



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

6
2y

ATENUACION DE LAS ONDAS SISMICAS EN
EL ISTMO DE TEHUANTEPEC Y SU RELACION
CON LA GEOLOGIA DE LA ZONA

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:

INGENIERO GEOFISICO

P R E S E N T A :

CLAUDIA RAMIREZ ORTEGA



CIUDAD UNIVERSITARIA, MEXICO, D. F.

1996.

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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-I-012

SRITA. CLAUDIA RAMIREZ ORTEGA
Presente

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

**ATENUACION DE LAS ONDAS SISMICAS EN EL ISTMO DE TEHUANTEPEC Y
SU RELACION CON LA GEOLOGIA DE LA ZONA**

- I INTRODUCCION**
- II METODOS DE ANALISIS PARA ESTIMAR LA ATENUACION DE
LAS ONDAS SISMICAS**
- III ANALISIS DE LOS SISMOGRAMAS OBSERVADOS EN EL ISTMO
DE TEHUANTEPEC**
- IV GEOLOGIA DEL ISTMO DE TEHUANTEPEC Y SU RELACION
CON LA ATENUACION DE LAS ONDAS SISMICAS EN LA
ZONA**
- V CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES
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.

A t e n t a m e n t e

"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"

Ciudad Universitaria, a 17 de febrero de 1995

EL DIRECTOR



ING. JOSE MANUEL COVARRUBIAS SOLIS

JMCS*EGLM*tjh

A mis padres

Luz Ma. y Alfonso.

**Con profunda admiración
y respeto.**

A Luis G., con amor.

A mis hermanos

**Blanca Nelly
José Alfonso
Ma. de los Angeles
Norma
Javier
Lucia Iliana**

CONTENIDO

I. INTRODUCCIÓN	1
II. MÉTODOS PARA ESTIMAR LA ATENUACIÓN DE LAS ONDAS SÍSMICAS.	4
- Método de Aki y Chouet	4
- Método de Hoshiba, Sato y Fehler	6
- Efectos de Sitio y Fuente	8
- Método para calcular el efecto de Sitio	8
- Método para calcular el efecto de Fuente	10
III. GEOLOGÍA DE ISTMO DE TEHUANTEPEC.	12
- Generalidades	12
- Morfología	12
- Geodinámica Regional	16
- Geología Regional	22
- Neotectónica del Istmo de Tehuantepec	25
- Geología asociada a las estaciones de estudio	25
IV. ANÁLISIS DE LOS SISMOGRAMAS OBSERVADOS EN EL ISTMO DE TEHUANTEPEC.	28
- Datos	28
- Procesado de los datos	32
- Estimación de los efectos de Sitio.	33
- Estimación del efecto de Fuente.	46
- Cálculo de las Curvas de Energía contra Distancia Hipocentral.	56
V. CONCLUSIONES	63
BIBLIOGRAFIA	66

I. INTRODUCCIÓN.

La atenuación de las ondas sísmicas la causan principalmente dos factores; el esparcimiento por heterogeneidad del medio y la absorción debida a inelasticidad (Hoshiya, 1991). El factor de calidad mecánico Q_t caracteriza la atenuación total, y puede representarse como:

$$Q_t^{-1} = Q_s^{-1} + Q_i^{-1} \quad 1.1$$

donde Q_s es el factor de calidad debido a esparcimiento y Q_i representa a la absorción intrínseca (Hoshiya *et al.* 1991).

Se han propuesto diversos métodos para estimar Q_t . Recientemente, la mayoría de los trabajos se han enfocado al análisis de la coda (parte final de los sismogramas en donde el decaimiento de las amplitudes con el tiempo es regular), debido a que en ella se incluye información tanto de trayectos directos como secundarios. En estructuras con heterogeneidades uniformes, el modelo propuesto para explicar la coda (Aki y Chouet, 1975), se basa en el esparcimiento simple e isotrópico de ondas sísmicas (SS). La coda en éste modelo resulta de la superposición de ondas esparcidas una vez (esparcimiento simple) por heterogeneidades del medio y captadas en receptores localizados en el mismo sitio de la fuente. El resultado de interpretar el coda en términos de éste modelo es Q_c . La diferencia entre la forma de la coda observada y predicha por el modelo SS, se interpreta como medida de atenuación y se expresa mediante el factor de calidad Q_c .

Los modelos recientes utilizan como observación atenuación de la coda y las amplitudes de las ondas directas. Gusev y Lenzikov (1983) y Hoshiya (1992), han comparado estas observaciones con modelos de esparcimiento múltiple, isotrópico (MS). Los resultados obtenidos por ellos son estimaciones de Q_t y de L (trayectoria libre media). Wu (1985), analizó la distribución de la densidad de energía en el proceso de esparcimiento múltiple, basándose en la teoría del transporte (Ishimaru, 1978). Sus resultados predicen analíticamente la distribución espacial de la densidad de energía de la onda sísmica para una longitud de tiempo infinito en términos de Q_s y Q_i . La teoría de Wu (1985) fué aplicada en el noreste de Estados Unidos y Canadá (Toksoz *et al.* 1988), en California (Mayeda *et al.* 1991) y en Alaska (Mc Sweeney *et al.* 1991) para estimar Q_t^{-1} y el albedo sísmico (atenuación por esparcimiento con respecto a la atenuación total). Recientemente, Hoshiya (1991), simuló numéricamente las distribuciones espacio-tiempo para dispersores múltiples, para el caso en donde la fuente y el receptor están espacialmente separados. Hoshiya (1991), enfatizó que trabajar con una ventana de tiempo muy grande en lugar de trabajar con múltiples ventanas (al menos dos), puede generar algunos errores al estimar las curvas de energía.

Ya que de los sismogramas es posible obtener estimaciones de la energía sísmica, entonces es posible comparar relaciones funcionales entre energía y distancia hipocentral, con las predichas por los modelos de Wu, y así obtener valores de Q_i y de L .

Para la región del Istmo de Tehuantepec, ubicada en el sureste de México y de interés en éste trabajo, se han desarrollado anteriormente estudios sobre atenuación, como los de Padilla (1992); Chávez *et al.* (1992), quienes utilizaron los registros de la campaña sísmica de 1986 en la región del Istmo (Ponce *et al.* 1992). Estos autores estudiaron la atenuación de la región en términos del modelo SS de Aki y Chouet (1975) y Sato (1977) y obtuvieron los siguientes valores del factor de calidad, $Q_c(f) = Q_o f^\alpha$, con $68 \leq Q_o \leq 168$ y $0.66 \leq \alpha \leq 1.04$. Además concluyeron que los valores de Q_c , para sismos de profundidad intermedia son ligeramente mayores a los calculados para los sismos superficiales incluidos en su estudio. Payero (1995), utilizó datos del Servicio Sismológico Nacional (SSN) y calculó también el factor de calidad Q_c en términos de modelo de SS, obtuvo valores de $65 \leq Q_o \leq 173$ y $0.87 \leq \alpha \leq 1.25$.

Sin embargo, los autores citados, coinciden en precisar que aún cuando Q_c es una medida de atenuación, no es claro a que tipo de atenuación se pueden relacionar los valores encontrados.

Los resultados antes obtenidos, se interpretaron considerando que en la región del Istmo de Tehuantepec, la actividad sísmica esta asociada a la convergencia de tres placas, la del Caribe, de Norte América y de Cocos. Esta convergencia define una junta triple del tipo trinchera-trinchera-falla, con una geometría muy compleja (Velasquillo, 1994). La placa de Cocos, subduce a la Placa de Norte América, con planos de subducción de 45 a 50 grados a partir de los 96 grados de longitud oeste (Ponce *et al.*, 1992). Los sismos de la zona son principalmente de profundidad intermedia (mayor de 50 km), sin embargo, también se presentan sismos superficiales (menores a 50 km). Los estudios sobre geología realizados por Carfantan (1986), Delgado y Carballido (1990), Vázquez *et al.* (1990), indican la existencia de fallas tectónicamente activas en las partes norte y centro del Istmo de Tehuantepec.

Los trabajos de neotectónica realizados por Barrier *et al.* (1993) y Velasquillo (1994), muestran que las partes norte y centro del Istmo de Tehuantepec se caracterizan por formaciones sedimentarias del plio-cuaternario y cuaternario, en las cuales existen fallas normales conjugadas en las direcciones NW-SE, NE-SW. Mencionan además que las partes norte y centro del Istmo se encuentran en un estado de esfuerzos extensional, en las direcciones NW-SE, en cuando menos los primeros 10 km de corteza, relacionado con las fallas mencionadas. Como podemos ver, la zona de estudio presenta características

geológicas complejas, lo cual nos motivó a estudiar la atenuación con un modelo avanzado más realista como lo es el de esparcimiento múltiple.

En éste trabajo se analizaron algunos registros digitales de sismos locales registrados durante la campaña de 1986 (Ponce *et al*; 1992), para estudiar la atenuación del Istmo de Tehuantepec, tanto el cálculo como la interpretación de los resultados se hizo en términos del modelo de esparcimiento múltiple isotrópico (MS).

Primero se presenta la discusión de dos aspectos importantes en estudios de atenuación: la tectónica y la sismicidad. Enseguida mostramos como se obtuvieron las correcciones por efectos de sitio y fuente. A diferencia de trabajos anteriores en los que el procedimiento para obtener la corrección por efecto de sitio, requiere de tener una estación de referencia; en el presente estudio se realizó con una técnica que no la requiere. Empleamos la técnica de Nakamura (1989), la cual consiste en la estimación del cociente espectral entre el componente horizontal sobre el vertical de un registro sísmico obtenido en el mismo sitio. La corrección por efecto de fuente se estimó utilizando la coda de los sismos locales seleccionados para el estudio (Ponce *et al*; 1992).

Una vez estimados los valores de corrección, se calcularon las curvas de energía contra distancia de cada registro para las ventanas de datos, la primera desde el inicio de la onda S y la segunda 15 segundos después (con una longitud de 15 segundos cada una). A continuación se calculó la energía sísmica dentro de cada una de las ventanas seleccionadas y se corrigió por efecto de sitio y tamaño de la fuente, enseguida se promediaron los valores dentro de las bandas de frecuencia seleccionadas y se asignaron a la frecuencia central de cada banda, este valor promedio fue graficado contra la distancia hipocentral correspondiente al evento analizado para cada frecuencia, consiguiendo así tener una serie de puntos en la grafica de energía contra distancia, cada uno correspondiente a un evento.

La comparación de nuestros resultados con las curvas teóricas de energía contra distancia obtenidas con el modelado de Hoshiya (1991), permitió obtener una estimación de albedo sísmico, de la cantidad relativa de dispersión y atenuación intrínseca en la región del Istmo de Tehuantepec.

Presentamos entonces los resultados en gráficas de energía contra distancia hipocentral, incluyendo límites de albedo sísmico (B_0) y trayectoria libre media (L), que muestran las predicciones hechas por los modelos de esparcimiento múltiple isotrópico.

II. MÉTODOS PARA ESTIMAR LA ATENUACIÓN DE LAS ONDAS SÍSMICAS.

II.1 Método de Aki y Chouet (1975).

Este método considera a la coda como una superposición de ondas dispersas por efecto de heterogeneidades discretas, propone que las ondas de cuerpo son las que originan las ondas de coda. El método considera por simplicidad que la fuente y el receptor se ubican en el mismo sitio.

Con base en éstas consideraciones Aki y Chouet (1975), obtuvieron la siguiente expresión para el espectro de potencia de una señal sísmica.

$$P(\omega / t) = |\phi(\omega / r_0)|^2 8r_0^4 \pi \sigma v^{-1} t^{-m} e^{-\omega t / Q_c} \quad 2.1$$

La ecuación anterior la podemos expresar en forma general como sigue:

$$P(\omega / t) = S(\omega) t^{-m} e^{-\omega t / Q_c} \quad 2.2$$

donde

$|\phi(\omega / r_0)|$: espectro de amplitud de la onda dispersada.

r_0 : distancia de referencia.

σ : densidad de heterogeneidades por unidad de volumen.

v : velocidad de la onda considerada.

t^{-m} : dispersión geométrica.

$e^{-\omega t / Q_c}$: efecto de atenuación.

$S(\omega)$: factor que incluye los parámetros de la fuente y de sitio.

Aki y Chouet (1975), relacionaron el espectro de potencia con las amplitudes de la coda observadas en los sismogramas. Se puede relacionar $\langle f^2(t) \rangle$ (amplitud cuadrática media de la envolvente) con $P(\omega / t)$, ya que la transformada de Fourier de dicho espectro es la función de autocorrelación:

$$\phi(t, \tau) = \langle f(t), f(t + \tau) \rangle = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} P(\omega / t) e^{i\omega \tau} d\omega \quad 2.3$$

para $\tau=0$

$\phi(t, 0) = \langle f^2(t) \rangle$, podemos expresar la ecuación anterior como sigue:

$$\langle f^2(t) \rangle = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} P(\omega / t) d\omega \quad 2.4$$

si consideramos:

$P(\omega / t) = P$ constante $\omega_0 < |\omega| < \omega_1$

$P(\omega / t) = 0$ en caso contrario, la expresión 2.4 se puede escribir como:

$$\langle f^2(t) \rangle = 2P(\omega / t) \Delta f \quad 2.5$$

donde

$$\Delta f = \frac{\omega_1 - \omega_0}{2\pi}$$

Si $A(\omega/t)$, es la amplitud registrada en el sismograma, la podemos expresar como:

$$A(\omega/t) \approx \sqrt{2P(\omega/t)\Delta f} \quad 2.6$$

Si la amplitud de la envolvente $A(\omega/t)$ es medida pico a pico, entonces $A(\omega/t)$ se expresa como:

$$A(\omega/t) = 2\sqrt{2P(\omega/t)\Delta F} \quad 2.7$$

Combinando la expresión (2.2) con (2.7):

$$A(\omega/t) = C(\omega)t^{-a}e^{-a\omega/2Q_c} \quad 2.8$$

donde

$$a = \frac{m}{2}$$

$$C(\omega) = 2\sqrt{2S(\omega)\Delta f} \quad 2.9$$

Obteniendo el logaritmo natural en ambos lados de la expresión (2.8) se tiene:

$$\ln A(\omega/t) = \ln C(\omega) - a \ln t - bt \quad 2.10$$

Para

$$b = \frac{\omega}{2Q_c} \quad 2.11$$

En la ecuación (2.10), se observa la separación del factor de fuente ($\ln C(\omega)$), la dispersión geométrica (a) y la atenuación (b). Podemos conocer el valor de Q_c a través del espectro de potencia en la expresión (2.2). Considerando que $m=2$, el valor de t^{-2} en dicha expresión es equivalente al factor de dispersión geométrica $k(t/t_s)$ del método sugerido por Sato (1977), con lo que la ecuación (2.2) puede escribirse como:

$$P(\omega/t) = S(\omega)K(t/t_s)e^{-a\omega/2Q_c} \quad 2.12$$

Obteniendo el logaritmo en ambos lados de la ecuación:

$$\log \left[\frac{P(\omega/t)}{K(t/t_s)} \right] = S - bt \quad 2.13$$

Donde S es una constante que depende de la frecuencia y b lo expresamos como:

$$b = 2\pi(\log_{10} e)f/Q_c \quad 2.14$$

Conociendo la pendiente de la ecuación (2.13) podemos obtener el valor para Q_c .

II.2 Método de Hoshiya, Sato y Fehler (1991).

La atenuación sísmica es causada principalmente por dos factores, dispersión debida a heterogeneidades en el medio Q_s^{-1} y absorción intrínseca por inelasticidad Q_i^{-1} . De esta manera la atenuación total se define de la siguiente forma:

$$Q_t^{-1} = Q_s^{-1} + Q_i^{-1} \quad 2.15$$

Este método presenta una alternativa para separar Q_s^{-1} y Q_i^{-1} de Q_t^{-1} , mediante la comparación de las distribuciones de energía sísmica observadas con las gráficas de distribución de energía contra distancia hipocentral calculadas por simulación numérica.

Este método considera dispersión múltiple e isotrópica y una distribución de dispersores uniforme; además de que considera que la fuente y el receptor están separados.

Basándose en estas consideraciones Hoshiya *et al.* (1991), desarrollaron el siguiente método, para separar los principales factores responsables de la atenuación (dispersión y absorción intrínseca) asociados a la trayectoria de viaje entre la fuente y el receptor.

Tomando $E(r,t|\omega)$ como la densidad de energía para ambas ondas directas y dispersadas para distancia hipocentral, r , y lapso de tiempo t , medido desde el tiempo de origen, para la banda de frecuencia alrededor de la frecuencia angular central ω . Sin considerar la conversión de ondas entre diferentes frecuencias, para poder estimar Q_s^{-1} y Q_i^{-1} en cada banda de frecuencias independientemente. Omitiendo el símbolo ω , podemos escribir $E(r,t)$ representando $E(r,t|\omega)$ en lo siguiente. Aquí, dejamos ser E_1 , E_2 y E_3 integrales para tres diferentes ventanas de lapso de tiempo,

$$\begin{aligned} E_1(r) &= v \cdot \int_{r/v}^{r/v+T_1} E(r,t) dt \\ E_2(r) &= v \cdot \int_{r/v+T_1}^{r/v+T_2} E(r,t) dt \\ E_3(r) &= v \cdot \int_{r/v+T_2}^{r/v+T_3} E(r,t) dt \end{aligned} \quad 2.16$$

Fijando el tiempo T_1 , T_2 y T_3 para la ventana de las integrales medidas desde el inicio de la onda S. $E_1(r)$ representa la energía integrada de la onda directa y ondas coda cercanas, $E_3(r)$ para las ondas de coda de la parte posterior, $E_2(r)$ para aquellas en la parte media. E_2 y E_3 están compuestas por ondas dispersadas solamente. Se grafican $4\pi r^2 \cdot E_1(r)$, $4\pi r^2 \cdot E_2(r)$ y $4\pi r^2 \cdot E_3(r)$, contra distancia hipocentral r . La técnica para obtener $4\pi r^2 \cdot E_1(r)$, $4\pi r^2 \cdot E_2(r)$ y $4\pi r^2 \cdot E_3(r)$, para una fuente de magnitud unitaria se describe de la siguiente manera. Primero se resuelven las integrales (2.16) para los parámetros t y r . Definiendo L_s como:

$$1/L_s \equiv (Q_s^{-1} + Q_i^{-1}) \cdot \omega / v \quad 2.17$$

El cual se denomina longitud de extinción en Wu y Aki (1988). La onda sísmica está compuesta de dos partes: onda directa y onda dispersada. Definiendo $E_s(\bar{r}, \bar{t})$ como la densidad de energía de ondas dispersadas obtenidas por simulación. Cuando L_s y $B_o = (Q_s^{-1} / Q_i^{-1})$ son dados, multiplicando la energía de la onda directa por el factor de atenuación total y la energía de la onda dispersada por el factor de absorción intrínseca, se obtiene $4\pi^2 \cdot E_1(r)$, $4\pi^2 \cdot E_2(r)$ y $4\pi^2 \cdot E_3(r)$ de $E_s(\bar{r}, \bar{t})$.

$$\begin{aligned} 4\pi^2 \cdot E_1(r) &= \exp(-L_s^{-1} \cdot r) + 4\pi^2 \cdot \frac{v}{W_o} \cdot \int_{r/v}^{r/v+T_1} E_s(r, t) \cdot \exp(-hvt) dt \\ 4\pi^2 \cdot E_2(r) &= 4\pi^2 \cdot \frac{v}{W_o} \cdot \int_{r/v+T_1}^{r/v+T_2} E_s(r, t) \cdot \exp(-hvt) dt \quad 2.18 \\ 4\pi^2 \cdot E_3(r) &= 4\pi^2 \cdot \frac{v}{W_o} \cdot \int_{r/v+T_2}^{r/v+T_3} E_s(r, t) \cdot \exp(-hvt) dt \end{aligned}$$

donde

$$\begin{aligned} L_s^{-1} &= g \cdot (1/B_o), & r &= \{B_o / (L_s g)\} \cdot r \\ h &= L_s^{-1} \cdot (1 - B_o) = g \cdot \{(1 - B_o) / B_o\}, & T_i &= \{B_o v / (L_s g v)\} \cdot T_i, \quad (i=1,2,3) \end{aligned}$$

El primer término en el lado derecho de $E_1(r)$ representa la energía de la onda directa decrementándose por la atenuación total. El factor exponencial, $\exp(-hvt)$, en cada integral significa absorción intrínseca. Las curvas teóricas calculadas de esta manera (ecuación 2.18), muestran las distribuciones de energía contra distancia hipocentral, para diferentes pares de L_s y B_o .

En la práctica se comparan curvas calculadas $4\pi^2 \cdot E_1(r)$, $4\pi^2 \cdot E_2(r)$ y $4\pi^2 \cdot E_3(r)$ con las simulaciones numéricas modeladas y se seleccionan los valores más adecuados de L_s y B_o .

Donde Q_s^{-1} y Q_i^{-1} están dados por las siguientes relaciones:

$$Q_s^{-1} = v \cdot B_o / (L_s \cdot \omega) \quad 2.19$$

$$Q_i^{-1} = v \cdot (1 - B_o) / (L_s \cdot \omega) \quad 2.20$$

Los valores de g y Q_i^{-1} pueden disminuir con la profundidad en la tierra. Porque $E_2(r)$ y $E_3(r)$ son afectados por las propiedades de la estructura a profundidad más que $E_1(r)$, la disminución de g mueve las curvas de $E_2(r)$ y $E_3(r)$ hacia abajo en comparación con $E_1(r)$ y el decremento de Q_i^{-1} las mueve hacia arriba.

Las curvas de energía fueron simuladas para el caso donde la potencia de la fuente es unitaria y todos los factores de amplificación de sitio son los mismos. Por lo tanto, para aplicar el método descrito en la sección previa es necesario corregir diferentes tamaños de fuentes y amplificaciones de sitio. Para poder comparar con las curvas teóricas calculadas mediante simulación.

II.3 Efectos de Sitio y Fuente.

Es importante precisar que las amplitudes sísmicas registradas en una estación, están afectadas por las características de la fuente, por el efecto de sitio (donde se ubica la estación), por dispersión geométrica, y por atenuación del medio (esparcimiento y absorción) a través del cual viaja la energía desde la fuente hasta la estación, (Aki y Chouet, 1975).

Para poder separar alguna de éstos factores, primero debemos conocerla o estimarla; basándonos en la posibilidad de separar los efectos de sitio, fuente y trayectoria, de las ondas sísmicas (Phillips y Aki, 1986)

En ésta sección presentamos una alternativa para estimar estos efectos de forma independiente.

Para estudiar la atenuación de las ondas sísmicas en su viaje desde la fuente hasta el receptor como una función de la trayectoria recorrida, es necesario eliminar los efectos tanto del tamaño de la fuente como del efecto de sitio local los cuales modifican las amplitudes de las señales registradas, separando de esta forma la atenuación debida a la trayectoria recorrida. En primer lugar discutiremos el análisis realizado para estimar el efecto de sitio, después el estudio realizado para estimar el efecto que tiene el tamaño del sismo y por último compensaremos por dispersión geométrica.

II.4 Método para calcular el efecto de sitio.

Para determinar el efecto de sitio de cada estación se utilizó la técnica de cocientes espectrales para estimar efectos de sitio en regiones de moderada a alta sismicidad. Una

ventaja para nosotros al utilizar esta técnica, es que nos permite estimar este efecto usando cocientes espectrales entre componentes horizontales y verticales de movimiento sin emplear o hacer referencia a alguna estación en particular. Las estaciones que analizaremos se ubican en diferentes contextos geológicos y topográficos, como se muestra en la figura 11 y en la tabla 2. Debido a que no contamos con un registro de eventos común a todas las estaciones para poder analizar el efecto de sitio haciendo referencia a una estación ubicada en roca firme, como proponen Phillips y Aki (1986), para evaluar el efecto de sitio. Nosotros decidimos analizar por separado el efecto de sitio que correspondiente a cada estación.

La técnica fué inicialmente propuesta por Nakamura (1989) para interpretar mediciones de microtremores, y utilizada con éxito por Lermo y Chávez-García (1993). Estos autores concluyen que si los efectos de sitio son causados por la geología, una estimación del período dominante y del nivel de amplificación pueden ser obtenidos usando registros de una sola estación.

Para describir el método, seguimos de cerca los trabajos de Nakamura (1989) y Lermo y Chávez-García (1993).

Definiendo A_s como la relación:

$$A_s = \frac{V_s}{V_B} \quad 2.21$$

donde V_s , es el espectro de amplitud de la componente vertical de movimiento para la superficie y V_B es el espectro de amplitud de la componente vertical de movimiento para el semi-espacio, esto es bajo la hipótesis de que el efecto de amplificación de sitio se debe a la presencia en la superficie de una capa de sedimento suave sobreyaciendo al semi-espacio, en este caso se tienen cuatro componentes de movimiento, componentes horizontal y vertical para el semi-espacio y componentes horizontal y vertical para la superficie.

Nakamura (1989), define la relación S_E , como una estimación del efecto de sitio mediante:

$$S_E = \frac{H_s}{H_B} \quad 2.22$$

donde H_s es el espectro de amplitud de la componente horizontal de movimiento para la superficie y H_B es el espectro de amplitud de la componente horizontal de movimiento para la base de la capa de suelo. Para compensar S_E por el efecto de fuente, una función de efecto de sitio modificada S_M , será:

$$S_M = \frac{S_E}{A_s} \quad 2.23$$

lo cual es equivalente a:

$$S_M = \frac{\frac{H_S}{V_S}}{\frac{H_B}{V_B}} \quad 2.24$$

y finalmente, proponen que H_B/V_B es igual a la unidad, es decir, que para el semi-espacio no existe el efecto de sitio, entonces tenemos:

$$S_M = \frac{H_S}{V_S} \quad 2.25$$

Lermo y Chavéz-García (1993), notaron que la componente vertical de movimiento no presenta variaciones significativas de amplitud a pesar del tipo de suelo donde se encuentre la estación. Al parecer la componente vertical no sufre efectos de sitio importantes lo cual no ocurre con las componentes horizontales del movimiento, las cuales son afectadas por el efecto del sitio en donde se ubica la estación. Por lo tanto, se puede utilizar la relación espectral de esta forma para estimar efectos de sitio.

II.5 Método para calcular el efecto de Fuente.

La forma del espectro de fuente de la coda, es independiente del tamaño de la fuente. Esto se espera, si la fuente puede representarse como un punto. Lo finito de la fuente actúa como un filtro de corte alto, con la frecuencia de corte determinada por la magnitud de la fuente. Si las frecuencias de la coda son más bajas que las frecuencias de corte para cada temblor, no existirá el efecto finito en el espectro de coda, (Aki, 1969).

El contenido espectral de un temblor cambia sistemáticamente con la magnitud del sismo, en un área sísmica determinada, la forma de cómo el espectro cambia con la magnitud se denomina ley de escalamiento del espectro sísmico, Aki (1967).

El valor relativo del espectro de fuente para dos temblores diferentes puede ser determinado de la relación del factor de fuente de la amplitud de la coda. Aunque la excitación depende de la geología local del sitio de la estación, el factor de fuente para la estación, determinado a partir de diferentes temblores no está afectado por la geología local, Tsujiura (1978). Así el espectro de fuente de eventos grandes se obtiene usando el factor de fuente de la amplitud de la coda relativo a un sismo de referencia.

El factor de fuente de la coda, es proporcional a la raíz cuadrada de la energía sísmica total dentro de una banda de frecuencia unitaria, alrededor de la frecuencia angular (ω). De esta manera, los valores relativos del espectro de fuente para dos temblores

diferentes pueden ser estimados del cociente del factor de fuente de la amplitud de la coda. Una vez que se fija el valor absoluto del espectro de fuente para el temblor de magnitud más pequeña, se pueden obtener los valores de los sismos más grandes usando el factor de fuente de la amplitud de la coda relativo al que corresponde al de magnitud más pequeña, (Aki y Chouet, 1975).

Aki y Chouet (1975), demostraron la separabilidad de los efectos de sitio, fuente y trayectoria en las ondas de coda. Mostraron que la amplitud espectral de las ondas de coda observadas (suficientemente después del paso de todas las ondas primarias) para un tembor, puede ser descrita como:

$$A(\omega|t) = S(\omega)R(\omega)C(\omega|t) \quad 2.26$$

donde $C(\omega|t)$ es el término de la trayectoria, el cual es común para todos los receptores y fuentes en un área, el término de fuente $S(\omega)$ depende solamente de la fuente y el término $R(\omega)$ depende solo del sitio del receptor.

De esta manera, podemos normalizar la energía observada de diferentes fuentes sísmicas que fueron registradas en diferentes estaciones, por medio del cociente de la energía medida para cada ventana de tiempo analizada, entre la energía contenida en un intervalo de tiempo de referencia fijo en el coda.

III. GEOLOGÍA DEL ISTMO DE TEHUANTEPEC.

III.1 Generalidades.

La región estudiada está localizada en el sureste de México. Abarca una superficie de 150 000 km², aproximadamente. Por la región del "Istmo de Tehuantepec", entenderemos la parte del territorio mexicano limitada al Norte por el paralelo 19; al Sur, el paralelo 14; al Este, el meridiano 92; al Oeste, el meridiano 96, (fig. 1).

Comprende la región de los estados de Veracruz, Tabasco y Golfo de México (Planicie Costera del Golfo) al Norte; siguiendo una banda N-S de aproximadamente 100 km. de largo cuyo eje pasa por la depresión ístmica. La región incluye los relieves que bordean al Istmo de Tehuantepec, limitando al Este con la Sierra de Chiapas (Chiapas), al Oeste con la Sierra de Juárez y la Sierra Madre del Sur (Oaxaca) y al Sur con la Planicie Costera Pacífica (Golfo de Tehuantepec), figura 2.

III.2 Morfología

Una de las principales características de la región ístmica es una doble asimetría, según las direcciones N-S y E-W.

Según el eje N-S, el Istmo presenta un ligero basculamiento hacia el Norte, mientras que para el eje E-W el basculamiento es hacia el Oeste (Velasquillo, 1994), figura 3. Este doble basculamiento refleja probablemente dos fases distintas de deformación, las cuales dieron origen a la morfología actual. Esto probablemente ocasiona que las regiones Central y Septentrional están caracterizadas por cuerpos de material sedimentario (Plio-Cuaternario). Estos disminuyen de la Costa del Golfo de México (Planicie Costera del Golfo, fig. 2) al borde septentrional de la Planicie Costera Pacífica. Finalmente la parte Meridional se distingue por un hundimiento repentino que ocasiona la Planicie Costera Pacífica (Velasquillo, 1994), figura 3, sección N-S.

El Istmo de Tehuantepec desde el punto de vista geológico-estructural, está comprendido entre el Eje Neovolcánico Transmexicano al NE, el sistema de fallas transcurrentes (límite entre las placas Norteamericana y del Caribe) y al sur por la Trinchería Mesoamericana (Océano Pacífico), figura 5.

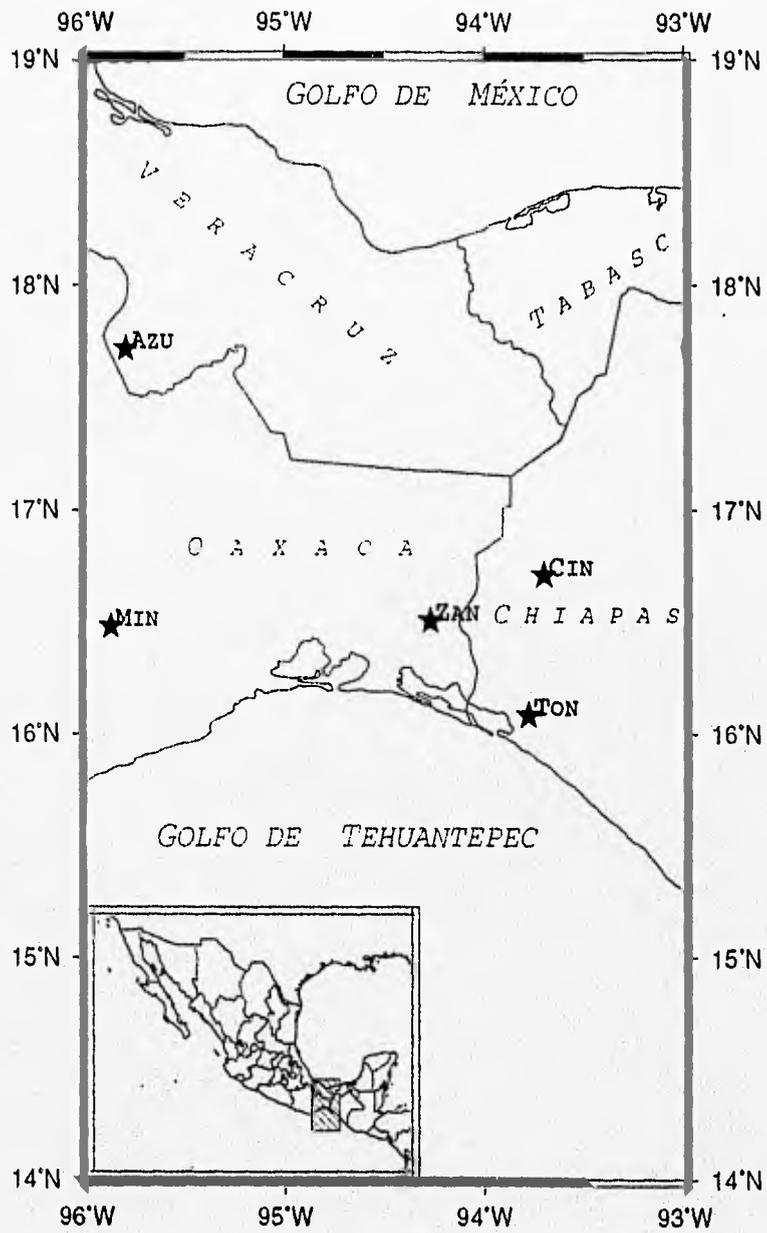


Figura 1 Localización del área de estudio.

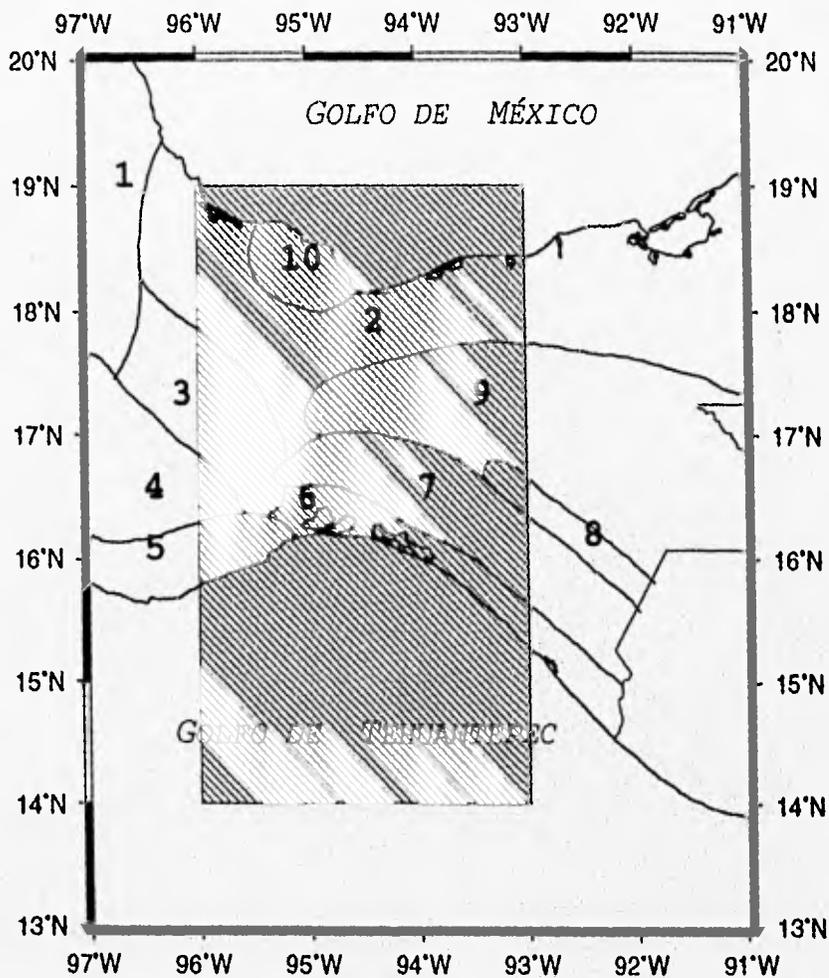


Figura 2 Provincias Fisiográficas. 1. Eje Neovolcánico; 2. Planicie Costera del Golfo; 3. Cordillera Oriental; 4. Altiplano de Oaxaca; 5. S. Madre del Sur; 6. Planicie Costera del Pacífico; 7. S. Madre de Chiapas; 8. Depresión de Chiapas; 9. Cinturón plegado de Chiapas y Guatemala; 10. Volcanes de los Tuxtlas. (Carfantan 1986).

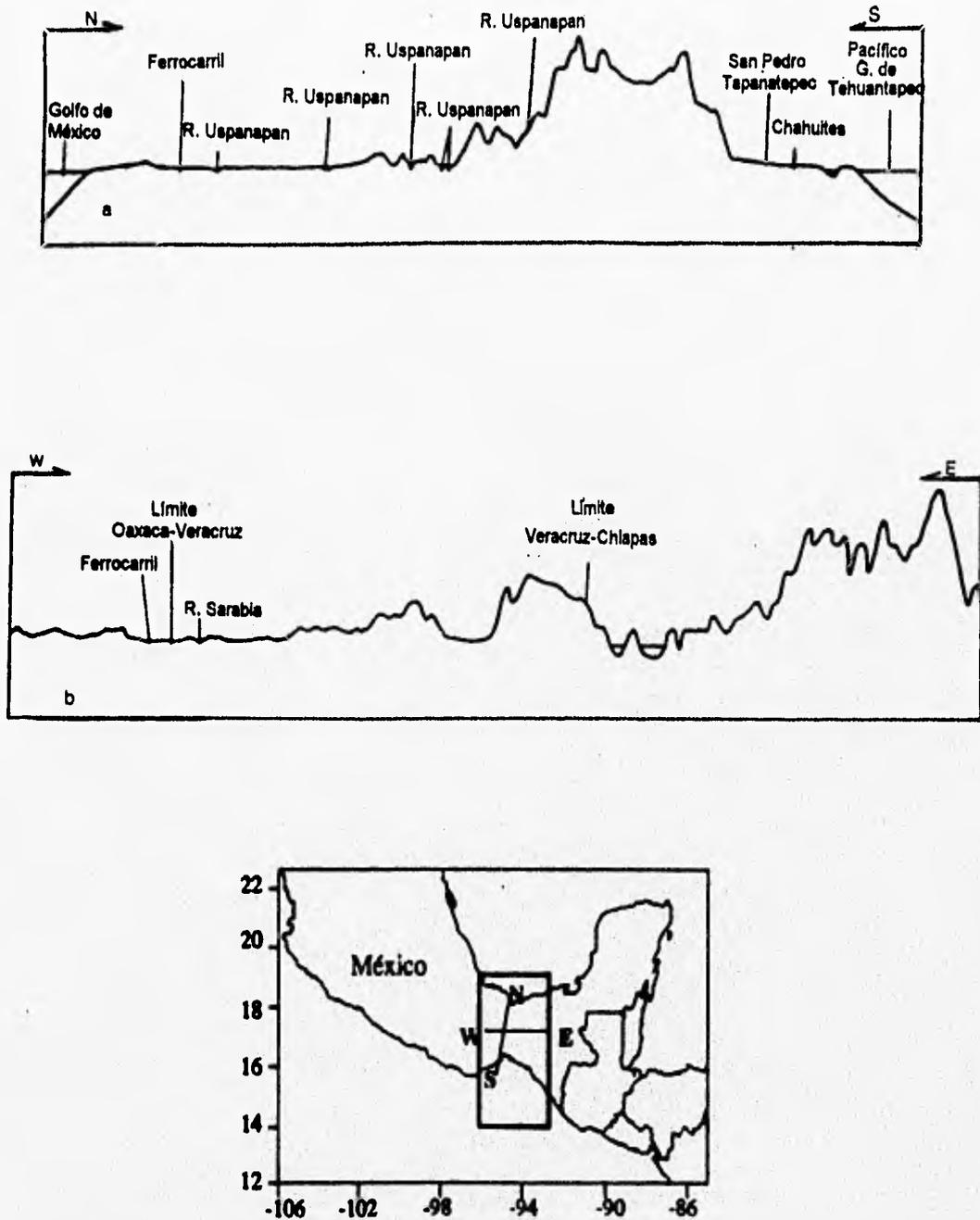


Figura 3 . a. Sección topográfica N-S.

Según el eje N-S la altitud disminuye regularmente hacia la Costa del Golfo de México (de la zona central hacia el norte), mientras que en la parte sur se presenta un hundimiento brusco hacia la Planicie Costera Pacífica (Golfo de Tehuantepec).

b. Sección topográfica E-W.

Según el eje E-W, el basculamiento es hacia el Oeste, por lo cual la altitud disminuye regularmente del Este hacia el Oeste a partir de Chiapas, remontando bruscamente al Oeste de la carretera Transísmica hacia los relieves de la Sierra de Juárez.

III.3 Geodinámica Regional.

En la zona sur del Istmo existe la convergencia de tres placas tectónicas, caracterizadas por una geometría compleja entre las placas del Caribe, Norteamericana y de Cocos, figura 4. Definiéndose de esta forma una zona de punto triple en algún lugar del Golfo de Tehuantepec (localizándose en 15° lat. N y 95° log. W, según Delgado y Carballido, 1990; Fig. 5). La interacción de estas tres placas es correlacionable con los accidentes geológicos mayores en el continente, tales como vulcanismo (Eje volcánico Transmexicano, Morán-Zenteno *et al.* 1996), fallas y desarrollo de cuencas. Finalmente, la actividad sísmica de esta zona es considerada por Singh y Pardo (1993), como el resultado de la interacción de placas del Pacífico, Norteamericana, Cocos y Rivera (Fig. 4). Por lo tanto la zona del Istmo de Tehuantepec se considera una región tectónicamente activa.

La presencia de una zona de punto triple de tipo Trinchera-Trinchera-Falla (TTF, Guzman-Speziale *et al.*, 1989; Delgado Carballido, 1990; Vazquez y Villaseñor, 1990; Schaaf *et al.* 1995, figura 5) en la parte sur del Istmo y su compleja geometría permite que la región se caracterice por un alto grado de actividad sísmica, figura 6. La evolución y existencia de esa zona de punto triple se continúa estudiando actualmente.

Dentro de la zona de estudio, se encuentran estructuras como el sistema de fallas transcurrentes sinistralas conocidas como "Sistema Motagua-Polochic", el cual comprende los sistemas de fallas transcurrentes sinistralas Polochic-Cuilco-Chixoy, Motagua y Jocotan-Chamelecon (fig. 5) y el cual marca el límite entre las Placas Norteamericana y del Caribe; la Trinchera Mesoamericana dividida en dos porciones debido a las características que impone la placa de Cocos, la Dorsal de Tehuantepec y la Dorsal Oriental Pacífica.

Las dataciones de rocas volcánicas y otras evidencias estratigráficas revelan que la actividad del sistema de fallas Motagua-Polochic es de 10.3 Ma a 6.6 Ma (Deanton y Burkart, 1984), haciéndolo sincrónico y genéticamente relacionado con la Dorsal del Caimán (fig. 5).

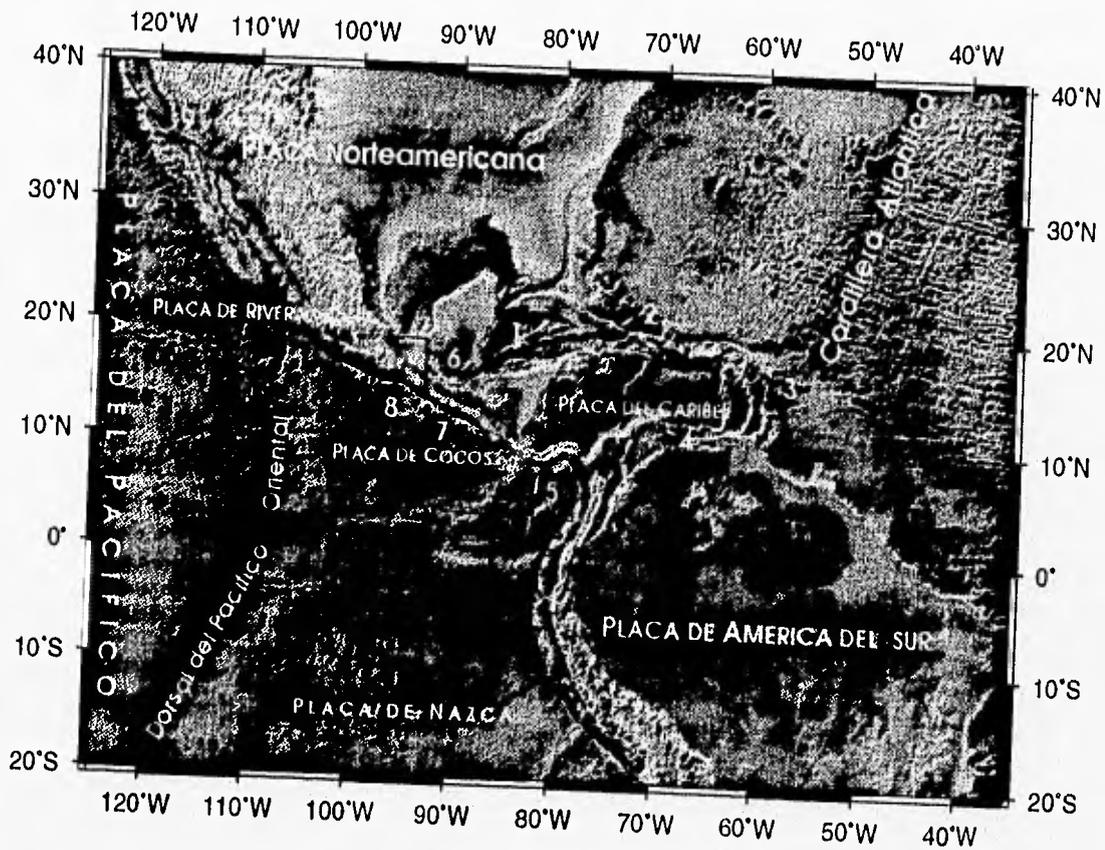


Figura 4 Placas tectónicas cercanas a la zona de estudio. 1. Falla Caimán o Bartlett. 2. Fosa de Puerto Rico. 3. Z. de subducción de las pequeñas, 4. Fallas Oca-del Pilar. 5. Fractura de Panama, 6. Sistema de Fallas Motagua-Polochic; 7. Trinchera Centroamericana, 8. Dorsal de Tehuantepec, 9. Sistema de Fracturas de San Andres-Golfo de California.

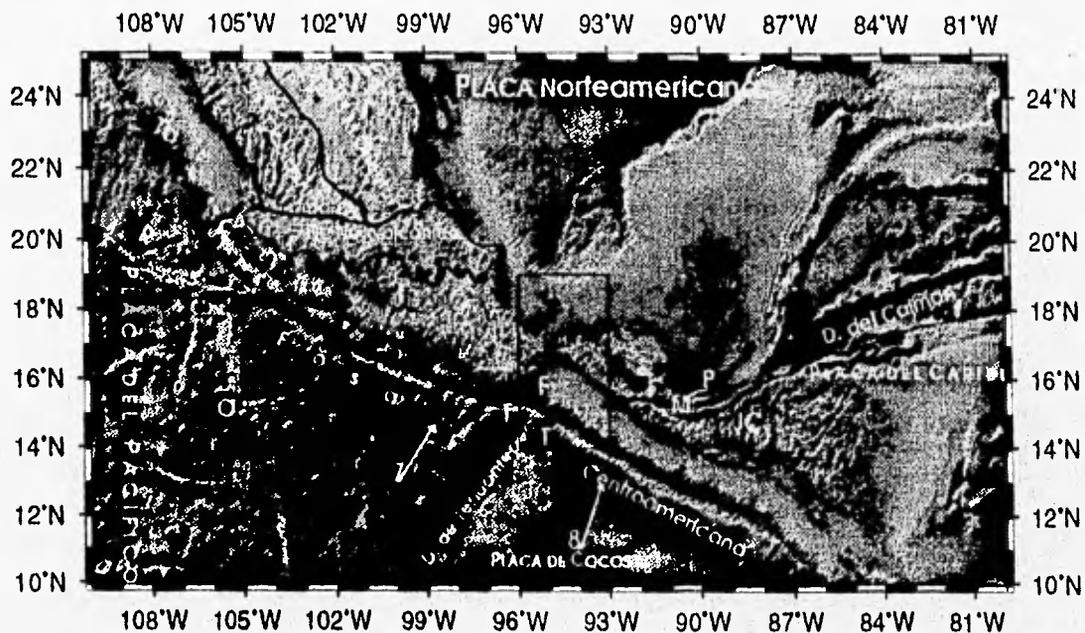


Figura 5 Situación tectónica del Centro-Sur de México y Dominios limítrofes.
 P. Sistema Polochic, M. Sistema Motagua, JC. Sistema Jocotán-Chamalecon.
 Fallas transformantes: Ta. Tamayo, R. Rivera, O. Orozco. Las flechas indican
 las direcciones y velocidades de convergencia de la placa (Minster et al.,
 1974). TTF, zona probable del punto triple (Delgado y Carballido, 1990).

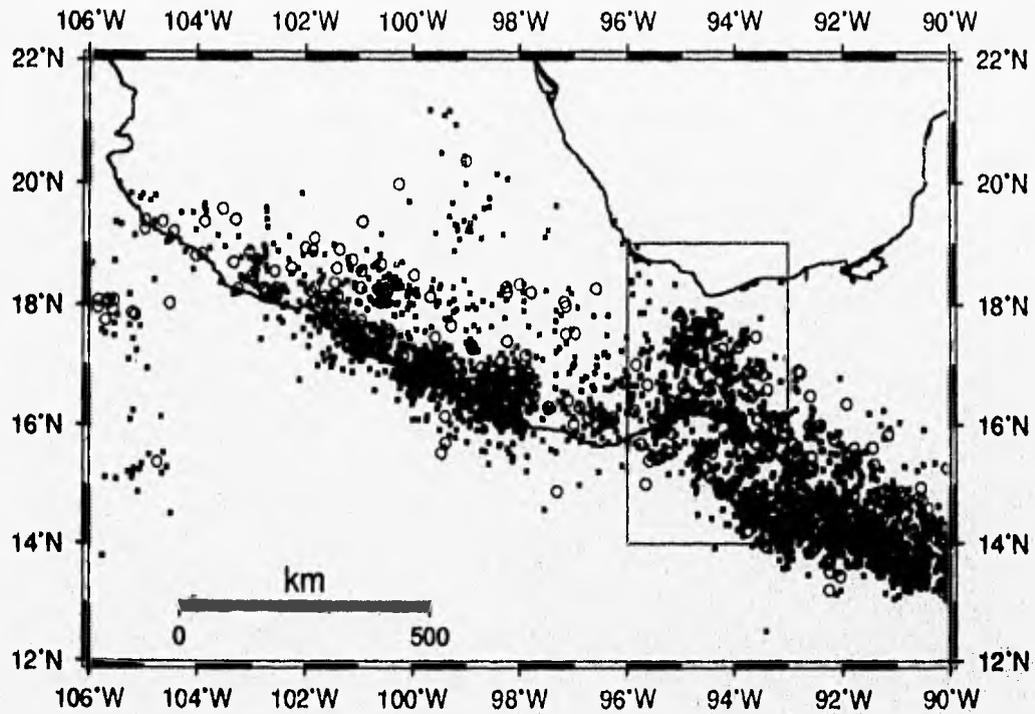


Figura 6 Actividad sísmica en el área de estudio y zonas adyacentes. Reportados por la USGS entre 1970 y 1996. Los rectángulos indican los epicentros de los sismos de magnitud inferiores a 5.0 y los círculos mayores de 5.0.

La actividad volcánica puede relacionarse con la subducción del fondo Oceánico Pacífico (Placa de Cocos), que subduce a la placa Norteamericana al Este de la Trinchera de Acapulco. La orientación oblicua de la cadena con respecto a la Trinchera y la existencia de varias provincias petrográficas se asocia a las variaciones de la convergencia entre estas placas, asociadas a la historia reciente del Pacífico Oriental. Sin embargo, el vulcanismo del Eje Transísmico Mexicano (Neógeno-Cuaternario) se superpone oblicuamente a los edificios volcánicos antiguos del México Septentrional, la Sierra Oriental y Sierra Madre Occidental (Carfantan, 1986; Fig. 5).

Por su parte la dorsal de Tehuantepec data desde hace 8 Ma (Lynn y Lewis, 1976), de tal forma que un cambio en el movimiento de Cocos-Pacífico y una reorientación de 20° de la Dorsal Oriental del Pacífico ocasionaron la discordancia entre el alineamiento de la Dorsal de Tehuantepec y las zonas de Fractura Clipperton y Siquieros (Fig. 6).

Estudios recientes han puesto en evidencia que la zona de subducción está definida por un plano que penetra en forma oblicua, con un ángulo que se incrementa del Oeste al Este. Según Dean y Drake (1978) existe una inclinación de 15° para la zona NW de la Dorsal de Tehuantepec (México) y de 21° para la zona de Guatemala, con vectores de desplazamiento relativo (subducción) entre una zona y otra de N35E y N20E y velocidades de 8 y 7 cm/año, respectivamente (Fig. 5). Havskov *et al.* (1982) proponen un plano de 45° de inclinación, mientras que Ponce *et al.* (1992) proponen planos a partir de los 96° de log oeste de 45° a 50° hacia la longitud Este (Fig 7).

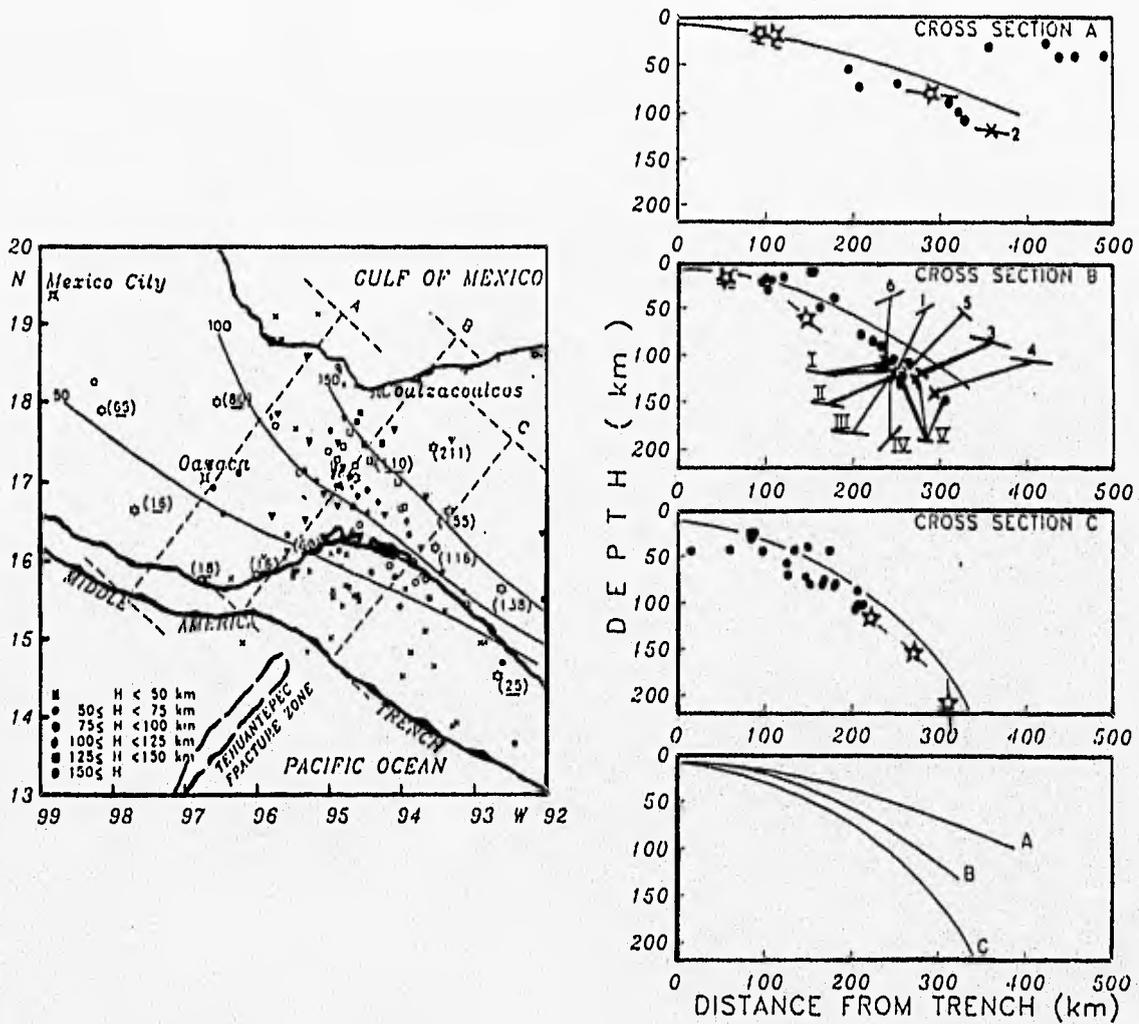


Figura 7 . Resultados del análisis de la microsismicidad en la región del Istmo de Tehuantepec y zonas aledañas. (Ponce et al, 1992) Los triángulos oscuros representan las localizaciones de las estaciones sísmicas. Las estrellas en blanco representan la profundidad focal de los telesismos y está indicada entre paréntesis. Las líneas indican curvas de isopropfundidades de la placa que subduce en Km. A la derecha se presentan las secciones de sismicidad señaladas en la figura de la izquierda.

III.4 Geología Regional.

La zona de estudio esta comprendida en la provincia geográfica "Sureste de Mexico" (XIV; Lopez Ramos, 1979: Fig. 7).

Esta provincia esta subdividida a su vez por las siguientes subprovincias:

- A. Cuencas Terciarias del Sureste: Istmo de Tehuantepec y Tabasco.
- B. Sierra de Chiapas
- C. Macizo de Chiapas
- D. Planicie Costera de Chiapas
- E. Porción Sur del Istmo de Tehuantepec

Como ya se mencionó en la seccion anterior, en forma sintetizada, esta provincia esta caracterizada por la conjunción de diferentes alineamientos tectónicos, los cuales imponen un cambio notable entre una zona muy plegada y afallada como la Sierra de Chiapas que contraste con la Cuenca Terciaria de Veracruz-Tabasco, que es considerada por varios autores como una plataforma estable (Lopez Ramos, 1979).

Los conjuntos geológicos mayores en la zona del Istmo de Tehuantepec son descritos por Carfantan (1986), los cuales se muestran en forma sintetizada en la figura 8.

Tres grandes eventos tectónicos influyeron en la sedimentación, sobre todo alrededor del Golfo de México : a) la apertura del Golfo de México a finales del Jurásico Medio (Jackson y Seni, 1983; Scott, 1984; Amos Salvador, 1987; Sheridan *et al*, 1988; citados por Michuad y Fourcade, 1989); b) el origen de una megaplataforma cabonatada a partir del Aptiano Superior-Albiano (Wilson, 1975; citado por Michuad y Fourcade, 1989) que bordea al Golfo de México y que corresponde a las plataformas de Bahamas, de la Florida meridional y de Texas al Norte, la de Coahuila-Valles San Luis Potosi-Cordoba al Oeste, las de Chiapas al Sur y de Yucatán al Este. Esta megaplataforma es identificada hasta los limites del Pacifico en el estado de Colima (Michaud *et al*. 1988; Fourcade *et al*. 1989) y c) la fase tectónica Campaniana (Subherciniana, Carfantan 1985).

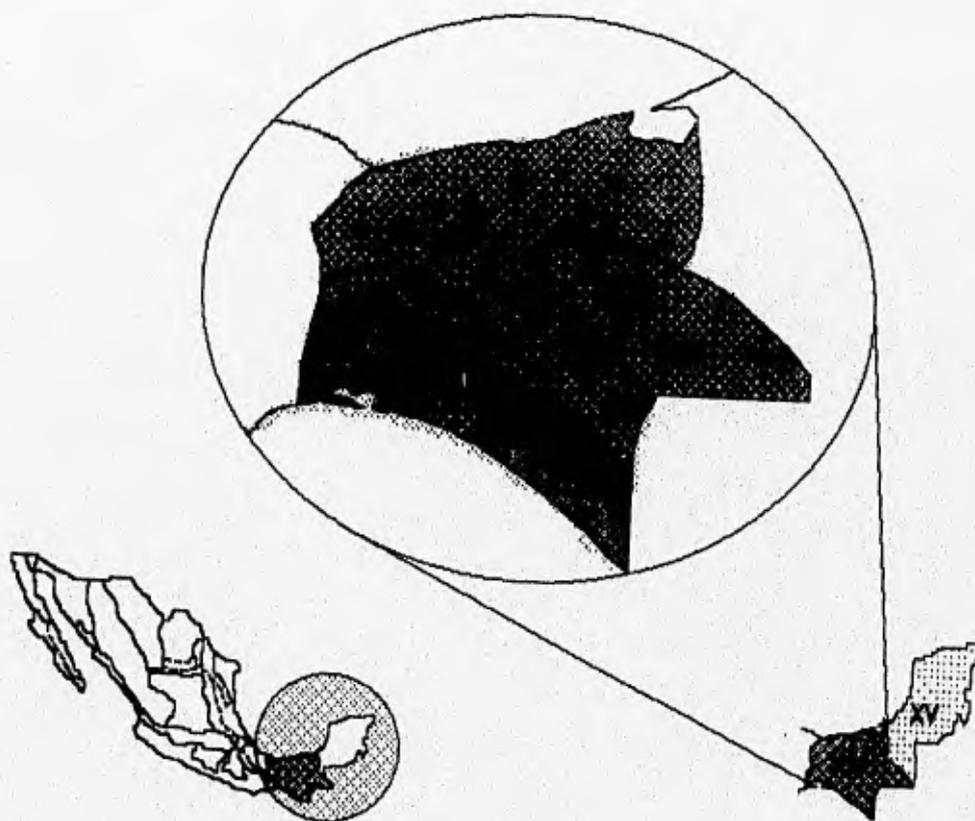


Figura 8 Provincias fisiográficas dentro de la zona de estudio. (López Ramos, 1979)

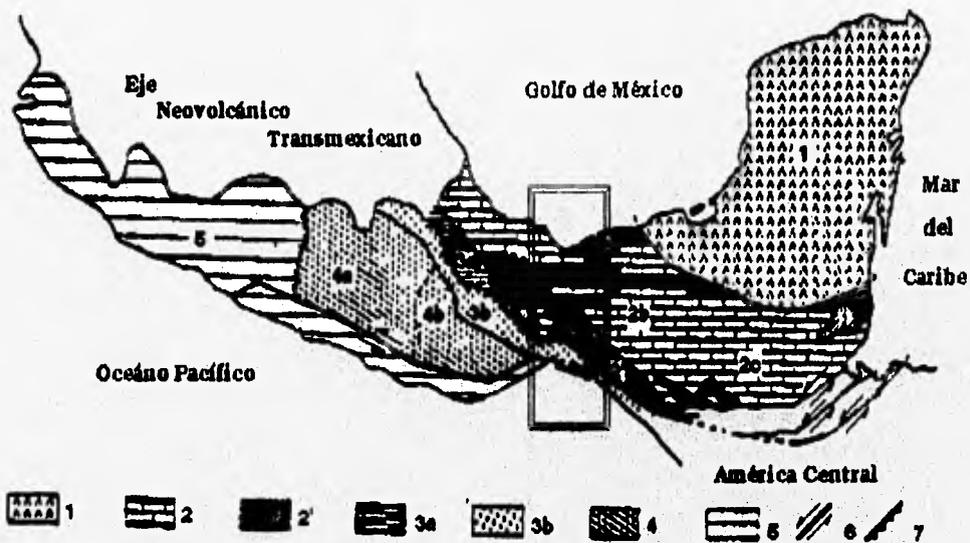


Figura 9. Conjuntos Geológicos del Centro-Sur de México.

1. Antepaís Maya; 2. Dominios: a) Olmeca, b) Chiapaneco, c) Quiche; 2' Basamento del Dominio Olmeca, Chiapaneco y Quiche; 3. Sierra de Juárez, a) Dominio Externo, b) Dominio Interno; 4. Dominio Oaxaqueño, a) Dominio Zapoteco, b) Dominio Mixteco; 5. Dominio Cordillerano Oriental; 6. Principales fallas de movimiento lateral; 7. Cabalgamientos Mayores. (Carfanta, 1986).

III.5 Neotectónica del Istmo de Tehuantepec

A continuación se presentará un resumen del estudio neotectónico descrito por Velasquillo, 1994.

El análisis de las poblaciones de fallas permitió proponer deformaciones en relación a la aparición del Istmo de Tehuantepec, que son posteriores al Cretácico Superior y contemporáneas a la última fase orogénica de la región (fase Chiapaneca).

Dicho estudio hace mención a dos tipos de episodios principales:

a) El primer episodio distensivo fue observado en la parte meridional del Istmo, esta distensión orientada NNW-SSE a NNE-SSW es asociada a una tectónica de fallas normales de dirección E-W a ENE-WSW y posteriores al Sistema Orogénico Chiapas-Sierra de Juárez (Cretácico Terminal-Paleoceno), afectando a los batolitos del Mioceno Superior y a las series plio-pleistocenas continentales y marinas en el Centro del Istmo (Fig. 9). Este episodio distensivo es el último acontecimiento tectónico asociado a las deformaciones importantes en el sector central y sobre todo meridional del Istmo. Es probablemente, el origen del hundimiento de la Planicie Costera y de su escarpe que constituye los relieves más altos de la región Istmica.

b) El segundo episodio distensivo N-S se desarrolló en la parte Norte del Istmo, esta distensión es posterior al Mioceno Superior, afectando los derrames volcánicos de "Los Tuxtles", así como las series plio-pleistocenas continentales y marinas. Este episodio distensivo es considerado de orden Neotectónico.

III.6 Geología asociada a las estaciones de estudio.

Las estaciones del presente estudio se localizan dentro de provincias muy diferentes, desde el punto de vista fisiográfico, geológico y topográfico. A continuación describiremos algunas características geológicas de los sitios donde se instalaron las estaciones Cin, Ton, Min, Zan y Azu (campana de microsismicidad de Ponce *et al.* 1986).

La estación Cin, se localiza dentro de la provincia fisiográfica del Cinturón Plegado de Chiapas y Guatemala (Carfentan, 1986) y dentro de la subprovincia geológica de la Sierra de Chiapas (López Ramos, 1979), a una altitud de 770 m.s.n.m. La estación se instaló sobre un aluvión que se encuentra sobreyaciendo a roca sedimentaria del Cretácico Medio. A pesar de la ubicación dentro de la zona de la Sierra de Chiapas, caracterizada por un fuerte plegamiento NW-SE, cerca de la estación no se presenta ningún plegamiento fuerte al menos en un perímetro de 10 km.

La estación Ton, se localiza dentro de la provincia fisiográfica de la Planicie Costera Pacífica (Carfantan, 1986) y dentro de la subprovincia geológica de la Planicie Costera de Chiapas (López Ramos, 1979), se localiza a una altitud de 160 m.s.n.m., sobre una granodiorita.

La estación Min, se localiza dentro de la provincia fisiográfica del Altiplano de Oaxaca (Carfantan, 1986) y dentro de la subprovincia geológica de la Sierra de Juárez (López Ramos, 1979) cuyo frente pasa a nivel del Istmo de Tehuantepec. La estación se ubica en un antiguo socavon minero a una altitud de 1290 m.s.n.m., sobre una caliza cretácica metamorfozada.

La estación Zan, se localiza dentro de la provincia fisiográfica de la Planicie Costera Pacífica (Carfantan, 1986) y dentro de la subprovincia geológica de la Planicie Costera de Chiapas, a una altitud de 290 m.s.n.m., sobre una roca ultra básica.

El estudio de neotectónica (Velasquillo, 1994), menciona que la zona donde se ubican las estaciones Cin, Ton, Min y Zan, se encuentra bajo un campo de esfuerzos extensional predominante, con una orientación NNW-SSE a NNE-SSW asociado a fallas orientadas prácticamente E-W y paralelas a la línea de costa.

La estación Azu, se localiza dentro de la provincia fisiográfica de la Planicie Costera del Golfo (Carfantan, 1986) y dentro de la provincia geológica de Cuencas Terciarias del Sureste, con una plataforma estable desde el Cretácico Medio (López Ramos, 1979). La estación se ubica a una altitud de 80 m.s.n.m., sobre calizas del conjunto San Cristobal del Cretácico Superior.

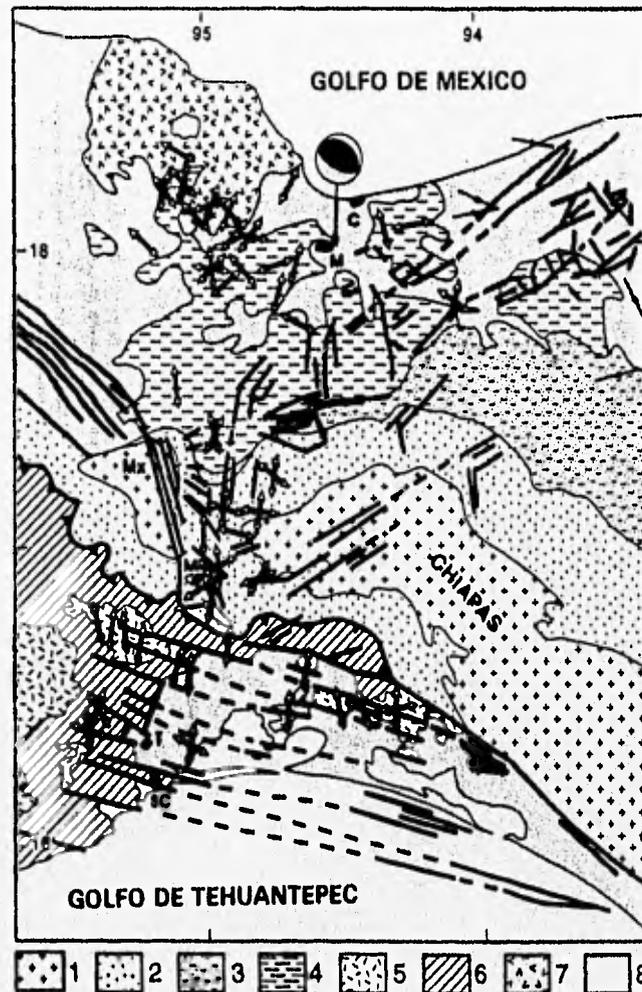


Figura 10. Mapa Geológico del Istmo de Tehuantepec.

Poblados: **M.** Minatitlán; **C.** Coatzacoalcos; **MR.** Matias Romero; **T.** Tehuantepec; **SC.** Salina Cruz.
1. Batolito granítico, Permo triásico de Chiapas; **2.** y **3.** Respectivamente Secuencias Mesozoica y Cenozoica del Mioceno tardío, relacionadas a la orogenia de Chiapas; **4.** Sedimentos plio-cuaternarios post-orogénicos; **5.** Intrusivos y Extrusivos indiferenciados del Mioceno tardío; **6.** Formaciones indiferenciadas de las orogenias Senoniana y Paleogena (Sierra Madre del Sur y Sierra de Juárez); **7.** Volcánicos plio-cuaternario de el complejo volcánico de Catemaco; **8.** Aluvión cuaternario.

IV. ANÁLISIS DE LOS SIMOGRAMAS OBSERVADOS EN EL ISTMO DE TEHUANTEPEC.

IV.1 Datos.

El área de estudio es la región del Istmo de Tehuantepec, localizada en el sureste de México, como se muestra en la figura 1. Esta zona se caracteriza por una actividad sísmica alta, asociada a la convergencia de tres placas: la del Caribe, de Norte América y de Cocos. Esta convergencia define una junta triple del tipo trinchera-trinchera-falla, como se mencionó en III.3.

En la zona de interés se presentan temblores de profundidad intermedia (mayores a 50 km), que están asociados con la subducción de la placa de Cocos bajo la placa Norteamericana; sin embargo, también se presentan sismos superficiales (menores a 50 km) probablemente asociados a fallas tectónicamente activas en las partes norte y centro de la región.

La zona de estudio, carece de instrumentación sísmica permanente, a pesar de ser una zona con sismicidad alta. Para nuestro estudio, utilizamos una parte de las señales sísmicas obtenidos en la campaña sismológica de 1986, (Ponce *et al*; 1992). Los sismogramas fueron recopilados mediante una red portátil de sismógrafos analógicos y digitales instalados en 15 sitios, de los cuales solo los registros digitales obtenidos en 5 estaciones fueron analizados en éste trabajo. De los datos registrados, seleccionamos aquellos eventos que tuvieran distancia hipocentral menor a 130 km, el arribo de la onda S bien definido, así como una coda lo suficientemente larga, esto es, al menos de dos veces el tiempo de viaje de la onda S. Finalmente conseguimos un conjunto de eventos cuya magnitud varía entre $2.67 \leq M_L \leq 4.31$, los cuales se muestran en la tabla 1.

Los sismogramas utilizados en éste trabajo, fueron tomados de una selección previa (Padilla, 1992), la cuál consistió en un análisis minucioso de las señales, de donde se eligieron aquellas que tuvieran bien definido al menos el arribo de la onda S, que tuvieran una coda lo suficientemente larga y que la relación señal-ruido fuera mayor a 1.5 al final de ésta, además de que no tuvieran cortes durante todo el registro, que fué de 60 segundos, con una razón de muestreo de 150 muestras por segundo. Los sismógrafos utilizados en el registro, tienen una banda útil de 2 a 45 Hz y proporcionan registros digitales de velocidad en 3 componentes, una vertical y dos horizontales.

De esta selección previa, elegimos aquellos eventos en donde se pudiera marcar el inicio de la coda, definido como $2T_s$; que ésta fuera lo suficientemente larga para poder seleccionar una ventana de análisis, con una longitud al menos igual que aquella seleccionada para la ventana tomada a partir del arribo de la onda S, y poder así comparar

los resultados obtenidos en ambas; además de que la distancia hipocentral de los eventos no fuera mayor de 130 km .

Previo al análisis, todas las señales seleccionadas fueron inspeccionadas visualmente y aquellas que presentaron cortes no fueron utilizadas. Los datos tienen un muestreo de 150 muestras por segundo, contamos con los tres componentes de registro por cada evento dos horizontales y una vertical.

En la figura 12, se muestran las localizaciones de los epicentros, así como de las estaciones utilizadas en éste trabajo. La figura 20, muestra la componente Norte-Sur de tres sismogramas registrados por en tres estaciones diferentes. En ésta figura se indican las dos ventanas de tiempo en las cuales se calculó la energía por el método de Hoshiba *et al.* (1991), así como la ventana de coda común, utilizada para determinar el efecto de la magnitud de la fuente, discutido en II.5.

Para estudiar los efectos de sitio se seleccionaron cinco estaciones localizadas en formaciones geológicas diferentes, cuya localización se muestra en la figura 11. Analizamos tanto ondas S como ondas de coda. En la Tabla 1, se muestran las características de los eventos analizados, para cada estación.

Los espectros de amplitud de ondas de Coda y S de diferentes temblores, con epicentros localizados en su mayoría en la parte sur del área de estudio fig. 12, fueron usados en este análisis, la decisión de hacer el estudio en ambos tipos de ondas fué para identificar si existe alguna variación del efecto de sitio que dependiera del tipo de onda utilizada.

GEOLOGIA DEL ISTMO DE TEHUANTEPEC

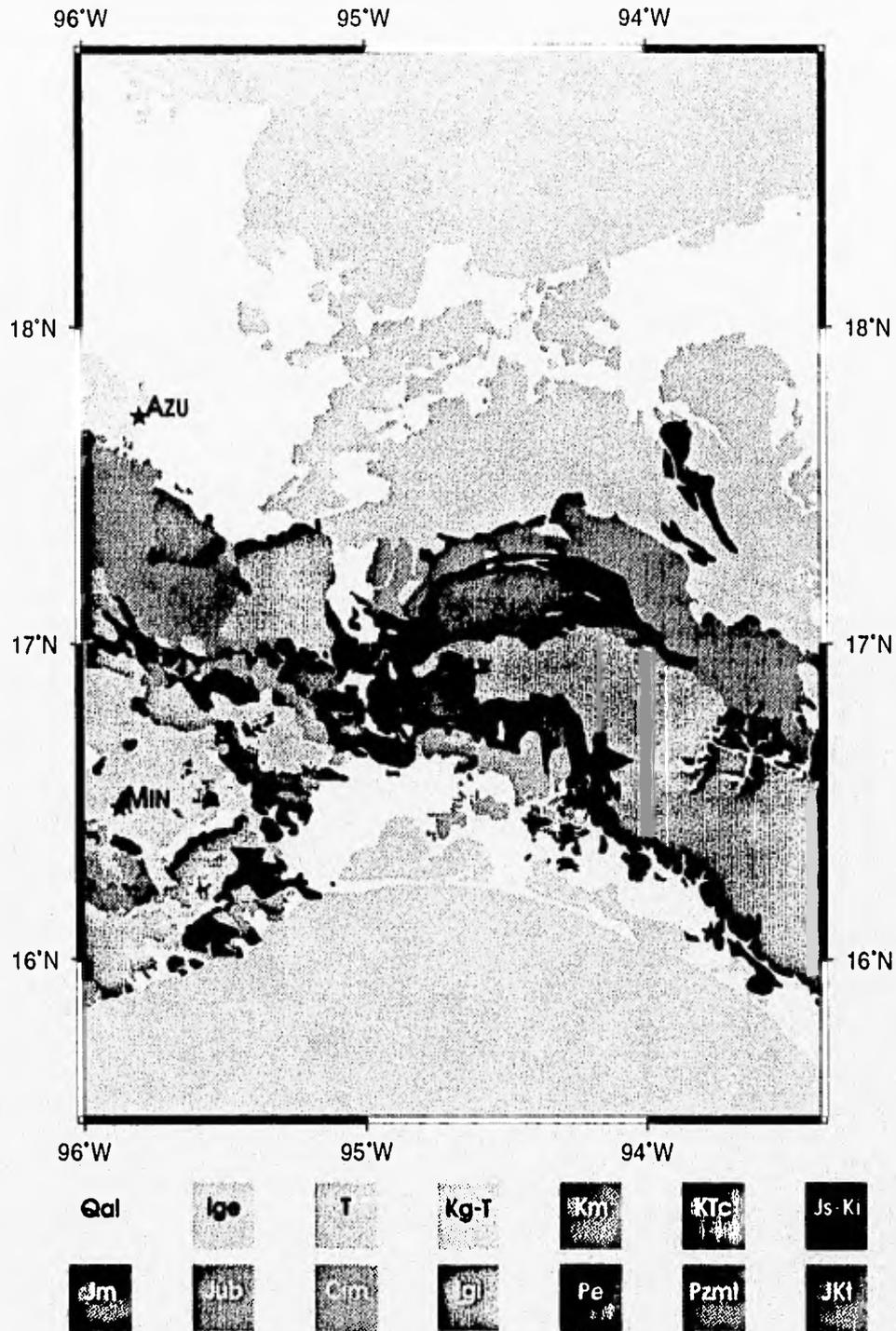


Fig. 11

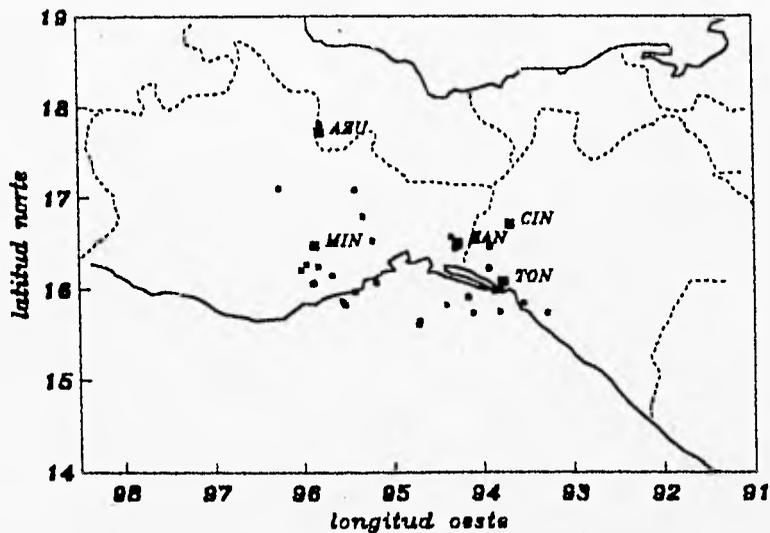


Fig. 12. Localización geográfica de los epicentros en el área de estudio

EVENTO	FECHA AAMDD	HORA (HHMM)	LOCALIZACION		PROFUNDIDAD (km)	DISTANCIA (km)	M_L
			LAT N°	LONG W°			
azu07	860407	0616	17.108	-96.266	72	84	3.99
azu19	860416	1436	17.088	-95.424	101	81	2.82
azu26	860423	0623	17.816	-95.802	102	11	2.93
cin07	860330	1539	16.231	-93.932	90	59	4.02
cin13	860401	0515	16.462	-94.302	100	70	3.53
cin46	860411	1616	15.991	-93.869	94	82	2.96
cin30	860413	0916	16.468	-93.924	116	36	3.29
cin79	860424	2202	16.576	-94.348	99	71	2.97
cin83	860426	1606	16.003	-93.803	3	79	3.59
min05	860404	1127	15.881	-95.565	32	74	3.37
min08	860406	1324	16.534	-95.226	67	69	2.96
min12	860407	0616	17.108	-96.233	72	81	3.99
min20	860409	1530	15.986	-95.429	5	73	3.10
min24	860410	1535	16.068	-95.898	28	46	4.25
min25	860410	1541	16.079	-95.875	18	45	3.26
min26	860411	0358	16.280	-95.962	43	24	3.08
min27	860411	2312	16.084	-95.185	8	86	2.84
min28	860413	0154	16.256	-95.831	37	26	2.71
min29	860413	0551	16.215	-96.025	12	34	3.05
min45	860419	0609	16.797	-95.335	88	67	2.92
min47	860421	0932	16.155	-95.678	41	42	2.67
min65	860502	0409	15.844	-95.336	19	79	3.39
ton23	860327	0004	15.739	-93.284	88	65	4.31
ton34	860330	1539	16.231	-93.932	90	23	4.02
ton85	860411	1616	15.991	-93.869	94	14	2.96
ton91	860413	1223	15.759	-93.816	81	36	4.21
ton101	860422	1145	15.833	-94.415	58	74	2.69
ton107	860423	2314	15.921	-94.158	84	45	2.98
ton108	860424	0925	15.853	-93.548	96	35	3.73
zan12	860424	2320	15.622	-94.719	30	109	3.69
zan13	860424	2329	15.567	-94.709	24	103	3.30
zan14	860425	1715	15.745	-94.109	74	86	3.74
zan15	860426	1606	16.003	-93.803	3	75	3.59

Tabla 1. Localización de los eventos utilizados en el cálculo de atenuación.

IV.2 Procesado de los datos.

El procesado de los registros asociados a los eventos de la tabla 1, se realizó mediante el programa para procesamiento de señales sísmicas SAC (Seismic Analysis Code, 1989), desarrollado en la Universidad de California. Para poder utilizar este programa, fué necesario agregar a todas las señales un encabezado, el cuál sirvió para identificar la señal y el tipo de procesado que se le aplique. Este encabezado se actualiza cada vez que se ejecuta algún proceso, ya que cuenta con ciertas variables que carecen de valor, hasta que se efectúe alguna acción que las involucre, tal es el caso de tiempo de origen del evento, los tiempos de arribo de las ondas sísmicas, los valores de amplitud mínima y máxima de la señal, el muestreo y otras.

Cada señal se almacena en disco durante su proceso, en un archivo independiente que contiene un encabezado con una longitud fija, es aquí donde se almacenan todas las características que definen e identifican a la señal, además consta de dos secciones más, una que corresponde a los valores de la variable dependiente y la otra que corresponde a los valores de la variable independiente de la señal. Con estos antecedentes, queremos hacer notar lo importante de manejar los datos adecuadamente, ya que estas variables del encabezado se ocupan constantemente.

La actualización del encabezado de cada archivo se realizó al momento de hacer la conversión de los archivos que contienen las señales sísmicas, de formato ascii a formato SAC, al mismo tiempo se hizo la asignación del muestreo (150 muestras por segundo) y se grabó cada señal en formato SAC.

ESTACION	LOCALIZACION	ALTITUD (m. s. n. m)	GEOLOGIA SUPERFICIAL
AZU	17°43'27" N 95°48'03" W	80	Roca Sedimentaria (Ka)
CIN	16°46'54" N 93°36'33" W	770	Aluvion sobre Roca Sedimentaria. (Km)
MIN	16°28'46" N 95°52'27" W	1290	Roca Sedimentaria (K)
TON	16°06'30" N 93°42'16" W	160	Roca Ignea intrusiva (T)
ZAN	16°28'03" N 94°13'41" W	290	Rocas Ultra básicas (Jm)

Tabla 2. Lista de estaciones sísmicas usadas en el análisis de efecto de sitio y magnitud de la fuente.

El siguiente paso consistió en asignar el tiempo de origen del sismo al encabezado, este valor se obtuvo de los resultados proporcionados como resultado de la localización de los hipocentros, de ahí mismo obtuvimos los valores tiempo de arribo de las ondas P y S, la localización, distancia epicentral, magnitud y profundidad de los eventos.

Con los datos de los tiempos de origen y tiempo de arribo de la onda S, calculamos para cada evento el tiempo de viaje de la onda S, que nos sirvió para obtener el valor del inicio de las ondas de coda. El valor calculado, así como el tiempo de viaje de la onda S, fueron asignados al encabezado. De esta manera fuimos completando cada registro con los datos necesarios para el proceso.

IV.3 Estimación de los efectos de sitio.

De acuerdo con lo mencionado en II.4, el procesado se dividió en dos partes, la primera trabajando con una ventana de tiempo que inició con el tiempo de arribo de la onda S y la segunda con una ventana de tiempo comenzando en dos veces el tiempo de viaje de la onda S, que corresponde al tiempo de arribo de las ondas coda.

La secuencia de proceso fué la misma para las dos partes. De aquí en adelante se describirá solamente el proceso efectuado en la ventana que inicia con el arribo de la onda S, sin dejar de mencionar el proceso realizado para la ventana de ondas Coda.

Tomando el tiempo de arribo de la onda S y de la coda (2Ts), se eligieron dos ventanas de análisis de 10 segundos cada una. En la figura 13, se presentan dos señales registradas en las estaciones TON y CIN, se muestran por separado las ventanas seleccionadas para analizar el efecto de sitio.

Para evitar un corte abrupto de la señal al seleccionar la ventana de análisis, se aplicó un suavizamiento de tipo Hanning simétrico hacia los extremos de la ventana de datos, eso se hizo con el fin de evitar generar ruido en procesos posteriores. A continuación se tomaron las ventanas de datos de las tres componentes de cada evento registrado en una estación y se les aplicó la Transformada de Fourier, del resultado, tomamos únicamente el espectro de amplitud de cada componente (Vertical, Norte-Sur, Este-Oeste), en la figura 13, se presentan los espectros de amplitud de los tres componentes, correspondientes a dos eventos diferentes registrados en las estaciones TON y CIN. A estos espectros se les aplicó un suavizado, en seguida se efectuaron los cocientes espectrales entre cada una de las componentes horizontales con respecto a la componente vertical, un ejemplo del resultado obtenido de estos cocientes, se muestra también en la figura 13. En donde se presentan los

espectros de amplitud de cada componente y de cada ventana de análisis, también se muestra el cociente espectral correspondiente a el componente horizontal, con respecto al vertical.

Del resultado de los cocientes espectrales, se tomaron bandas de frecuencia (1-2; 2-4; 4-8; 8-16; 16-32 Hz), cada banda de frecuencia tiene una octava de ancho. Con los valores del cociente espectral incluidos en cada banda, se calculó el valor promedio del cociente de amplitud y su correspondiente desviación estandar, este valor promedio fué asignado a la frecuencia central del ancho de banda seleccionado, de ésta forma, obtuvimos valores para las frecuencias centrales 1.5, 3, 6, 12 y 24 Hz.

El promedio se realizó a los valores incluidos por banda de frecuencias de cada cociente espectral, de todos los eventos registrados en las estaciones, tanto para la ventana que inicia con el arribo de la onda S, como para la que inicia en el arribo de ondas coda.

Los datos obtenidos para cada frecuencia y por cociente espectral calculado se promediaron aritméticamente y se obtuvo su desviación estandar. Los resultados son presentados en la tabla 3.

El proceso descrito arriba fué aplicado a cada evento registrado en las estaciones analizadas, para las dos ventanas de análisis seleccionadas.

En la figura 14, se presentan los resultados obtenidos para las estaciones CIN, MIN y TON, ya que éstas son las que cuentan con el mayor número de eventos registrados; se muestran los resultados calculados a partir de los cocientes espectrales, componente Norte-Sur y componente Este-Oeste con respecto a el Vertical para las dos ventanas de análisis de datos. En esta gráfica los puntos corresponden al valor calculado para cada evento en la frecuencia central indicada y la línea continua muestra la unión del promedio calculado para cada frecuencia.

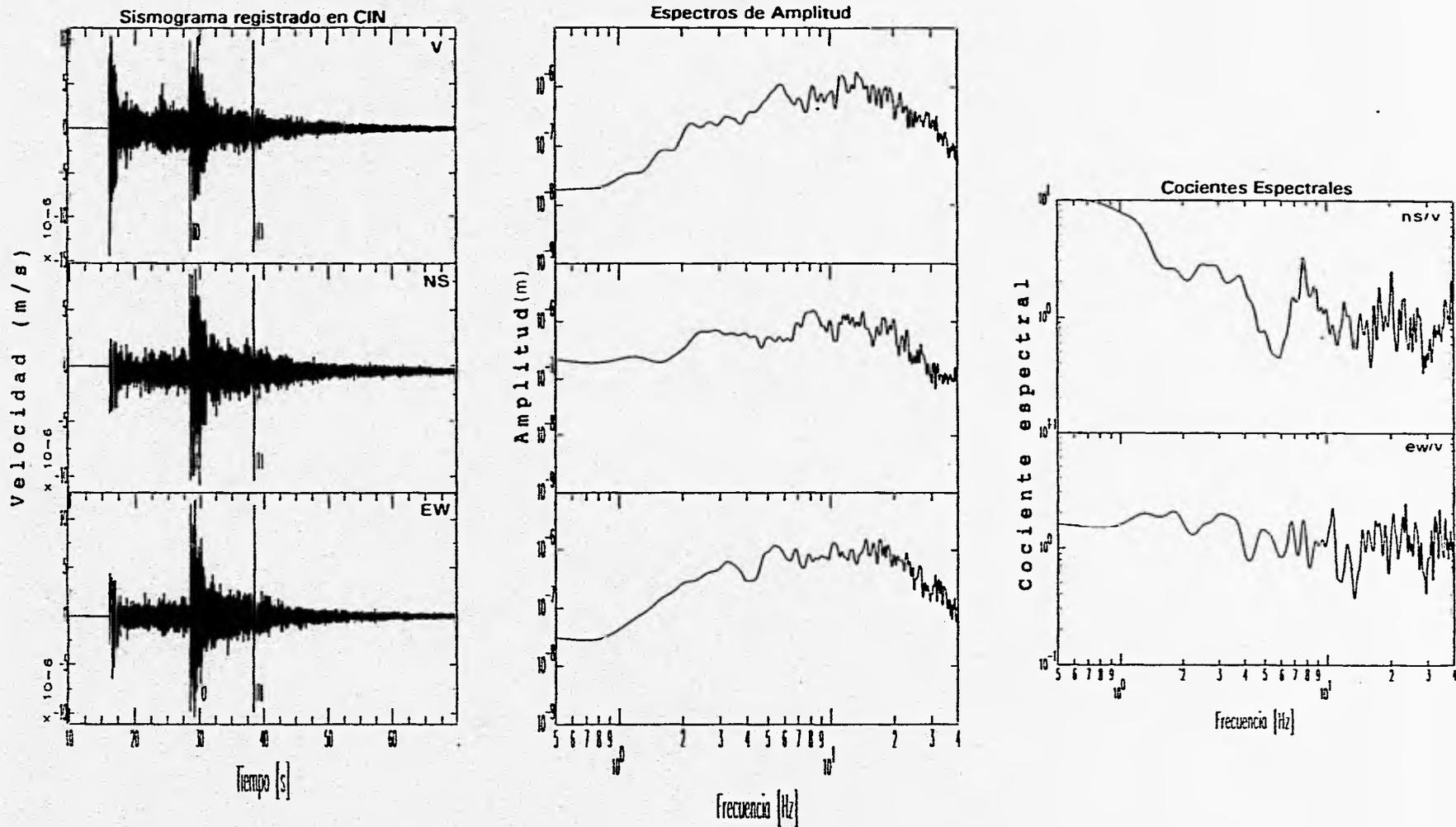


Fig.13 Ejemplo del proceso realizado. En la primer columna mostramos las tres componentes de un sismograma registrado en la estación CIN. La ventana de análisis esta indicada. La segunda columna muestra los espectros de amplitud correspondientes a la ventana indicada en el sismograma de la primer columna. En la tercer columna se encuentran los cocientes espectrales de las componentes NS/V (arriba) y EW/V (abajo).

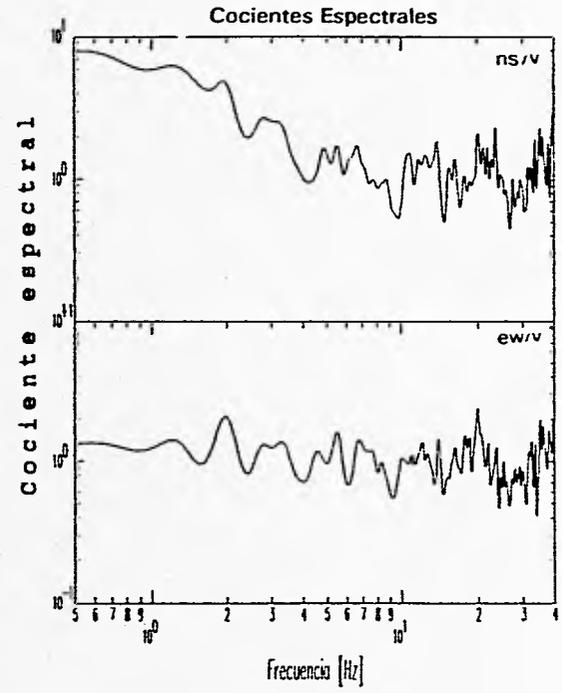
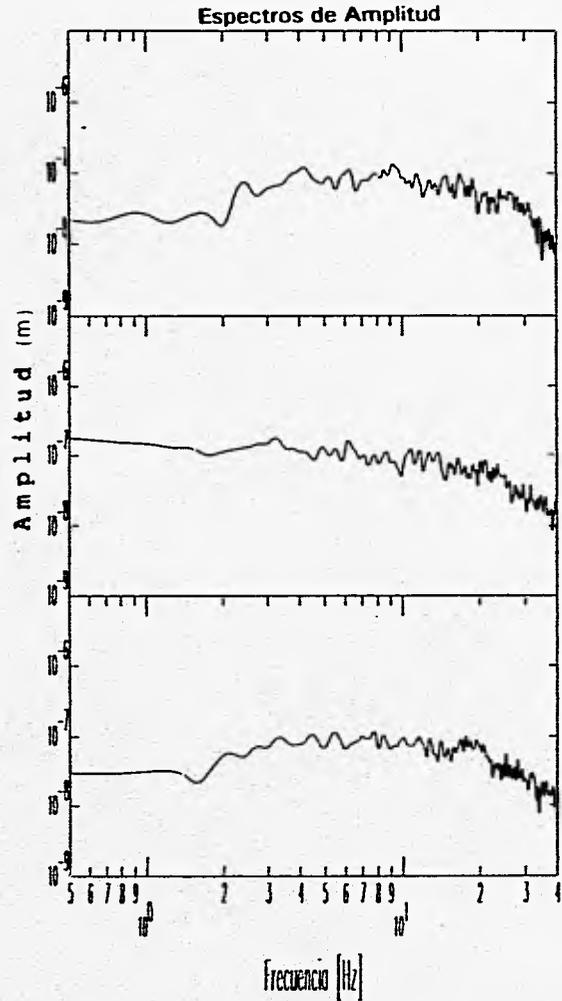
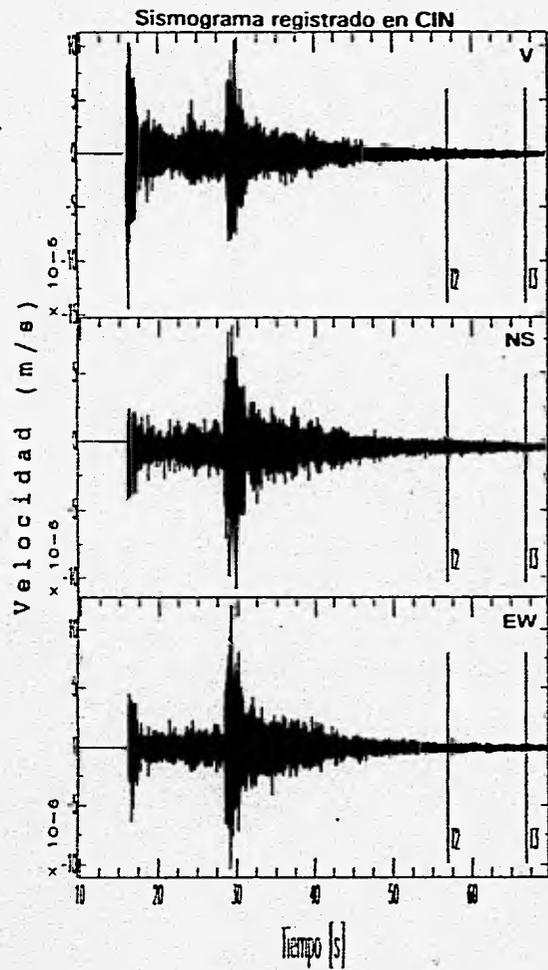


Fig.13 Ejemplo del proceso realizado. En la primer columna mostramos las tres componentes de un sismograma registrado en la estación CIN. La ventana de análisis esta indicada. La segunda columna muestra los espectros de amplitud correspondientes a la ventana indicada en el sismograma de la primer columna. En la tercer columna se encuentran los cocientes espectrales de las componentes NS/V (arriba) y EW/V (abajo).

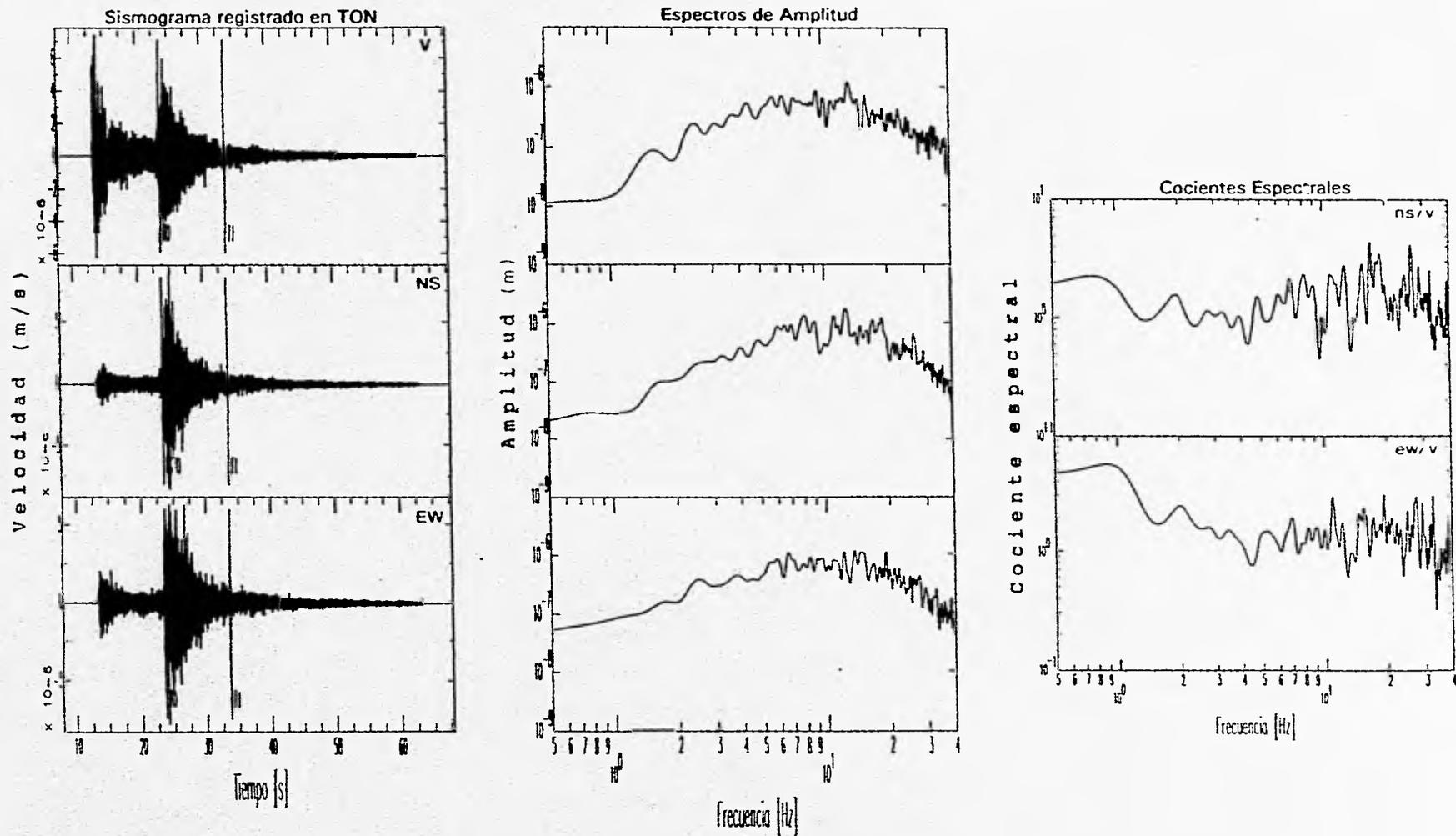


Fig.13 Ejemplo del proceso realizado. En la primer columna mostramos las tres componentes de un sismograma registrado en la estación TON. La ventana de análisis esta indicada. La segunda columna muestra los espectros de amplitud correspondientes a la ventana indicada en el sismograma de la primer columna. En la tercer columna se encuentran los cocientes espectrales de las componentes NS/V (arriba) y EW/V (abajo).

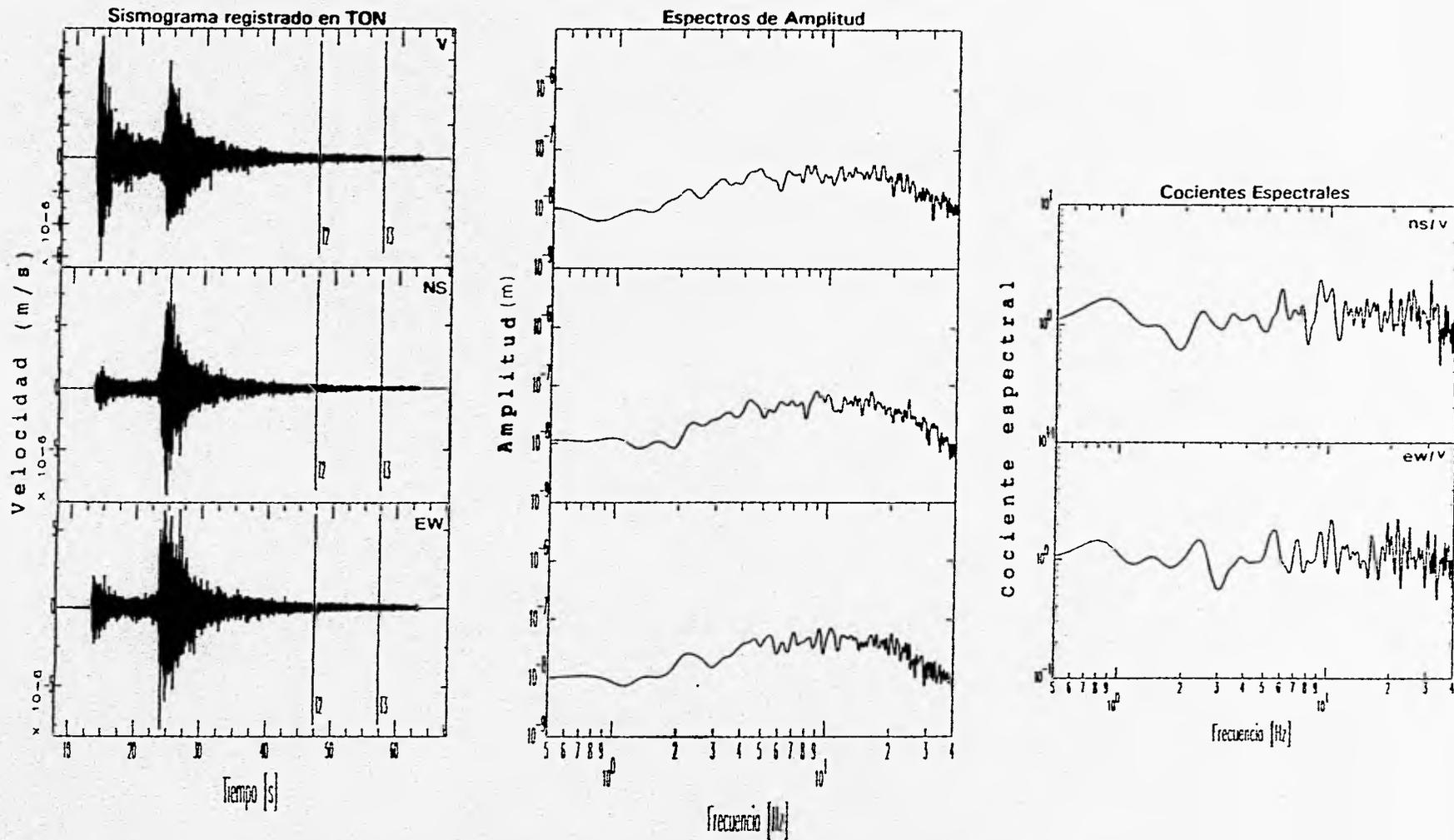


Fig.13 Ejemplo del proceso realizado. En la primer columna mostramos las tres componentes de un sismograma registrado en la estación TON. La ventana de análisis esta indicada. La segunda columna muestra los espectros de amplitud correspondientes a la ventana indicada en el sismograma de la primer columna. En la tercer columna se encuentran los cocientes espectrales de las componentes NS/V (arriba) y EW/V (abajo).

VENTANA DE ANALISIS $T_s + 10$ s.

COMPONENTE NS/V										
ESTACION	$f_c=1.5\text{Hz}$	$\pm\sigma$	$f_c=3\text{Hz}$	$\pm\sigma$	$f_c=6\text{Hz}$	$\pm\sigma$	$f_c=12\text{Hz}$	$\pm\sigma$	$f_c=24\text{Hz}$	$\pm\sigma$
TON	2.7	1.6	1.4	0.4	1.6	0.7	1.9	0.7	1.7	0.6
CIN	2.4	1.1	1.8	0.6	1.5	0.5	1.2	0.4	1.0	0.3
MIN	1.4	0.5	1.4	0.7	1.3	0.5	1.4	0.5	1.1	0.4
AZU	1.1	0.4	1.2	0.3	2.2	0.7	1.6	0.4	1.5	0.3
ZAN	1.1	0.1	1.5	0.2	1.4	0.4	1.7	0.6	1.8	0.4

COMPONENTE EW/V										
ESTACION	$f_c=1.5\text{Hz}$	$\pm\sigma$	$f_c=3\text{Hz}$	$\pm\sigma$	$f_c=6\text{Hz}$	$\pm\sigma$	$f_c=12\text{Hz}$	$\pm\sigma$	$f_c=24\text{Hz}$	$\pm\sigma$
TON	2.0	0.9	1.7	0.6	1.8	0.9	1.8	0.6	1.6	0.5
CIN	1.1	0.4	1.6	0.5	2.1	0.6	1.3	0.5	1.1	0.3
MIN	1.4	0.6	1.4	0.7	1.3	0.5	1.2	0.4	0.8	0.3
AZU	1.7	0.3	1.7	0.6	1.8	0.5	1.5	0.3	1.3	0.3
ZAN	1.2	0.3	1.3	0.4	1.4	0.4	1.7	0.5	1.0	0.3

VENTANA DE ANALISIS $2T_s + 10$ s.

COMPONENTE NS/V										
ESTACION	$f_c=1.5\text{Hz}$	$\pm\sigma$	$f_c=3\text{Hz}$	$\pm\sigma$	$f_c=6\text{Hz}$	$\pm\sigma$	$f_c=12\text{Hz}$	$\pm\sigma$	$f_c=24\text{Hz}$	$\pm\sigma$
TON	1.1	0.2	1.2	0.2	1.3	0.4	1.3	0.2	1.5	0.6
CIN	3.2	2.4	1.8	0.6	1.4	0.5	1.4	0.2	1.5	0.6
MIN	1.3	0.3	1.4	0.4	1.3	0.4	1.4	0.4	1.0	0.2
AZU	1.0	0.4	1.4	0.3	1.1	0.2	1.6	0.4	1.2	0.2
ZAN	1.4	0.2	0.9	0.2	1.6	0.5	1.2	0.2	2.7	0.5

COMPONENTE EW/V										
ESTACION	$f_c=1.5\text{Hz}$	$\pm\sigma$	$f_c=3\text{Hz}$	$\pm\sigma$	$f_c=6\text{Hz}$	$\pm\sigma$	$f_c=12\text{Hz}$	$\pm\sigma$	$f_c=24\text{Hz}$	$\pm\sigma$
TON	0.8	0.2	1.1	0.3	1.2	0.2	1.3	0.2	1.3	0.5
CIN	1.1	1.3	1.5	0.3	1.4	0.5	1.2	0.3	0.9	0.2
MIN	1.3	0.5	1.5	0.5	1.4	0.5	1.1	0.3	0.9	0.1
AZU	0.8	0.2	1.0	0.2	1.2	0.1	1.4	0.5	1.2	0.2
ZAN	1.3	0.5	1.0	0.3	1.2	0.3	1.1	0.2	1.3	0.4

Tabla 3. Factor de sitio dependiente de la frecuencia, para la ventana de ondas-S y Coda antalizada.

En la Figura 15, se muestran los valores promedio de los cocientes espectrales para las estaciones CIN, MIN y TON, en cada gráfica se presenta el resultado obtenido para las dos ventanas de análisis y para los dos componentes horizontales relativos al vertical, en esta gráfica se puede comparar el efecto calculado usando ondas S y Coda. Observamos que el efecto calculado con ambas ondas es muy similar para las frecuencias analizadas, presentando ligeras variaciones con los datos de la estación TON; en frecuencias bajas (1.5 Hz), es donde se aprecia mayor variación.

De los resultados obtenidos para el efecto de sitio, podemos observar que para la estación MIN, la curva promedio es casi la misma para las dos ventanas de análisis. En el caso de la estación CIN, observamos que se presenta una gran variación en la frecuencia de 1.5 Hz, ya que para el caso de la relación entre el componente Norte-Sur respecto al vertical, presenta un efecto de amplificación de sitio de tres veces mayor con respecto al obtenido con la relación de amplitud entre el componente Este-Oeste con respecto al vertical, no podemos explicar este comportamiento pero en nuestros cálculos posteriores haremos la corrección por efecto de sitio dependiendo del componente que estemos trabajando, salvo esta variación la tendencia de las curvas es similar.

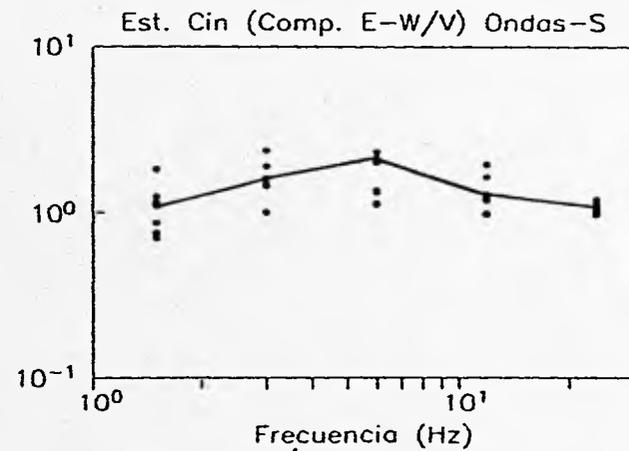
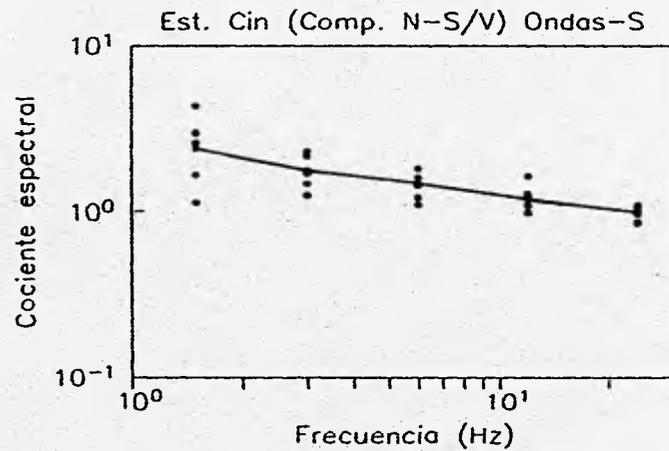
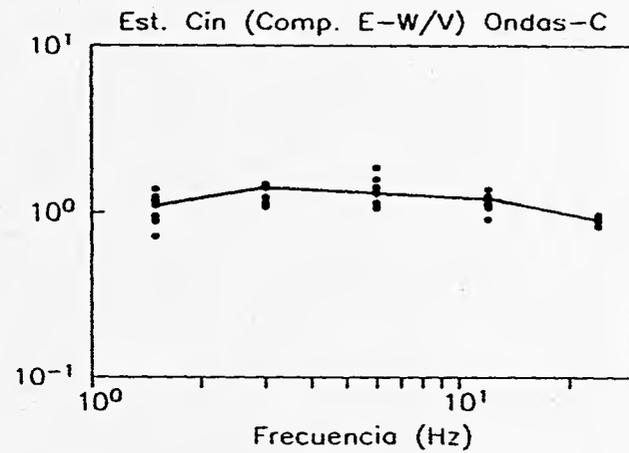
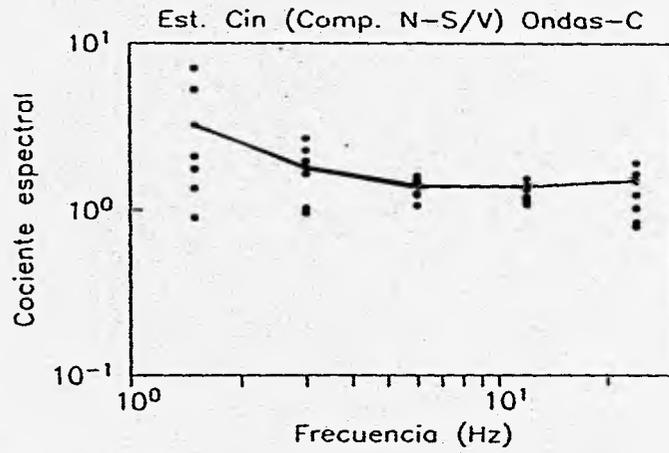


Fig.14 Cocientes de Amplitud, calculados a partir de ondas S y Code, para la estación CIN, la línea continua representa el valor promedio de todos los puntos para las frecuencias 1.5, 3, 6, 12 y 24 Hz.

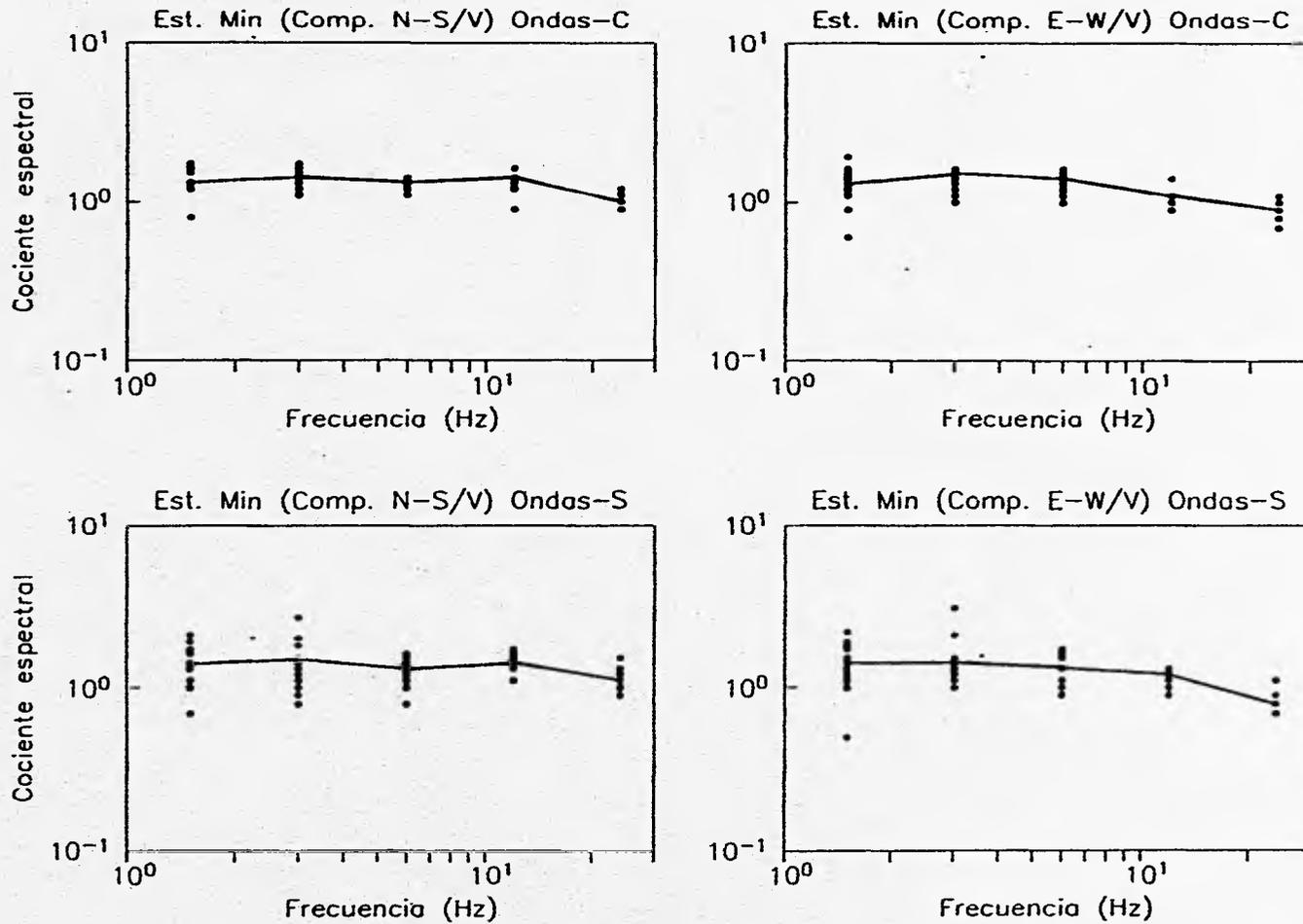


Fig.14 Cocientes de Amplitud, calculados a partir de ondas S y Code, para la estación MIN, la línea continua representa el valor promedio de todos los puntos para las frecuencias 1.5, 3, 6, 12 y 24 Hz.

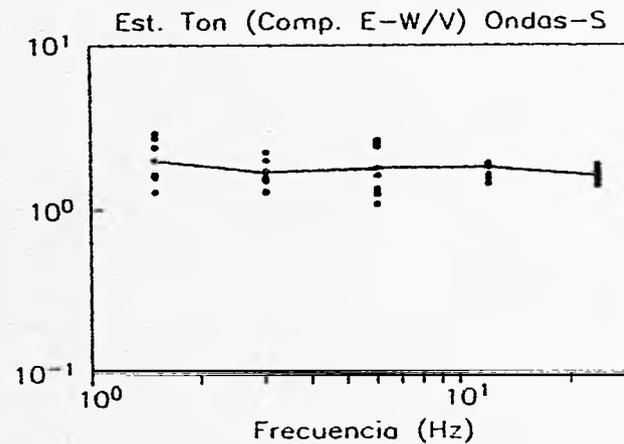
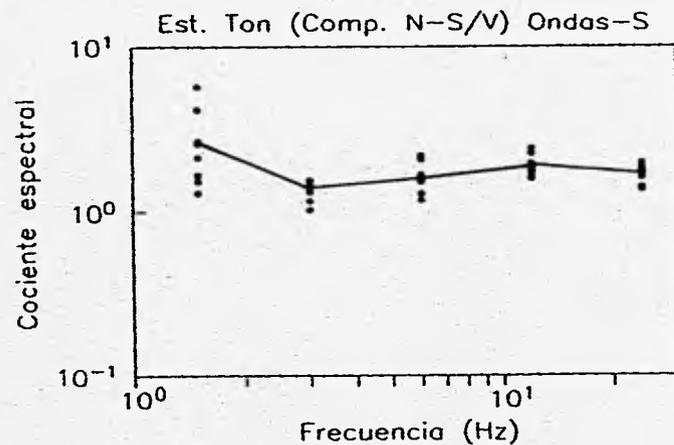
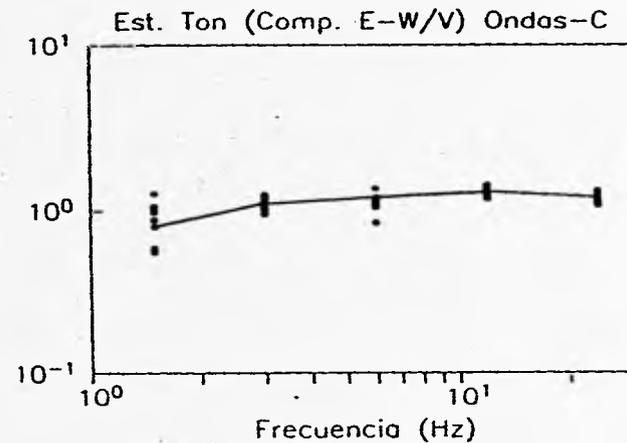
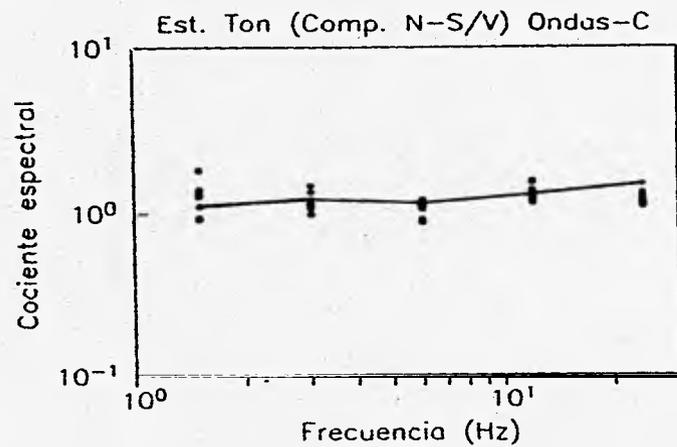


Fig.14 Cocientes de Amplitud, calculados a partir de ondas S y Code, para la estación TON, la línea continua representa el valor promedio de todos los puntos para las frecuencias 1.5, 3, 6, 12 y 24 Hz.

Para la estación TON, observamos que la tendencia de las curvas es similar para los cocientes espectrales con respecto a las dos componentes horizontales, salvo para la frecuencia de 1.5 Hz. En ambas gráficas observamos que cuando usamos la ventana de Coda, obtenemos un factor menor que aquél calculado a partir de ondas S, pero sí tomamos en cuenta la desviación estandar de los datos (tabla 3), ésta variación cae dentro del rango para ambos casos, presentando mayor estabilidad al utilizar ondas S.

Los factores de sitio de cada estación usando ondas S y Coda, para el análisis son presentados en la Tabla 4, también se muestra la geología local superficial. Como observamos, existe una relación entre el factor de sitio y la geología local superficial, para el caso de la estación MIN, el factor es en promedio de 1.3, y coincide con el hecho de que la estación se localiza sobre una roca sedimentaria, en cambio, en el caso de la estación CIN, encontramos un factor de 2.8 en promedio para bajas frecuencias y de 1.2 para altas frecuencias, este factor podría asociarse a la ubicación de la estación sobre una capa de aluvión que sobreyace a una roca sedimentaria. Para la estación TON, encontramos algunas variaciones dependiendo de la ventana analizada.

Los resultados mostrados en la Tabla 3 fueron obtenidos mediante el método descrito, bajo la suposición que la componente vertical de desplazamiento no está influenciada por el efecto de sitio local. De esta manera al realizar el cociente espectral de amplitud entre alguna de las componentes horizontales con respecto a la vertical, el resultado es el factor de amplificación del sitio.

Los factores de sitio obtenidos de las relaciones espectrales, presentan algunas variaciones dependiendo de la ventana de datos analizada. Observamos que para el caso de la estación CIN, el factor de sitio es 3 veces mayor para la frecuencia de 1.5 Hz, cuando realizamos el cociente entre el componente horizontal (NS) y el vertical, comparándolo con el valor obtenido mediante el cociente de amplitud del componente horizontal (EW) con respecto al vertical para la frecuencia central 6 Hz, el factor es mayor cuando se calcula con el cociente de la componente EW. En general, notamos que en el factor de amplificación en la estación CIN, es menor para las frecuencias altas, para frecuencias bajas no es claro a que se debe la variación encontrada.

Analizando los resultados de la estación MIN, notamos que presentan una amplificación de sitio por encima de uno para frecuencias bajas, y casi uno para frecuencias altas, este comportamiento podríamos asociarlo a que la estación se ubica sobre una sedimentaria metamorfozada, y el hecho de que presente un factor de sitio por encima de la unidad; podría asociarse también a la topografía, ya que la estación se encuentra aproximadamente a 1300 msnm.

COCIENTE ESPECTRAL NS/V

ESTACION	FORMACION	f = 1.5 Hz	f = 3.0 Hz	f = 6.0 Hz	f = 12.0 Hz	f = 24.0 Hz
TON	Roca Ignea intrusiva (T)	2.7	1.4	1.6	1.9	1.7
CIN	Roca Sedimentaria (Km)	2.4	1.8	1.5	1.2	1.0
MIN	Roca Sedimentaria (K)	1.4	1.4	1.3	1.4	1.1
AZU	Roca Sedimentaria (Ks)	1.1	1.2	2.2	1.6	1.5
ZAN	Rocas Ultra básicas (Jm)	1.1	1.5	1.4	1.7	1.8
ESTACION	FORMACION	f = 1.5 Hz	f = 3.0 Hz	f = 6.0 Hz	f = 12.0 Hz	f = 24.0 Hz
TON	Roca Ignea intrusiva (T)	1.1	1.2	1.3	1.3	1.5
CIN	Roca Sedimentaria (Km)	3.2	1.8	1.4	1.4	1.5
MIN	Roca Sedimentaria (K)	1.3	1.4	1.3	1.4	1.0
AZU	Roca Sedimentaria (Ks)	1.0	1.4	1.1	1.6	1.2
ZAN	Rocas Ultra básicas (Jm)	1.4	0.9	1.6	1.2	2.7

Tabla 4. Factores de sitio dependientes de la frecuencia, para cada estación, asociados a la geología local superficial, calculados con el cociente espectral de la componente horizontal (NS), entre la vertical, para ondas S (parte superior) y ondas Coda (parte inferior).

Para el caso de la estación TON, el factor de amplificación calculado presenta ligeras variaciones, que dependen de la ventana de datos analizada, al utilizar la ventana que inicia con el arribo de la onda S, observamos que el factor calculado es mayor que aquél calculado con la ventana que inicia con el arribo de las ondas coda. Para ambos casos, notamos que en 1.5 Hz, el factor es mayor para ondas S y menor para ondas Coda, y para las demás frecuencias notamos que no existe mucha variación, permanece constante y tiende a incrementarse hacia frecuencias mayores. La tendencia de las curvas promedio nos indica que existe un efecto de sitio ligeramente por encima del valor unitario, probablemente por el hecho de que la estación aunque se ubica sobre roca firme (roca ígnea intrusiva), a una altitud de 160 msnm.

Estos resultados presentan variaciones en el efecto de sitio para las diferentes estaciones, con respecto a la geología superficial y a la frecuencia,

Hemos decidido utilizar los factores de sitio calculados a partir de la ventana que inicia con el arribo de la onda-S, para remover el efecto de sitio local de los espectros de amplitud utilizados para calcular las curvas de densidad de energía, ya que estos resultados presentan mayor estabilidad.

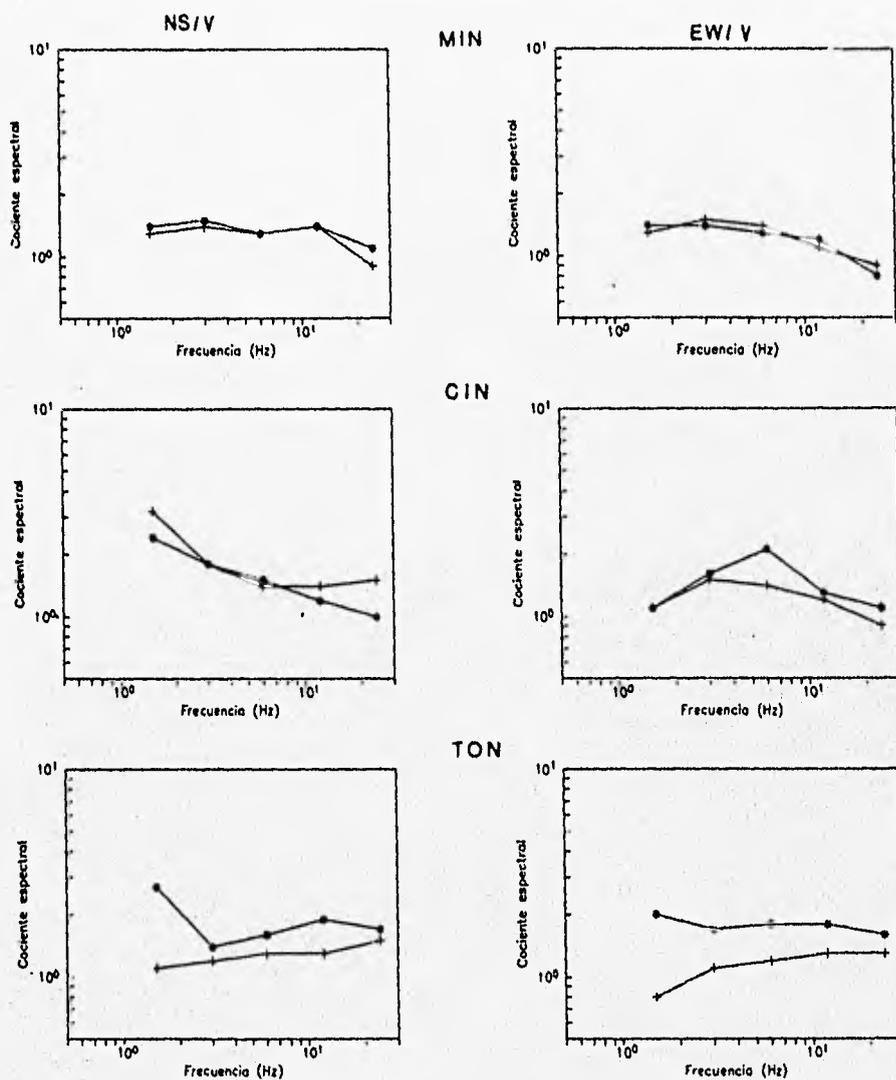


Fig. 15. Cocientes de espectros de amplitud promedio para tres estaciones CIN, MIN y TON, en un rango de frecuencias de 1.5 a 24 Hz, calculados a partir de una ventana de análisis de 10 segundos. Las líneas con (+), indican que el cálculo se realizó con ondas Coda. Las líneas con (*), indican que el cálculo se realizó con ondas-S.

IV.4 Estimación del efecto de fuente.

Los eventos utilizados en éste análisis se muestran en la tabla 5, en donde se presentan las características de cada evento incluyendo su magnitud y distancia hipocentral. La magnitud del evento es importante ya que nos interesa evaluar que tanto afecta a la amplitud del espectro y de ésta manera poder efectuar la corrección adecuada.

La metodología utilizada para obtener la corrección por el efecto de fuente, es la que se discutió en II.5 y se aplicó como se describe a continuación.

Una vez que se realizó la selección de los eventos se graficaron por componente los eventos registrados en cada estación, tomando como inicio el tiempo de origen de cada uno, y marcando el tiempo de arribo de las ondas coda ($2T_s$), esto se hizo para evaluar visualmente la longitud de la coda de cada evento y poder de esta manera seleccionar una ventana de coda común a todos. Un ejemplo del gráfico de las señales se muestra en la figura 16 en donde la marca T_1 es igual a $2T_s$, a partir de esta marca se seleccionó una ventana común a todas la señales cuidando que no cayera al final del registro para evitar incluir ruido en el proceso. La longitud de la ventana seleccionada es de 6 segundos.

Es importante insistir en que todos los registros analizados en éste trabajo fueron previamente seleccionados (Padilla, 1992), de tal suerte que al final de la coda, la relación señal-ruido fué mayor de 1.5 para todos ellos.

La ventana típica de coda seleccionada, se muestra en la figura 16, en donde observamos las señales sísmicas iniciando cada una con su tiempo de origen, se indica la ventana de coda (T_1-T_2); ésta ventana tiene una longitud de 6 segundos, con un tiempo de viaje de 54 s, para todas la señales. Los eventos presentados corresponden a las señales registradas en el componente Norte-Sur de la estación MIN.

La ventana de coda común se separó de la señal original, se le aplicó un suavizamiento gradual tipo Hanning, hacia los extremos de la ventana del 5 %, cuidando no generar ruido en los procesos siguientes, debido al corte abrupto de la ventana.

En seguida se calculó la Transformada de Fourier de cuyo resultado se tomó el espectro de amplitud y se le aplicó un suavizado.

Eventos registrados en la estación MIN

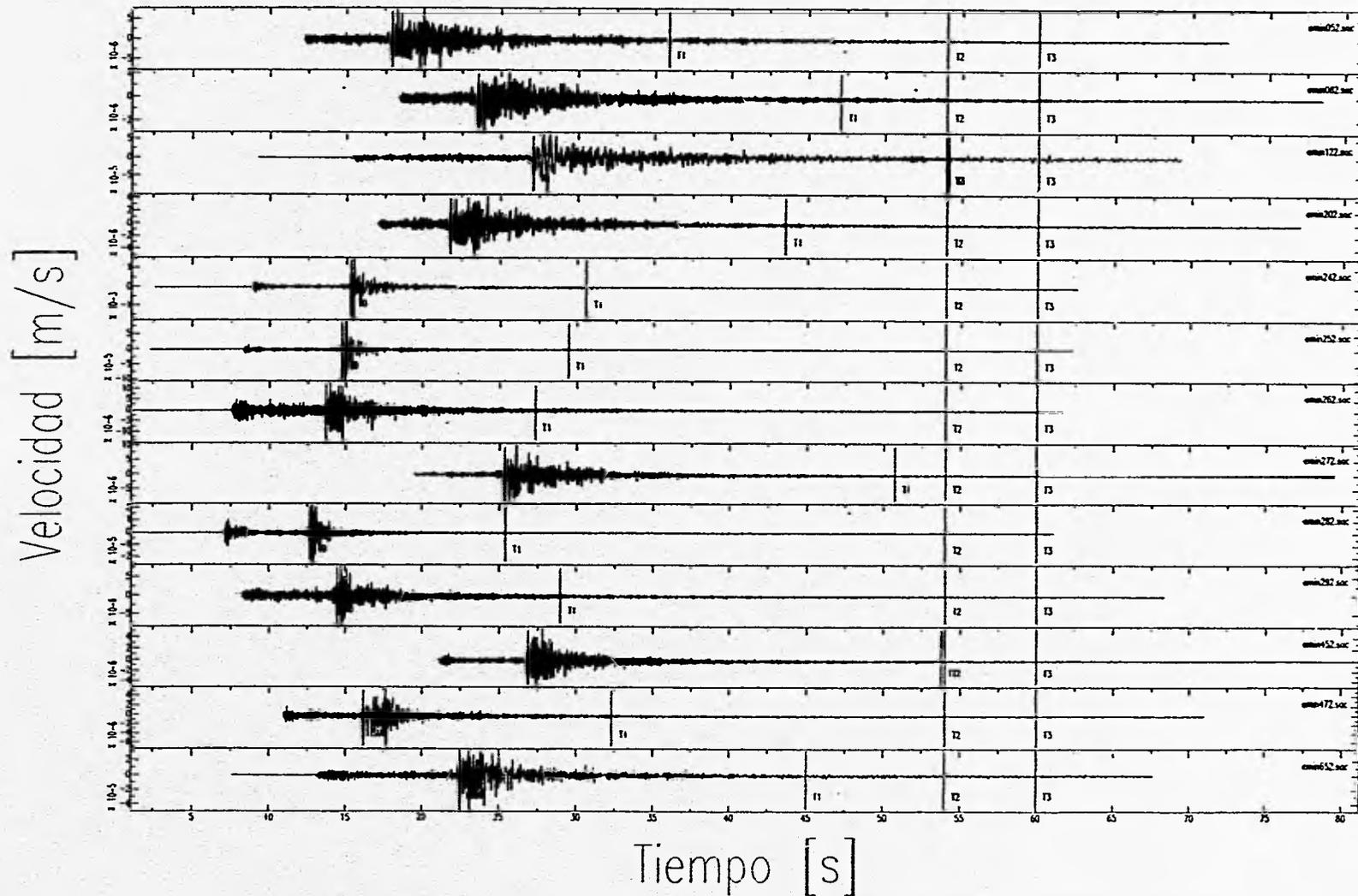


Fig. 16. Sismogramas registrados por la componente Norte-Sur en la estación MIN, utilizados en el cálculo del efecto de magnitud de la fuente. La ventana de coda de referencia utilizada tiene una longitud de seis segundos (T2 a T3). La marca T1, indica el inicio de las ondas coda.

EVENTO	FECHA AAMMDD	HORA (HHMM)	LOCALIZACION		D _{Hipocentral} (km)	M _L
			LAT N ^o	LONG W ^o		
cin07	860330	1539	16.231,	-93.932	108	4.02
cin13	860401	0515	16.462,	-94.302	122	3.53
cin46	860411	1616	15.991,	-93.869	125	2.96
cin50	860413	0916	16.468,	-93.924	122	3.29
cin79	860424	2202	16.576,	-94.348	122	2.97
cin83	860426	1606	16.003,	-93.803	79	3.59
min05	860404	1127	15.881,	-95.565	81	3.37
min08	860406	1324	16.534,	-95.226	96	2.96
min12	860407	0616	17.108,	-96.233	108	3.99
min20	860409	1530	15.986,	-95.429	73	3.10
min24	860410	1535	16.068,	-95.898	54	4.25
min25	860410	1541	16.079,	-95.875	48	3.26
min26	860411	0358	16.280,	-95.962	49	3.08
min27	860411	2312	16.084,	-95.185	86	2.84
min28	860413	0154	16.256,	-95.831	45	2.71
min29	860413	0551	16.215,	-96.025	36	3.05
min45	860419	0609	16.797,	-95.335	111	2.92
min47	860421	0932	16.155,	-95.678	59	2.67
min65	860502	0409	15.844,	-95.536	81	3.39
ton23	860327	0004	15.739,	-93.284	109	4.31
ton34	860330	1539	16.231,	-93.932	93	4.02
ton85	860411	1616	15.991,	-93.869	95	2.96
ton91	860413	1223	15.759,	-93.816	89	4.21
ton101	860422	1145	15.833,	-94.415	94	2.69
ton107	860423	2314	15.921,	-94.158	95	2.98
ton108	860424	0925	15.853,	-93.548	102	3.73

Tabla 5 Características de los eventos utilizados en el cálculo de magnitud de la fuente.

Con el espectro de amplitud ya suavizado se calculó el promedio de las amplitudes en cada banda de frecuencia (1-2; 2-4; 4-8; 8-16 y 16-32 Hz) y se asignó a la frecuencia central de cada una. Los resultados se presentan en la figura 17, para el caso de la estación MIN. En ésta figura, se muestra el análisis de cada evento por componente, para cada banda de frecuencia. El eje de las abscisas, corresponden a la amplitud promedio calculada y el de las ordenadas, corresponden a la magnitud del evento, asignado en Padilla (1992). La mayoría de los puntos obtenidos se ajustan a una recta, lo cuál nos indica que existe una fuerte dependencia de la amplitud con respecto a la magnitud del evento, para todas las bandas de frecuencia analizadas, sugiriendo que las amplitudes del coda son una buena medida del tamaño de un sismo.

A continuación los valores de amplitud promedio calculados para cada evento y componente, fueron normalizados con respecto al evento que tuviera la magnitud menor. El resultado de ésta normalización, es el efecto de fuente para la frecuencia central del evento para cada una de las componentes de registro por estación.

Los cálculos mencionados, fueron realizados en las tres componentes de los eventos registrados en todas las estaciones analizadas. SAC, nos permite procesar un volumen grande de señales, utilizando para ello una serie de instrucciones dadas a través de un macro, entonces para el análisis mencionado, se realizó la programación de los procesos y se aplicó a todas las señales; el control de los resultados después de cada proceso realizado, se hizo

mediante un listado del encabezado donde se puede apreciar la forma en la cual las variables que identifican a la señal, van cambiando según el proceso aplicado, y también mediante un desplegado gráfico de las señales después de ejecutar algún proceso. De esta manera se realizó el control de calidad.

En la figura 18, se muestra la curva promedio de valores de amplitud calculados para las frecuencias centrales analizadas, para el caso de la estación MIN y la figura 19a, corresponde a las curvas ya normalizadas con respecto al evento de menor magnitud, en éste caso la normalización se hizo con respecto al evento MIN47, con magnitud de 2.67.

Las figuras 19b y 19c, muestran las curvas normalizadas para los eventos registrados en las estaciones CIN y TON, respectivamente, para las tres componentes registradas.

Los valores de efecto de fuente calculados de ésta manera, se utilizarán como valores de corrección previo a la aplicación del método de Hoshiba *et al* (1991).

MIN

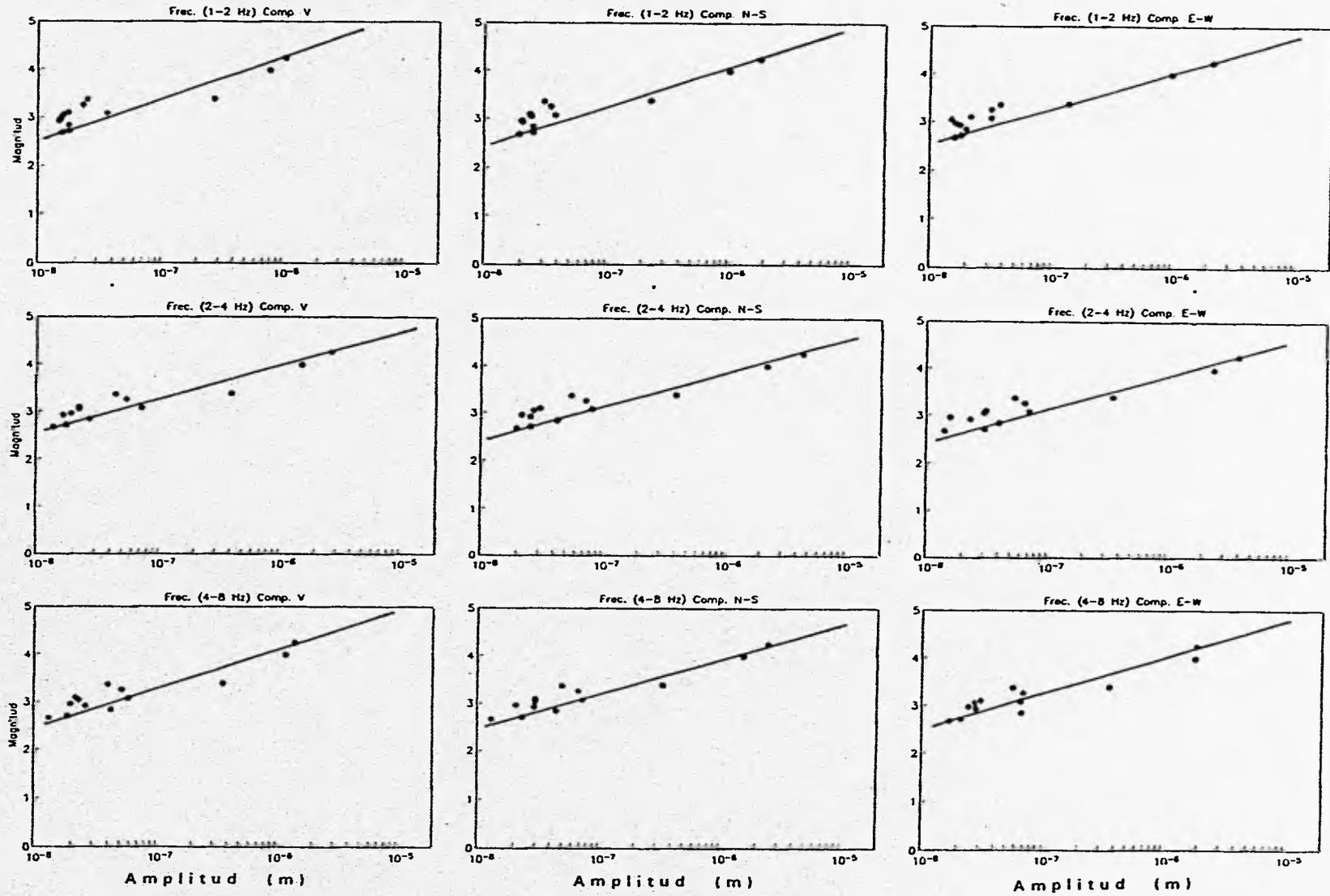


Fig. 17. Valores promedio de amplitud de cada evento, calculados para cada banda de frecuencia y relacionados con su magnitud correspondiente. La recta representa el ajuste de la mayoría de los puntos

MIN

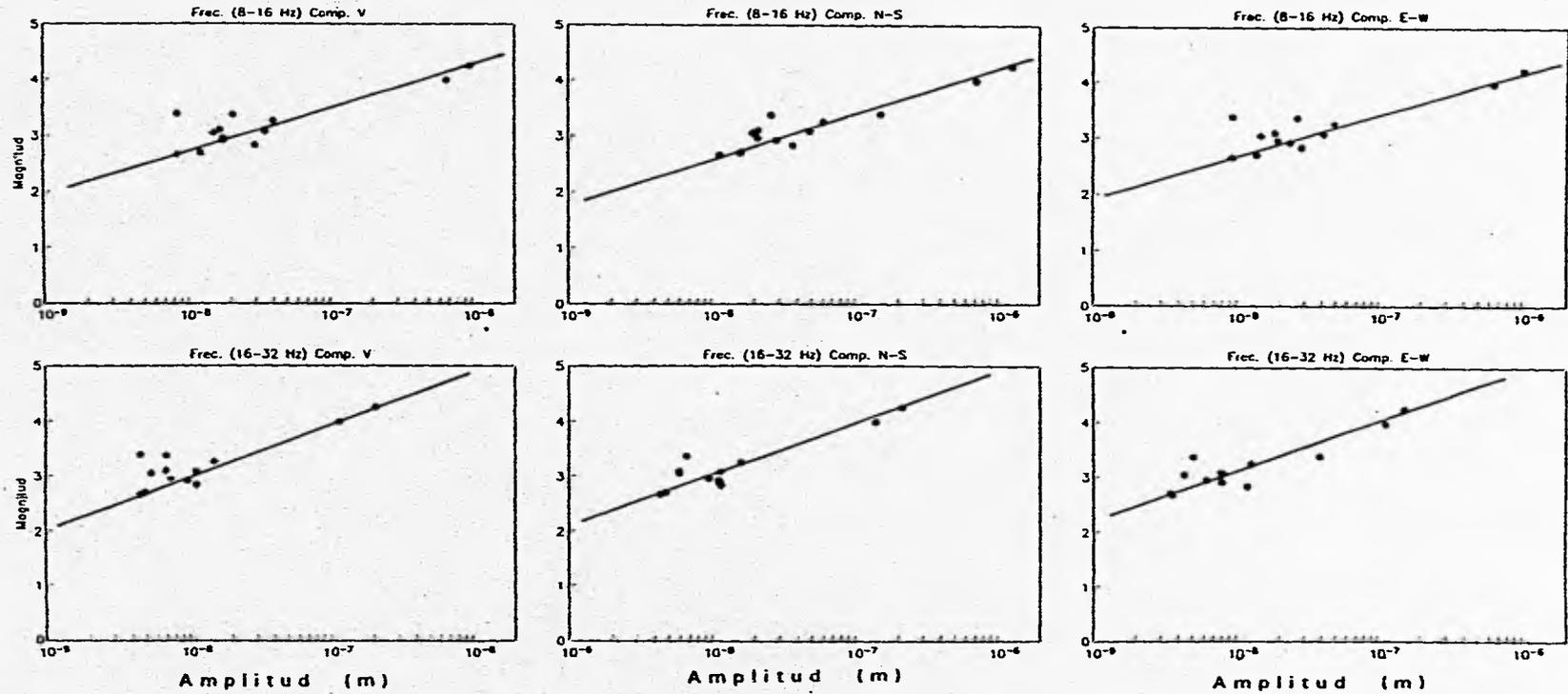


Fig.17 continuación. Valores promedio de amplitud de cada evento, calculados para cada banda de frecuencia y relacionados con su magnitud correspondiente. La recta representa el ajuste de la mayoría de los puntos

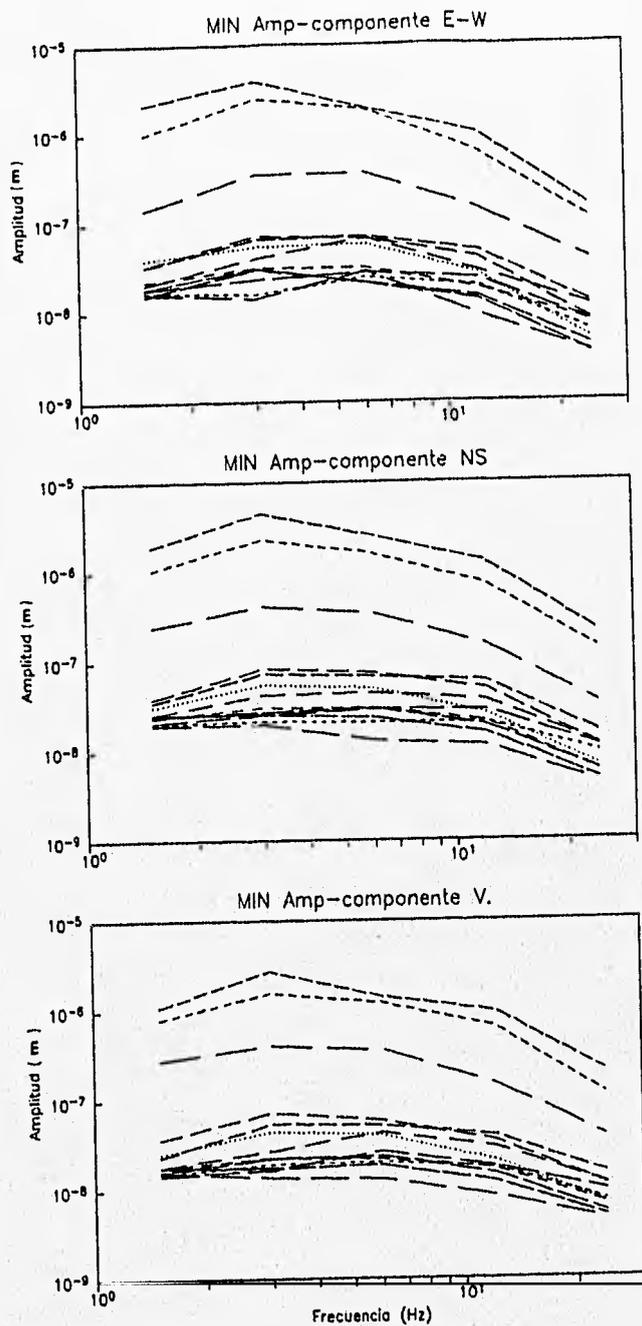


Fig.18. Curvas de valores promedio de amplitud, para las bandas de frecuencia calculadas, para la estación MIN.

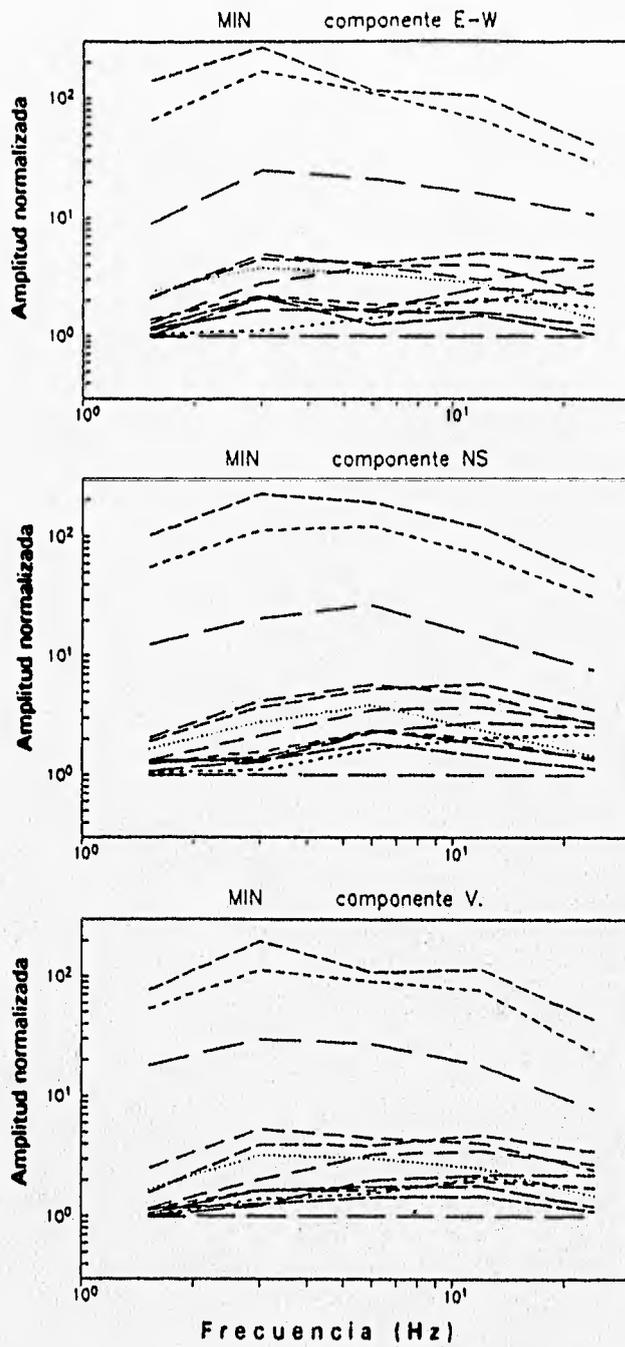


Fig.19a. Curvas de valores promedio de amplitud normalizadas, para las bandas de frecuencia calculadas, para la estación MIN.

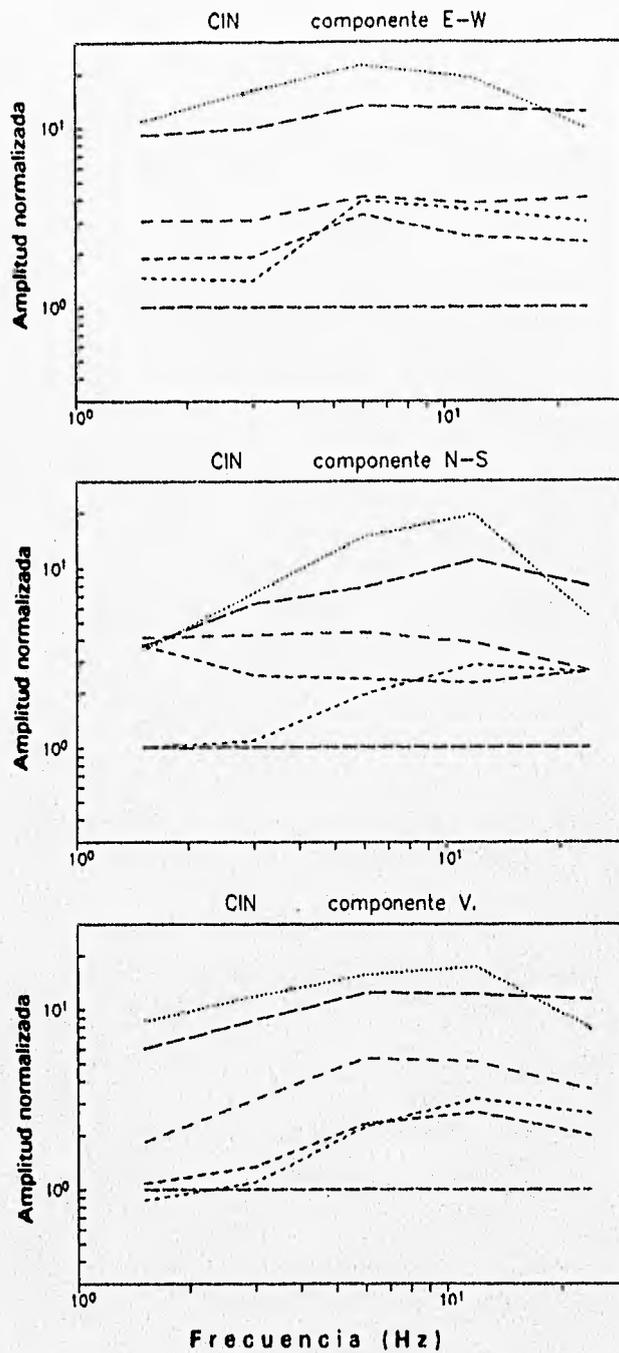


Fig. 19b Curvas de valores promedio de amplitud normalizadas, para las bandas de frecuencia calculadas, para la estación CIN.

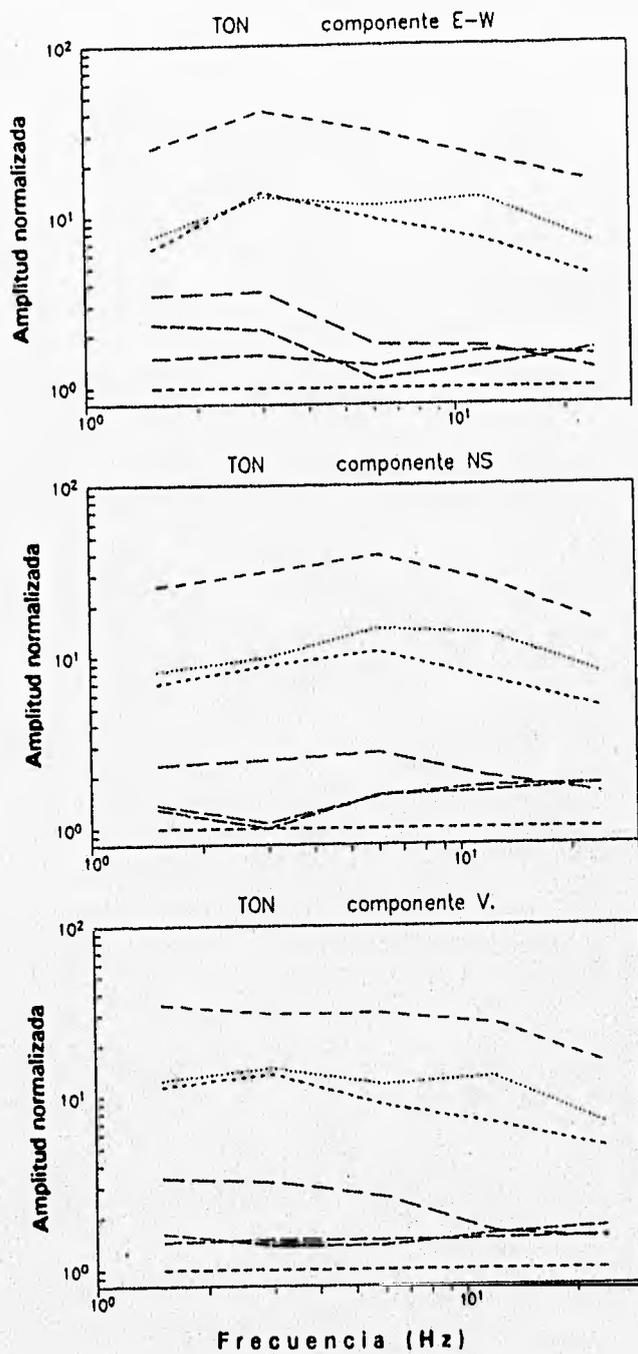


Fig. 19: Curvas de valores promedio de amplitud normalizadas, para las bandas de frecuencia calculadas, para la estación TON.

IV.5 Cálculo de las curvas de Energía contra Distancia Hipocentral.

En esta sección se aplicó el método de Hoshiya *et al.* (1991), discutido en II.2 a los registros de las estaciones analizadas, asociadas a los eventos incluidos en la tabla 5. A continuación se describe la forma en la cual dicho método fué aplicado en este trabajo.

El cálculo de la energía para las dos ventanas de tiempo se realizó siguiendo la teoría del teorema de Parseval, en donde afirma que si $f(t) = F(\omega)$, entonces

$$\int_{-\infty}^{\infty} |f(t)|^2 dt = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} |F(\omega)|^2 d\omega \quad 4.1$$

El contenido de energía E, está definido como:

$$E = \int_{-\infty}^{\infty} |f(t)|^2 dt \quad 4.2$$

la cantidad $\int_{-\infty}^{\infty} |f(t)|^2 dt$ es igual a la energía total, de aquí tenemos que:

$$E = \int_{-\infty}^{\infty} |f(t)|^2 dt = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} |F(\omega)|^2 d\omega = \int_{-\infty}^{\infty} |F(\omega)|^2 df \quad 4.3$$

Esta ecuación afirma que el contenido de energía de $f(t)$ está dado por $\frac{1}{2}\pi$, multiplicado por el área bajo la curva $|F(\omega)|^2$, por esta razón la cantidad $|F(\omega)|^2$, se denomina espectro de energía o función de densidad de energía de $f(t)$.

Para aplicar el método de Hoshiya (1991), con el fin de determinar valores de trayectoria libre media y albedo sísmico, fué necesario calcular la energía sísmica como una función de la distancia hipocentral y de la frecuencia. Para esto utilizamos dos ventanas sucesivas de tiempo, definidas de 0-15 y de 15-30 segundos, medidas a partir del arribo de la onda S.

En primer lugar calculamos el espectro de amplitud y lo elevamos al cuadrado para cada ventana de tiempo. Obtuvimos energía absoluta a diferencia de otros trabajos (Mayeda *et al.*, 1992; Fehler *et al.* 1992), en donde el cálculo de la energía se hace relativo a alguna estación de referencia.

La energía se obtuvo para cada evento seleccionado. Como ya mencionamos la amplitud de la forma de onda registrada por una estación particular, está afectada por el tamaño de la fuente, por el efecto de sitio local, por la dispersión geométrica y por el medio entre la fuente y el receptor, debido a esto, fué necesario corregir por los efectos de sitio y fuente, y compensar por dispersión geométrica, multiplicando la energía ya normalizada por efectos de sitio y fuente, por un factor de $4\pi^2$; para separar el efecto de la trayectoria, que finalmente es el que nos indica si la atenuación de las ondas se debe a esparcimiento de la energía o absorción del medio.

Todas las mediciones de energía fueron normalizadas por el efecto de sitio y el tamaño de la fuente y compensadas por la pérdida de amplitud debida a dispersión geométrica.

El proceso se realizó de la siguiente manera. De cada sismograma registrado se tomaron dos ventanas de datos la primera de 0 a 15 segundos y la segunda de 15 a 30 segundos tomando como inicio el arribo de la onda S.

A cada ventana de datos se le aplicó un suavizamiento gradual hacia los extremos para disminuir el corte abrupto al separar la ventana de datos de la señal, en seguida se transformaron los datos con Fourier, para obtener el espectro de amplitud. Este espectro fué elevado al cuadrado y promediado sobre las siguientes bandas de frecuencia: 1-2; 2-4; 4-8; 8-16 y 16-32 Hz, el valor promedio fué entonces asignado a la frecuencia central de cada una.

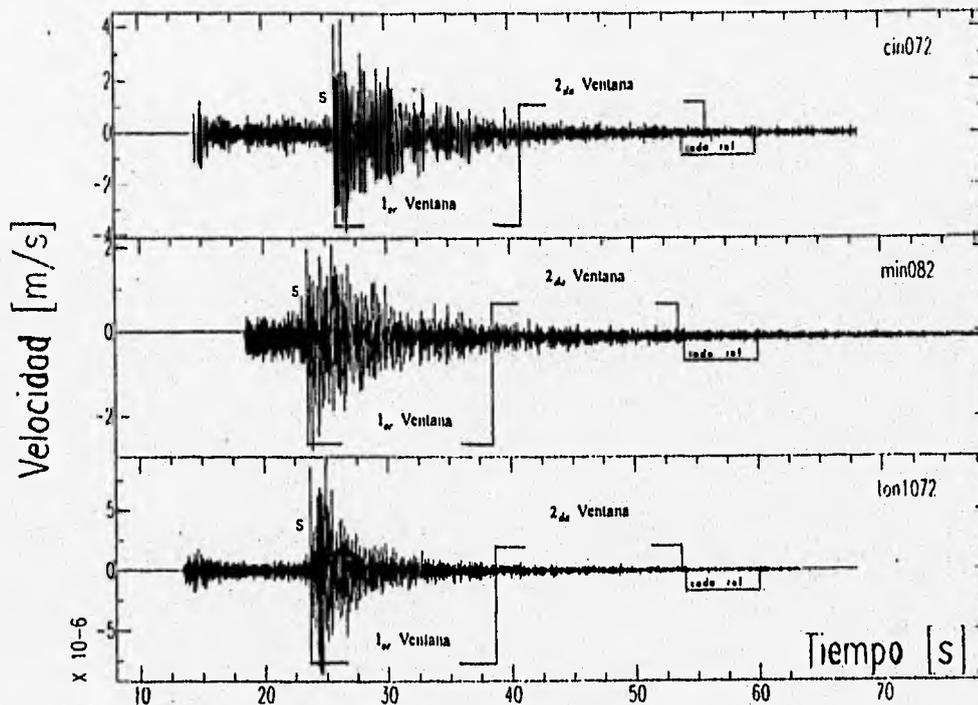


Fig. 20. Sismogramas típicos de tres eventos registrados por las estaciones CIN, MIN y TON. Se muestran las dos ventanas sucesivas de tiempo para el cálculo de la energía y la ventana de coda común utilizada en el cálculo de la magnitud de la fuente.

Se obtuvo de esta manera, un valor promedio de energía, correspondiente a una frecuencia central, en seguida, cada valor fué normalizado por los efectos de sitio y tamaño de la fuente, elevados al cuadrado también.

El análisis de las curvas de energía fué realizado solo para las componentes horizontales, ya que el método para efectuar el cálculo de las correcciones por efectos de sitio, supone que la componente vertical no es sensible al efecto del sitio en donde se ubica la estación.

En cuanto a las correcciones por efecto de fuente, se realizaron también por estación, mediante la normalización de los espectros de amplitud de la coda, con respecto al más pequeño. Obteniendo un factor por frecuencia que nos indica el efecto del tamaño del temblor sobre la señal, si corregimos éste efecto, logramos reducir todas las señales registradas en una estación a un valor de fuente común.

Los valores de energía obtenidos, se graficaron con respecto su correspondiente distancia hipocentral, por frecuencia analizada. En la figura 21, se muestran los valores de energía calculados, las coordenadas de cada punto corresponden en el eje de las abscisas a la distancia hipocentral y en las ordenadas a la energía calculada para cada evento. En cada gráfica se muestran los resultados obtenidos para las dos ventanas de análisis, los puntos corresponden a los valores obtenidos para la ventana de 0-15 y los asteriscos, corresponden a los resultados para la ventana de 15-30 segundos. Las líneas continuas corresponden a las curvas teóricas calculadas por Hoshiba (1991). Se muestran las curvas que limitan nuestros resultados.

La dispersión de los datos es grande, pensamos que esta dispersión entre los resultados obtenidos y los modelados se debe a las suposiciones en la teoría a cerca de que la dispersión es isotrópica y que los dispersores están distribuidos uniformemente, lo cual probablemente no sucede en nuestra región, como se mencionó en el capítulo de geología, la región es muy compleja geológicamente hablando. Por esta razón se decidió fijar la curva de trayectoria libre media y seleccionar aquellas curvas de albedo sísmico que limiten a nuestros resultados

En la figura 21, mostramos los resultados obtenidos así como un rango de curvas que mejor ajustan a nuestros resultados. En estos gráficos observamos que probablemente la distancia L sea cercana a 20 km y que el albedo sísmico se encuentre entre 0.3 y 0.8.

C O M P O N E N T E S

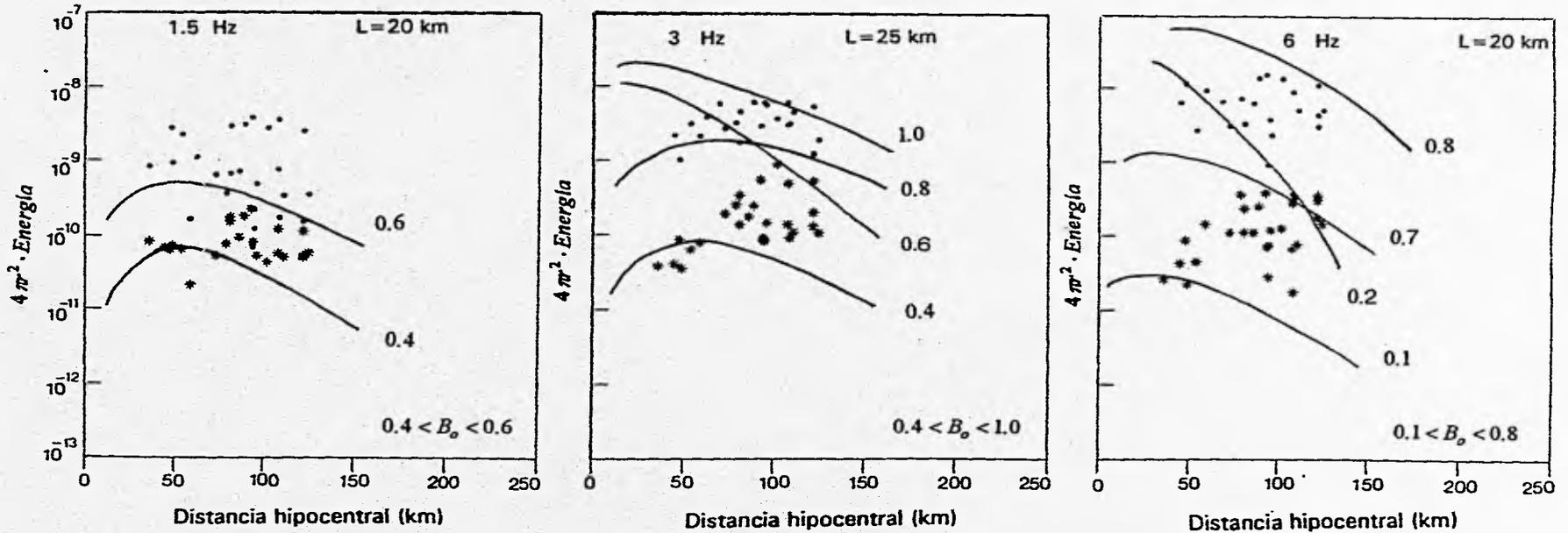


Fig. 21 . Gráficas de Energía contra distancia hipocentral, corregidas por efectos de sitio, fuente y dispersión geométrica, para las dos ventanas de tiempo, los puntos representan los valores para la ventana de 0-15s, y los asteriscos, los valores de la ventana de 15-30s, las líneas continuas representan a las curvas teóricas que limitan a nuestros resultados.

C O M P O N E N T E S

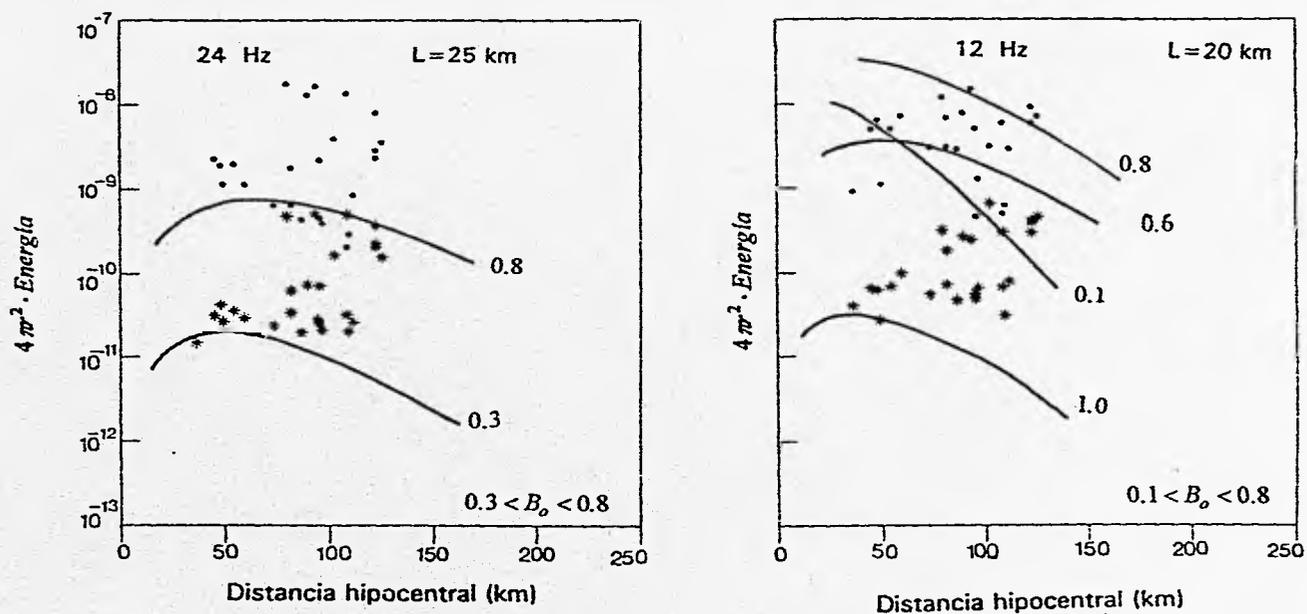


Fig. 21. Continuación

C O M P O N E N T E E W

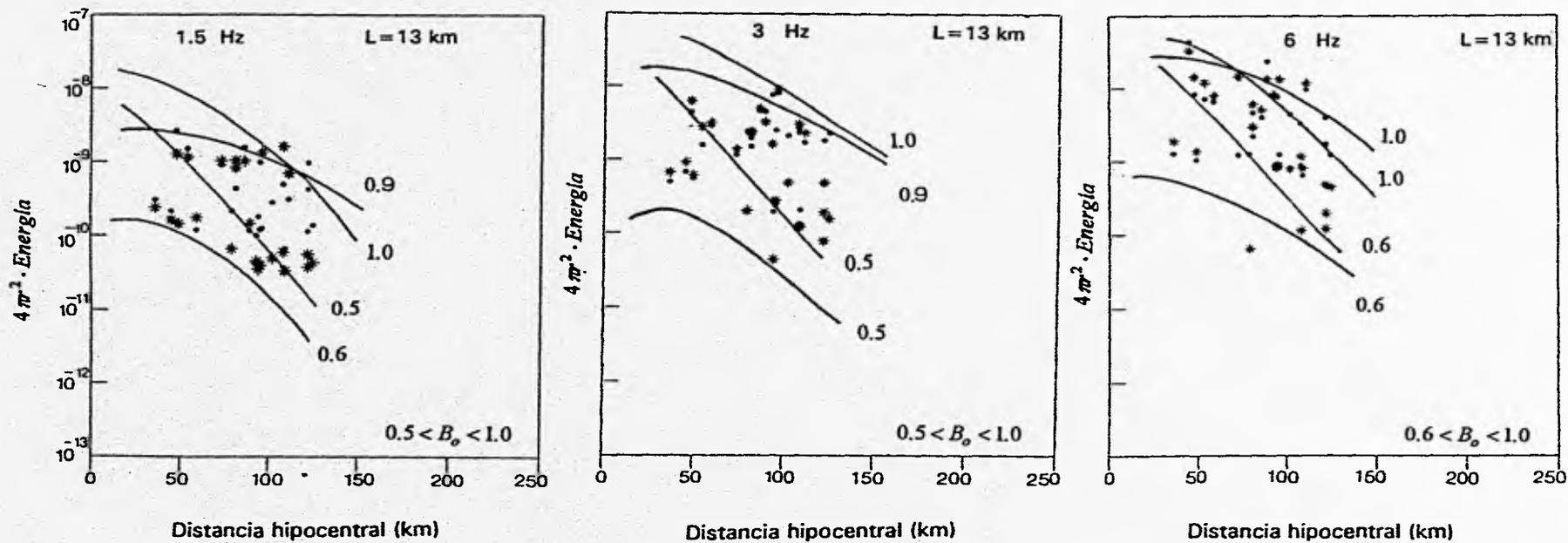


Fig. 21. Continuación

C O M P O N E N T E E W

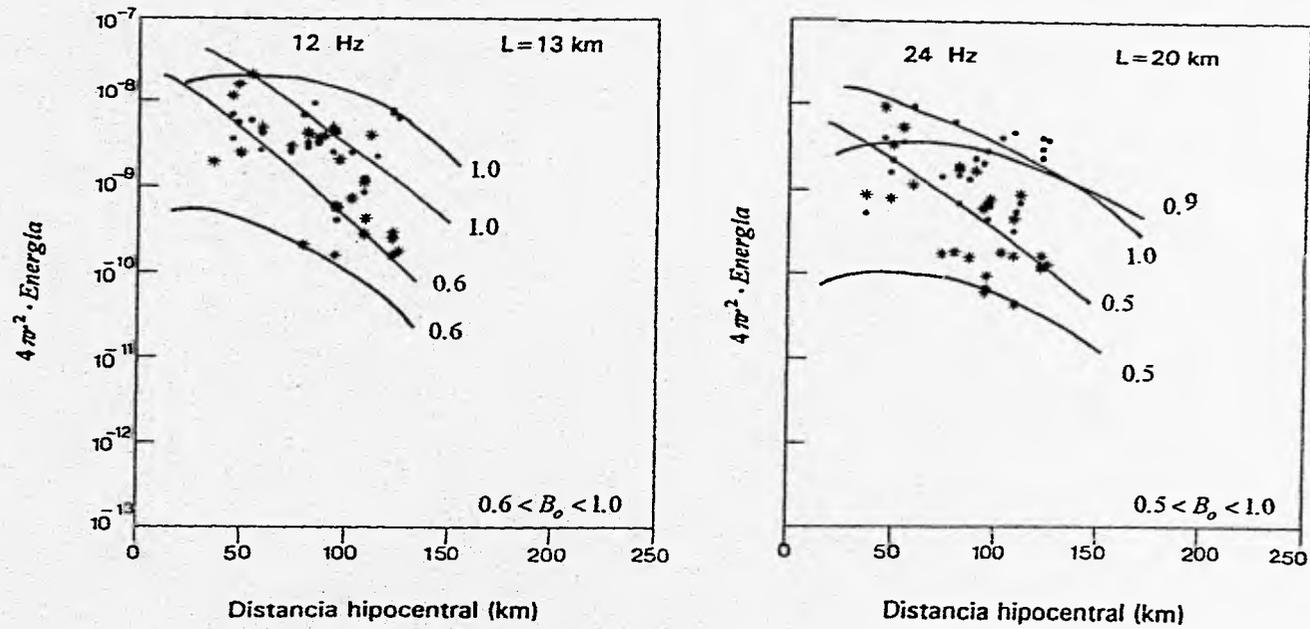


Fig. 21. Continuación

V. CONCLUSIONES.

En este trabajo estudiamos las causas de atenuación sísmica en la región del Istmo de Tehuantepec, usando el método propuesto por Hoshiba (1991), para obtener curvas de energía contra distancia hipocentral. Las cuales nos indican la cantidad relativa de atenuación debida a dispersión geométrica.

Para obtener dichas curvas de fué necesario estimar y efectuar correcciones por efecto de sitio, como mostramos en la sección IV.3, el valor estimado está relacionado con la geología donde se ubica la estación; y efectos de fuente, además de la compensación de la amplitud ocasionada por dispersión geométrica.

Calculamos el efecto de sitio, utilizando la técnica de Nakamura (1989), en dos ventanas de datos, cada una de 10 segundos, la primera usando ondas S y la segunda con ondas coda, para cinco bandas de frecuencia. Los efectos obtenidos son similares en ambas ventanas, la variación obtenida en el cálculo con el componente NS y el EW, fué mínima, sin embargo, decidimos corregir las curvas de energía utilizando el efecto de sitio correspondiente a el componente analizado. Los efectos de sitio varían entre 1 y 3, para la estación CIN, la cual se localiza sobre una capa de aluvión que sobreyace a una roca sedimentaria, mientras que para la estación ZAN, la cual se ubica sobre roca firme, fueron cercanos a uno.

El efecto del tamaño de la fuente fué analizado con el espectro de amplitud de una ventana de coda común a todos los eventos registrados en una estación. Este espectro de amplitud correspondiente a cada señal, mostró fuerte dependencia de la magnitud del evento con respecto a la amplitud, por lo tanto normalizamos todas las señales con respecto al espectro asociado con la menor magnitud, obteniendo los valores de corrección para cada señal.

Las curvas de energía contra distancia, fueron normalizadas por los efectos de sitio y fuente calculados y compensadas por el efecto de dispersión geométrica. Entonces, se compararon con las curvas teóricas modeladas por Hoshiba (1991), dicha comparación nos dió como resultado un rango de valores de albedo sísmico (B_0) y de trayectoria libre media (L), para la región de interés.

Las curvas calculadas para las frecuencias 1.5 y 24 Hz, del componente NS, en la ventana de 0-15 segundos, presentaron una gran dispersión por lo cual no fué posible un ajuste con ninguna de las curvas teóricas, propuestas por Hoshiba *et al.* (1991).

El resultado de las curvas calculadas para el componente NS, fué un valor de trayectoria libre media entre 20 y 25 km, mientras el valor para las curvas asociadas a el componente EW, fué de 13 km.

La determinación de los valores de trayectoria libre media (L) y albedo sísmico(B_0), dependen de la forma de las curvas de energía. Así, el valor de B_0 , resultado de las curvas caé en un rango de $0.3 < B_0 < 1.0$, lo cual nos indica que la atenuación por esparcimiento es el mecanismo dominante de la atenuación regional, para una trayectoria libre media en un rango de $13 < L < 25$ km, en la región del Istmo de Tehuantepec.

AGRADECIMIENTOS

A mis padres, por todo su apoyo, sacrificios y buen ejemplo para que pudiera tener una educación profesional.

A mi esposo Luis G., por su gran ayuda y apoyo para culminar este trabajo.

A mis hermanos por todo su apoyo y buenos ejemplos.

Al M.C. Miguel Rodríguez, agradezco infinitamente su ayuda, valiosos comentarios y sugerencias que me sirvieron para lograr realizar este trabajo.

Al Ingeniero Hector Palafox Rayón, Gerente de Prospección Geofísica del Instituto Mexicano del Petróleo, por su confianza y apoyo para poder realizar esta tesis.

A mis sinodales M.C. Martín Cárdenas; M.C. José Luis Rodríguez; M.C. Javier Lermo y al Dr. Mario Chávez, a todos les agradezco sus comentarios y sugerencias para lograr un trabajo mejor elaborado.

A todos mis compañeros, gracias por su ayuda y apoyo en los momentos difíciles.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por haberme proporcionado una educación profesional.

BIBLIOGRAFIA

Aki, K., Analysis of the Seismic Coda of Local Earthquakes as Scattered Waves, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 74, No.2, 615-631, 1969.

Aki, k., and **Chouet, B.**, Origin of Coda Waves: Source, Attenuation, and Scattering Effects, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 80, No. 23, 3322-3342, 1975.

Barrier, E., Sismotectonique et Neotectonique de l'Isthme de Tehuantepec (México), *Reporte de la campaña de sismotectónica de noviembre de 1992 (Inédito)*.

Barrier, E., **Velasquillo, L.**, **Chávez, M.** et **Gaulon, R.**, Neotectonic Evolution of the Isthmus of Tehuantepec, (*Sometido a Tectonophysics*), 1996.

Carfantan, J.C., Du Systeme Cordillerain Nord-Americain au Domaine Caraibe. *Memoire de Thèse de Doctorat d'Etat et Sciences, Université de Savoie, V. I y II, 1986.*

Castro, R., **Munguía, L.**, **Rebollar, C.J.** and **Acosta G.**, A Comparative Analysis of the Quality Factor Q for the Regions of Guerrero and Oaxaca, México, *Geofísica Internacional, Vol. 33, No. 3, 373-383, 1994.*

Chávez, M., **Gaulon, R.**, **Padilla, G.**, **Velasquillo, L.**, **Covarruvias, J.M.**, Estimación del Riesgo Sísmico en el Centro-Sur de México y oeste de Francia, parte III, *Instituto de Ingeniería UNAM, 1992.*

Dainty, A.M. and **Toksöz, M.N.**, Seismic Coda on the Earth and the Moon: a comparison, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 26, 250-260, 1981.

Dean, B.W., y **Drake, C.L.**, Focal Mechanism Solutions and Tectonics of the Middle America Arc., *Journal of Geology. V. 86, 111-128, 1978.*

Deaton, B.C., y **Burkart. B.**, Time of Sinistral Slip Along the Polochic Fault of Guatemala., *Tectonophysics, V. 102, 297-313, 1984.*

Delgado-Argote, L.A., y **Carballido-Sánchez, E.A.**, Análisis Tectónico del Sistema Transpresivo Neogénico entre Macuspana, Tabasco y PuertoAngel, Oaxaca, México., *Revista del Instituto de Geología de la UNAM, V. 9, No.1, 21-32, 1990.*

Demant, A., Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus Problemas de Interpretación, *Revista del Instituto de Geología, UNAM, V.2, No. 2, 172-187, 1978*

Fehler, M., Hoshiha, M., Sato, H. and Obara, K., Separation of Scattering and Intrinsic Attenuation for the Kanto- Tokai Region, Japan Using measurements of S-wave Energy versus Hypocentral Distance, *Geophysical J. International.*, 108, 787-800, 1992.

Fourcade, E. et Michaud, F., Stratigraphic et Paleogeografic du Jurassique et du Cretace du Chiapas (Sud-Est du Mexique), *Bull. Soc. Geol. Fran. V.8, No. 3, 639-650, 1989.*

Gusev, A. A. and Lemzikov, V. K., Estimation of shear wave scattering in crust and upper mantle of Kamchatka from observations of Shipunsky station (in Russian), *Vulk. Seismol.*, V. 1, 96-107, 1983.

Guzmán-Speziale, Pennington, M., and Matumoto W.D, T., The Triple Junction of the North America, Cocos, and Caribbean Plates: Seismicity and Tectonics, *Tectonics, V. 8, No. 5, 981-997, 1989.*

Havskov, J., Singh, S. K., and Novelo, D., Geometry of the Benioff zone in the Tehuantepec Area in southern México, *Geofísica Internacional (México)*, No. 21, 325-330, 1982.

Hellweg, M. Spudich, P., Fletcher, J.B. and Baker, L.M., Stability of Coda Q in the Region of Parkfield, California: View from the U.S. Geological Surey Parkfiel Dense Seismograph Array, *Journal of Geophysical Research, Vol. 100, No. B2, 2089-2102, 1995.*

Herraiz, M. and Espinoza, A.F., Coda Waves: a Review. *Pure and Appl. Geophys.*, 499-576, 1987.

Hoshiha, M., Sato, H., Fehler, M., Numerical Basis of the Separation of Scattering and Intrinsic Absorption from Full Seismogram Envelope a Monte Carlo Simulation of Multiple Isotropic Scattering, *Papers in Meteorology and Geophysics, Vol. 42, No. 2, 65-91, Meteorological Research Institute of Japan. 1991.*

Hwei, P. H. and Raj, M., Análisis de Fourier. *Addison-Wesley Iberoamericana*, 1986.

Ishimaru, A., Wave Propagation and Scattering in Random Media, I and II, *Academic Press, New York*, 1978.

Jin, A., Mayeda, K., Adams, D. and Aki, K., Separation of Intrinsic and Scattering Attenuation in southern California using TERRAscope data., *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No. B9, 17,835-17,848, 1994.

Lermo, J. and Chávez-García, F.J., Site Effect Evaluation Using Spectral Ratios With Only One Station, *Bull. Seis. Soc. Am.*, Vol. 83, No. 5, 1574-1594, 1993.

López-Ramos, E. Geología de México, 2da. Edición, tomo III, 157-262, 1979.

Lynn, W.S., and Lewis, B.T.R., Tectonic Evolution of the Northern Cocos Plate, *Geology*, V.4, No.12, 718-772, 1976.

Mayeda, K., Koyanagi, S., Hoshihara, M., Aki, K. and Zeng, Y., A Comparative Study of Scattering, Intrinsic, and Coda Q^{-1} for Hawaii, Long Valley, and Central California between 1.5 and 15.0 Hz., *Journal of Geophysical Research*, Vol. 97, No. B5, 6643-6659, 1992.

Mayeda, K., Su, F., and Aki, K., Seismic Albedo from the Total Seismic Energy Dependence on Hypocentral Distance in Southern California., *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 67, 104-114, 1991a.

Michaud, F., y Fourcade, E., Stratigraphie et Paléogéographie du Jurassique et du Crétacé du Chiapas (Sud-EST du Mexique), *Bull. Soc. Géol. Fran.*, V 8, No.3, 639-650, 1989.

Morán-Zenteno, D., Corona-Chávez, P., Tolson, G., Unlift and Subduction erosion in Southwestern México since the Oligocene: Pluton geobarometry constrains, *Earth and Planetary Science Letters*. 51-65, 1996.

Nakamura, Y., A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface Using Microtremor on the Ground Surface, *QR of RTRI*, Vol. 30, No.1, 25-33, Feb. 1989.

Padilla, G., Propagación de Ondas Sísmicas en el Istmo de Tehuantepec y su Impacto en la Estimación del Riesgo Sísmico en Sitios Localizados en esa Región. *Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM. México., 1992.*

Payero, J. S., Estudio del Factor de Calidad Qc, en el Istmo de Tehuantepec, México. *Tesis de Maestría, Instituto de Geofísica, UNAM. México., 1995.*

Phillips, W.S. and Aki, K., Site Amplification of Coda Waves From Local Earthquakes in Central California, *Bull. Seis. Soc. Am., Vol. 76, No.3, 627-648, 1986.*

Ponce, L., Gaulon, R., Suarez, G., Lomas, E., Geometry and State of Stress of the Downgoing Cocos Plate in the Isthmus of Tehuantepec, Mexico, *Geophysical Research Letters, Vol. 19, No. 8, 773-776, 1992.*

Sato, H., Energy Propagation Including Scattering Effects Single Isotropic Scattering Aproximation, *J. Phys, Earth, 25, 27-41, 1977.*

Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M., Solis-Pichardo G., Tolson, G., Kohler, H., Paleogene Continental Margin Truncation in southwestern México: Geochronological evidence., *Tectonics, V. 14, No. 5, 1339-1350, 1995.*

Singh, K., and Pardo, M., Geometry of the Benioff Zone and State of Stress in the Overriding Plate in Central México, *Geophys Res. Lett. 20, 1483-1486, 1977.*

Toksöz, M., Dainty, A., Reiter, E. and Wu, R.S., A Model for Attenuation and Scattering in the Earth's Crust, *Pure Appl. Geophys., 128, 81-100, 1988,*

Tsujiura, M., Spectral Analysis of the Coda Waves from Local Earthquakes, *Bull. of the Earthquake Research Institute*
Vo. 53, 1-48, 1978.

Tull, J. E., Seismic Analysis Code, *Lawrence Livermore National Laboratory, Universidad de California, 1989.*

Vázquez, M. M.E., Villaseñor, R.P.E., Sánchez, Q.R., y Islas, C.M.A., Integración Tectónica-Estructural en el Proceso "Sierra de Chiapas". *Informe Inédito IMP, México, 1-65, 1990.*

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

Velasquillo, L., Neotectónica del Istmo de Tehuantepec y su Impacto en la Estimación del Riesgo Sísmico, *Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM. México., 1994.*

Wu, R.S., Multiple Scattering and Energy Transfer of seismic waves-separation of scattering effect from intrinsic attenuation-I. Theoretical modelling. *Geophys.J.R. astr. Soc., Vol.82, 57-80, 1985.*

Wu, R.S., and **Aki, K.**, Multiple Scattering and Energy Transfer of seismic waves-Separation of scattering effect from intrinsic attenuation-II, Application of the Theory to Hindu Kush Region., *Pure Appl. Geophys., 128, 49-80, 1988.*

Zeng, Y., **Su, F.** and **Aki, K.**, Scattering Wave Energy Propagation in a Random Isotropic Scattering Medium, 1. Theory, *Journal of Geophysical Research, Vol. 96, No. B1, 607-619, 1991.*