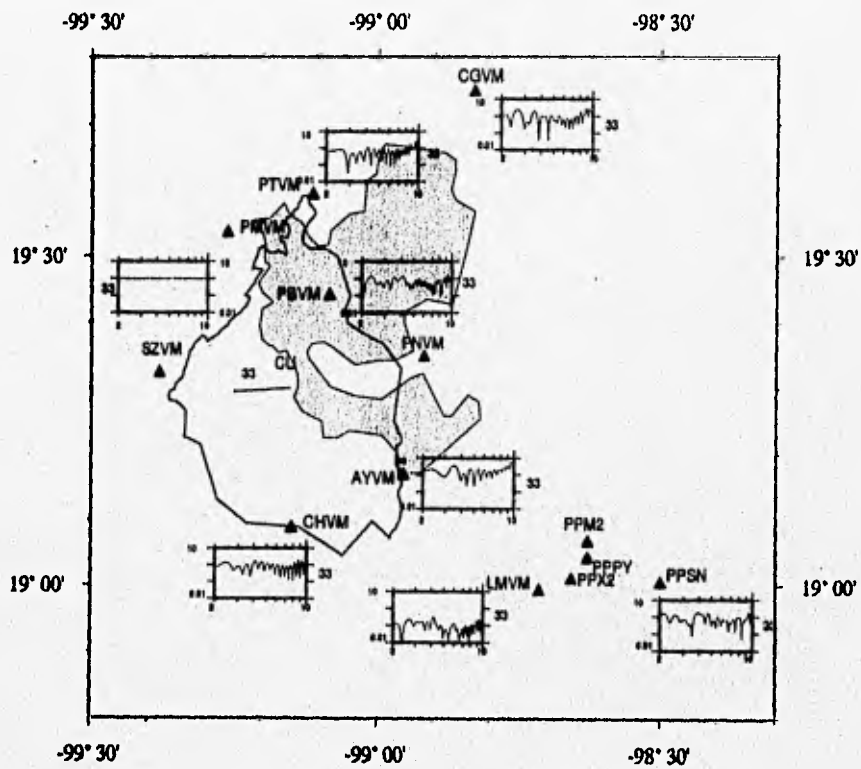
Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México
Rango: 2.0 - 10.0 Hz
Onda S

32) 95100915:37: Epicentro en Colima
PTVM es la estación de referencia



Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México
Rango: 2.0 - 10.0 Hz
Onda S

33) 95101216:53: Epicentro en Colima
SZVM es la estación de referencia



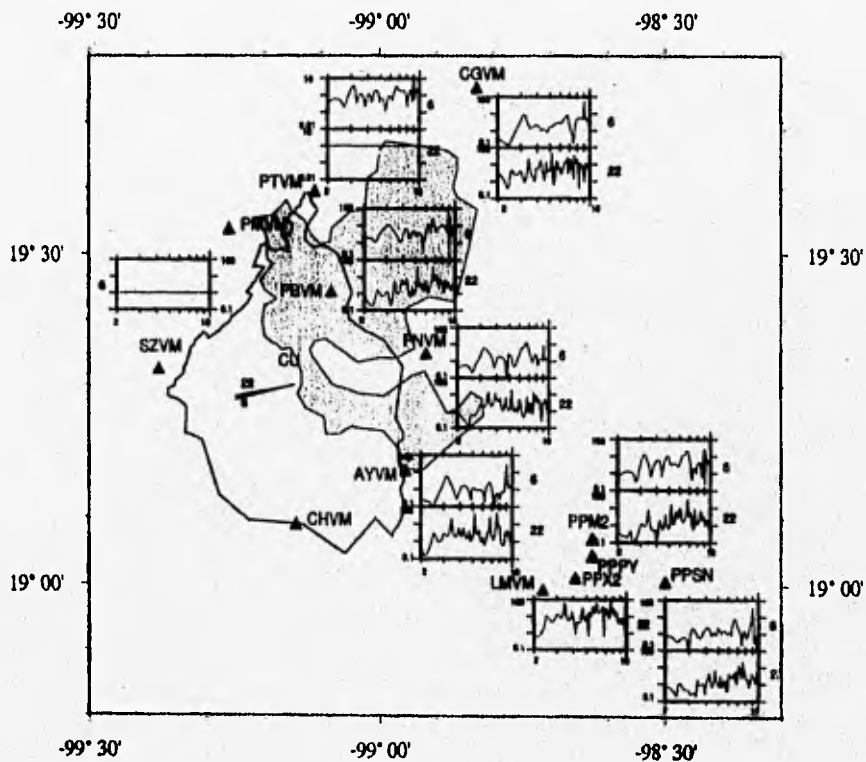
MICHOACÁN

Y

GUERRERO

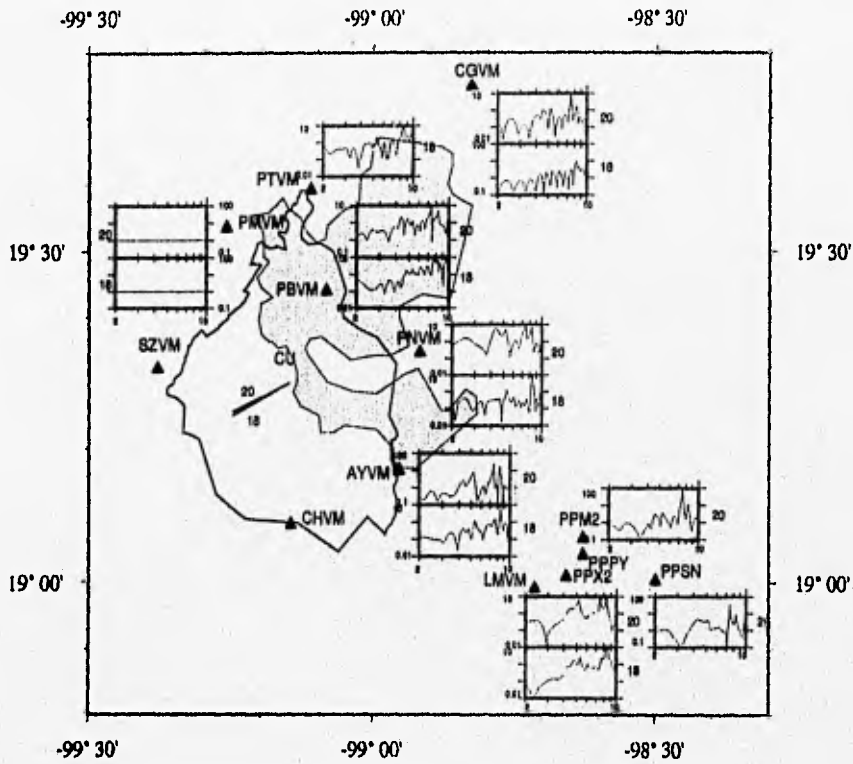
Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México
 Rango: 2.0 - 10.0 Hz
 Onda P

- 6) 95032020:18: Epicentro en la costa de Michoacán
 SZVM es la estación de referencia
- 22) 95060110:04: Epicentro en Michoacán
 PTVM es la estación de referencia



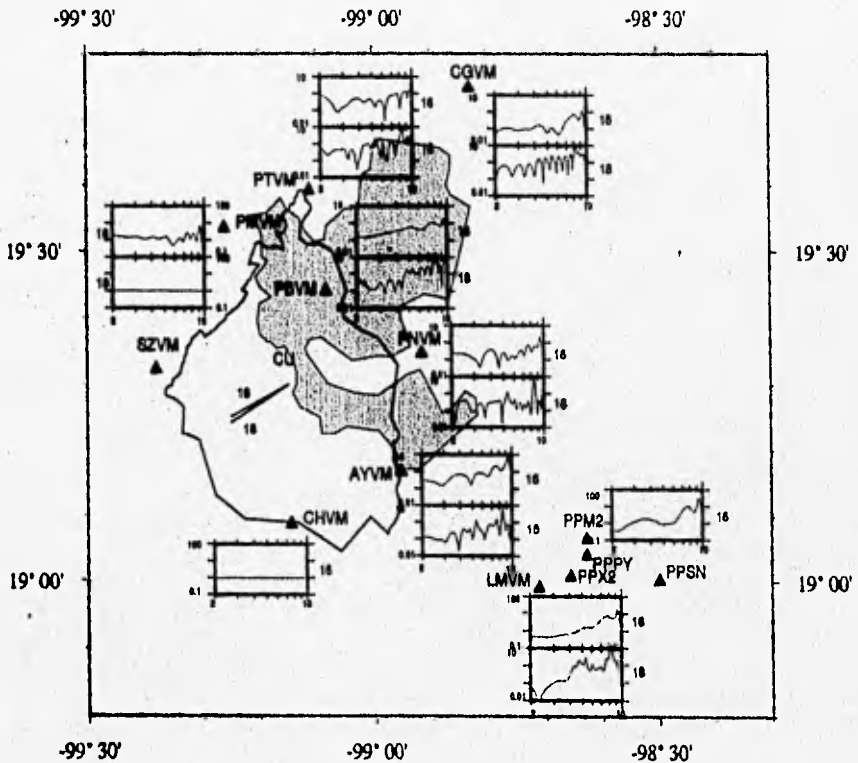
Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México
 Rango: 2.0 - 10.0 Hz
 Onda P

- 20) 95052418:13: Epicentro en el Rfo Balsas Inferior
 SZVM es la estación de referencia
- 18) 95050813:01: Epicentro en el Rfo Balsas Inferior
 SZVM es la estación de referencia



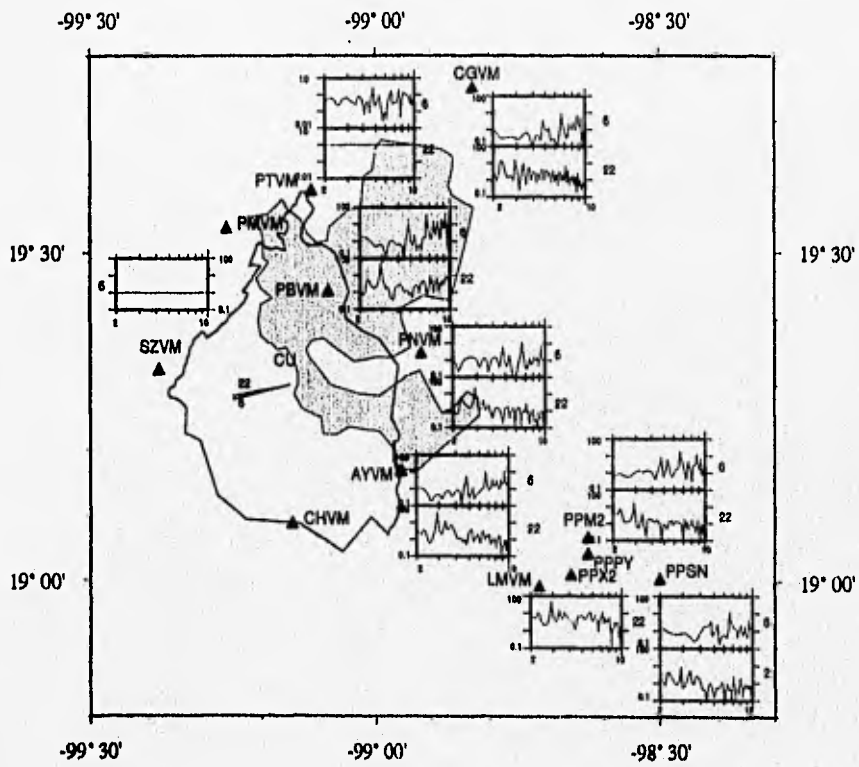
Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México
Rango: 2.0 - 10.0 Hz
Onda P

- 16) 95042706:42: Epicentro en la costa de Guerrero
CHVM es la estación de referencia
- 18) 95050813:01: Epicentro en el Río Balsas Inferior
SZVM es la estación de referencia



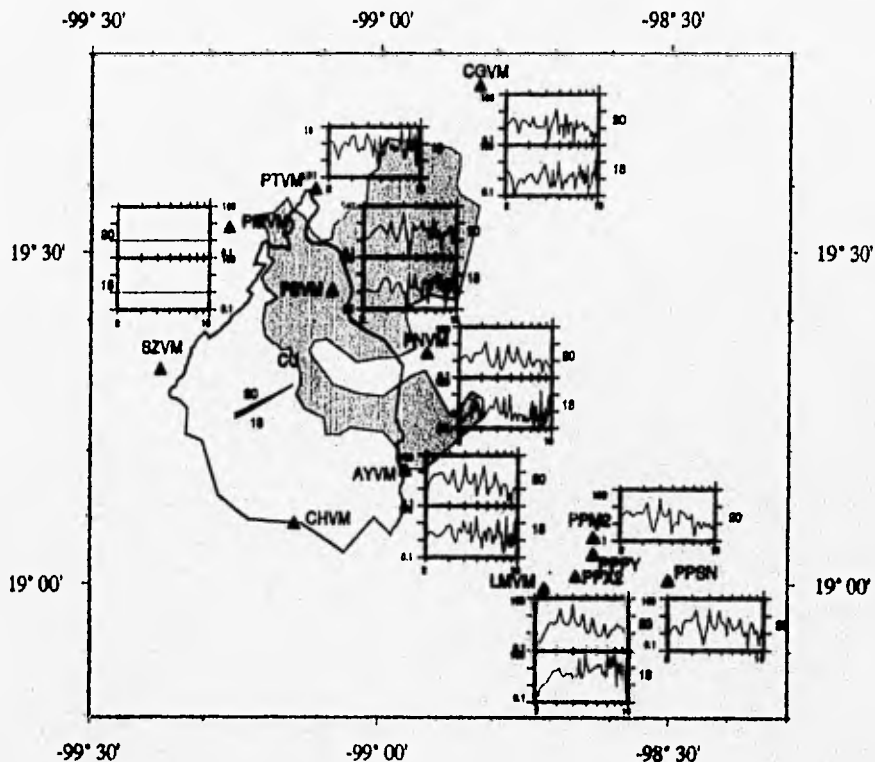
Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México
 Rango: 2.0 - 10.0 Hz
 Onda S

- 6) 95032020:18: Epicentro en la costa de Michoacán
 SZVM es la estación de referencia
- 22) 95060110:04: Epicentro en Michoacán
 PTVM es la estación de referencia



Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México
 Rango: 2.0 - 10.0 Hz
 Onda S

- 20) 95052418:13: Epicentro en el Río Balsas Inferior
 SZVM es la estación de referencia
- 18) 95050813:01: Epicentro en el Río Balsas Inferior
 SZVM es la estación de referencia



Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México

Rango: 2.0 - 10.0 Hz

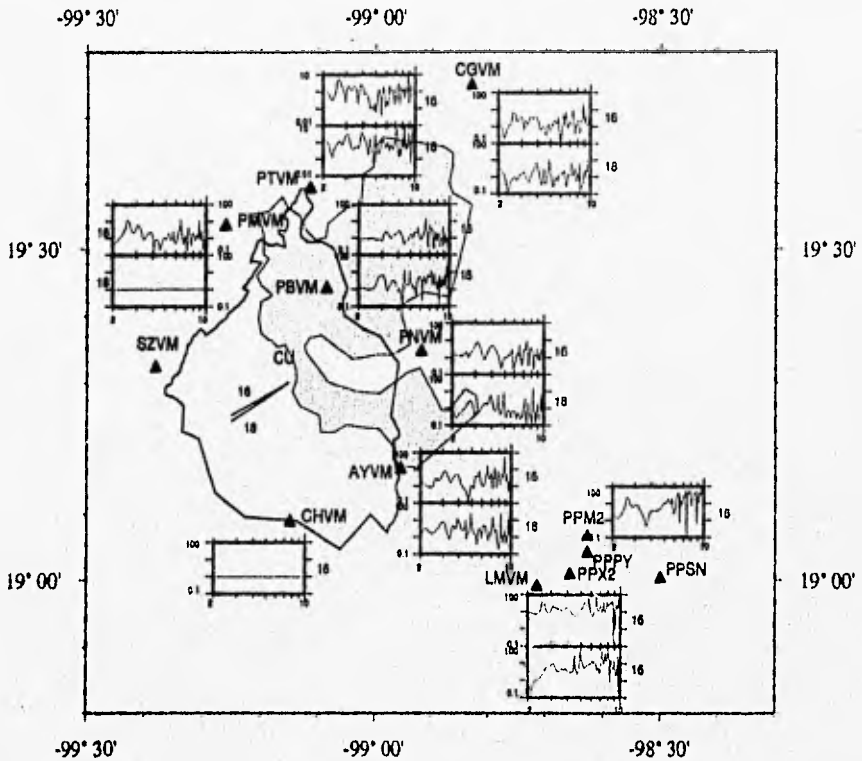
Onda S

16) 95042706:42: Epicentro en la costa de Guerrero

CHVM es la estación de referencia

18) 95050813:01: Epicentro en el Río Balsas Inferior

SZVM es la estación de referencia



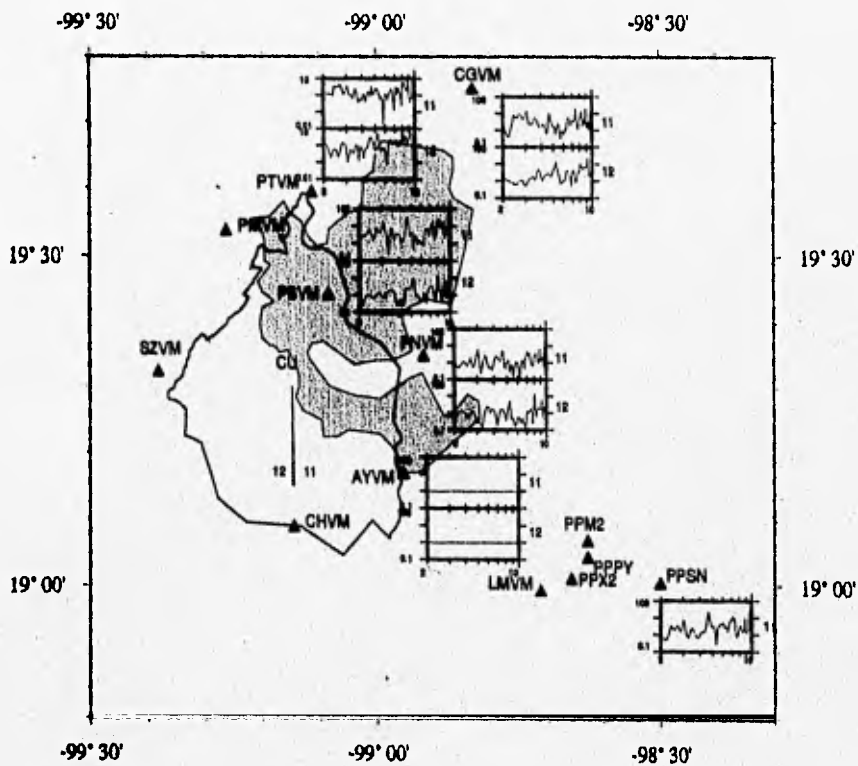
GUERRERO

Y

OAXACA

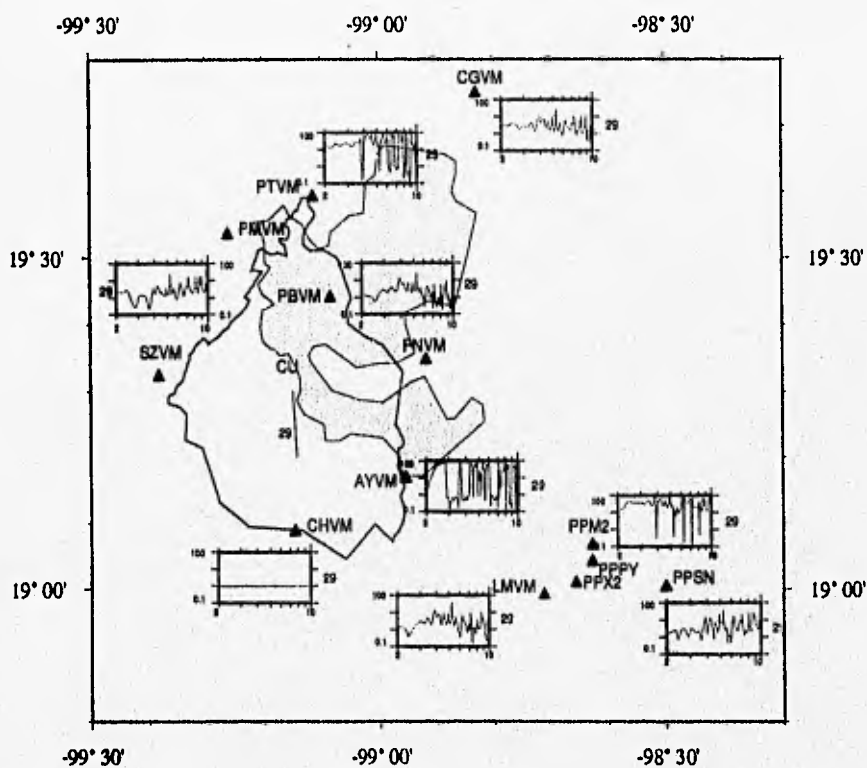
Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México
 Rango: 2.0 - 10.0 Hz
 Onda P

- 11) 95041406:06: Epicentro en la costa de Guerrero
 AYVM es la estación de referencia
- 12) 95041511:47: Epicentro en la costa de Guerrero
 AYVM es la estación de referencia



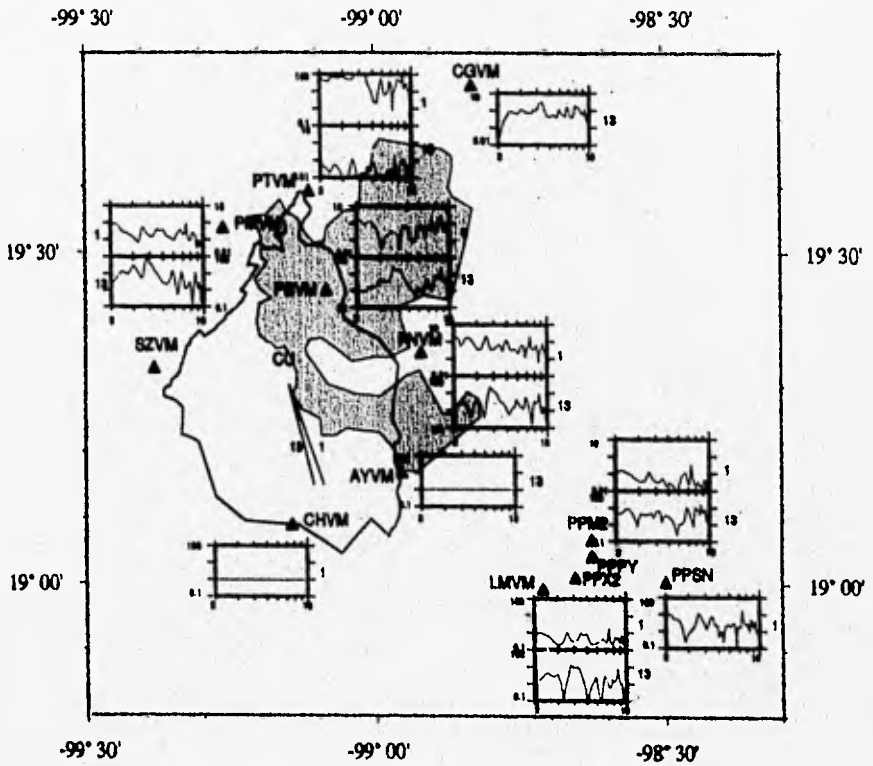
Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México
Rango: 2.0 - 10.0 Hz
Onda P

29) 95091414:04: Epicentro en Guerrero
CHVM es la estación de referencia



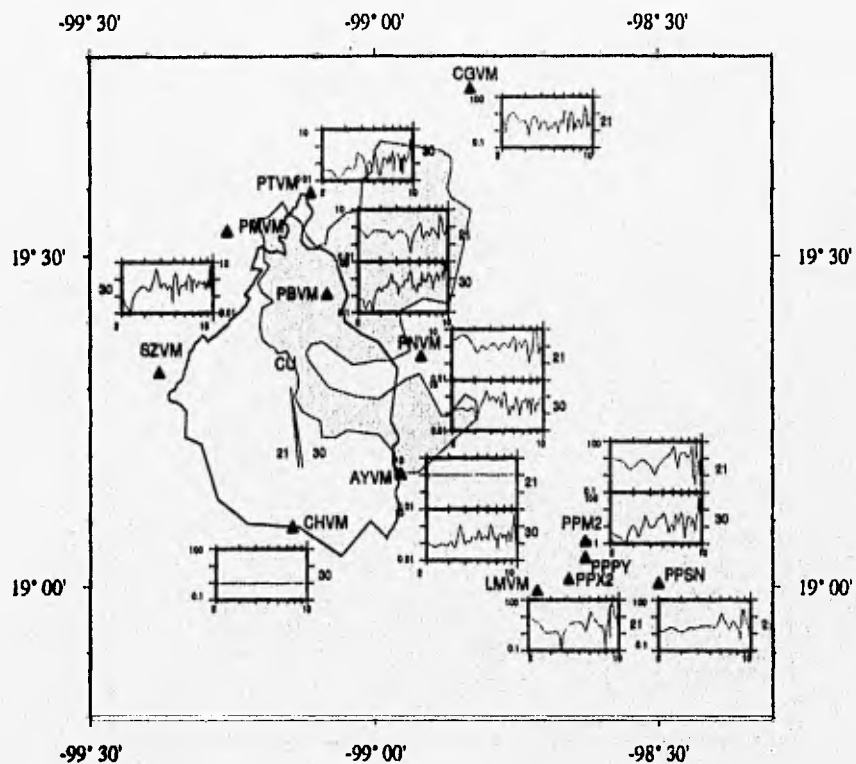
Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México
 Rango: 2.0 - 10.0 Hz
 Onda P

- 1) 95021904:10: Epicentro en Oaxaca
 CHVM es la estación de referencia
- 13) 95041818:55: Epicentro en costa de Guerrero-Oaxaca
 AYVM es la estación de referencia



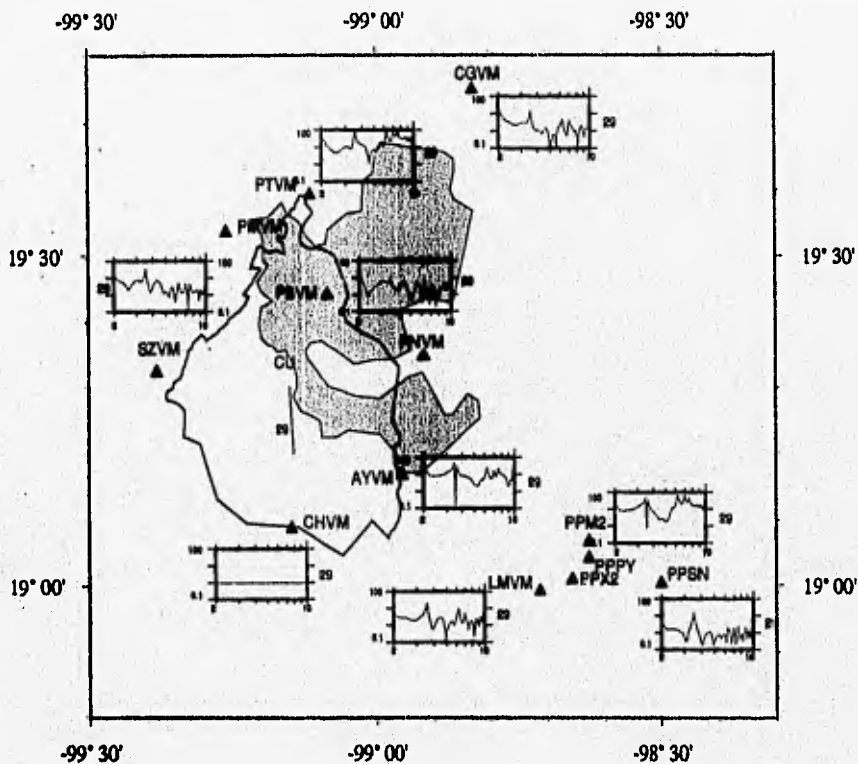
Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México
Rango: 2.0 - 10.0 Hz
Onda P

- 21) 95053112:56: Epicentro en la costa de Guerrero
AYVM es la estación de referencia
- 30) 95091603:20: Epicentro en la costa de Guerrero-Oaxaca
CHVM es la estación de referencia



Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México
Rango: 2.0 - 10.0 Hz
Onda P

29) 95091414:04: Epicentro en Guerrero
CHVM es la estación de referencia



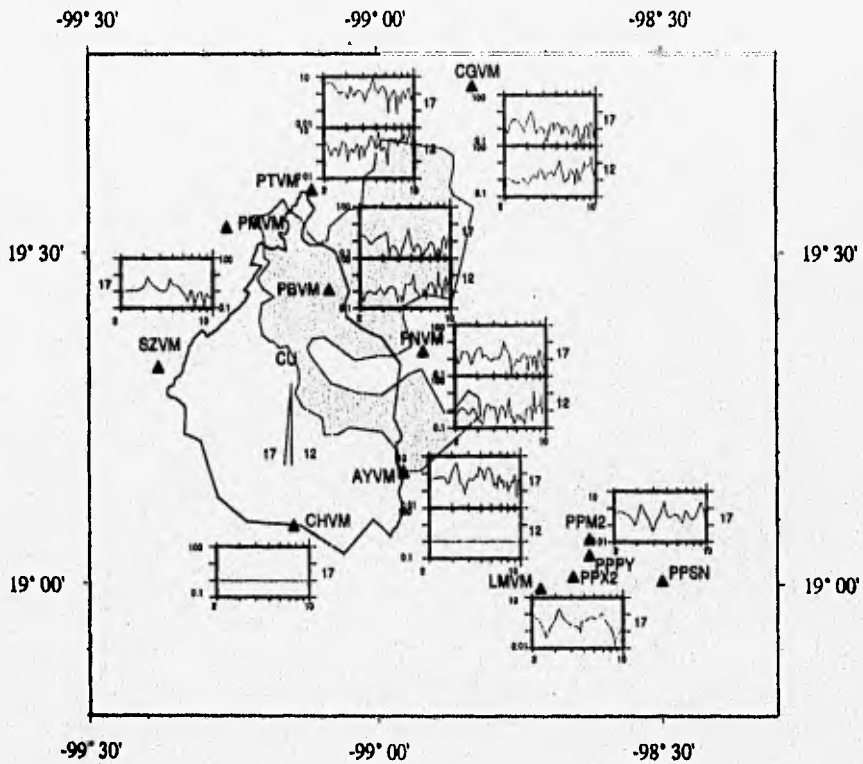
Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México

Rango: 2.0 - 10.0 Hz

Onda P

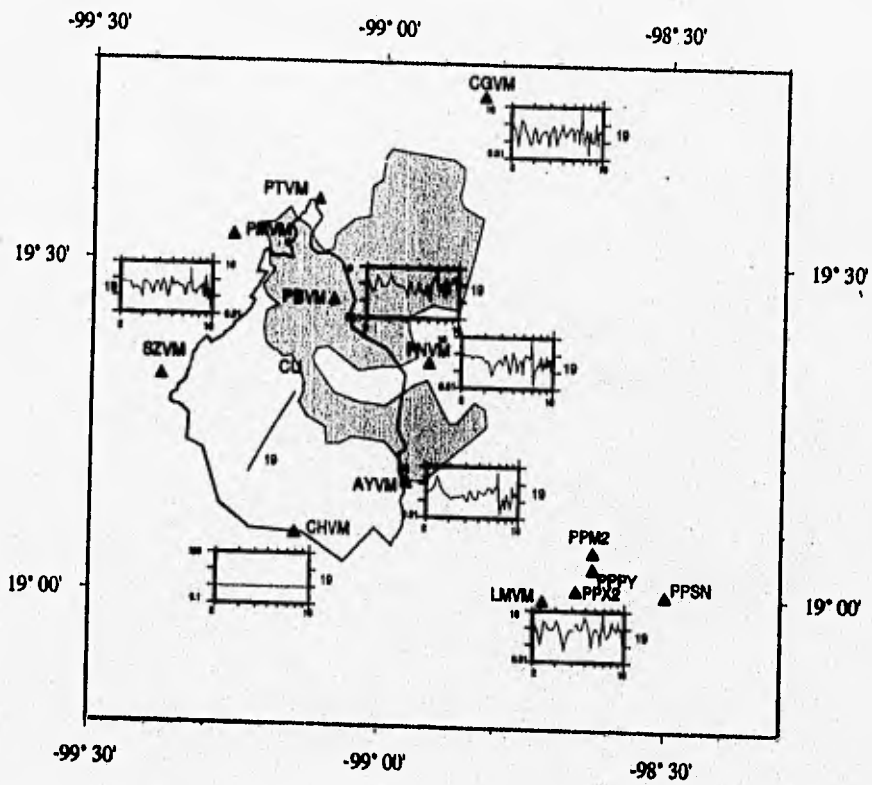
17) 95042709:42: Epicentro en la costa de Guerrero
CHVM es la estación de referencia

12) 95041511:47: Epicentro en la costa de Guerrero
AYVM es la estación de referencia



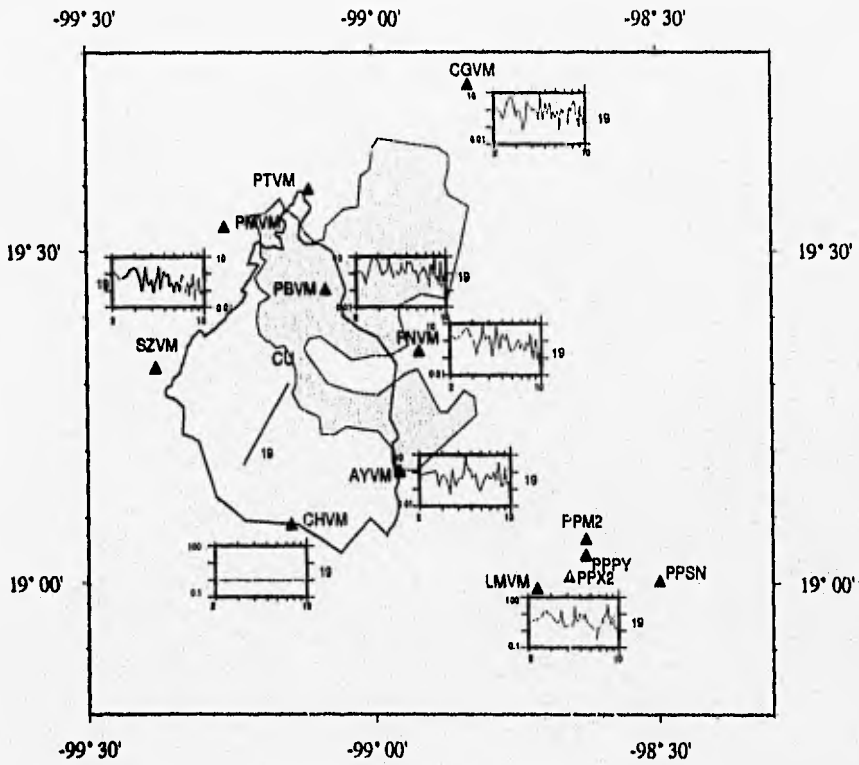
Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México
Rango: 2.0 - 10.0 Hz
Onda P

19) 95051522:36: Epicentro en la costa de Guerrero
CHVM es la estación de referencia



Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México
Rango: 2.0 - 10.0 Hz
Onda S

19) 95051522:36: Epicentro en la costa de Guerrero
CHVM es la estación de referencia



Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México

Rango: 2.0 - 10.0 Hz

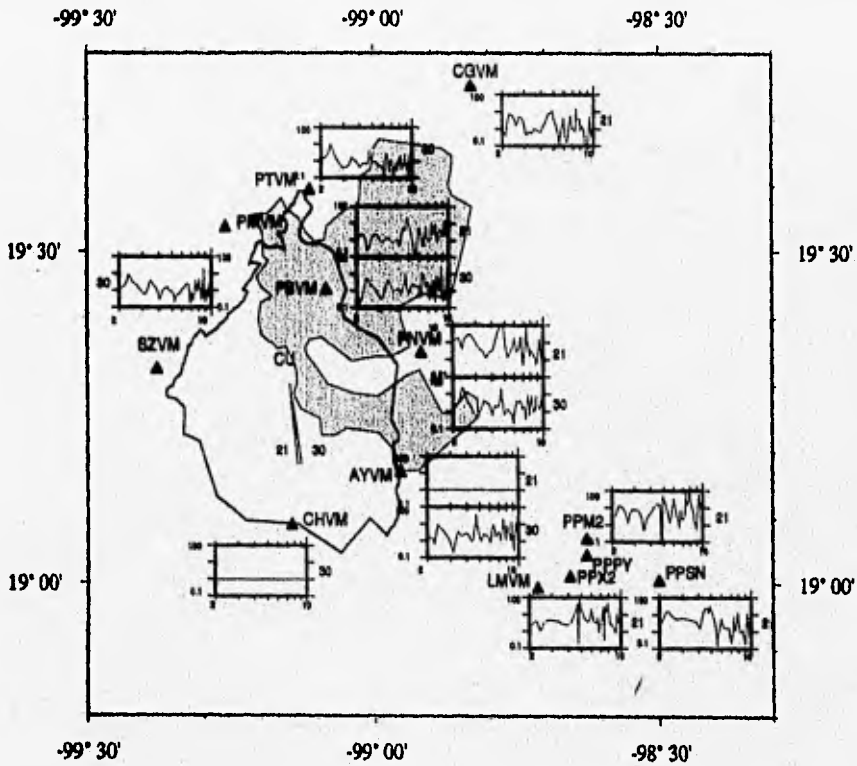
Onda S

21) 95053112:56: Epicentro en la costa de Guerrero

AYVM es la estación de referencia

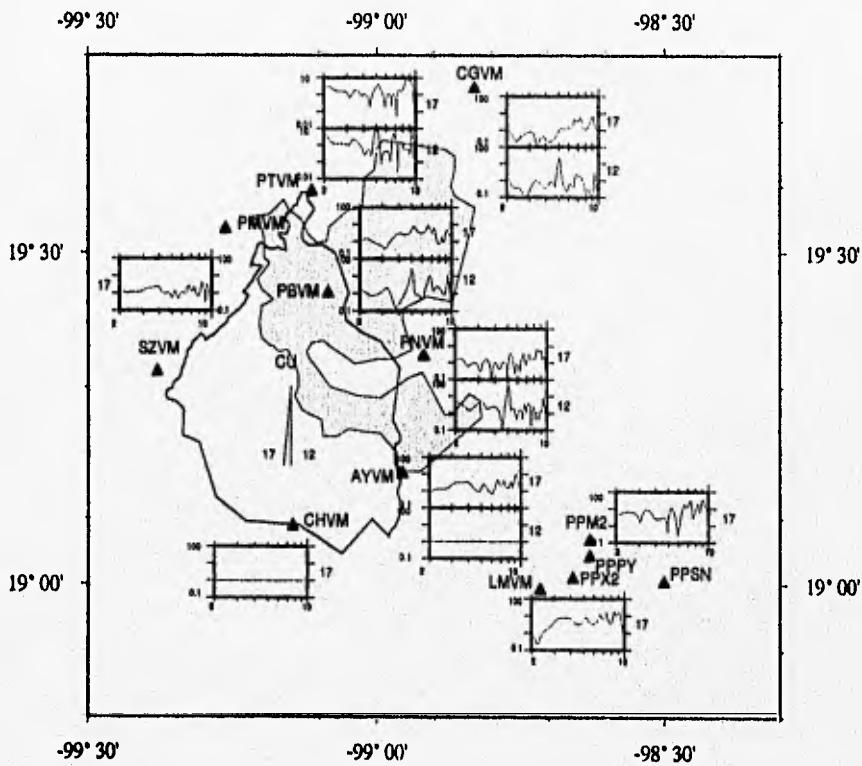
30) 95091603:20: Epicentro en la costa de Guerrero-Oaxaca

CHVM es la estación de referencia



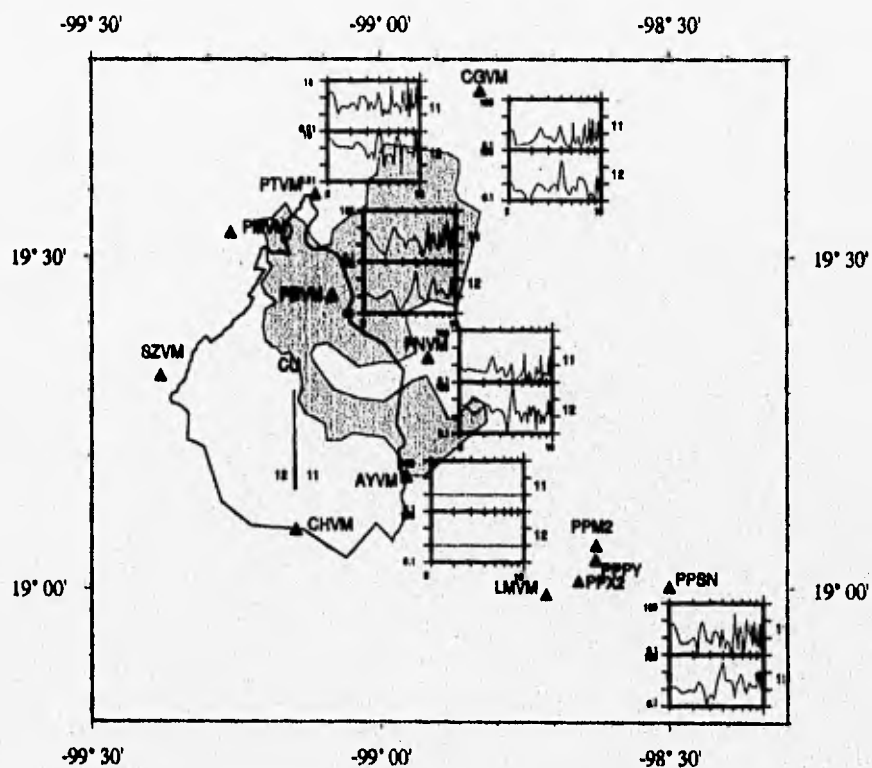
Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México
Rango: 2.0 - 10.0 Hz
Onda S

- 17) 95042709:42: Epicentro en la costa de Guerrero
CHVM es la estación de referencia
- 12) 95041511:47: Epicentro en la costa de Guerrero
AYVM es la estación de referencia



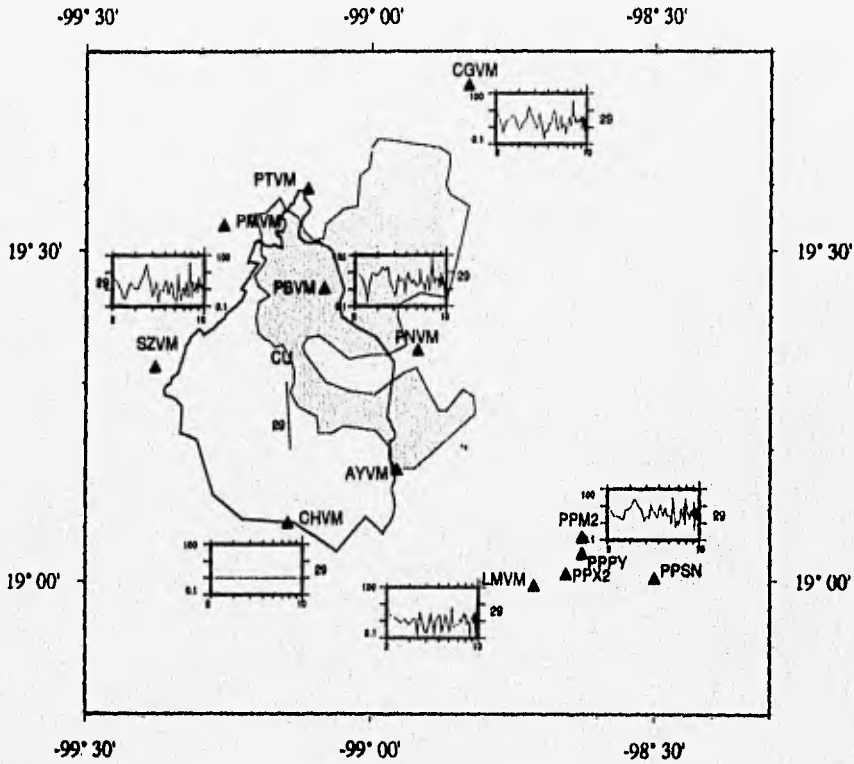
Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México
Rango: 2.0 - 10.0 Hz
Onda S

- 11) 95041406:06: Epicentro en la costa de Guerrero
AYVM es la estación de referencia
- 12) 95041511:47: Epicentro en la costa de Guerrero
AYVM es la estación de referencia



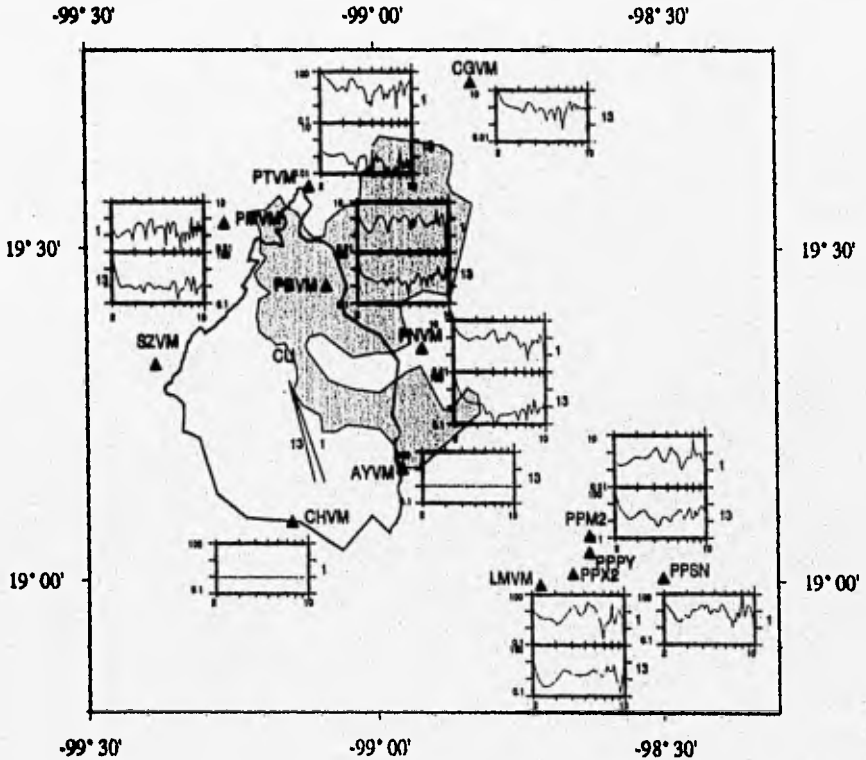
Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México
Rango: 2.0 - 10.0 Hz
Onda S

29) 95091414:04: Epicentro en Guerrero
CHVM es la estación de referencia



Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México
 Rango: 2.0 - 10.0 Hz
 Onda S

- 1) 95021904:10: Epicentro en Oaxaca
 CHVM es la estación de referencia
- 13) 95041818:55: Epicentro en costa de Guerrero-Oaxaca
 AYVM es la estación de referencia



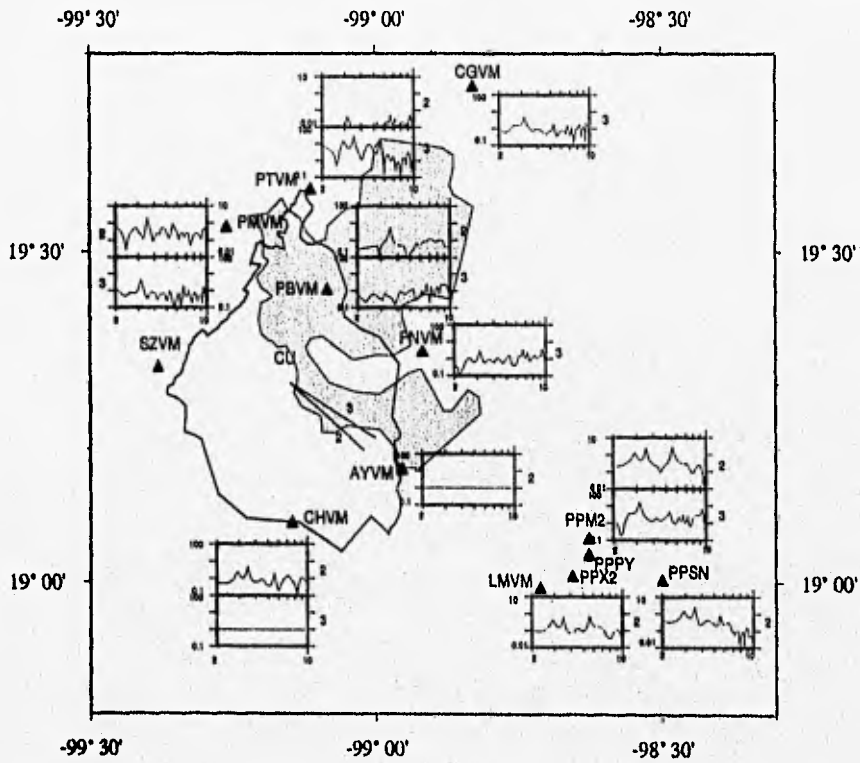
OAXACA

Y

CHIAPAS

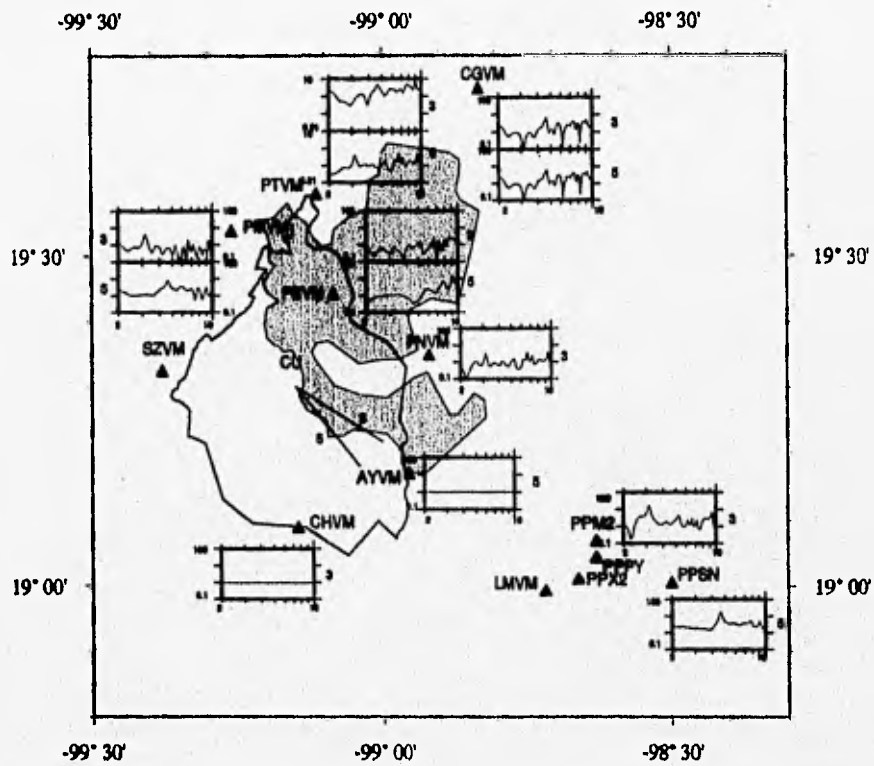
Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México
 Rango: 2.0 - 10.0 Hz
 Onda P

- 2) 95022515:55: Epicentro en la costa de Chiapas
 AYVM es la estación de referencia
- 3) 95030618:46: Epicentro en Chiapas
 CHVM es la estación de referencia



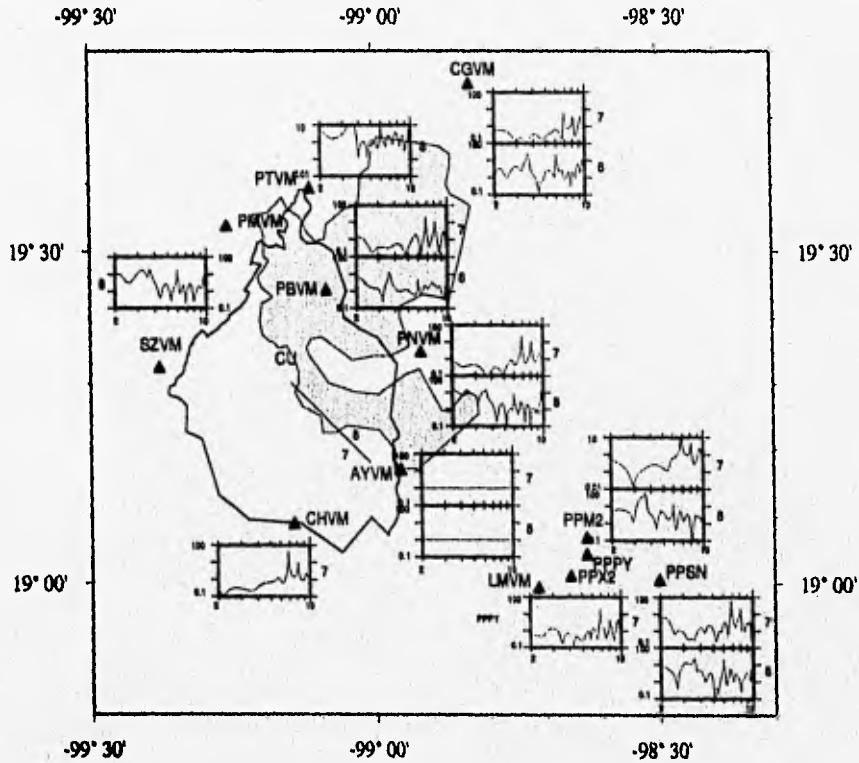
Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México
Rango: 2.0 - 10.0 Hz
Onda P

- 3) 95030618:46: Epicentro en Chiapas
CHVM es la estación de referencia
- 5) 95031007:11: Epicentro en el Golfo de Tehuantepec
AYVM es la estación de referencia



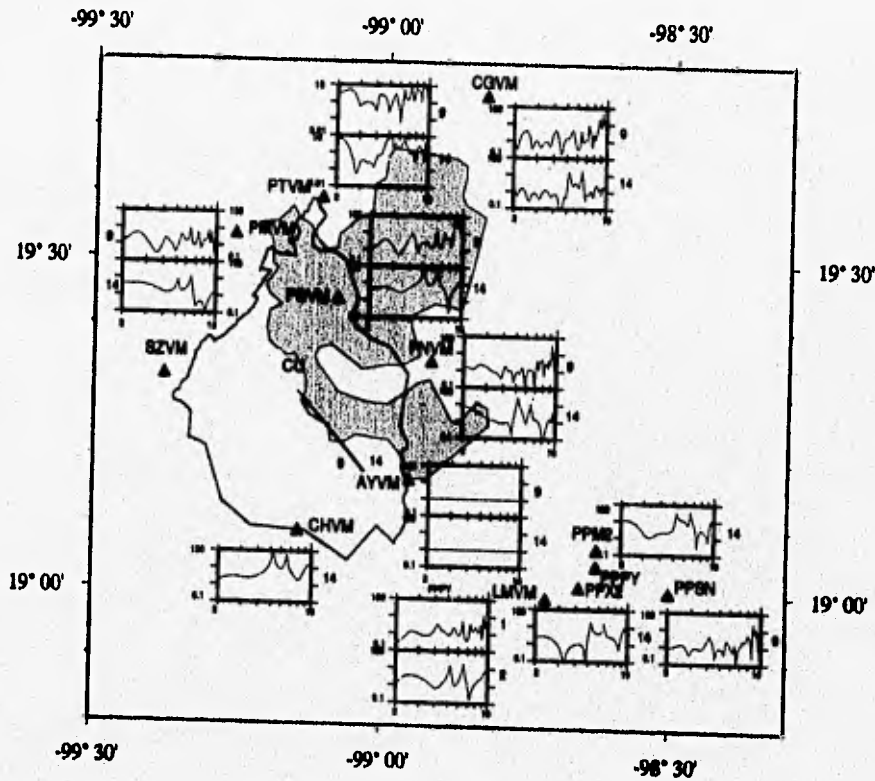
Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México
Rango: 2.0 - 10.0 Hz
Onda P

- 7) 95033108:02: Epicentro en Oaxaca
AYVM es la estación de referencia
- 8) 95040512:58: Epicentro en Oaxaca
AYVM es la estación de referencia



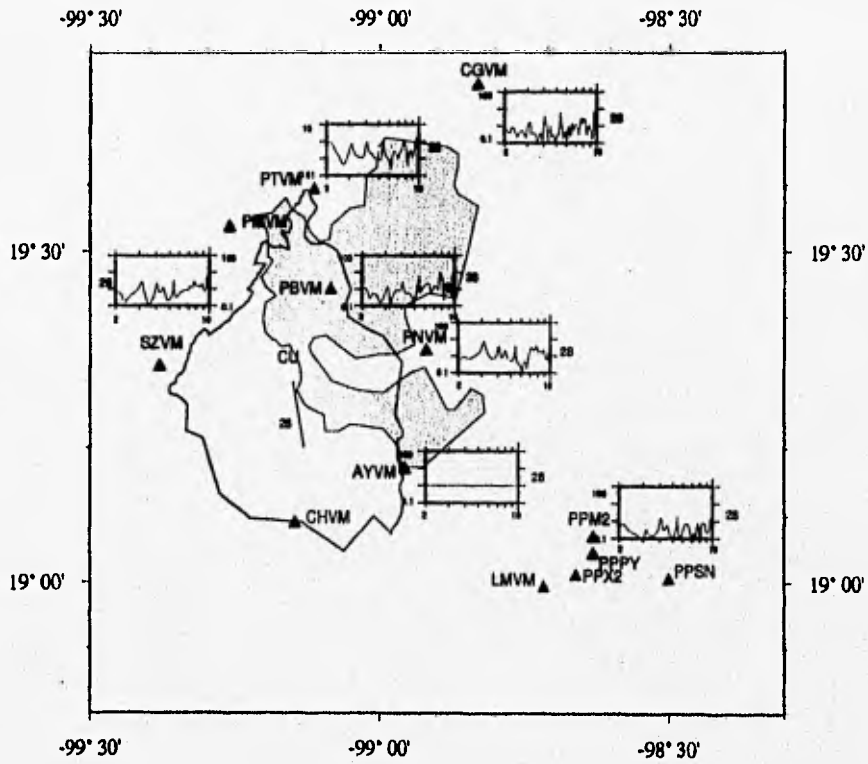
Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México
 Rango: 2.0 - 10.0 Hz
 Onda P

- 9) 95040823:52: Epicentro en el Golfo de Tehuantepec
 AYVM es la estación de referencia
- 14) 95042014:04: Epicentro en el Golfo de Tehuantepec
 AYVM es la estación de referencia



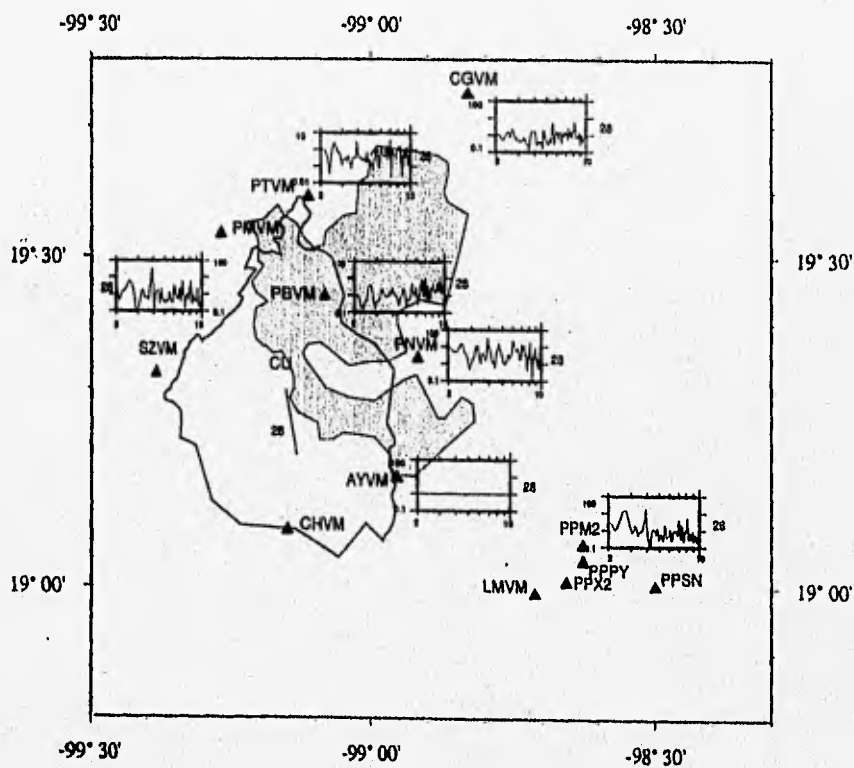
Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México
Rango: 2.0 - 10.0 Hz
Onda P

28) 95090622:50: Epicentro en la costa de Guerrero-Oaxaca
AYVM es la estación de referencia



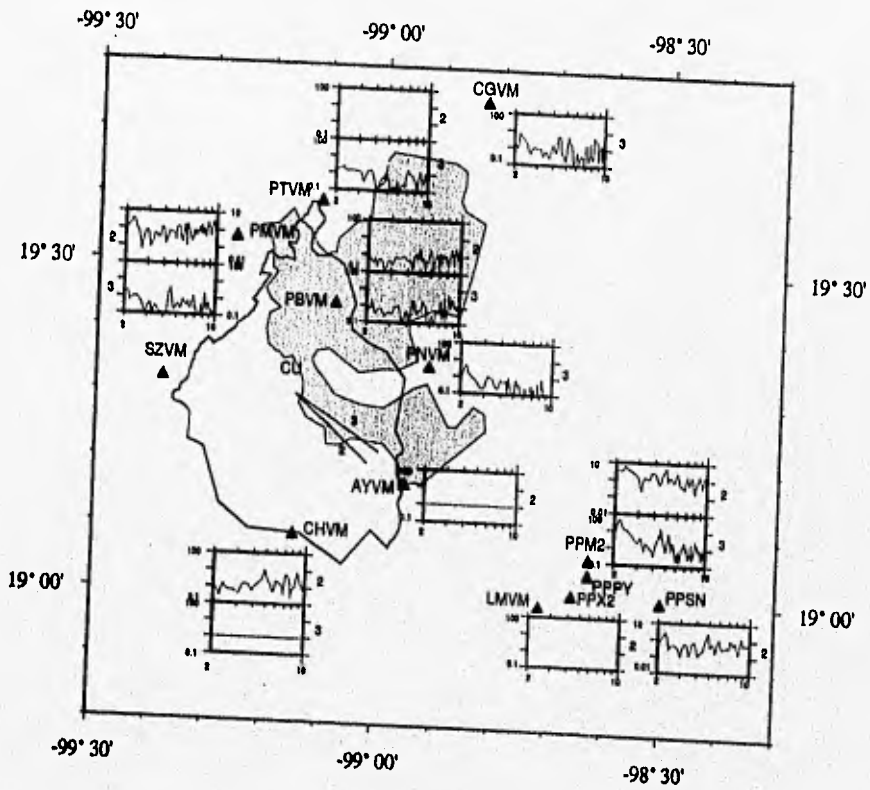
Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México
Rango: 2.0 - 10.0 Hz
Onda S

28) 95090622:50: Epicentro en la costa de Guerrero-Oaxaca
AYVM es la estación de referencia



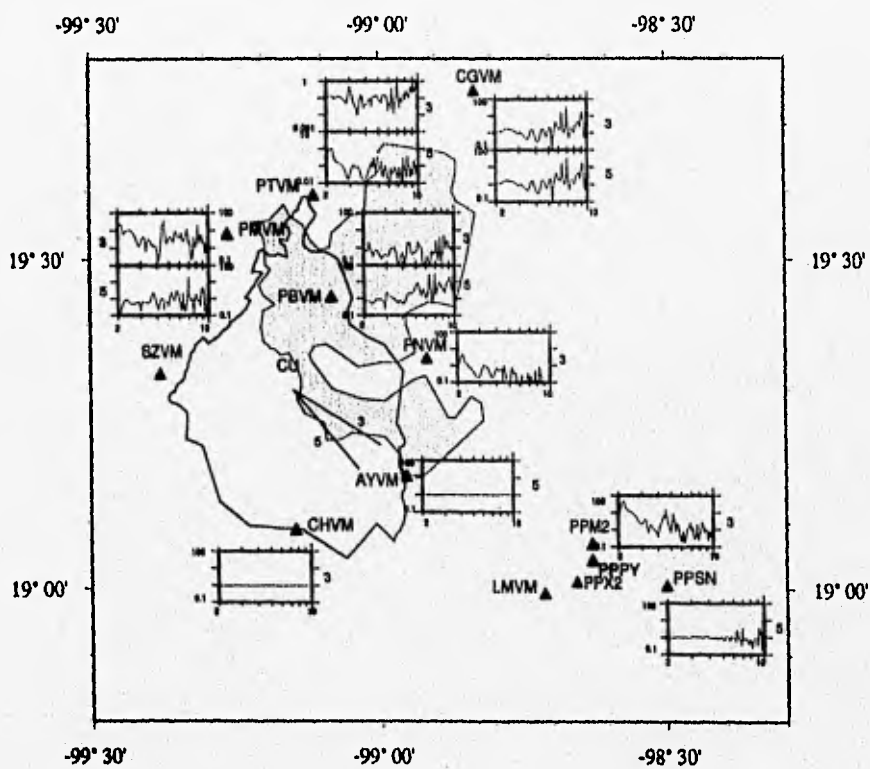
Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México
 Rango: 2.0 - 10.0 Hz
 Onda S

- 2) 95022515:55: Epicentro en la costa de Chiapas
 AYVM es la estación de referencia
- 3) 95030618:46: Epicentro en Chiapas
 CHVM es la estación de referencia



Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México
 Rango: 2.0 - 10.0 Hz
 Onda S

- 3) 95030618:46: Epicentro en Chiapas
 CHVM es la estación de referencia
- 5) 95031007:11: Epicentro en el Golfo de Tehuantepec
 AYVM es la estación de referencia

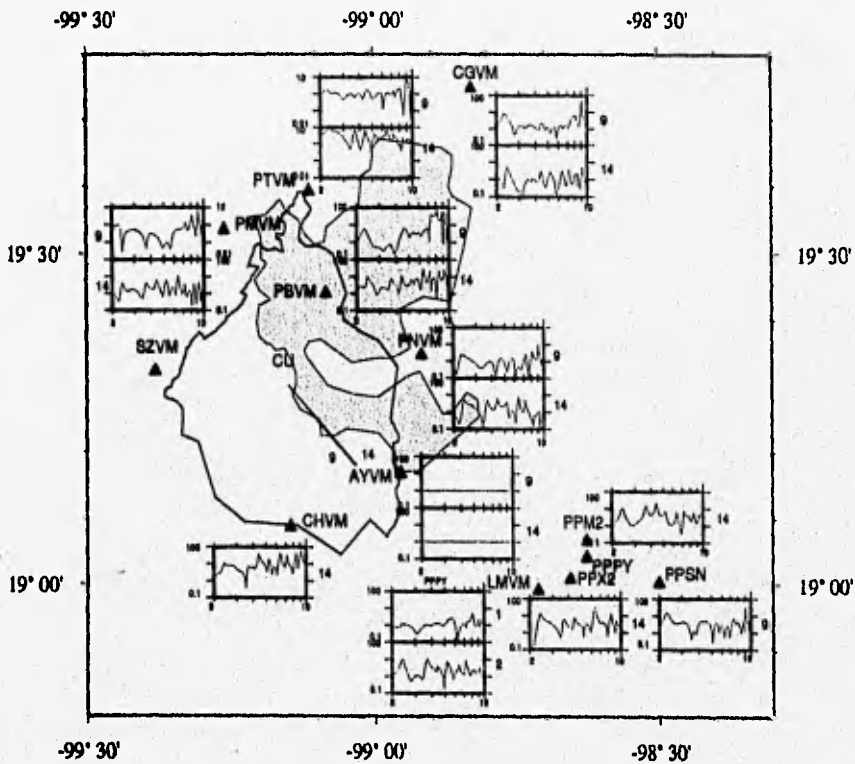


Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México

Rango: 2.0 - 10.0 Hz

Onda S

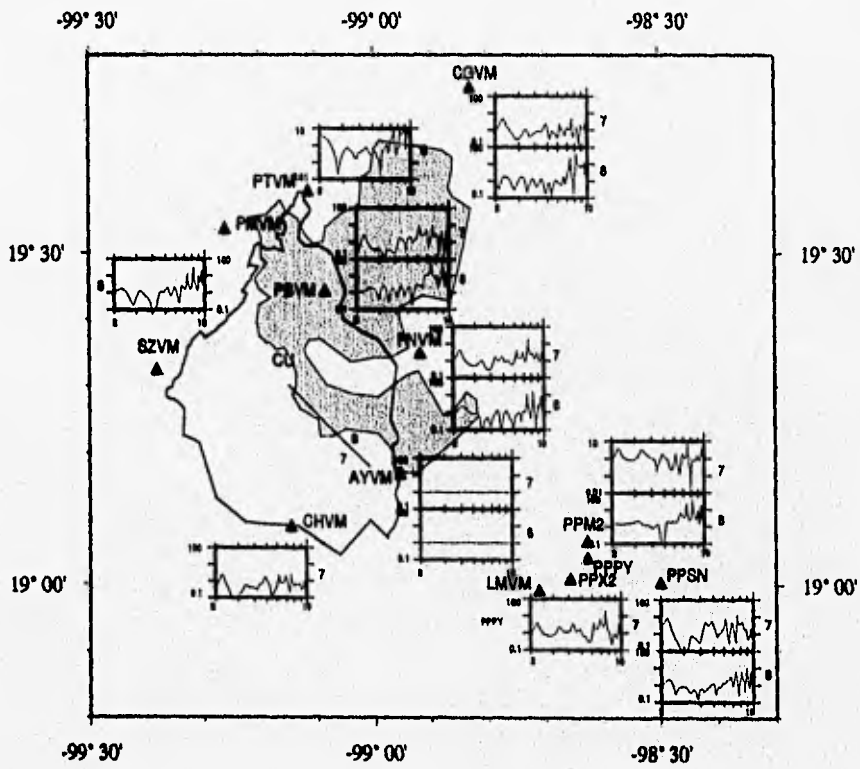
- 9) 95040823:52: Epicentro en el Golfo de Tehuantepec
AYVM es la estación de referencia
- 14) 95042014:04: Epicentro en el Golfo de Tehuantepec
AYVM es la estación de referencia



Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México
 Rango: 2.0 - 10.0 Hz
 Onda S

7) 95033108:02: Epicentro en Oaxaca
 AYVM es la estación de referencia

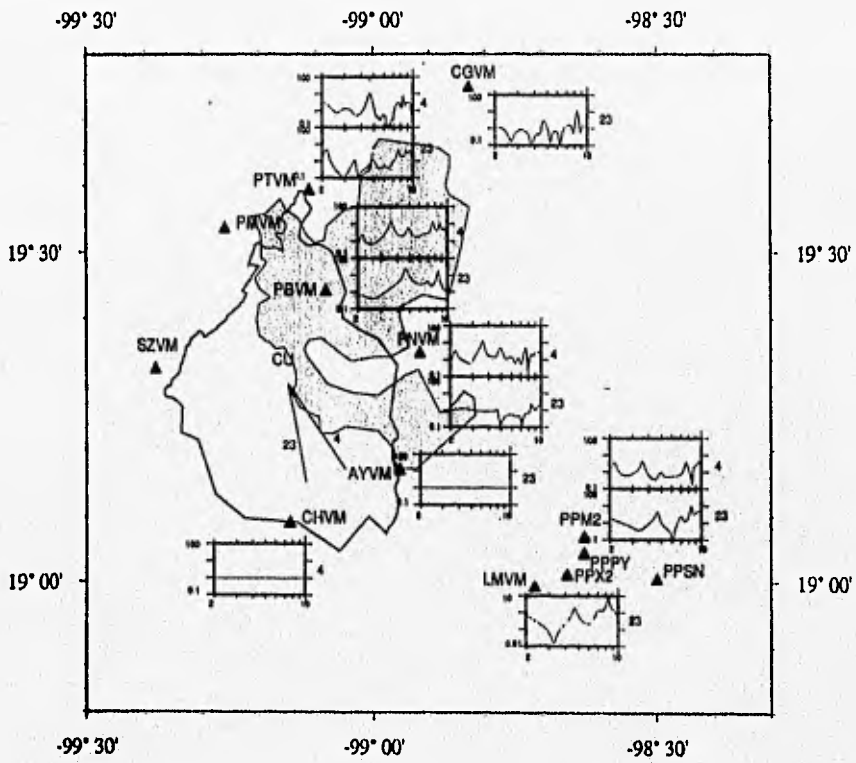
8) 95040512:58: Epicentro en Oaxaca
 AYVM es la estación de referencia



INTERCONTINENTALES

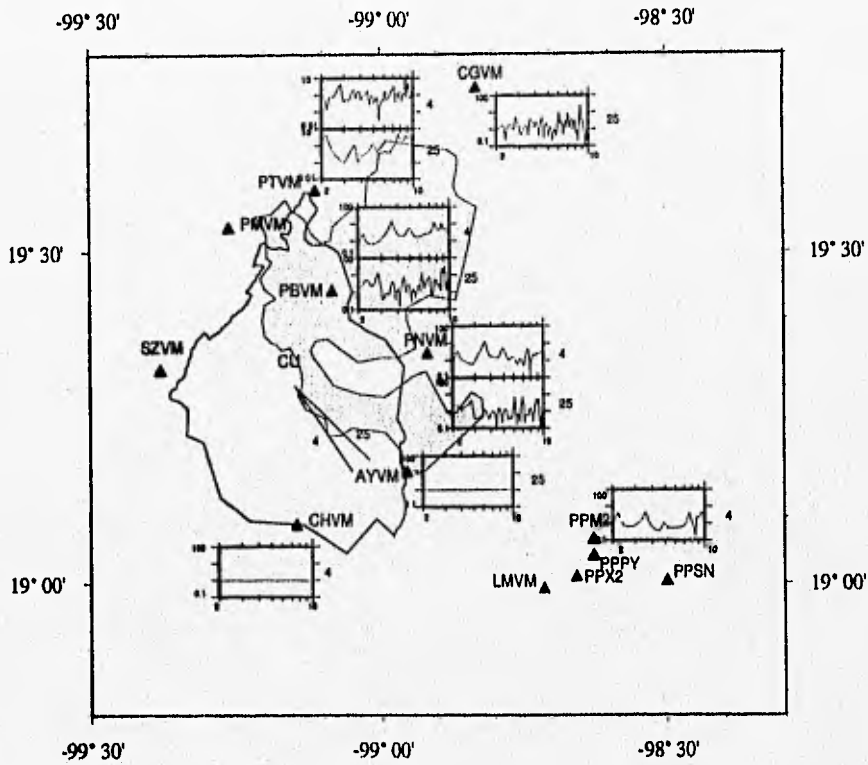
Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México
 Rango: 2.0 - 10.0 Hz
 Onda P

- 4) 95030912:26: Epicentro en Puebla-Guerrero
 CHVM es la estación de referencia
- 23) 95061208:11: Epicentro en Puebla-Morelos
 AYVM es la estación de referencia



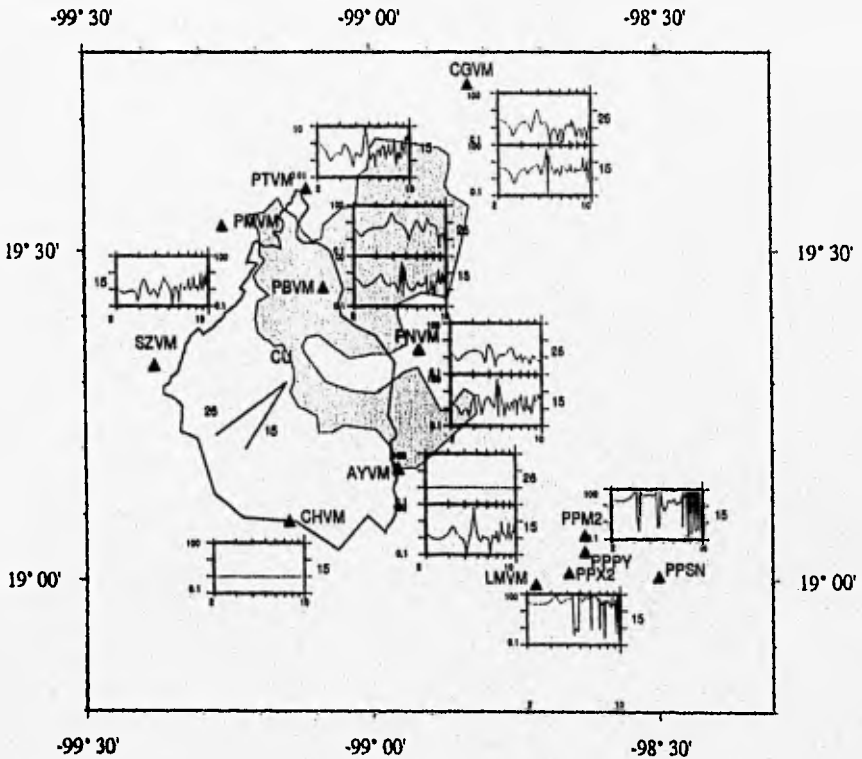
Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México
Rango: 2.0 - 10.0 Hz
Onda P

- 4) 95030912:26: Epicentro en Puebla-Guerrero
CHVM es la estación de referencia
- 25) 95071910:54: Epicentro en Oaxaca
AYVM es la estación de referencia



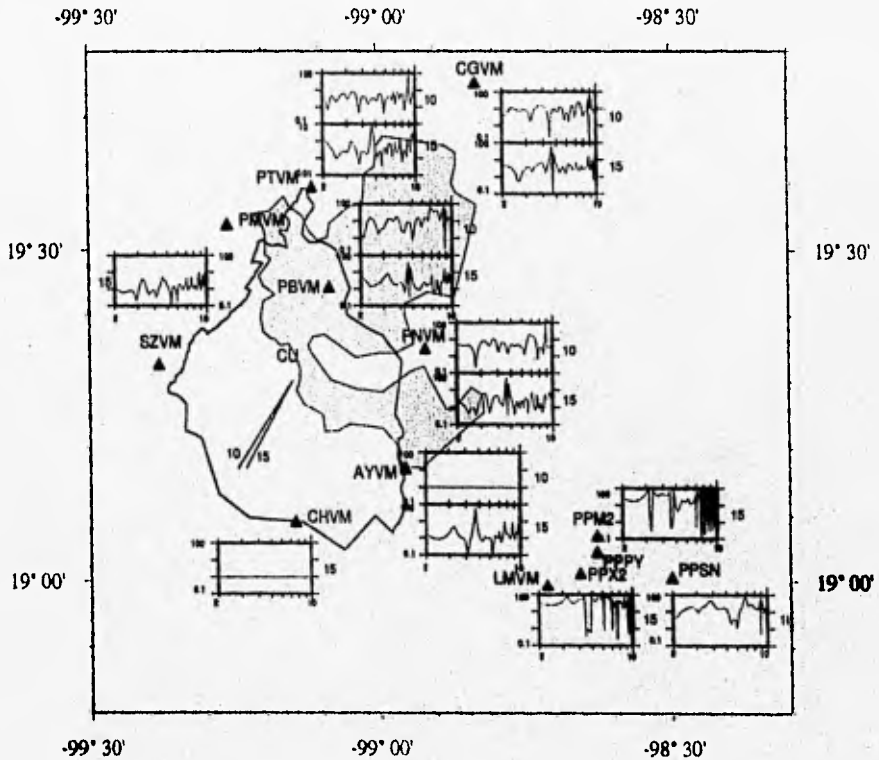
Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México
 Rango: 2.0 - 10.0 Hz
 Onda P

- 26) 95081114:13: Epicentro en el Alto Río Balsas
 AYVM es la estación de referencia
- 15) 95042601:04: Epicentro en Guerrero
 CHVM es la estación de referencia



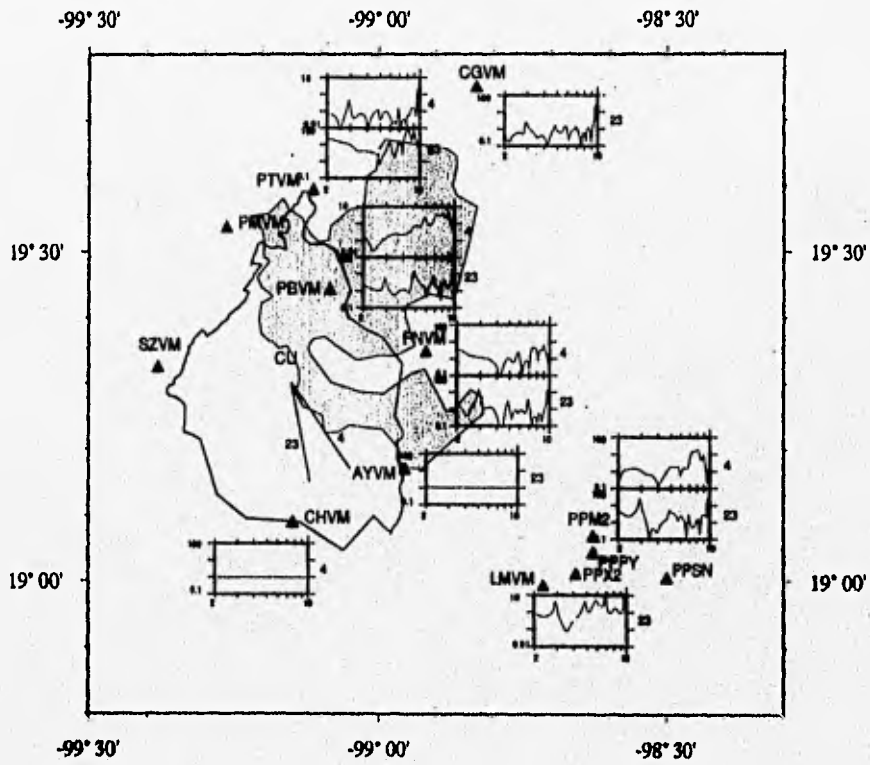
Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México
Rango: 2.0 - 10.0 Hz
Onda P

- 10) 95041304:27: Epicentro en Taxco-Iguala
AYVM es la estación de referencia
- 15) 95042601:04: Epicentro en Guerrero
CHVM es la estación de referencia



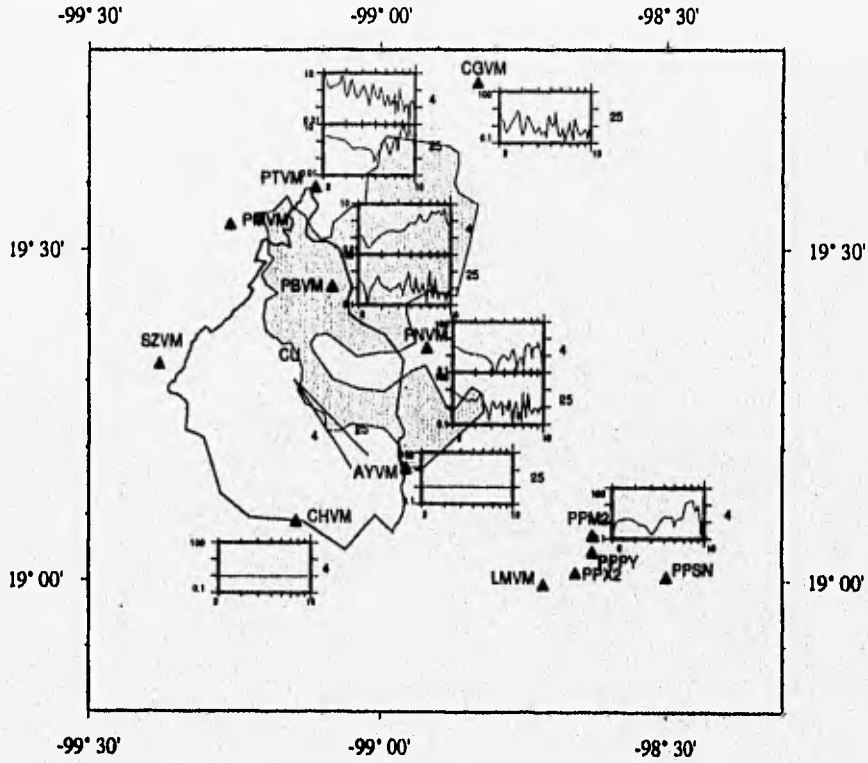
Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México
 Rango: 2.0 - 10.0 Hz
 Onda S

- 4) 95030912:26: Epicentro en Puebla-Guerrero
 CHVM es la estación de referencia
- 23) 95061208:11: Epicentro en Puebla-Morelos
 AYVM es la estación de referencia



Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México
Rango: 2.0 - 10.0 Hz
Onda S

- 4) 95030912:26: Epicentro en Puebla-Guerrero
CHVM es la estación de referencia
- 25) 95071910:54: Epicentro en Oaxaca
AYVM es la estación de referencia



Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México

Rango: 2.0 - 10.0 Hz

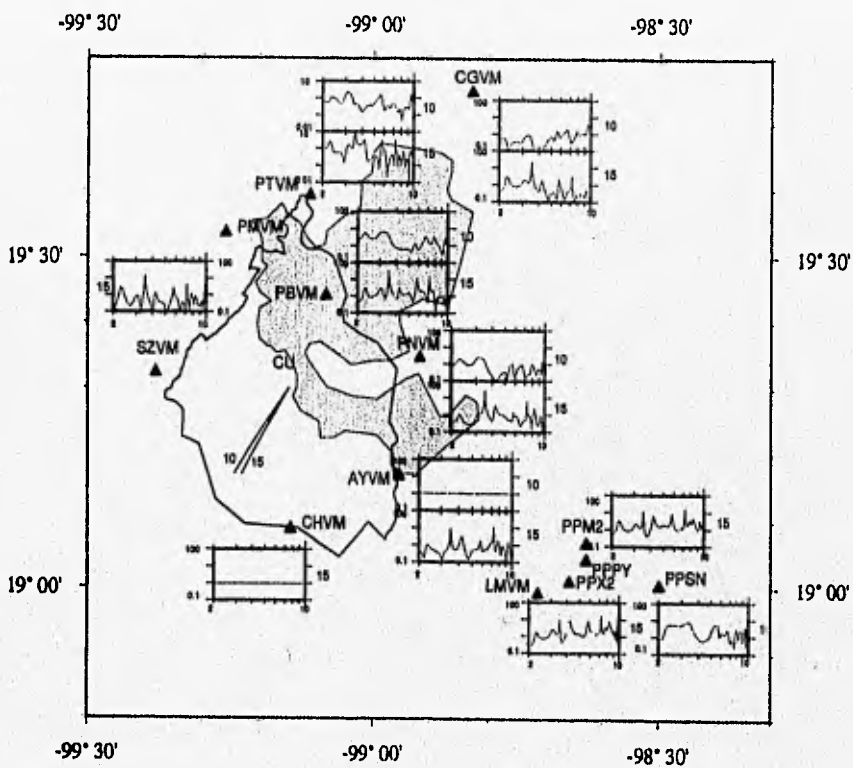
Onda S

10) 95041304:27: Epicentro en Taxco-Iguala

AYVM es la estación de referencia

15) 95042601:04: Epicentro en Guerrero

CHVM es la estación de referencia



Cocientes Espectrales en la Red Sismológica del Valle de México
 Rango: 2.0 - 10.0 Hz
 Onda S

26) 95081114:13: Epicentro en el Alto Río Balsas
 AYVM es la estación de referencia

15) 95042601:04: Epicentro en Guerrero
 CHVM es la estación de referencia

